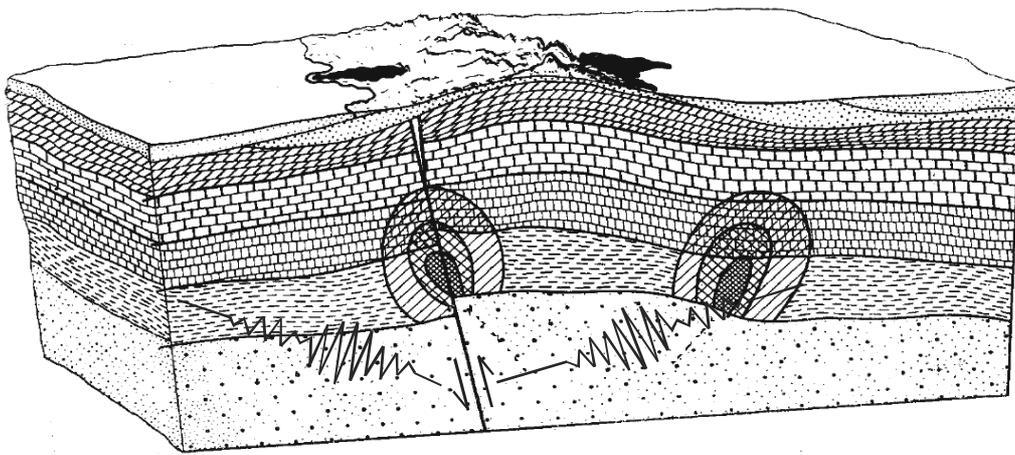


Раздел VI

**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, Петропавловск-Камчатский,
akmanova.dinara@mail.ru, vik@kscnet.ru, devil@kscnet.ru

ВВЕДЕНИЕ

Анализ геологического, геофизического и астрономического материалов позволил предложить новую модель геофизической среды, представляющую собой систему иерархически распределенных блоков. Описание свойств такой среды следует проводить в рамках новой ротационно-упругой волновой модели [Викулин, 2008].

Имеющиеся данные указывают на вращательный, крутильный и вихревой характер движения блоков, плит и других геологических структур планеты [Викулин, Тверитинова, 2007; Вихри ..., 2004; Тверитинова, Викулин, 2005; Vikulin, 2006]. Многие исследователи отмечают «самостоятельный», «собственный», «с ненулевыми дивергенциями и вихрями» упругий характер таких движений, связанных с вращением планеты. Кроме того, наличие ярко выраженных нелинейных свойств позволяет горные породы рассматривать как среду с собственными источниками упругой энергии.

Согласно обзора [Быков, 2005] 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 [Викулин, 2003]. Анализ этих данных позволил сформулировать вывод о существовании принципиально нового ротационного типа упругих волн, ответственных за взаимодействие блоков и плит геофизической среды, с моментом – солитонов и экситонов [Викулин, 2008]. Солитонные решения представляют собой волны глобальной миграции (медленные тектонические волны [Быков, 2005]) с максимальными скоростями, близкими скоростям миграции наиболее сильных землетрясений ($M \geq 8$) $V_{1, \max} \approx 1 \text{ см/сек}$. Экситонным решениям соответствуют волны локальной миграции форшоков и афтершоков в очагах сильных землетрясений (быстрые тектонические волны [Быков, 2005]), максимальная скорость которых равна скорости испарывания и (или) скорости поперечных сейсмических волн $V_{2, \max} \approx 1 \text{ км/сек}$.

Задача о поле напряжений в геофизической блоковой среде. Постановка задачи. В настоящей работе для блоковых геофизических нелинейных сред в рамках классической теории упругости с симметричным тензором напряжений была поставлена и аналитически решена задача о поле напряжений во вращающемся с угловой скоростью Ω твердом теле вокруг упругосвязанного с ним небольшого поворачивающегося под действием внутренних источников макрообъема V . Основная идея решения такой задачи заключается в том, что когда блок упруго сцеплен с окружающей его средой, изменение за счет внутренних источников направления момента импульса макрообъема приводит к появлению вокруг него упругих напряжений, которые в силу законов сохранения имеют момент силы.

Авторами 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 $10^5, \dots, 10^{11} \text{ м}^3$ соответственно [Викулин и др., 2007].

Представлены новые, полученные авторами данные о миграции тихоокеанских землетрясений и вулканических извержений и проведен их анализ.

Решение задачи. Искомое поле упругих деформаций U , как известно [Ландау, Лифшиц, 2003], должно удовлетворять уравнению упругого равновесия:

$$\text{grad div } U - a \text{ rot rot } U = 0 \quad (1)$$

с нулевыми граничными условиями на бесконечности:

$$|U| \rightarrow 0 \text{ при } r = (x_1^2 + x_2^2 + x_3^2)^{1/2} \rightarrow \infty \quad (2)$$

с действующей на объем V силой, равной нулю:

$$F_i = \oint \sigma_{ij} dS_j = 0 \quad (3)$$

и моментом силы, не зависящим от размера бло-

ка V :

$$K_i = \oint n_k e_{ikl} \sigma_{lj} dS_j \neq f(R_0), \quad (4)$$

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

Окончательно получаем решение задачи (1)-(4) для момента силы упругого поля вокруг блока, направленного перпендикулярно плоскости его поворота:

$$K = -6\pi^2 \Omega R_0^4 \sqrt{\frac{\rho G}{15}} \sin \beta / 2, \quad (5)$$

величины упругой энергии:

$$W = 16/15 \pi \rho \Omega^2 R_0^5 \sin^2 \beta / 2, \quad (6)$$

поля смещений:

$$\begin{aligned} U_r = U_\theta = 0, U_\phi = \\ = \Omega R_0^4 r^{-2} \sqrt{\frac{\rho}{15G}} \sin \vartheta \sin \beta / 2, \end{aligned} \quad (7)$$

$$r \geq R_0$$

и напряжений:

$$\sigma_{r\phi} = \sigma_{\phi r} = 3/2 \Omega R_0^4 r^{-3} \sqrt{\frac{\rho G}{15}} \sin \vartheta \sin \beta / 2, \quad (8)$$

$$r \geq R_0.$$

Остальные компоненты напряжений равны нулю.

Оценки. При параметрах модели: $\rho = 3 \text{ г/см}^3$; $G = 10^{11} \text{ Н/м}^2$, $\Omega = 7.3 \cdot 10^{-5} \text{ рад/с}$; $R_0 \approx 100 \text{ км}$, соответствующих сейсмофокальным блокам земной коры, для сильнейших (с магнитудами $M \approx 8$) землетрясений из соотношений (5)–(8) получаем: $U_0 \approx 10 \text{ м}$, $\sigma_0 \approx 100 \text{ бар}$; $W_0 \approx 10^{16-18} \text{ Дж}$, $K_0 \approx 10^{28-30} \text{ дин см}$, которые по порядку величины близки реально регистрируемому при таких землетрясениях смещениям, сброшенным напряжениям, упругой энергии и сейсмическому моменту соответственно. Эти значения достигаются при угле поворота блока (очага землетрясения) $\beta_0 \approx U_0 / R_0 = 10^{-4} \text{ рад}$. При продолжительности сейсмического цикла (повторяемости сильнейших землетрясений в одном месте) 100–1000 лет для скорости поворота блока получаем механическую (модельную) оценку $10^{-(4-6)} \text{ град/год}$, оказавшуюся близкой геологическим скоростям вращения Исландии, микроплит Наска и Хуан-Фернандос и других блоков и плит земной коры.

Дальнейшее действие ротационного упругого поля.

Для определения величины энергии взаимодействия поворачивающихся блоков воспользуемся известной закономерностью, согласно которой упругая энергия (в рамках закона Гука) пропорциональна квадрату деформации. Для модели двух блоков полную упругую энергию можно записать в виде:

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

где a и b – тензоры упругой деформации, созданные в результате поворота первой и второй областями соответственно, интегрирование проводится по всему объему тела. Первые два слагаемые в правой части в выражении для упругой энергии есть собственные упругие энергии, каждая из которых вычисляется с помощью соотношения (6). Третье слагаемое и определяет выражение для энергии взаимодействия первой и второй областей:

$$W_{int} = 2G \int abdV. \quad (9)$$

Определяя энергию взаимодействия двух поворачивающихся областей получим следующее выражение:

$$W_{int} = 3/2 \pi \rho \Omega^2 R_{0a}^4 R_{0b}^4 l^{-3} \cos \phi \quad (10)$$

Момент силы, обусловленный энергией взаимодействия, можно определить путем дифференцирования соотношение (10) по углу ϕ :

$$K_{int} = -3/2 \pi \rho \Omega^2 R_{0a}^4 R_{0b}^4 l^{-3} \sin \phi \quad (11)$$

Момент силы (11) приложен со стороны упругого поля к поверхности каждого из блоков и направлен таким образом, чтобы уменьшить величину энергии взаимодействия. Этот момент для обеих областей имеет одно и то же абсолютное значение, но для разных блоков он направлен в противоположных направлениях.

Оценки. Будем полагать размеры обоих взаимодействующих объемов одинаковыми: $R_{0a} = R_{0b} = R_0$. Тогда из соотношений (5) и (11) получаем:

$$\frac{K_{int}}{K} \approx \frac{\Omega R_0}{V_s} \left(\frac{R_0}{l} \right)^3, \quad (12)$$

из которого видно, что инерционные эффекты взаимодействия, связанные с поворотом элементарных объемов внутри вращающихся тел, становятся тем более существенными, чем с большей скоростью Ω вращается тело и чем больше размер блока $R_0 V_s = (G/\rho)^{1/2}$ – скорость поперечных волн.

Отношение энергии взаимодействия W_{int} к собственной энергии блока W на основании соотношений (6) и (10) определяется равенством:

$$\frac{W_{int}}{W} = \frac{45}{32} \frac{(R_0/l)^3 \cos \varphi}{(\sin \beta/2)^2} = \delta. \quad (13)$$

Отсюда видно, что максимальное ($\cos \varphi \approx 1$) расстояние, на котором энергия взаимодействия будет по порядку величины близка собственной энергии блока ($\delta \approx 1$), определится из соотношения:

$$l_0 \approx 2\beta^{-2/3} R_0 \approx (10^2 - 10^3) R_0. \quad (14)$$

Как видим, упругие поля, создаваемые вокруг поворачивающихся геофизических блоков, являются дальнедействующими.

Таким образом, дальнедействующий характер ротационного упругого поля может приводить к тому, что сильнейшие землетрясения, происходящие в блоках с параллельно ($\varphi = 0$) (антипараллельно ($\varphi = \pi$)) ориентированными моментами, должны происходить одновременно (не должны происходить вовсе). Парные землетрясения в районе Средних Курил 15.11.2006, $M=8.2$ и 13.01.2007, $M=8.3$ подтверждают такой вывод модели.

Цепочка поворачивающихся блоков. В случае, когда все блоки в цепочке движутся равномерно, уравнение движения для блока в цепочке можно записать в виде:

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} - c_0^2 \frac{\partial^2}{\partial t^2} = k_0^2 \sin \quad , \quad (15)$$

где c_0 – характерная скорость процесса, k_0 – волновое число, x – координата вдоль пояса, t – время. Уравнение (15) называется уравнением Синус-Гордона (СГ). Его солитонные (I) и экситонные (II) решения представлены на рис. 1.

Характерная скорость сейсмического процесса. По аналогии с обычными упругими волнами длина волны экситона λ_0 равна размеру «элементарного» сейсмофокального блока:

$$\lambda_0 \approx R_0, \quad k_0 = 2\pi/R_0. \quad (16)$$

Групповая скорость экситонов, являющихся решением уравнения СГ (15), определяется как $U = c_0^2 (1 + (k_0/k)^2)^{-1/2}$ и изменяется в пределах $0 \leq U \leq c_0$.

Для значения характерной скорости процесса c_0 получаем следующее выражение:

$$c_0^2 = \frac{3\sqrt{15}}{8\pi^2} \Omega R_0 \sqrt{\frac{G}{\rho}} \sim V_R V_S. \quad (17)$$

Как видим, значение c_0 может быть представлено в виде среднегеометрического произведения двух скоростей: центробежной $V_R = \Omega R_0$ и упругой поперечной $V_S = \sqrt{G/\rho}$.

При параметрах заданной выше модели для скорости c_0 из формулы (17) получаем:

$$c_0 \approx 1 - 10 \text{ см/с}. \quad (18)$$

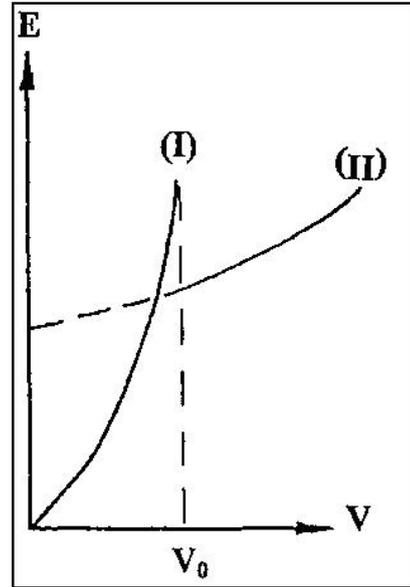


Рис. 1. Волновые решения уравнения СГ. (I) – солитоны, (II) – экситоны. V_0 – характерная скорость процесса

Геодинамические ротационно-упругие волны.

Миграция землетрясений. В работе определялись скорости миграций землетрясений в диапазоне максимальных значений магнитуд $8.0 < M \leq 9.0$ (рис. 2). Видно, что новые данные, полученные в работе, дополняют ранее [Викулин, 2003] полученные данные.

Зависимость магнитуды землетрясений от скорости их миграций $M(V)$, определенная в диапазоне магнитуд $2 < M \leq 9$, имеет вид:

$$M_1 = 2LgV_1 + 4 \quad (19)$$

При этом новое предельное значение скорости миграции составило:

$$V_{1, max} \approx 10 \text{ см/сек}.$$

Миграция форшоков и афтершоков. На основании исследования 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, $M_W = 8.7$ получены новые данные о скоростях их миграции. Как можно видеть из рис. 2, новые данные хорошо дополняют ранее [Викулин, 2003] опубликованные данные и соответствующая зависимость, определенная во всем диапазо-

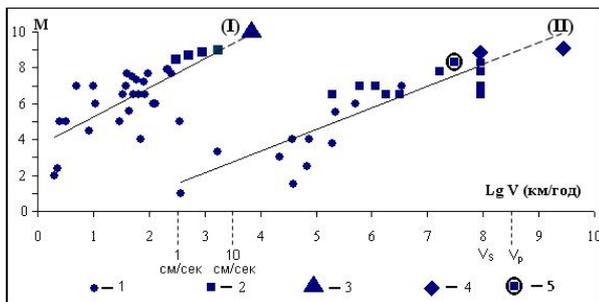


Рис. 2. Значения скоростей миграции тихоокеанских землетрясений и определенные по ним зависимости $M(V)$. 1 – данные, полученные ранее [Викулин, 2003]; 2–5 – данные, полученные в настоящей работе, 3 – скорость миграции дуплетов с $M_W = 8.1-8.7$ в 1897–1901 гг. вдоль окраины Тихого океана; 4 – скорости миграции толчков в дуплетах 4.11.1952, Камчатка, $M_W = 9.0$ и 13.11.1963 Курилы, $M_W = 8.7$ [Викулин, 2003]; 5 – скорость миграции, соответствующая максимальному значению магнитуды форшока $M = 8.3$, которым предвлялось Чилийское землетрясение 1960 [Duda, 1963]; $V_p \approx 8$ км/сек и $V_s \approx 4$ км/сек – продольная и поперечная сейсмические скорости соответственно. (I) – скорости «глобальной миграции» вдоль окраины Тихого океана; (II) – скорости «локальной» миграции форшоков и афтершоков в очагах сильных землетрясений

не магнитуд $1 \leq M \leq 8.3$, имеет вид:

$$M_2 = LgV_2 - 1 \quad (20)$$

Новое предельное значение «локальной» скорости миграции оказалось равным скорости продольных сейсмических волн: $V_{2, max} \approx 4$ км/сек и, возможно, превышает его, на что указывают данные о толчках-дуплетах Большого Камчатского землетрясения 4.11.1952, $M_W = 9.0$ (рис. 2).

Миграция вулканических извержений. Исследовалось распределение в пространстве и во времени извержений ($n = 22$) вулканов ($N = 25$) в пределах тихоокеанской окраины. Оказалось, что, как и очаги сильных землетрясений, вулканические извержения в 250 до н.э. – 2006 гг. с $W \geq 5 \div 6$ «мигрировали» вдоль окраины Тихого океана от Новой Зеландии через Японию, ..., Алеуты, ... в сторону Южной Америки со скоростью ~ 100 км/год [Акманова, 2007; Викулин и др., 2007]. Это подтверждает сделанный ранее вывод [Викулин, 2003] о волновом характере вулканического процесса в пределах тихоокеанского огненного кольца. Добавление в совокупность сильных вулканических извержений данных о землетрясениях с $M \geq 8.8$ не изменяет наклоны вулканических миграционных цепочек и определенные по ним значения скоростей миграции вулканических извержений (рис. 3).

Полученные данные позволяют усилить выше сформулированные выводы о волновой природе

процесса. А именно: волны миграции сейсмической и вулканической активности являются, по сути, проявлениями в разных геофизических полях единого сейсмо-вулканического волнового процесса, протекающего в пределах тихоокеанского активного пояса.

Тектонический процесс. В результате проведенного в работах [Викулин, 2003; Тверитинова, Викулин, 2005] анализа данных о протяженностях рифтинг-спрединговых зон и зон субдукции и скоростях движения их границ было выявлено существование двух механизмов с характерными временами около 150 (144–165) млн. и примерно 20 (5–33) млн. лет. Общей особенностью выявленных механизмов является наличие прямопропорциональной зависимости между скоростью движения границы плиты и ее размером:

$$Lg L_1 [\text{км}] (\pm 0.33) = (0.43 \pm 0.15) Lg V_1 [\text{мм/год}] + (3.17 \pm 0.26). \quad (21)$$

$$Lg L_2 [\text{км}] (\pm 0.3) = (0.7 \pm 0.3) Lg V_2 [\text{мм/год}] + (2.9 \pm 0.5). \quad (22)$$

При этом наклон зависимости (21), описывающей движение «старых» плит в течение последних 150 млн. лет, примерно в два раза меньше наклона зависимости (22), характеризующей движение существенно более «молодых» плит.

Как видим, волновой сейсмо-вулканический процесс, протекающий в пределах окраины Тихого океана, и тектоническое движение плит, включая и Тихоокеанскую плиту, может быть описано одинаковыми, по сути, уравнениями (19)-(20) и (21)-(22). Это позволяет сделать вывод о том, что сейсмические, вулканические и тектонические движения являются специфическими проявлениями единого волнового геодинамического планетарного процесса.

Эксперимент. Создана установка, позволяющая измерять ротационный эффект, создаваемый «собственным» моментом поворачивающейся (с помощью электромотора) частью тела, упруго (с помощью пружин) связанной со всем вращающимся телом. Первые измерения показали, что величина возникающего «ротационного упругого» момента качественно находится в хорошем согласии с предсказаниями теории [Викулин, Иванчин, 1997, 1998]. Тем самым имеются основания считать обоснованным основное предположение описанной выше теории упругой ротационной природы поля, возникающего в блоковых средах под действием собственных (блоковых) моментов с осями непараллельными оси вращения тела (Земли). Эти работы будут продолжены.

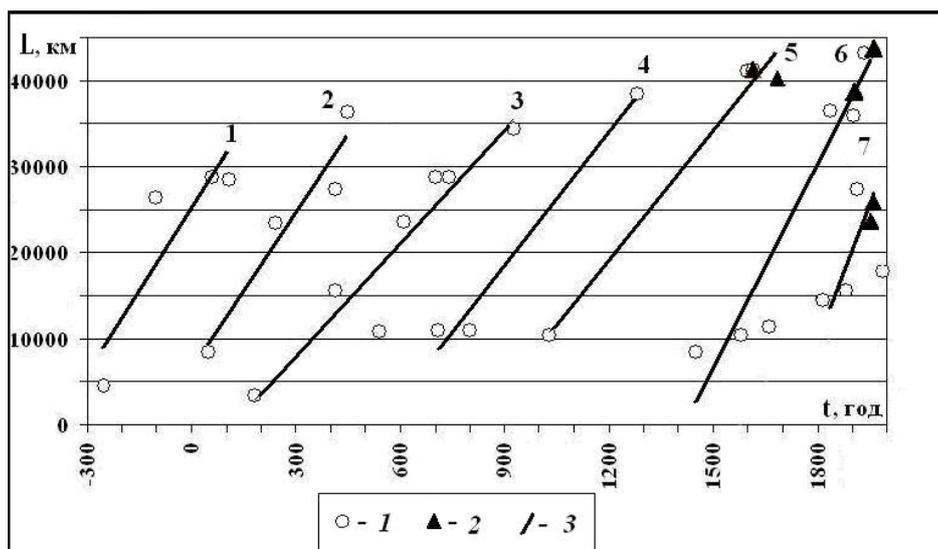


Рис. 3. Пространственно-временное расположение извержений вулканов с $W \geq 6$ ($N = 26$, $n = 30$, $t = 250$ до н.э. – 1991 гг.) и землетрясений с $M \geq 8.8$ ($t = 1615 - 1964$ гг., $n = 6$). 1 – извержения вулканов с $W \geq 6$; 2 – землетрясения с $M \geq 8.8$; 3 – номера линий (1, 2, ..., 7), параметры которых определены методом наименьших квадратов

Обсуждение результатов. В геофизической среде взаимодействие блоков осуществляется посредством ротационных упругих волн с моментом – солитонов и экситонов [Викулин, 2003, 2008]. Солитонные решения представляют собой волны глобальной миграции (медленные тектонические волны [Быков, 2005]) с максимальными скоростями $\sim 1-10$ 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 [Быков, 2005]), максимальная скорость которых равна скорости вспарывания и (или) скорости поперечных сейсмических волн $V_S = 4$ км/сек.

Нами было обращено внимание на то, что пять дуплетов сильнейших $M_{1,2} = 8.1 \div 8.7$ землетрясений, произошедших в 1897-1901 гг., мигрировали вдоль окраины Тихого океана со скоростью

~ 7000 км/год ~ 10 см/сек. Согласно зависимости (19) и (рис. 2) такой скорости миграции соответствует значение магнитуды, которое может определять максимально возможное значение сейсмической энергии, сбрасываемой при сейсмическом процессе $M_{\max} \approx 10$.

По данным Международной службы широты [Федоров и др., 1972] примерно в это же время, в 1895-1896 гг., движение полюса планеты, вместо «обычного» плавного кругового против вращения Земли, имело «изломы» и даже было направлено в «обратную» сторону.

Такое «совпадение» во времени высокоскоростной миграции сильнейших дуплетов и нехарактерного нутационного движения полюса планеты представляется не случайным и позволяет предположить, что максимально возможное значение магнитуды M_{\max} , по сути, является отражением факта существования предельного значения энергии геодинамического планетарного процесса.

ЛИТЕРАТУРА

Акманова Д.Р. Особенности вулканической активности окраины Тихого океана за последние 12 тыс. лет // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Первая региональная научно-техническая конференция. Петропавловск-Камчатский. 11-17 ноября 2007 г. Тезисы докладов. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН. 2007. С. 98.
 Быков В.Г. Деформационные волны земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и

геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176-1190.
 Викулин А.В. Феноменологическая волновая модель сейсмического процесса // Докл АН СССР. 1990. Т. 310, № 4. С. 821-824.
 Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. П-К.: КГПУ. 2003. 150 с.
 Викулин А.В. Энергия и момент силы упругого ротационного поля геофизической среды // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 6. С. 559-570.

- Викулин А.В., Водинчар Г.М., Мелекесцев И.В. и др.* Моделирование геодинамических процессов окраины Тихого океана // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений. Сборник докладов IV международной конференции 14-17 августа 2007 г. ИКИР ДВО РАН. 2007. С. 275-280.
- Викулин А.В., Иванчин А.Г.* Модель сейсмического процесса // Вычислительные технологии. 1997. Т. 2, № 2. С. 20-25.
- Викулин А.В., Иванчин А.Г.* Ротационная модель сейсмического процесса // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 6. С. 95-103.
- Викулин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Энергия тектонического процесса и вихревые геологические структуры // Докл. РАН. 2007. Т. 413, № 3. С. 372-374.
- Вихри в геологических процессах / Ред. А.В. Викулин. Петропавловск-Камчатский, ИВГиГ ДВО РАН; КГПУ. 2004. 297 с.
- Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Теория упругости. М.: Наука. 2003. 246 с.
- Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В.* Геологические и геофизические признаки вихревых структур в геологической среде // Вестн. КРАУНЦ. Сер. наук о Земле. 2005. № 5. С. 59-77.
- Федоров Е.П., Корсунь А.А., Майор С.П. и др.* Движение полюса Земли с 1890,0. Киев: Наукова думка. 1972. 264 с.
- Duda S.J.* Strain release in the Circum-Pacific belt, Chile 1960 // J. Geophys. Res. 1963.
- Vikulin A.V.* Earth Rotation, Elasticity and Geodynamics: Earthquake wave Rotary Model // Earthquake Source Asymmetry, Structural Media and Rotation Effects. Berlin, New York: Springer. 2006. P. 273-289.

КОМПЛЕКСНАЯ СТРУКТУРА КОРЫ ДЛЯ АЗИАТСКОГО РЕГИОНА – НАЧАЛЬНЫЙ ЭТАП ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

А.А. Баранов

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, *aabaranov@gmail.com*

АННОТАЦИЯ

Построена уточненная цифровая трехслойная модель консолидированной коры Центральной и Южной Азии и окружающих регионов, включающая глубину границы Моховичича, мощности отдельных слоев коры и распределение скоростей продольных сейсмических волн в этих слоях. Было проанализировано большое количество новых данных по отраженным, преломлен-

ным и поверхностным волнам от землетрясений и взрывов. Все они были интегрированы в единую модель с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$. Результаты представлены в виде 7 цифровых карт, определяющих: глубину до границы Мохо, мощности верхней, средней и нижней части консолидированной коры, а также скорости продольных волн в этих слоях.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЛУБИНЕ ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА

Знание структуры коры очень важно для гравитационного моделирования, геологии, изучения мантии. Авторами была построена новая карта Мохо Центральной и Южной Азии по сетке $1^\circ \times 1^\circ$ для района с координатами ($-10-55^\circ$ С.Ш., $20-155^\circ$ В.Д.). Регион включает: Аравию, Малую Азию, Иранское нагорье, Пакистан, Индию, Китай, Японию, Индокитай и краевые моря. При ее составлении был учтен большой объем сейсмической информации, полученной за последнее десятилетие. Карта глубин границы Мохо по сравнению с предыдущей моделью для Азиатского региона была существенно улучшена. [Baranov et al., 2008].

Первоначально для сбора данных весь регион был разбит на 4 области: Аравия, Индия, Китай, Индокитай и краевые моря. Эти области имеют различную тектоническую и геологическую структуру, поэтому использовались несколько разные подходы для анализа и обобщения данных. На конечном этапе все региональные данные были объединены в единую карту на сетке $1^\circ \times 1^\circ$. Использовались результаты сейсмических исследований, полученные на основании интерпретации отраженных и преломленных волн на профилях ГСЗ, а также результаты обработки сейсмических записей волн от землетрясений (обменные и поверхностные волны).

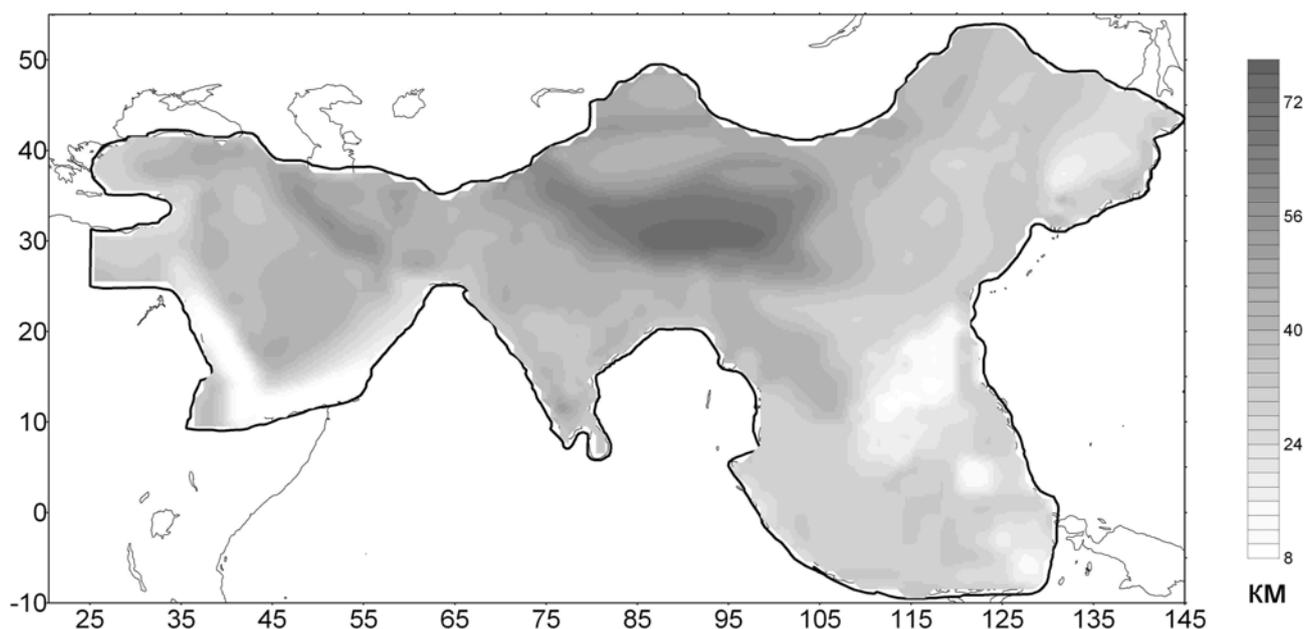


Рис. 1. Новая карта глубины до Мохо для Центральной и Южной Азии. Черной линией показаны границы региона. Серыми тонами показана глубина расположения границы Мохо с указанной снизу шкалой

ПОСТРОЕНИЕ ЕДИНОЙ КАРТЫ ГРАНИЦЫ МОХО

На рис. 1 представлена новая карта глубины до Мохо. Черной линией показаны границы региона, в пределах которых анализировались новые данные. Минимальная глубина до Мохо – 7 км в океанах, тогда как максимум достигается под Тибетом – 75 км. Стандартная континентальная кора обычно имеет мощность порядка 38-44 км. Регионы с нормальной континентальной корой –

Аравийский полуостров, Малая Азия, Северная и Центральная Индия, Восточный Китай, Индокитай.

Обратим внимание на большое количество регионов с аномально толстой корой – Загрос (до 56 км.), Эльбурс (до 50 км.), Южная Индия (до 52 км.), Тибет (до 75 км), Гималаи (до 62 км), Тянь-Шань (до 62 км.).

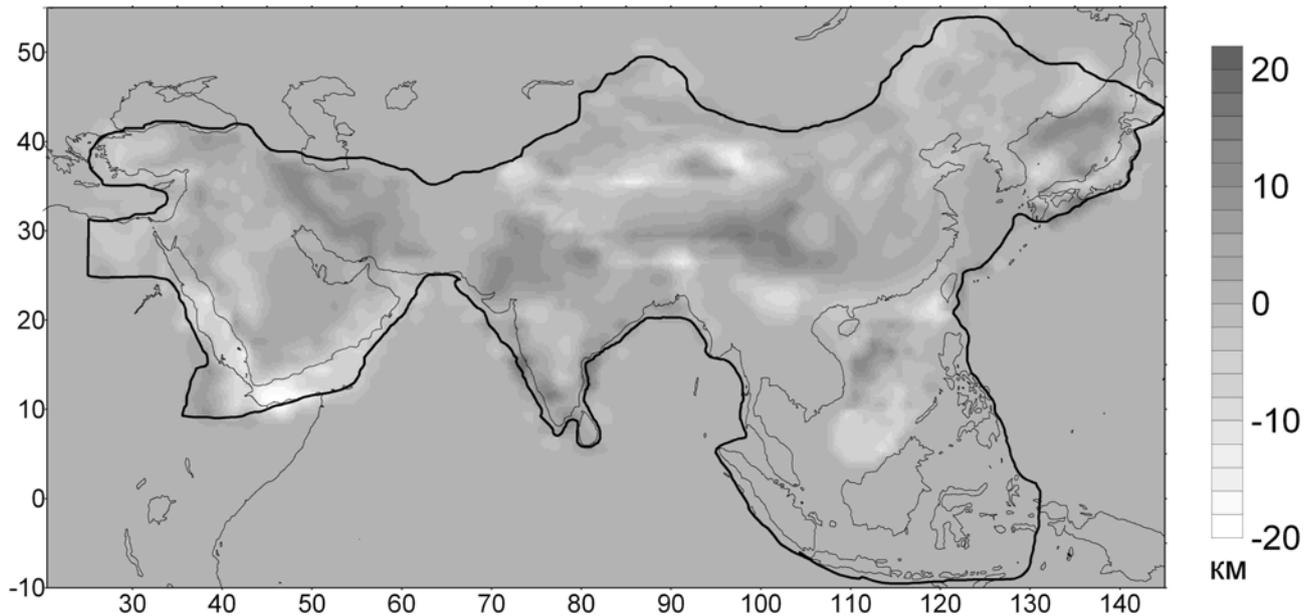


Рис. 2. Разница в глубинах до границы Мохо для новой модели и старой модели CRUST 2.0

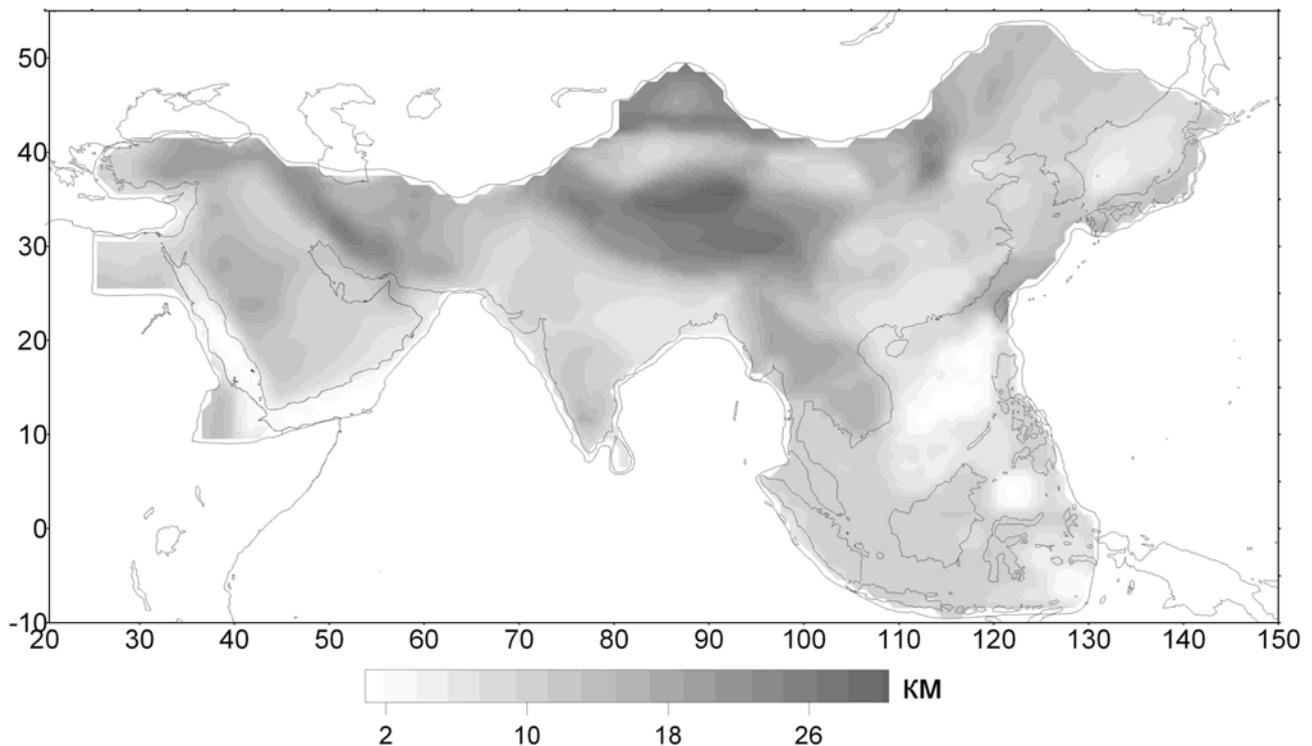


Рис. 3. Мощность верхнего слоя консолидированной коры в километрах

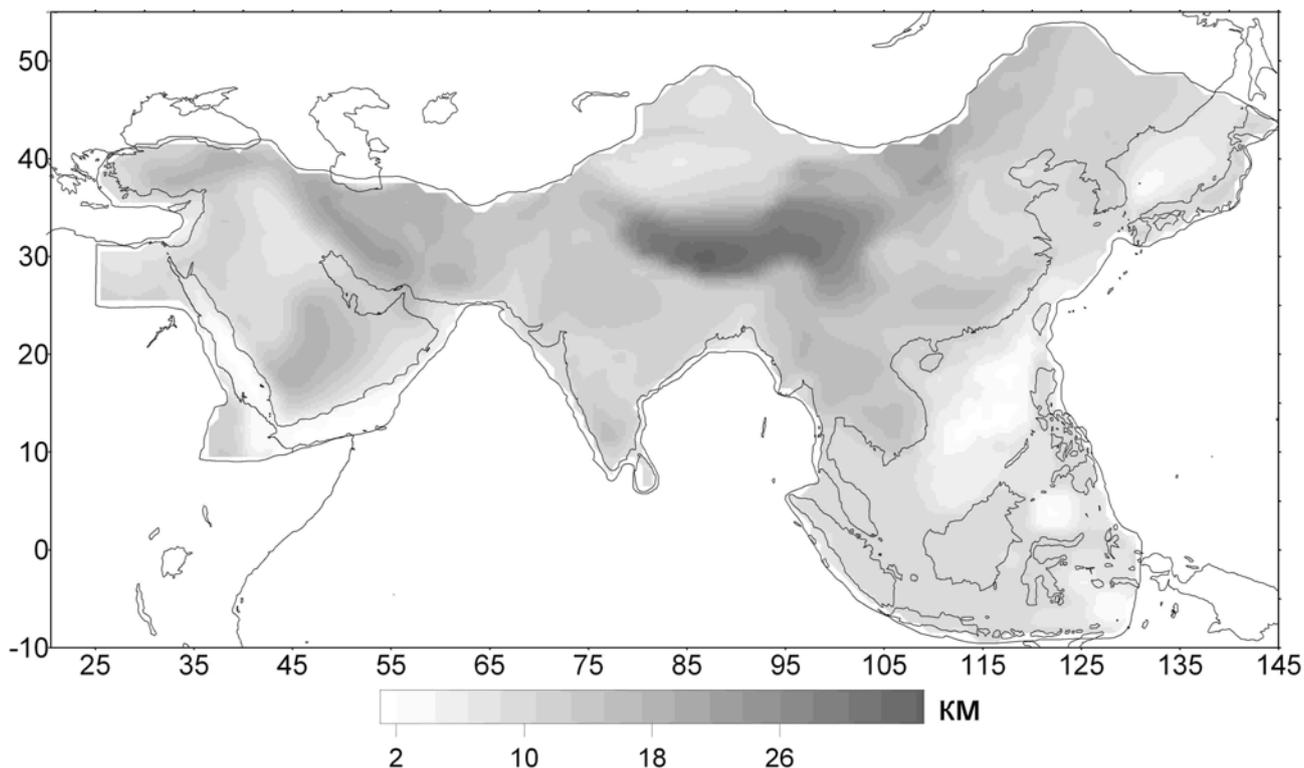


Рис. 4. Мощность среднего слоя консолидированной коры в километрах

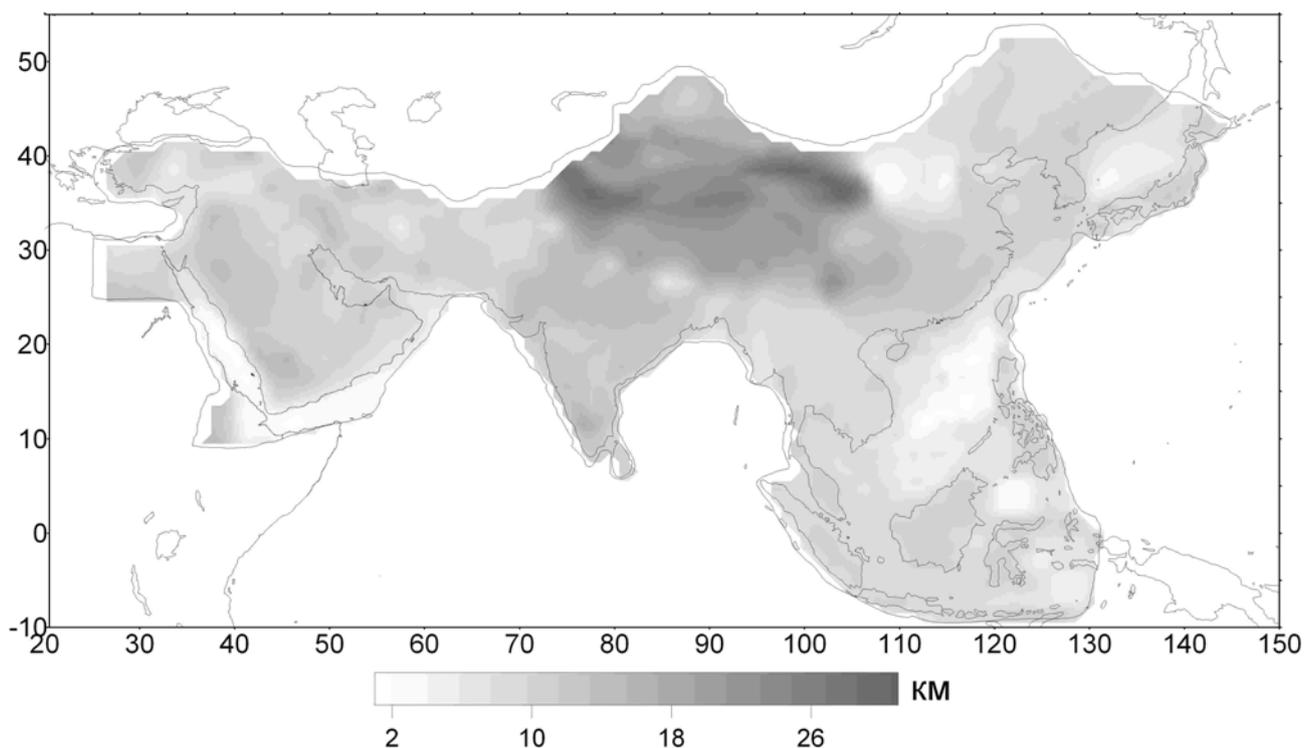


Рис. 5. Мощность нижнего слоя консолидированной коры

На рис. 5 приведена мощность нижнего слоя коры. Континентальную кору для Азии можно условно разделить на 3 вида: с утолщенной нижней корой – Таримский бассейн, Кайдамский бассейн, Тибет (22-30 км) и Южно-Индийский кратон (18-20 км); со средними значениями мощности – Индия, часть Аравии, Центральный Китай и Тянь-Шань (12-15 км) и с утоненной

нижней корой – Малая Азия, часть Аравии, Пакистан, полуостров Индокитай, Северо-Восточный Китай (6-10 км).

На рис. 6 приведены сейсмические скорости в верхнем слое консолидированной коры. В среднем для континентальной коры она составляет 5.9-6.1 км/с. Однако выделяется ряд низкоскоростных аномалий: Таримский бассейн 5.7-5.8 км/с,

Юго-Восточный Китай 5.5-5.6 км/с, Южно-Китайское море 5.1-5.5 км/с, север Аравийского полуострова 5.6-5.8 км/с.

На рис. 7 приведены сейсмические скорости в средней части коры. В среднем для континентальной коры они составляют 6.3-6.5 км/с. Встречаются также участки повышенных скоро-

стей, например – район Таримской равнины со скоростями до 6.6 км/с. Пониженные скорости характерны для Центрального Китая (до 6.0 км/с).

На рис. 8 приведены сейсмические скорости в нижней коре. В среднем для континентальной коры она составляет 6.8-7.2 км/с.

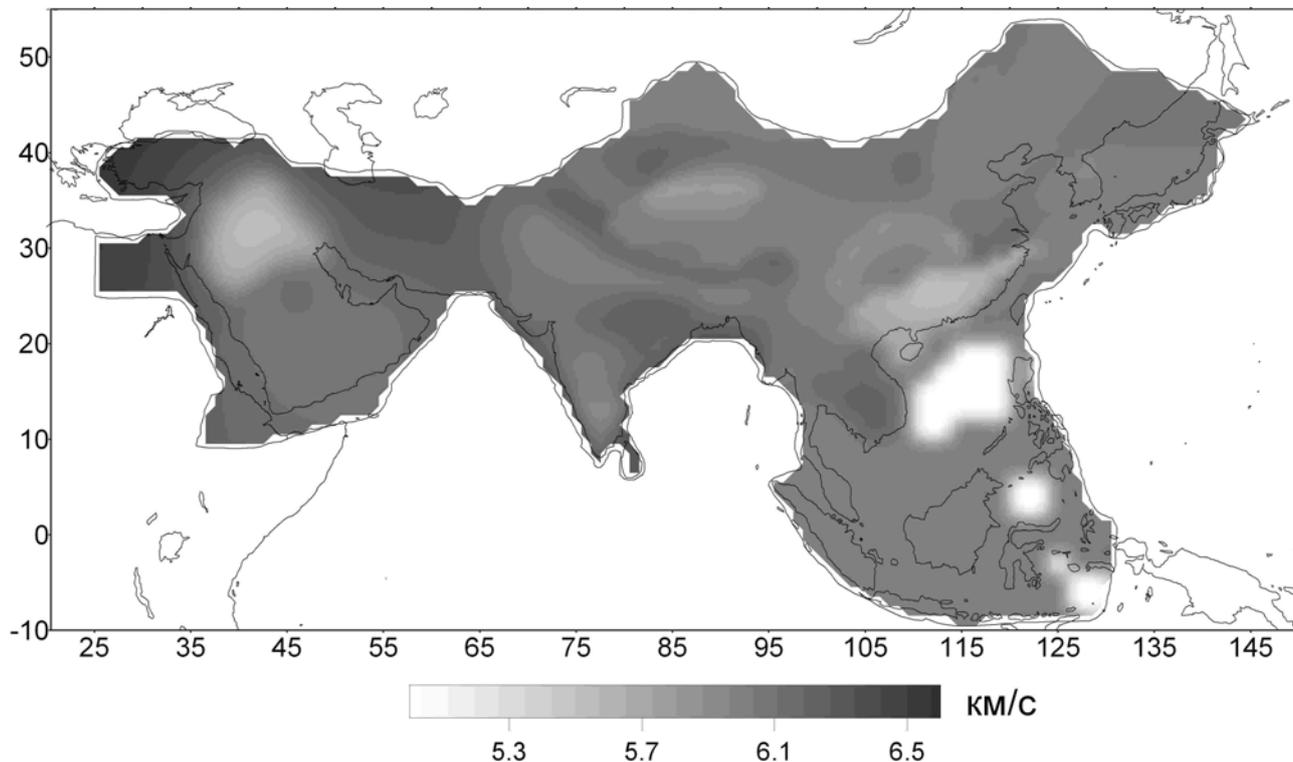


Рис. 6. Сейсмические скорости в верхнем слое консолидированной коры

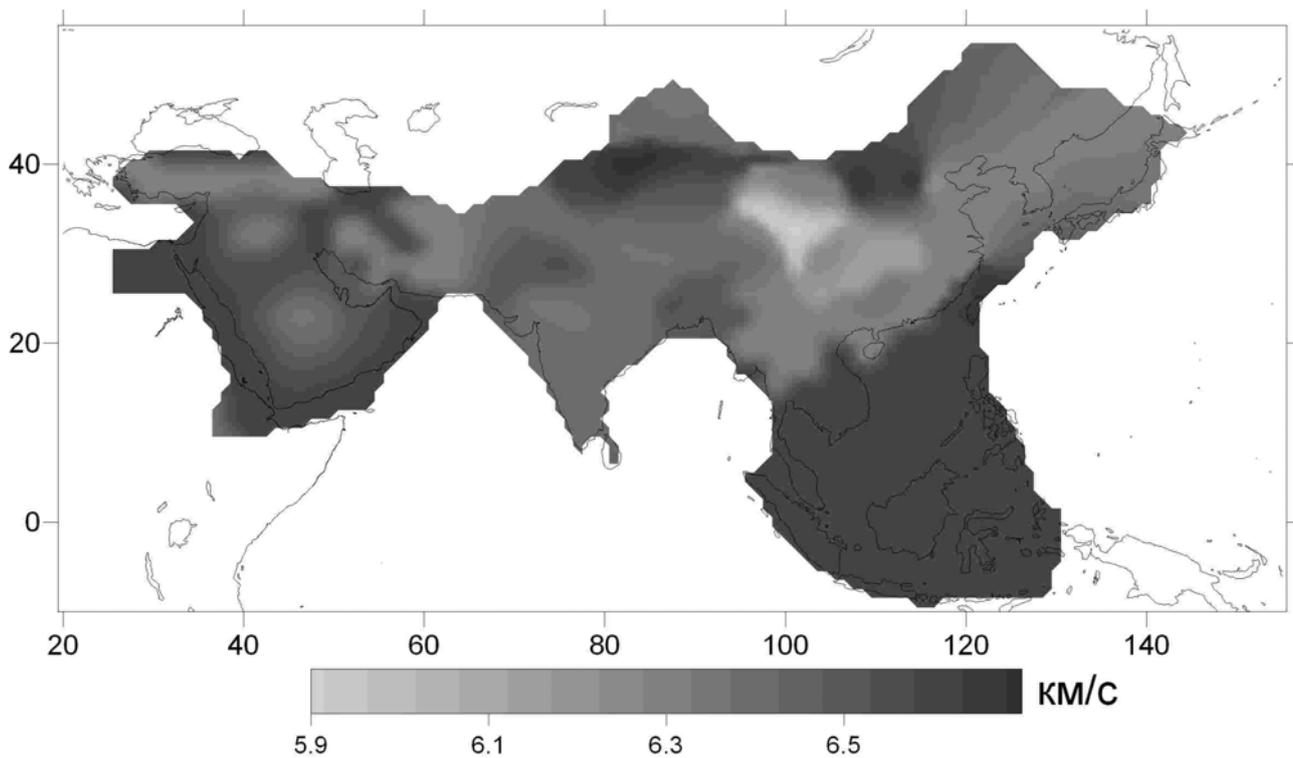


Рис. 7. Сейсмические скорости в средней части коры

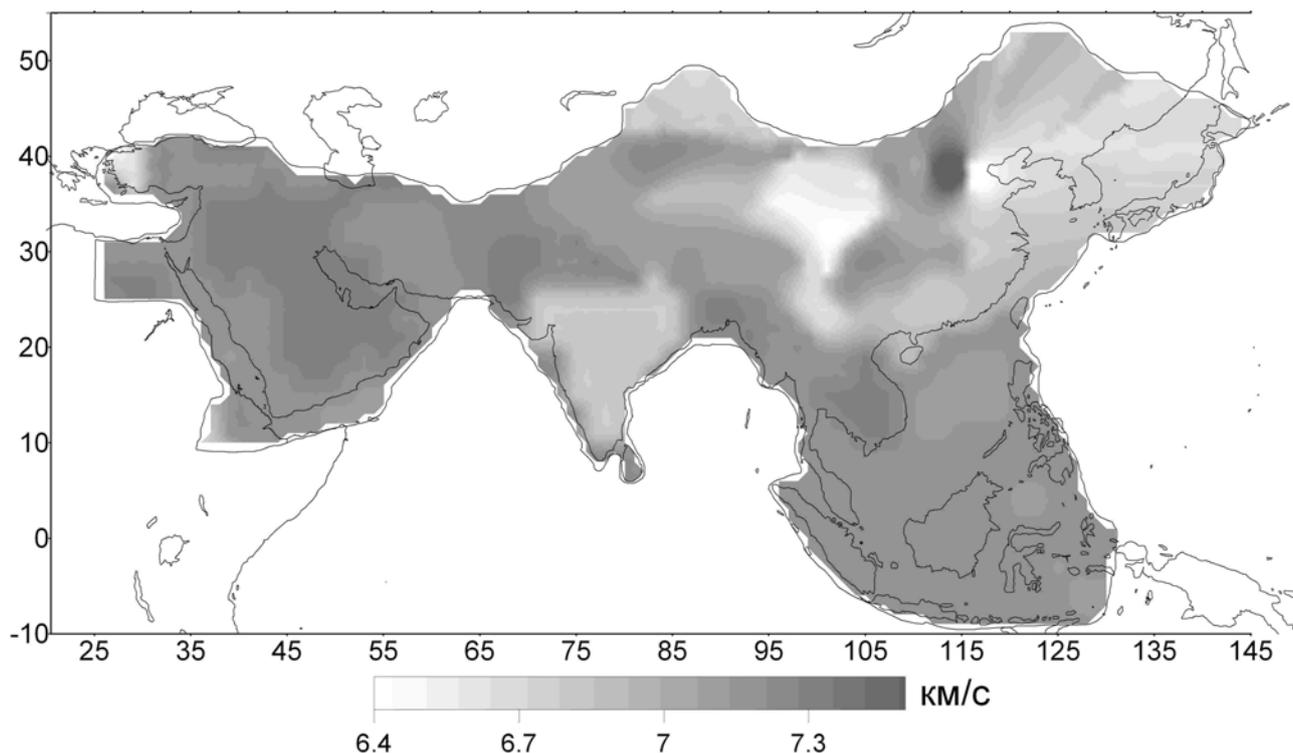


Рис. 8. Сейсмические скорости в нижней части консолидированной коры

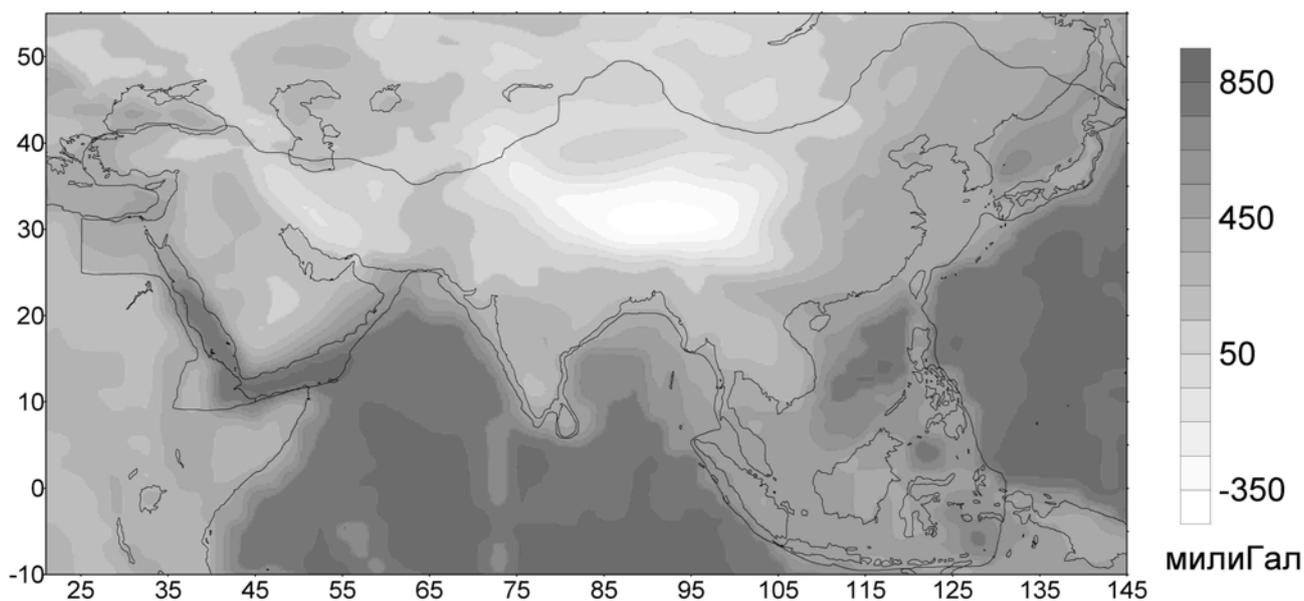


Рис. 9. Гравитационный эффект новой границы Мохо

На рис. 9 приведен гравитационный эффект новой границы Мохо. При расчетах скачок плотности на границе Мохо брался 0.47 грамм на кубический сантиметр. На рис. 10 приведены отличия между старым гравитационным эффектом границы Мохо и новой картой. Видны существенные отличия превышающие по модулю 200 мГал. Соответственно при вычитании гравитационного эффекта коры из наблюдаемого поля будут получены мантийные аномалии с существенно большей точностью.

По сравнению с моделью CRUST 2.0. [Bassin et

al., 2000] структура скоростей в коре в нашей модели гораздо более сложна, что обусловлено использованием большого объема новых данных по скоростям. Большие регионы с близкими скоростями согласно модели CRUST 2.0. оказываются разбитыми на самостоятельные структуры (см. рис. 6, 7, 8). Например, Южная Индия выделяется увеличенной мощностью нижней коры и повышенной скоростью в ней. Эта область соответствует древнему Южно-Индийскому кратону с возрастом до 3 млрд.лет. Следует отметить также, что структура коры Индии сильно отли

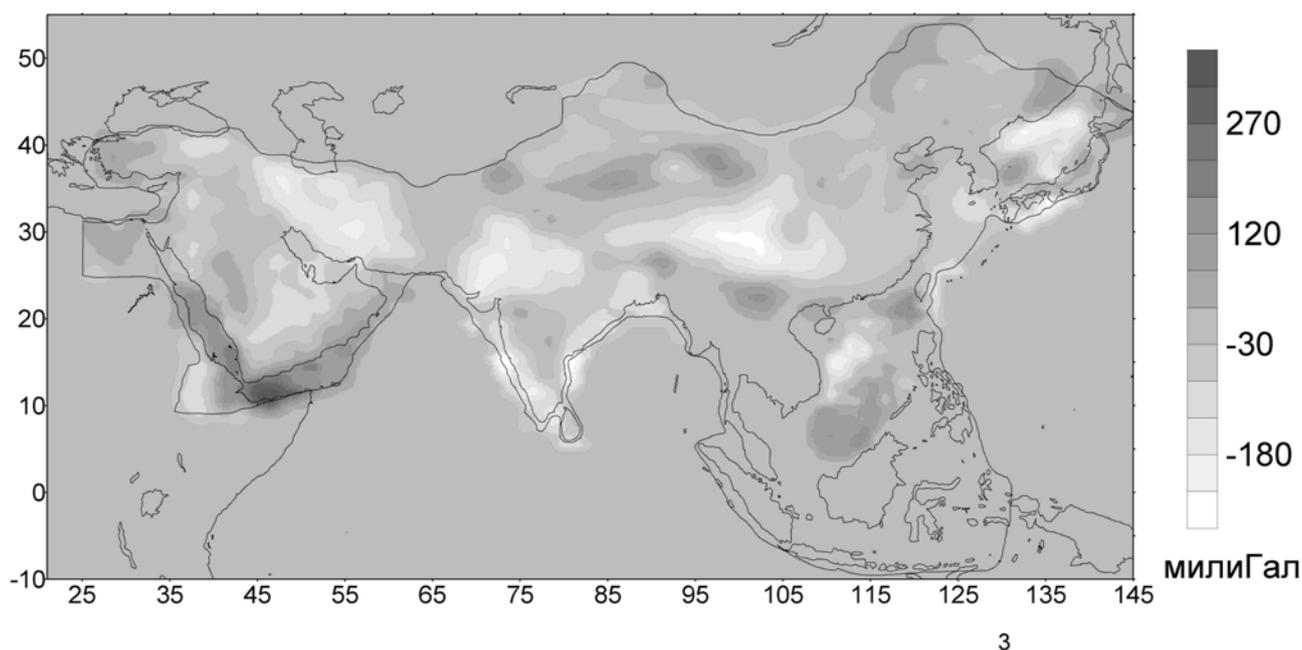


Рис. 10. Отличия между старым гравитационным эффектом границы Мохо и новой картой

чается от остальных исследуемых регионов (Китай, Аравия), так как эта микроплита являлась частью Гондваны (Африка Австралия Антарктида) и очень давно обособилась от северных мате-

риков.

Видно также большое отличие в гравитационном эффекте границы Мохо по сравнению с предыдущей моделью CRUST 2.0.

ВЫВОДЫ

Первая глобальная модель земной коры CRUST 5.1 была построена в работе [Mooney et al., 1998]. Эта модель имела разрешение $5^\circ \times 5^\circ$ градусов, при этом кора делилась на 5 слоев (консолидированная кора – на 3 слоя). Позже в работе [Bassin et al., 2000] была построена глобальная уточненная модель с разрешением $2^\circ \times 2^\circ$ градуса. Ряд моделей были построены для отдельных регионов: Китая [Li et al., 2006], Северной Европы [Kozłowska et al., 2004], Эгейского моря [Soudoudi et al., 2006] и других.

В настоящей работе построена уточненная цифровая трехслойная модель коры (AsCRUST-08) для Центральной и Южной Азии и окружающих регионов на основе новых сейсмических данных, полученных за период 1995-2007 (сейсмические профили, построенные по отраженным и преломленным волнам, результаты интерпретации «приемных функций» и поверхностных волн). Все они были интегрированы в единую модель на сетке $1^\circ \times 1^\circ$ градус. Консолидированная кора моделируется тремя слоями. Результаты представлены в виде 7 цифровых карт: для глубины до границы Мохо, для мощностей верхней, средней и нижней части коры, а также скорости V_p в этих слоях. Регион Центральной Азии был выбран по причине того, что он является важным во многих отношениях, а именно, имеет самый высокий рельеф и включа-

ет крупнейшую внутриконтинентальную зону коллизии литосферных плит.

Модель коры для Азиатского региона существенно уточнена, что позволяет лучше выделять эффект мантийных неоднородностей при гравитационном моделировании и в сейсмической томографии. Эта модель показывает большие отличия от модели CRUST 2.0. [Bassin et al., 2000], благодаря использованию новых сейсмических данных, полученных за последние годы. Отличия от предыдущей модели по мощности коры составляют ± 20 км.

Наибольшие изменения были получены для таких регионов, как рифт Красного моря, плитовая коллизия Индия-Азия, континентальный Китай, Иранское нагорье. Например, для Кайдам бассейна в Китае новая карта показывает существенно меньшую глубину Мохо чем старые данные. Платформа Ордос и бассейн Сычуань показаны с существенно большей точностью. Также существенно была уточнена трехмерная модель коры этого региона: мощности верхнего, среднего и нижнего слоя консолидированной коры и сейсмические скорости в них. Важно отметить, что структура скоростей в коре существенно более неоднородна, чем в предшествующих моделях. Так были найдены отличия в структуре коры, например, для небольшого региона на юге Индостана между западной и восточной его час-

тями соответственно.

Новая модель дает необходимые исходные данные для численного моделирования глубинных структур мантии путем уточнения влияния коры на наблюдаемые поля. Это позволит рассчитать гравитационный эффект коры с существенно большей точностью и, следовательно, надежнее определить остаточные мантийные аномалии силы тяжести, что важно для моделирова-

ния литосферы и верхней мантии.

Работа была выполнена при поддержке гранта РФФИ 09-05-00296-а, гранта президиума РАН для поддержки молодых ученых и гранта «Лучшие кандидаты РАН» Фонда содействия отечественной науке.

Автор благодарен Трубицыну В.П., Попову А.В., Евсееву А.Н., а также Кабану М.К. за дискуссии и предоставление материалов.

ЛИТЕРАТУРА

- Baranov A., Kaban M.* First steps towards a new crustal model of South and Central Asia, Geophysical Research Abstracts, V. 10. EGU2008-A-05313. 2008.
- Bassin C., Laske G., Masters G.* The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America // EOS Trans AGU. 2000. 81(48). Fall Meet. Suppl., Abstract F897. (<http://mahi.ucsd.edu/Gabi/rem.html>)
- Kozlovskaja E. et al.* 3-D density model of the crust of southern and central Finland obtained from joint interpretation of the SVEKALAPKO crustal P-wave velocity models and gravity data. // Geophys. J. Int. 2004. V. 158. P. 827-848.
- Li S., Mooney W., Fan D.J.* Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data // Tectonophysics. 2006. 420. P. 239-252.
- Mooney W., Laske G., Masters G.* CRUST 5.1: A global crustal model at 5°×5° // Journal of Geophysical Research. 1998. V. 103. P. 727-747.
- Sodoudi F. et al.* Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. B12307.

СВЯЗЬ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ТАНЛУ-ОХОТСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ С РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКОЙ, ПРОЧНОСТНЫМИ СВОЙСТВАМИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИМ ДЕФОРМИРОВАНИЕМ ЛИТОСФЕРЫ

В.А. Бормотов, Т.В. Меркулова

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

Танлу-Охотская рифтовая система расположена на материковой окраине востока Евразии, протяжённость системы около 2500 км. Она состоит из четырёх окраинно-материковых рифтов (Бохайвань, Ханкайский, Среднеамурский, Нижнеамурский) и проходит вдоль западных побережий окраинных морей: Жёлтого, Японского и Охотского (рис. 1). Рифтовая система начала формироваться с конца мезозойской эры под действием циклически проявляющихся процессов растяжения со сдвиговой компонентой, которые сопровождалась вулканизмом вплоть до позднекайнозойского [Тектоника..., 2004]. Основной региональной системой разломов, объединяющей рифты в единую систему, является система разломов Танлу северо-восточного простирания. Сейсмический режим Танлу-Охотской рифтовой системы вызывает не только научный, но и социальный интерес. На южном фланге этой системы, в области рифта Бохайвань, в 1975-76 годах произошло два разрушительных землетрясения (с магнитудами более 7), первое из которых китайским учёным удалось спрогнозировать, а второе вызвало громадные человеческие жертвы. Опасность возникновения разрушительных землетрясений в этой рифтовой системе, которая проходит по территории не только Китая, но и России обуславливает необходимость проведения исследований с целью изучения сейсмических и геодинамических процессов, связанных с подготовкой и инициализацией сильных землетрясений. Возможность прогноза землетрясения была продемонстрирована китайскими сейсмологами, но повторить его не удалось, возможно, из-за неполного понимания природы сейсмичности. Под сейсмичностью или сейсмическим режимом понимается «распределение в пространстве и во времени очагов землетрясений различных магнитуд, обусловленное тектоническими подвижками пород земной коры и верхней мантии Земли в результате их геодинамического деформирования» [Уломов, Шумилина, 1999].

Опасение, которое возникает при рассмотрении сейсмичности Танлу-Охотской рифтовой системы, связано с тем, что если её сейсмический потенциал обусловлен свойствами зон разломов системы Танлу и они не меняются в пространстве, то по всей длине системы разломов

возможно возникновение разрушительных землетрясений. Однако имеющиеся данные позволяют думать, что это не так и что сейсмичность рифтовой системы существенно неоднородна. По сейсмологическим данным максимальные магнитуды коровых землетрясений, произошедших в областях рифтов, имели значения: Бохайвань – $M=7.8$, Ханкайский – $M=6.6$, Среднеамурский – $M=5.5$ (по палеосейсмодислокациям $M=6-6.5$), Нижнеамурский – $M=6$. Первоначальные исследования распределения землетрясений вдоль разлома Танлу исходили из представлений о том, что во всех рифтах сильные землетрясения генерируются его подвижками (хотя афтершоковый рой спрогнозированного землетрясения с $M=7.3$ имел северо-западное простирание). Чтобы объяснить разный уровень максимальных магнитуд, был сделан вывод о том, что «энергетический уровень землетрясений существенно может зависеть от структуры земной коры и её прочностных свойств, при прочих равных динамических условиях» [Николаев, 1989].

С точки зрения тектонофизики, данная рифтовая система представляет собой крупную деструктивную зону литосферы. Определяющей чертой этих зон является дискретность проявления в их пределах геологических и геофизических полей [Шерман и др., 2000]. Действительно, в верхах мантии рифтовая система «контролируется» сложной аномалией пониженных значений скоростей поперечных волн ($V_s = 4.2-4.3$ км/с), с ней связывают причину рифтогенеза или рассматривают её как следствие рифтогенеза [Актуальные..., 2005]. По простиранию рифтовой системы, эта аномалия меняет свой структурный план и на северо-востоке (в области Среднеамурского рифта) достигает своих минимальных значений скорости (рис. 1). В области Нижнеамурского рифта значения скоростей возрастают, но именно этот рифт на основе тектонического анализа рельефа выделяется как рифт, имеющий наиболее ярко выраженный процесс денудационно-тектонической дезинтеграции в условиях утонения литосферы [Уфимцев, 2002]. Среднеамурский рифт имеет по морфотектоническим данным более спокойное развитие: режим квазирифтогенеза. Таким образом, судя как по глубинному строению литосферы, так и по морфо-

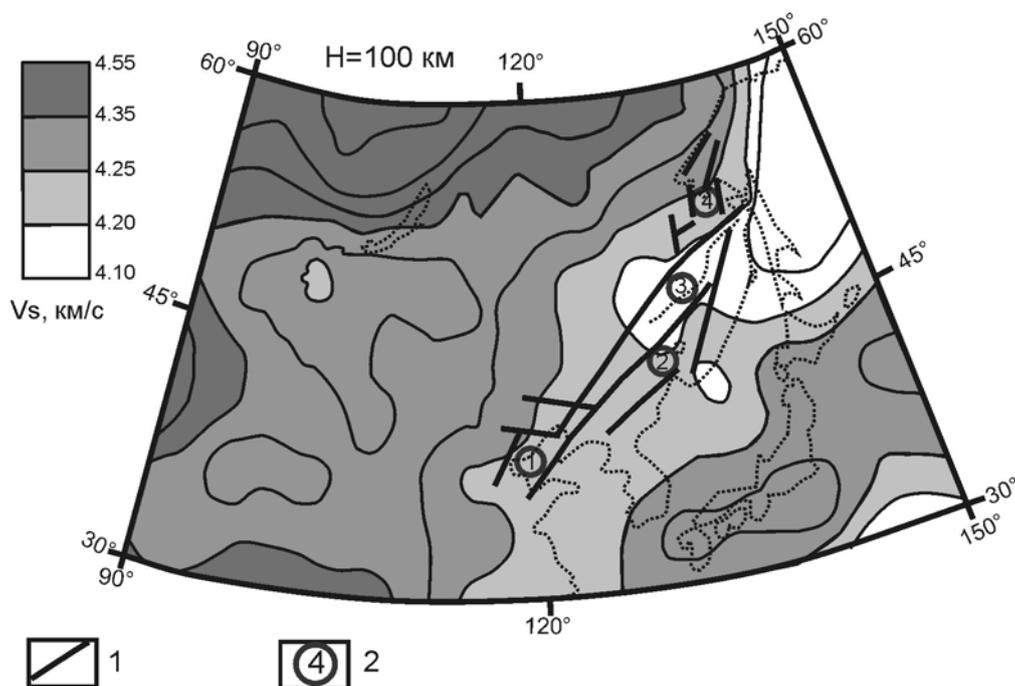


Рис. 1. Карта скоростей поперечных волн (H – глубина сечения) по [Актуальные..., 2005].

1 – рифтоконтролирующие системы разломов; 2 – рифты: 1 – Бохайвань, 2 – Ханкайский, 3 – Среднеамурский; 4 – Нижнеамурский

тектонике Танлу-Охотская рифтовая система на своем протяжении испытывает существенное изменение геодинамического режима. Присутствие внутри рифтовой системы отдельных участков, значительно отличающихся типом напряженно-деформированного состояния и степенью деструкции, должно находить отражение и в значениях максимально возможных магнитуд, и в полях распределения землетрясений.

Исследования показали, что поля распределения землетрясений в пределах отдельных рифтов связаны со структурными особенностями рифтов и с распределением в них прочностных свойств. При исследованиях структур рифтов, выполненных нами, было обращено внимание на структурные признаки проявления рифтогенеза в литосфере. Из группы северных рифтов наиболее детально исследован Среднеамурский рифт [Бормотов, Меркулова, 2007]. Сейсмическая интенсивность его территории неоднородна: более высокая на западном фланге, в районе города Биробиджан она равна 7 баллов, минимальная в районе Хабаровска – 6 баллов по шкале MSK-64 (рис. 2, А). Территория рифта иссечена узкими приразломными грабенами. На западном фланге рифтогенной впадины преобладает 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 сейсмичности в западных и восточных частях впадины объясняется типом её рифтогенеза, который хорошо выражен не только в глубинной структуре литосферы, но и в распределении прочностных свойств. По данным метода обменных волн землетрясений (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 [Крылов, 2006], 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 ($V_p/V_s = 1.78-1.82$). Таким образом, более высокая сейсмичность западной части Среднеамурского рифта, скорее всего, может объясняться совместным влиянием разломной тектоники и прочностных свойств. На профиле глубинных геофизических исследований (рис. 2, Б), пройденном через северную часть рифта Бохайвань, картируется глубинная структура, также согласующаяся с моделью асимметричного рифтинга, но с падением сместителя на запад [Global..., 1992]. Это следует не только из сейсмических

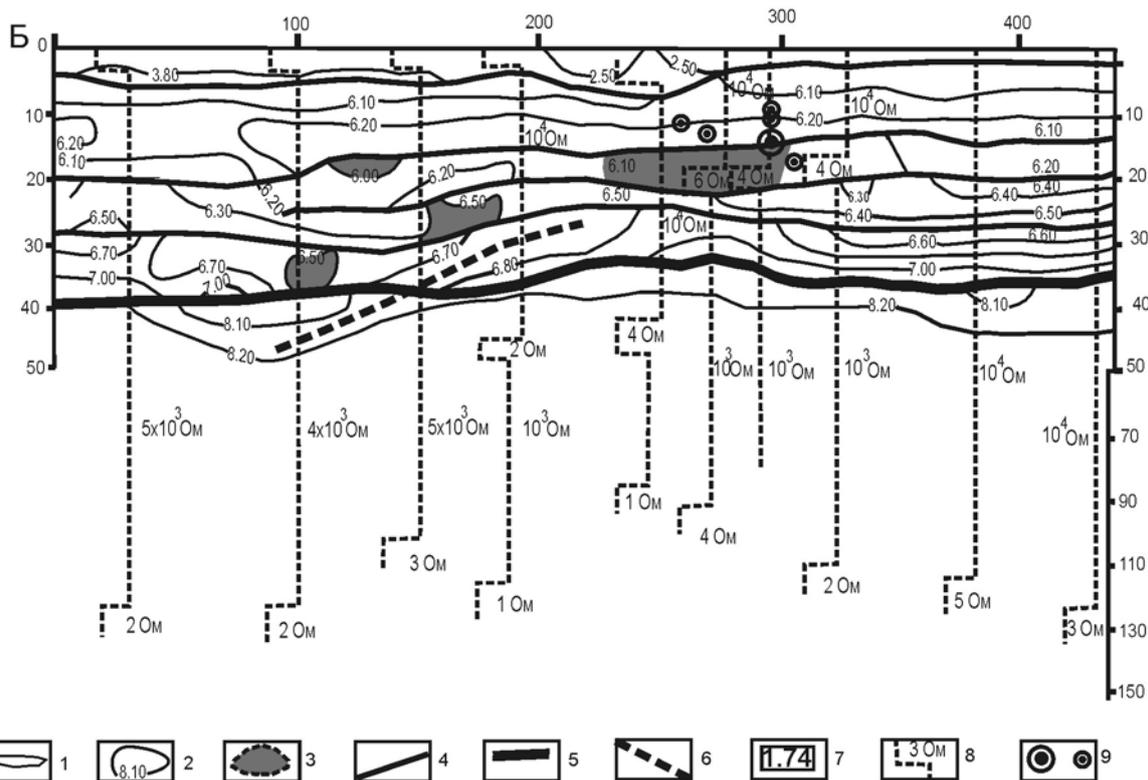
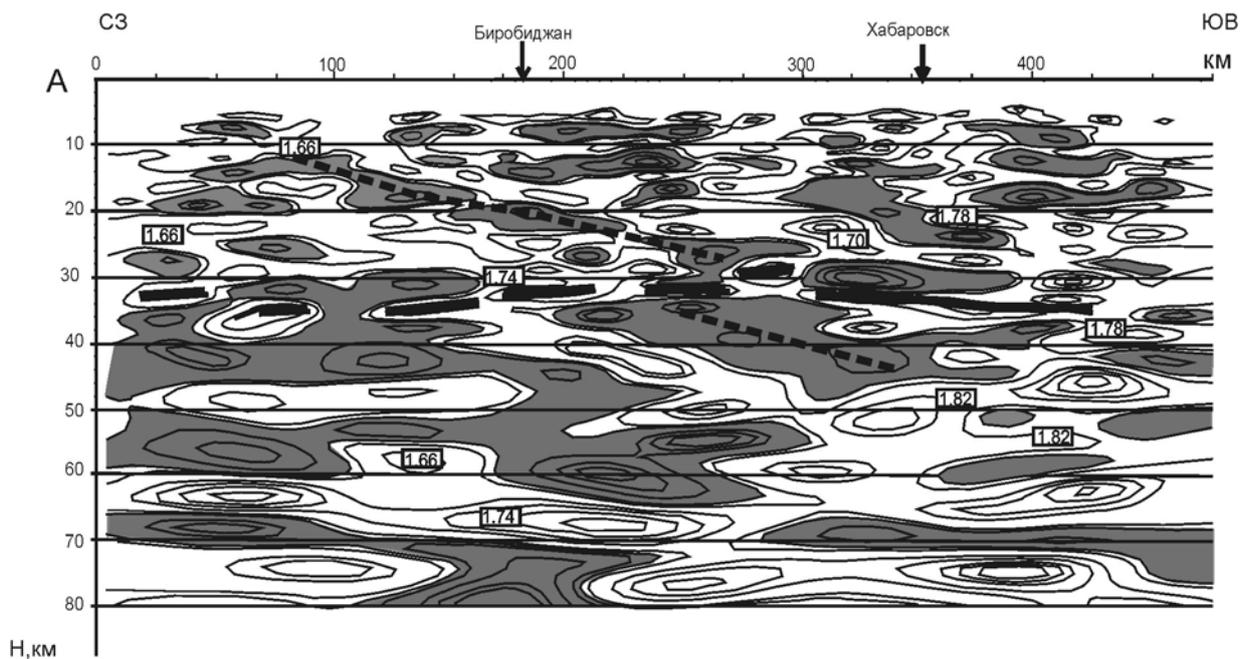


Рис. 2. Сейсмические разрезы.

А – разрез через Среднеамурский рифт, *Б* – через рифт Бохайвань.

1 – изолинии плотности распределения точек обмена (PSV) и отражения (PPP); *2* – изолинии скорости продольных волн; *3* – области пониженных скоростей; *4* – сейсмические границы; *5* – граница Мохо; *6* – пологий срыв; *7* – отношение скоростей V_p/V_s ; *8* – результаты интерпретации кривых МТЗ; *9* – гипоцентры землетрясений

данных, но и из магнитотеллурических. Значения скоростей поперечных волн (полученные в средней части профиля) на глубине около 100 км равны 4.2-4.3 км/с, что совпадает с сейсмотомо-

графическими 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.

Танлу-Охотская система расположена в непосредственной близости к западному сектору Тихоокеанского сейсмического пояса. Достаточно сказать, что самые северо-западные глубоководные землетрясения в этом секторе пояса, происходящие в мантии, расположены под Ханкайским рифтом. Сейсмический режим Земли во времени подвержен глобальным изменениям, которые проявляются в изменении количества землетрясений с магнитудой 7 и выше в сейсмических поясах [Уломов, 2007]. Изменение сейсмического режима на таком высоком энергетическом уровне свидетельствуют не только о нелинейном изменении геодинамического деформирования литосферы в пределах поясов, но и о возможном его влиянии на сейсмичность сопредельных территорий. Для исследований представляют интерес не только 11-летние интервалы значительного изменения сейсмического режима Земли, но и более короткие, которые можно использовать для среднесрочного прогноза региональной сейсмической активизации. Процессы накопления и разрядки геодинамических напряжений в высокоактивных зонах могут влиять на изменения напряжённо-деформированного состояния соседних областей путём распространения в них деформационных (тектонических) волн. Источником энергии для генерации этих волн и для перераспределения напряжений в литосфере в регионе могут быть мантийные потоки энергии и вещества, которые концентрируются в высокоактивных областях сейсмических поясов. Шейман Ю.М. в 1968 году предложил для названия глубинных подвижных зон, в которых из мантии в земную кору передаётся заметно большее количество тепловой и механической энергии термин «тектонофер», синонимом которого является – «тектоноген» [Планета..., 2004]. В частности для Танлу-Охотской рифтовой системы источником этих волн может служить Япономорский участок Тихоокеанского сейсмического пояса (расположенный в секторе 30-50°N и 130-150°E). Он может рассматриваться как тектоноген. Анализ распределения по глубине и времени гипоцентров землетрясений в этом тектоногене показал: первое – в 2000 году произошло изменение глубинной структуры сейсмофокальной зоны, выраженное в увеличении глубин очагов в верхней мантии (это отмечилось на графиках накопления планетарных сейсмических

событий локальным изменением угла наклона); второе – за увеличением активности глубоководных землетрясений последовала активизация мелкофокусных (рис. 3). Фронт активизации распространялся из нижней мантии в земную кору со скоростью около 150 км/год. Изменение глубины залегания сейсмогенерирующего мантийного этажа на глубине 350 км составляет около 50 км. Аналогичные наблюдения временного блуждания асейсмического горизонта в Гиндукуше, на глубине около 150 км с амплитудой до 30 км, связывалось исследователями с циклическими составляющимися скорости погружения плиты или блоков [Маламуд, Николаевский, 1989]. При этом оценка тектонической догрузки, амплитуд изменениями тектонических напряжений, дала значение в 5000 атм. Наличие подобных тектонических догрузок не может не передаваться в литосфере в стороны от тектоногена. Построение пространственно-временных диаграмм в вертикальной вращающейся плоскости с координатами центра вращения 39°N и 142°E (центр тектоногена) показало, что наибольшая «фокусировка» линейных концентраций эпицентров наблюдается при азимуте 330° (рис. 4). При этом кажущаяся скорость распространения фронтов волн достигает 400 км/год. На диаграмме видно, что фронты распространяются не только на северо-северо-запад, но и в противоположном направлении от тектоногена. Временной интервал 2000-2001 годов проявился генерацией хорошо выраженного фронта волны. Обращает на себя внимание обнаружение в интервале 1993-1999 годов для территории, расположенной в секторе 30-45°N и 90-115°E, встречного фронта, идущего с северо-запада. Это говорит о том, что подобные процессы генерации «волн» происходят и в других высокоактивных зонах. Проявление в 2007 году сейсмической активности в Среднеамурском и Нижнеамурском рифтах землетрясениями с магнитудой около 5 увязывается с прохождением через Танлу-Охотскую систему деформационного фронта, возбуждённого в Япономорском тектоногене в 2006 году.

Таким образом, распределение землетрясений во времени (точнее – временные интервалы повышенной сейсмической активности) для Танлу-Охотской рифтовой системы контролируется, в какой-то мере, изменением сейсмического режима Япономорского участка Тихоокеанского сейсмического пояса. Нелинейное развитие геодинамических процессов, происходящее на этом участке, влияет на напряжённо-деформированное состояние среды соседних территорий посредством возможных деформационных (тектонических) волн. Это влияние (в триггерной форме) сказывается возрастом

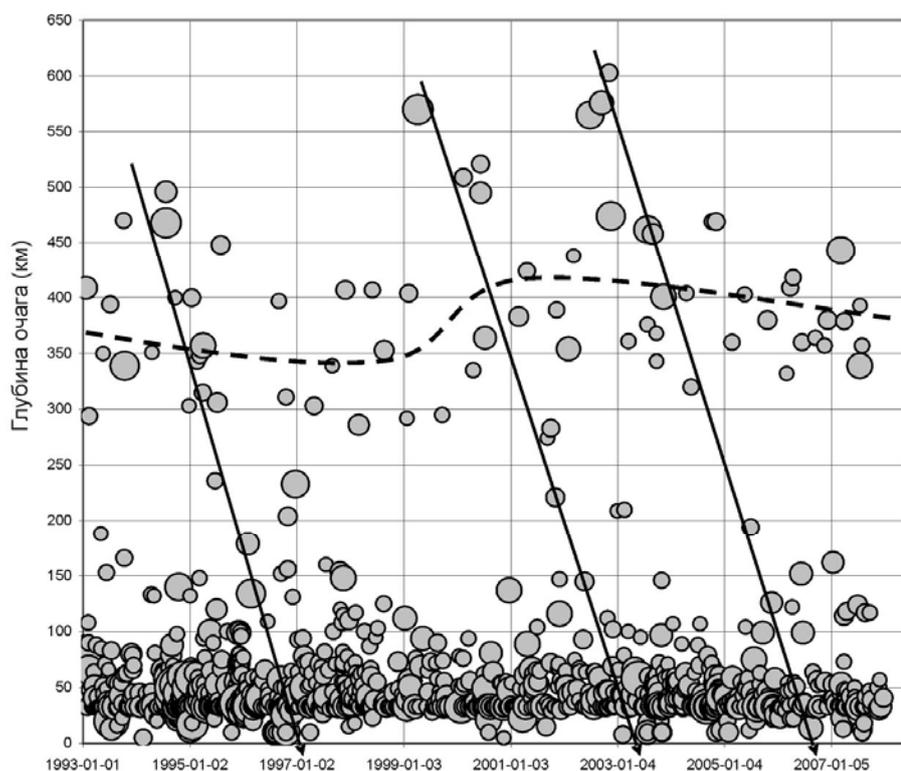


Рис. 3. Распределение по глубине и времени гипоцентров землетрясений с магнитудой $M \geq 5.2$ в секторе $30-50^\circ N$ и $130-150^\circ E$. Пунктиром показана осевая линия мантийного сейсмогенерирующего этажа, стрелками показаны направления распространения сейсмоактивности

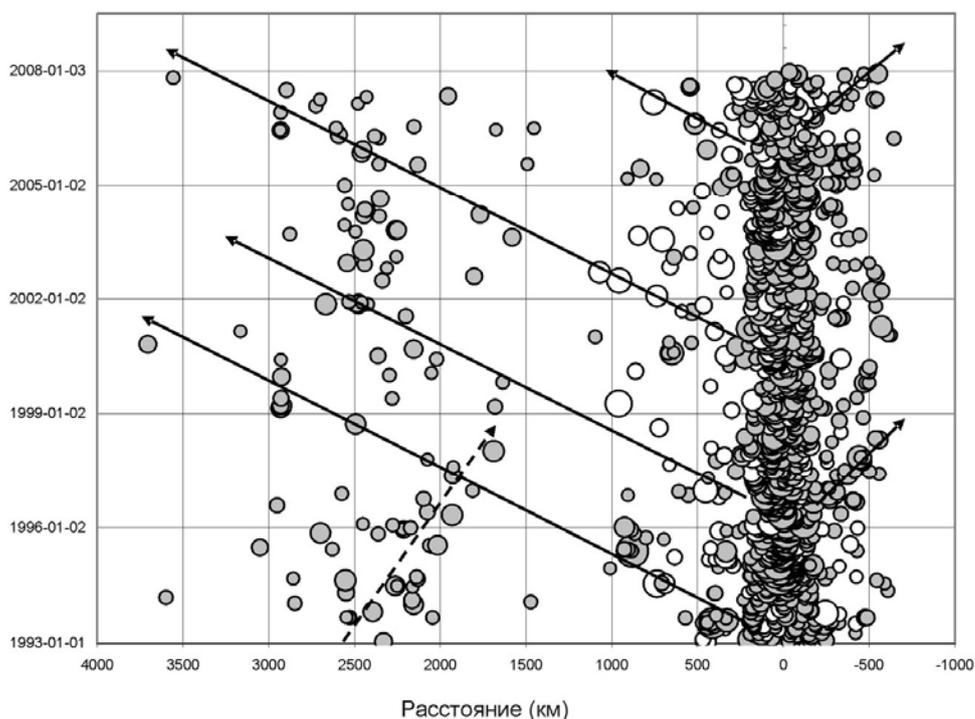


Рис. 4. Пространственно-временное распределение эпицентров землетрясений с магнитудой $M \geq 5.2$ спроецированных на вертикальную плоскость. Залитыми кружками показаны землетрясения с глубиной очага не более 70 км. Стрелками показаны направления распространения деформационных волн от Япономорского тектоногена, пунктирной стрелкой - направление распространения волны от другого источника

сейсмической активности. Магнитуда инициированных землетрясений, наиболее вероятно, зависит от степени подготовки и масштабности идущих в конкретном рифте процессов структурного преобразования. Максимально возможные магнитуды землетрясений в региональных системах в большей мере связаны с геодинамическими режимами рифтов, чем с региональными системами разломов. Максимальные магнитуды подчиняются геолого-структурным факторам, так как сильные землетрясения сопровождаются объёмное структурное преобразование земной коры. Учёт роли прочностных свойств наиболее важен на уровне сейсмического районирования отдельных структур. Эти два фактора, как сеймотектонические, могут успешно применяться для уточнения исходной сейсмичности (то есть для долгосрочного прогноза). Применение регионального сейсмогеодинамического мониторинга, на основе прослеживания фронтов деформационных волн, может принести пользу для среднесрочного прогноза временных интервалов повышенной сейсмической опасности не только в Танлу-Охотской рифтовой системе, но и в других регионах. Если простран-

ственное распределение землетрясений за большой период времени согласуется с тектоническими структурами, то пространственно-временное распределение может и не совпадать с тектоническим строением сейсмоактивных зон. Пространственно-временное распределение согласуется с фронтами распространения деформационных волн и проявляется в тех системах разломов, простирание которых близко к азимутам распространения волн. Понять природу этих волн поможет создание региональной сети сейсмического и геодинамического мониторинга, включающей как сейсмостанции, так и GPS-приёмники.

Выполненные исследования подтверждают правомерность оценки сейсмической опасности Танлу-Охотской рифтовой системы, полученной при создании карты ОСР-97: сейсмическая опасность российской части рифтовой системы меньше, чем китайской.

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

- Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. Новосибирск: Изд. СО РАН. 2005. 297 с.
- 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. В 2-х томах. Т. 1. С. 53-57.
- Крылов С.В.* Сейсмические исследования литосферы Сибири. Избранные труды. Новосибирск: Академическое издательство «Гео». 2006. 345 с.
- Маламуд А.С., Николаевский В.Н.* Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе: Дониш. 1989. 144 с.
- Николаев В.В., Семёнов Р.М., Оскорбин Л.С. и др.* Сеймотектоника и сейсмическое районирование Приамурья. Новосибирск: Наука. 1989. 128 с.
- Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика». Редакторы Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ. 2004. 652 с.
- Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий / Отв. ред. Г.А. Шатков, А.С. Вольский. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ. 2004. 190 с.
- Уломов В.И., Шумилина Л.С.* Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка и список городов и населённых пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: ОИФЗ им. О.Ю.Шмидта Российской академии наук. 1999. 57 с.
- Уломов В.И.* О глобальных изменениях сейсмического режима Земли в период 1965-2005 гг. // ДАН. 2007. Т. 414, № 3. С. 398-401.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Гладков А.С.* Теоретические и практические следствия развития идей М.В. Гзовского в исследованиях Института земной коры СО РАН. // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 245-265.
- Уфимцев Г.Ф.* Морфотектоника Евразии. Иркутск: Изд. Иркут. гос. ун-та. 2002. 494 с.
- 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, bugaev-eg@yandex.ru

Проектирование и строительство атомных станций (АС) на восточно-европейской платформе (ВЕП) осуществлялось без учета сейсмостойкости, т.к. эта территория считалась асейсмичной и тектонически стабильной (сейсмическое районирование территории СССР (СР-69) и (СР-78)). В настоящее время изменилась концепция сейсмической и тектонической опасности платформ. На территории ВЕП выделены потенциальные очаговые зоны (линеаменты и домены с магнитудой ожидаемых землетрясений $6.0 \leq M_{\text{MAX}}$ и $M_{\text{MAX}} \leq 5.5$ соответственно) и сейсмические зоны с интенсивностью 6, 7 и даже 8 баллов (карта ОСР-97D). Региональный масштаб карт ОСР-97 (1:2 500 000 – 1:8 000 000) не позволяет при размещении АС учесть локальные геодинамические и сейсмические условия. Для снижения экологических рисков нормативными документами в области использования атомной энергии предусмотрено размещение АС в пределах квазиоднородных тектонических блоков земной коры, не нарушенных активными разломами и геодинамическими зонами; сейсмостойкое проектирование АС с учетом редких сейсмических событий с повторяемостью 1 раз в 10000 лет; проведение детальных исследований по уточнению геодинамических и сеймотектонических условий района (в радиусе до 300 км в масштабе 1:500 000) и ближнего района (в радиусе до 30 км в масштабе 1:50 000) размещения АС.

Эти требования разработаны с учетом следующих тектонофизических положений, сформулированных М.А. Садовским, М.В. Гзовским, В.И. Уломовым и другими исследователями:

1) соблюдение принципа самоподобия сейсмических и тектонических явлений разного масштаба на основе блочной дискретно-иерархической модели земной коры;

2) наиболее вероятная приуроченность дифференцированных тектонических движений и очагов землетрясений к активизированным в четвертичное время межблоковым границам (активным разломам или геодинамическим зонам (линеаментам – в терминологии ОСР-97)) различных порядков;

3) зависимость максимальной магнитуды (M_{MAX}) землетрясений от размера структуры

(L , км), степени ее тектонической активности (величины среднего градиента тектонических движений) и особенностей сейсмического режима.

Эти положения послужили основой для разработки инженерного метода формализованного выявления локальных зон ВОЗ и унифицированной оценки M_{MAX} на основании геодинамических данных, получаемых при проведении инженерных изысканий.

Соотношение эффективных размеров очагов землетрясений и протяженности активных разломов рассмотрено с учетом работы [Штейнберг и др., 1987], согласно которой протяженность зон активных разломов, к которым приурочены очаги землетрясений, приблизительно в 3–30 раз превышает размеры самих очагов. При этом максимальный размер очага приблизительно в 3 раз больше протяженности активного разлома, а наиболее вероятное эффективное значение этого отношения равно ~ 10 . С учетом данных работы [Раутиан, 1988] установлены эффективные преобладающие соотношения размеров гладких (вялых) очагов и субочагов (жестких очагов), приблизительно равные 3, 10 и 30 [Бугаев, 2003]. Эти результаты согласуются с данными работы [Штейнберг и др., 1987] и данными о распределении протяженностей геодинамических зон, выявленных в районах размещения Калининской и Нововоронежской АЭС. Это позволяет принять подобие преобладающих размеров 0,3, 1, 3, 10, 30, 100 км [Бугаев, 1999; Bougaev, 2000] для очагов, активных разломов и геодинамических зон и эффективный коэффициент иерархичности (подобия), равной корню квадратному из 10, который не противоречит модели «кусковатости» геофизической среды академика М.А. Садовского (1979). Рассматриваемые структуры являются элементами блочно-иерархической модели земной коры. При этом квазиоднородные тектонические блоки являются накопителями напряжений, а активизированные в четвертичное время межблоковые границы различного порядка – активные разломы (геодинамические зоны и линеаменты) – являются областями подготовки очагов землетрясений и накопления остаточных деформаций в процессе снятия напряжений при землетрясениях или крипе [Кочарян, Спивак,

2003]. Блочно-иерархическая модель земной коры включает структуры от I порядка до XVIII порядка включительно. Порядок структуры связан с ее размером соотношением, установленным на основании данных о преобладающих размерах структур и эффективной величины коэффициента иерархичности [Bougaev, 2000; Бугаев, 2003]:

$$N = 2 \lg L + 10, \quad (1)$$

где N – порядок структуры, L – размер (протяженность) структуры, км. Это позволяет при формализованных оценках параметров очагов землетрясений оценить преобладающий размер структуры в зависимости от ее порядка, воспользовавшись соотношением:

$$\lg L = 0.5N - 5. \quad (2)$$

Обозначения смотри выше.

Блочная дискретно-иерархическая модель отражает структуру земной коры, обеспечивает переход от описательных систем ранжирования структур земной коры, широко применяющихся геологами в разных регионах и приводящих к трудно сопоставимым результатам, к их количественному ранжированию и упрощает сравнение условий размещения АС в разных регионах.

Для понимания роли структуры в динамике земной коры и процессе ее самоорганизации важно наряду с геометрическими параметрами учитывать прочностные и деформационные характеристики различных элементов среды. Общеизвестно, что для однородной изотропной среды при оценке моментной магнитуды M_w учитывается эффективный объемный модуль деформации $E_{OIC} \sim 3 \cdot 10^{11}$ дин/см². Для реальной дискретно-иерархической среды величина эффективного объемного модуля деформации зависит от условий деформирования среды: при всестороннем сжатии $E_{BC} \sim 10^{10}$ дин/см², а при и одноосном сжатии $E_{OC} \sim 3 \cdot 10^8$ дин/см². Совместное рассмотрение и анализ параметров очагов землетрясений и зон разломов (межблоковых границ) разных порядков позволили установить, что в отличие от эффективных объемных модулей деформации, величины которых не зависят от размера неоднородности, эффективные модули сдвига $G_{сд}$, зависят не только от условий деформирования, но и от размера неоднородности [Бугаев, Спивак, 2002]:

– при всестороннем сжатии

$$\lg G_{сдBC} = 1.5 + 0.5 \lg L_0 \quad (3)$$

– при одноосном сжатии

$$\lg G_{сдOC} = 0.5 \lg L_0, \quad (4)$$

где L_0 – протяженность разлома, км.

Установленные для блочно-иерархической модели деформационные и прочностные характеристики определяются не только условиями деформирования, но и структурой среды, которая, в свою очередь, играет важную роль в динамике горного массива и процессе самоорганизации земной коры. Отдельные участки земной коры в стесненных условиях, могут выступать в роли камертона с эффективным объемным модулем деформации $E_{OIC} \sim 3 \cdot 10^{11}$ дин/см², а в условиях разгрузки или отсутствия тектонических напряжений могут господствовать уже другие значения эффективного модуля объемной деформации или сдвига (E_{BC} , E_{OC} , G_{BC} , G_{OC}) или их комбинации. Этим объясняется значительное разнообразие проявления параметров очагов землетрясений, устанавливаемых с учетом параметров сейсмодислокаций в очаговых зонах сильных землетрясений [Хромовских, 1995 и др.], субочагов (жестких очагов) и гладких (вялых) очагов [Раутиан, 1988] и микроземлетрясений (импульсов релаксации) [Спивак и др., 1999].

Эффективные предельные деформации зависят не только от условий деформирования, но и от характера разрушения среды в очаге и его размера (рис. 1):

1) минимальный уровень деформаций в очагах землетрясений различного типа (очаги микроземлетрясений (импульсы релаксации) и гладкие (вялые) очаги), как правило, близок к $\varepsilon_{уп00} = 10^{-9}$ и не зависит от порядка структуры;

2) при отсутствии интенсивных тектонических напряжений структуры с IV по VIII порядок не способны к накоплению тектонических напряжений, предел их упругого деформирования и хрупкого разрушения, как правило, не зависит от порядка структуры и не превышает $\varepsilon_{уп0} \sim 3 \cdot 10^{-7}$ и определяет процессы естественной релаксации напряжений в очагах микроземлетрясений (импульсах релаксации);

3) при наличии интенсивных тектонических напряжений структуры IX порядка и выше способны накапливать тектонические напряжения, что определяет превышение уровня предельных деформаций $\varepsilon_{уп0} \sim 3 \cdot 10^{-7}$ в очагах микроземлетрясений (импульсов релаксации). Для структур IX порядка и выше установлено два предела хрупкого разрушения при всестороннем $\varepsilon_{упBC} = 10^{-6}$ и одноосном $\varepsilon_{упOC} \sim 3 \cdot 10^{-5}$ сжатии, которые не зависят от порядка очага и контролируют минимальный уровень деформаций для сейсмодислокаций и максимальный – для гладких (вялых) очагов соответственно;

4) максимальный уровень деформаций ($\varepsilon_{пл}$) в очагах землетрясений IX порядка и выше определяется условиями упруго-пластического разрушения и контролируется соотношением:

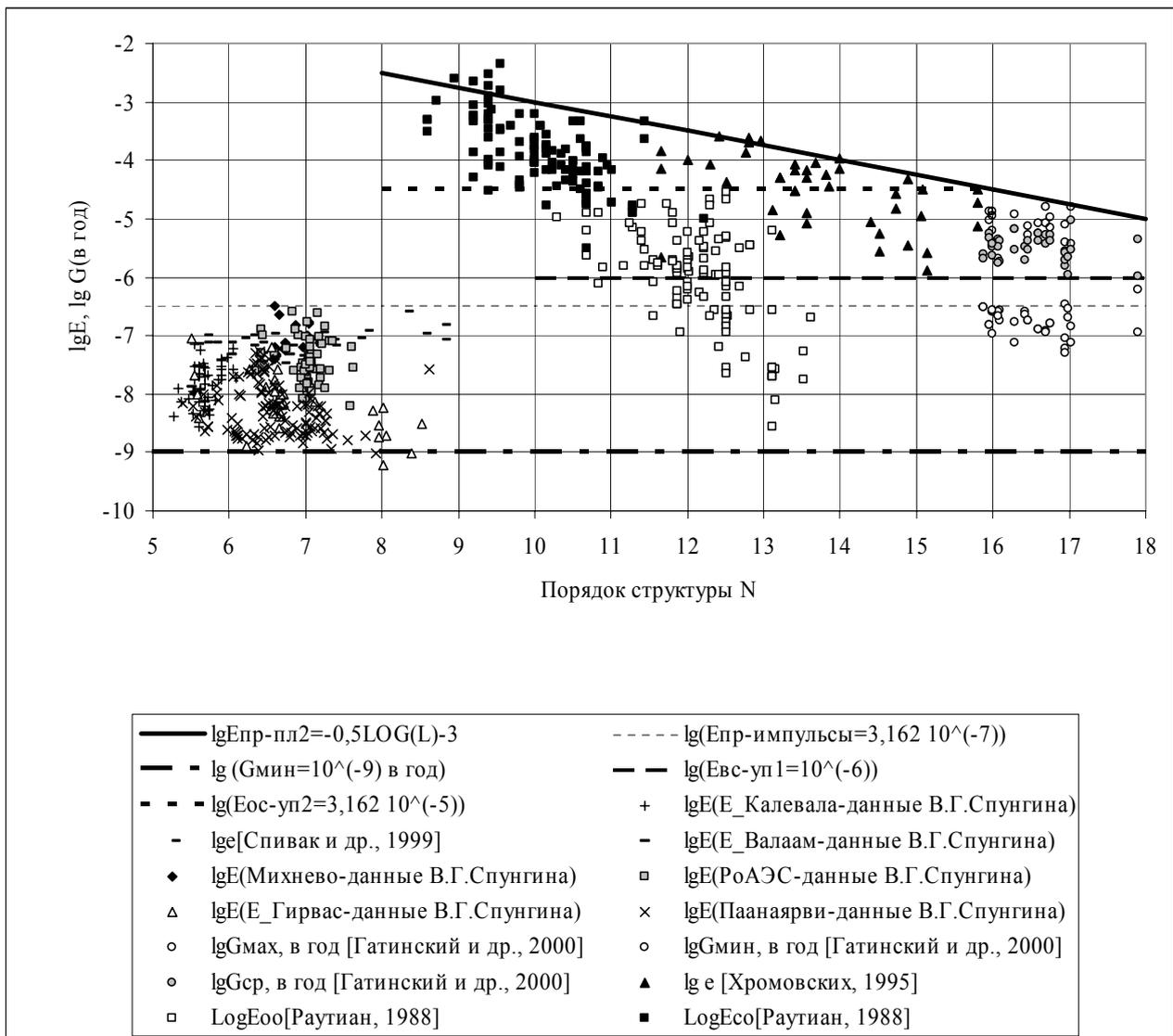


Рис. 1. Распределение эффективных деформаций в очагах землетрясений различного типа и порядка и градиенты скорости тектонических движений в потенциальных очаговых зонах

$$\begin{aligned} \lg \varepsilon_{\text{пл}} &= -0.25N_0 - 0.5 \quad (\text{или}) \\ \lg \varepsilon_{\text{пл}} &= -0.5 \lg L_0 (\text{км}) - 3 \end{aligned} \quad (5)$$

где: N_0 – порядок очага; L_0 – размера очага, км. Столь значительные деформации являются результатом накопления напряжений на неоднородностях IX – XVI порядка под воздействие дополнительных интенсивных тектонических сил, прежде всего в активных областях.

Предельные упруго-пластические деформации превышают годовые градиенты скорости тектонических движений в потенциальных очаговых зонах, которые в межплитовых зонах эти величины могут достигать $5 \cdot 10^{-7} - 10^{-5}$ в год согласно данным работы [Гатинский и др., 2000]. Градиент скорости неотектонических движений в активных областях изменяется от $5 \cdot 10^{-8}$ до $2 \cdot 10^{-7}$ в год, а в слабоактивных территориях от $1 \cdot 10^{-9}$ до $2 \cdot 10^{-8}$ в год [Sikosek B. and Vukasinovic M., 1976].

Следует отметить, что диапазон изменения величин годового градиента скорости тектонических движений (от 10^{-9} до 10^{-5} в год) совпадает с диапазоном изменения деформаций в очагах землетрясений различного типа. При разработке инженерного метода уточнения ОСР-97 имелось в виду, что условия деформирования и разрушения блочно-иерархической среды определяют ее прочностные и деформационные характеристики и как следствие – магнитуду и деформации потенциальных очагов землетрясений. Критериями выявления потенциальных очаговых зон являются: приуроченность к межблоковым границам (линеamentным зонам), активизированных в современное и четвертичное время тектонических движений и/или очагов землетрясений. Межблоковые границы, в которых отсутствуют проявления четвертичной тектонической активности и к которым не приурочены очаги землетрясений, к потенциальным очаговым зонам (зонам ВОЗ) не

относятся и включаются в квазиоднородные тектонические блоки.

Потенциальные очаговые зоны ранжируются с учетом их протяженности (как отмечено выше) и классифицируются по степени (скорость деформации или градиент скорости четвертичных тектонических движений (G , в год)) тектонической активности на четыре класса: класс А, к которому относятся зоны с G , в год $\geq 10^{-6}$; класс В – $10^{-6} > G$, в год $\geq 10^{-7}$; класс С – $10^{-7} > G$, в год $\geq 10^{-8}$; классом Д – $10^{-8} > G$, в год $\geq 10^{-9}$ соответственно [Бугаев, 2003].

Параметры очагов максимальных землетрясений неслучайным образом связаны с параметрами блочно-иерархической модели земной коры. Это позволило сформулировать основные задачи инженерных изысканий:

1) выделение квазиоднородных тектонических блоков, ненарушенных активными разломами и геодинамическими зонами;

2) выявление потенциальных очаговых зон и определение их параметров (протяженность структуры и степень ее тектонической активности);

3) оценка M_{MAX} на основе параметров потенциальных очаговых зон и особенностей сейсмического режима.

Учет соответствия тектонической и сейсмотектонической деформации [Юнга, 1995 и др.], предела упругого деформирования $\varepsilon_{уп1} = 10^{-6}$ при всестороннем сжатии и $M_{MAX} = 9$ для Земли в целом и отношения протяженности потенциальной очаговой зоны к максимальному размеру очага позволил унифицировать оценку магнитуды M^*_{MAX} сверху с учетом параметров блочно-иерархической модели земной коры [Бугаев, 1999, 2002; Bougaev, 2000]:

$$M^*_{MAX\text{сверху}} = (-10.2 + 4.5b - 0.5 \lg G_3) / (b - 1.6) + 0.3 \lg G_3 + 0.47N_3 - 2, \quad (6)$$

где $N_{зоны}$ – порядок потенциальной очаговой зоны; $G_{зоны}$ – градиент скорости четвертичных движений в потенциальной очаговой зоне, в год; b – наклон графика повторяемости магнитуд.

Подобное соотношение получено при прочих равных условиях для предела упругого деформирования $\varepsilon_{уп1} = 3 \cdot 10^{-5}$ при одноосном сжатии и определяет оценку M^{**}_{MAX} снизу:

$$M^{**}_{MAX\text{снизу}} = (-9.45 + 4.5b - 0.5 \lg G_3) / (b - 1.6) + 0.3 \lg G_3 + 0.47N_3 - 2, \quad (7)$$

Обозначения приведены выше.

Соотношения (6) и (7), в отличие от ранее использованных соотношений [Шебалин, 1971; Савич и др., 1987 и др.], позволяют при оценке M_{MAX} учесть не только протяженность потенциальной очаговой зоны, но и дополнительно учесть ее тектоническую активность и особенности сейсмического режима рассматриваемой территории. Так при прочих равных условиях в коллизионных зонах, в которых наклон b графика повторяемости магнитуд, как правило, равен 0.9, и в линейных зонах растяжения, например, Средне-Алантический хребет, где $b = -1.3$, прогнозные значения M_{MAX} равны ~ 8.5 и ~ 7.0 соответственно и не противоречат наблюдаемым данным.

Эффективность унифицированной оценки M_{MAX} на основе блочно-иерархической модели земной коры рассмотрена на примере сравнения прогнозных M_{MAX} и наблюдаемых магнитуд $M_{MAX\text{наб}}$ (рис. 2) очаговых зон землетрясений, для которых имеются не только данные о $M_{MAX\text{наб}}$, но и соответствующие сведения параметрах (протяженность, скорость деформации) области подготовки очага землетрясения.

Максимальные наблюдаемые магнитуды землетрясений соответствуют условиям деформирования и разрушения среды при наличии дополнительных тектонических напряжений, приводящих к упрочнению среды и ее последующему упругопластическому разрушению, и соответствуют условиям проявления субочагов (жестких) очагов.

Максимальные магнитуды гладких (вялых) очагов определяются условиями хрупкого разрушения блочно-иерархической среды при одноосном сжатии(растяжении).

Минимальный уровень магнитуд ($M_{мин}$) микроземлетрясений, приуроченных к структурам IV по IX порядка, также контролирует и минимальный уровень магнитуд гладких очагов, приуроченных к более крупным структурам, что позволяет предположить подобие механизма очагов микроземлетрясений и гладких (вялых) очагов. Однако оценки $M_{мин}$ не представляют практического интереса при обосновании безопасности АС, т.к. они не достаточно консервативны и могут приводить к пропуску цели в местах локального накопления тектонических напряжений.

Удовлетворительное соответствие прогнозных и наблюдаемых магнитуд для активных областей и слабоактивных территорий отражает эффективность унифицированной оценки M_{MAX} на основе параметров блочно-иерархической модели.

Инженерный метод формализованного выявления локальных зон ВОЗ и унифицированной оценки M_{MAX} успешно использован при уточне

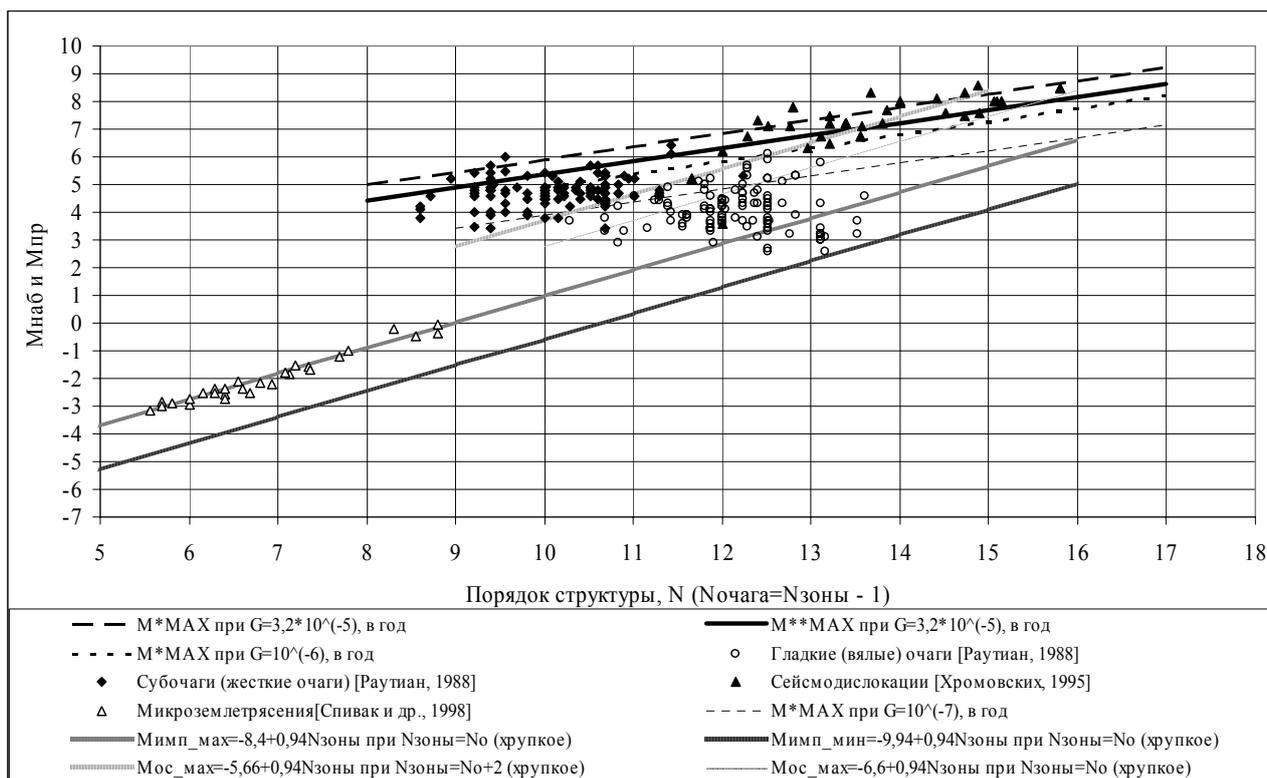


Рис. 2. Сравнение прогнозных и максимальных наблюдаемых магнитуд в зависимости от порядка очаговой зоны, размера очага и условий деформирования и разрушения среды

нии геодинамических и сейсмических условий размещения Калининской, Нововоронежской, Кольской, Ростовской и других объектов использования атомной энергии [Бугаев, 1999; Bougaev, 2000; Бугаев, 2003 и др.]. Метод позволил в ограниченные сроки инженерных изысканий в пределах доменов выявить локальные зоны ВОЗ и выделить квазиоднородные тектонические блоки, уточнить исходную сейсмичность района (карта ОСР-97D), определить динамические характеристики сейсмических воздействий (максимальные ускорения, обобщенные спектры реакции для заданной обеспеченности и расчетные акселерограммы) и обосновать размещение АС в пределах квазиоднородных тектонических бло-

ков, ненарушенных активными разломами и геодинамическими зонами. Анализ полученных данных показал, что вновь установленные для площадок АС уровни сейсмических воздействий поглощаются уровнями воздействий, принятыми в проектах АС.

Таким образом, разработанный инженерный метод позволяет на основе формализованных критериев с учетом параметров блочно-иерархической модели земной коры выделить в пределах доменов квазиоднородные тектонические блоки и локальные зоны ВОЗ, получить унифицированные оценки M_{MAX} , оценить вероятность максимальных землетрясений и уточнить исходную сейсмичность района (ОСР-97).

ЛИТЕРАТУРА

Бугаев Е.Г. Методика оценки максимального потенциала платформенных землетрясений (на примере условий размещения площадки Калининской АС) // Физика Земли. 1999. № 2. С. 35-51.

Бугаев Е.Г. Оценка сейсмической опасности особо ответственных объектов, расположенных на территории Восточно-европейской платформы // Сб. «Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций и их источников. Научно-практическая конференция. 26-27 июня

2001 г.». Доклады и выступления. Центр «Антистихия». М.: 2002. С. 53-62.

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.

Бугаев Е.Г., Спивак А.А. Оценка эффективных деформационных и прочностных характери-

- стик среды в очагах землетрясений // Сборник научных трудов «Нестационарные процессы в верхних и нижних оболочках Земли (геофизика сильных возмущений)». М.: 2002. С. 77-85.
- Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Волова Г.Л., Мирлин Е.Г., Миронов Ю.В., Рожкова В.В., Соловьев А.А.* Зоны субдукции: действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения. Вестник ОГГГН РАН. 2000. Т. 1, № 2 (12)'.
Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. Под редакцией академика В.В. Адушкина. ИКЦ «Академкнига». 2003. С. 424.
- Раутиан Т.Г.* Определение параметров субочагов землетрясений и их интерпретация // Исследования по сейсмической опасности. Сб. Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука. 1988. № 29. С. 21-29.
- Савич А.И., Сувилова А.В., Леонов Н.Н., Владимиров В.Г., Дементьев А.Д., Ярцева И.С.* Оценка сейсмической опасности площадок энергетического строительства в условиях слабой сейсмичности и недостаточности геолого-геофизической информации // Оценка сеймотектонических условий площадок строительства атомных энергетических установок. Сб. научных трудов АТЭП. М.: Энергоатомиздат. 1987. С. 10-18.
- Спивак А.А., Спунгин В.Г., Бугаев Е.Г., Горбунова Э.М.* Диагностика тектонических структур территории Ново-Воронежской АЭС на основе анализа микросейсмических колебаний // Геоэкология. 1999. № 3. С. 268-276.
- Шебалин Н.В.* О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясения. – Известия АН СССР. Серия Физики Земли. 1971. № 6. С. 12-20.
- Штейнберг В.В., Пономарева О.Н.* О размерах сильных землетрясений // Сильные землетрясения и сейсмические воздействия. Сб. Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука. 1987. Вып. 28. С. 63-72.
- Хромовских В.С.* Сейсмогенные деформации земной коры в эпицентральных и плейстосейстовых зонах сильных землетрясений // Сб. Современная динамика литосферы континентов подвижные пояса. Под ред. Логачева Н.А., Хромовских В.С. М.: Недра. 1995. С. 440-503.
- Юнга С.Л.* Сеймотектонические деформации как основа шкалы геологических магнитуд M_{max} в вопросах оценки сейсмической опасности // Недра Поволжья и Прикаспия. Тринадцатый специальный выпуск, ноябрь 1996. НВНИИиГ. С. 32-38.
- Bougaev E.G.* Estimation of the Seismic Potential of Geodynamical Active Zones of Platform Territories // Journal of Earthquake Prediction Research . 2000 N 8. P. 285-305.
- Sikosek B. and Vukasinovic M.* Geological criteria in the preparation of a seismic zoning map // Proceedings of the seminar on seismic zoning maps, Skopje, 27 October – 4 November 1975. UNESCO, Skopje: 1976. V. II.

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

ИНГГ СО РАН, Новосибирск, BushenkovaNA@ipgg.nsc.ru, deev@uiggm.nsc.ru, elixir@pochta.ru

К концу палеозоя в результате закрытия Палеоазиатского океана сформировались основные структуры Урало-Монгольского складчатого пояса, спаявшего в единое целое крупные платформы (кратоны): Русскую, Сибирскую, Таримскую и Северо-Китайскую. Помимо них в возникший коллаж (ядро Евразии) было «впаяно» несколько десятков более мелких блоков (микроконтинентов).

Практически сразу, на границе перми и триаса, после возникновения Евразийского континента в его пределах произошло одно из самых ярких проявлений постколлизийного тектоногенеза – внутриконтинентальный трапповый магматизм.

Традиционно в качестве крупнейшей на Земле трапповой провинции рассматривалась Сибирская платформа (СП), главным образом, территория Тунгусской синеклизы. Среди вулканитов здесь резко преобладает недифференцированная серия толеитовых базальтов. Дифференцированная серия субщелочных базальтов развита в северо-западной и северной краевых частях синеклизы. Предполагается, что она соответствует более раннему (рифтогенному) этапу магматизма [Альмухамедов и др., 1999]. Триасовые трапповые образования ограничено распространены в пределах территорий Таймыра и Кузнецкого прогиба. Траппы Таймыра, очевидно, являются частью магматического комплекса СП. В пределах Кузнецкого прогиба трапповые трахибазальтовые образования абинского комплекса [Шокальский и др., 2000] участвуют в строении мальцевской серии.

Начиная с работы [Куликов и др., 1972], получает развитие идея о широком распространении нижне- и средне- триасовых вулканитов и в пределах Западно-Сибирской плиты (ЗСП), которые участвуют в строении эффузивно-осадочной туринской серии [Казаков и др., 2002]. Наиболее дискуссионной является тектоническая позиция серии в северных районах плиты (выше 65 параллели). Ряд исследователей считает, что она выполняет структуры крупной рифтовой системы, другие принимают точку зрения о ее плащеобразном залегании с вхождением в нижний, верхнепалеозойско(?)–нижнетриасовый, структурный ярус чехла ЗСП (например, [Деев и др., 2004]). Данные МОГТ не дают представлений о

площадной распространенности и геометрии магматических тел, но такую информацию в некоторой степени можно почерпнуть, анализируя результаты магниторазведки, согласно которым магматические тела распространены приблизительно на 10% площади [Кунин, Самойлюк, 1982]. В центральных и южных районах плиты туринская серия выполняет лишь изолированные грабены и впадины [Деев и др., 2001; Казаков и др., 2002]. Возраст серии определен как триасовый (индско-анизийский [Казаков и др., 2002]), но сейсмо-структурные модели, результаты палинологических (например, в [Пуртова, 1996]) и палеомагнитных [Казанский и др., 2000] исследований, данные абсолютного датирования пород [Reichow et al., 2002] говорят о том, что в ее состав могут входить и пермские образования. Магматические породы серии представлены преимущественно дифференцированной серией толеитовых и субщелочных базальтов, в меньшей степени – породами шошонит-латитовой серии, в редких случаях – риолитами и риодацитами, и, в целом, по своим геохимическим характеристикам соответствуют комплексам начального этапа магматизма Сибирской платформы [Альмухамедов и др., 1999].

Близкие возрастные и геохимические характеристики магматических комплексов Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы позволяют объединить их в единую провинцию внутриконтинентального магматизма, что приводит к постановке задачи 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. К настоящему времени выдвинуты некоторые объяснения геодинамической природы магматизма соседствующих провинций, основанные на моделях единого плюма [Альмухамедов и др., 1999] или суперплюма [Добрецов, 1997]. Однако, существование мантийного плюма диаметром в несколько конвективных ячеек представляется весьма проблематичным, а кроме того, эти модели не учитывают особенности динамики подлитосферной части верхней мантии, обусловленные неоднородностями в распределении мощностей

литосферы. Согласно результатам физического [Zhang & Libchaber, 2000] и численного [Тычков и др., 2005] моделирования, крупные блоки литосферы с увеличенной мощностью способствуют образованию локального перегрева подстилающей мантии и возникновению в ней восходящих потоков конвекции (рис. 1).

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

1) проведено 3D моделирование скоростной структуры верхней мантии региона с помощью сейсмотомографической методики на отраженных волнах (PP-P схема, в изучаемом регионе находятся точки отражения PP- волн, методика описана в [Бушенкова и др., 2003]), 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 [Бушенкова, 2004], построенная ранее с использованием этой же методики. В результате получена расширенная за счет привлечения данных по Западной Сибири и дополнительных данных о землетрясениях 1997-2001 гг. (общая база 1964-2001 гг., см. плотность исходных данных на рис. 2) модель верхней мантии региона до глубины 430 км, что привело и к повышению ее детальности (диаметр значимых объектов от 1,2°);

3) на основе сейсмотомографической модели построена карта неоднородности мощности литосферы региона (по методике, аналогичной примененной в [Бушенкова и др., 2008]);

2) реализовано 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., осредненная мощность для которых была взята из сейсмотомографической модели), основанное на уравнениях Навье-Стокса в приближении Обербека-Буссинеска и геодинамическом приближении с использованием переменных «завихренность – векторный потенциал», алгоритм описан в [Тычков и др., 2005] (все уравнения записывались в декартовых координатах). Конечно-разностный алгоритм решения задачи основан на применении метода дробных шагов [Яненко, 1967].

Результаты моделирования (рис. 3) представлены на горизонтальных срезах для глубин 250 и 300 км. Заливка на сейсмотомографической модели (рис. 3, а, 3, б) отражает отличие (в %) ско-

рости продольной волны в результирующей модели от референтной скоростной модели PEM-A [Dziewonski & Anderson, 1981]. Пунктирной линией отражена область развития пермотриасового магматизма Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы.

Сейсмотомографическое моделирование недр Западно-Сибирской плиты показало наличие пониженных скоростей в её северной и срединной частях почти по всему интервалу глубин вплоть до 430 км (см. рис. 3, а, 3, б). В результате обработки верхних 250 км модели была получена мощность сейсмической литосферы (использована методика пересчета, описанная в [Бушенкова, 2004]), которая демонстрирует (см. рис. 3, в) средние значения мощности для континентальной литосферы (100-130 км) по всей территории Западно-Сибирской плиты. Кроме того, эта модель подтверждает ранее установленное наличие утолщенной (до 200 км) литосферы Сибирского кратона, а сама сейсмическая модель – присутствие в районе плато Путорана восходящего потока в подлитосферной мантии (вплоть до 430 км), а так же «остаточного» прогрева литосферы в его центральной части (аналогично предыдущей модели [Бушенкова, 2004]). Поскольку последние 50 млн. лет Сибирский кратон двигался со скоростью 1–1.5 см/год как единое целое с Евразией на восток-юго-восток [Jurdy et al., 1995], 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, как оказалось, всегда возникает параллельный поток меньшей амплитуды и размера, но не под утолщенным блоком, а рядом с ним (см. пример с абстрактным кратоном на рис. 1). В нашем случае, парой к возникающему под центром Сибирского кратона восходящему потоку является тепловая аномалия под Западно-Сибирской плитой (рис. 3, г, 3, д), причем пространственно эта аномалия хорошо соотносится с отрицательной аномалией в сейсмотомографической модели и совпадает с областью распространения пермотриасового магматизма плиты. Эти восходящие потоки в нашей модели обусловлены только неоднородностью мощности литосферы, то есть фактически показывают современную тепловую структуру верхней мантии региона, и сами по себе не могут быть причиной вулканизма (отсутствует современный вулканизм). Следовательно,

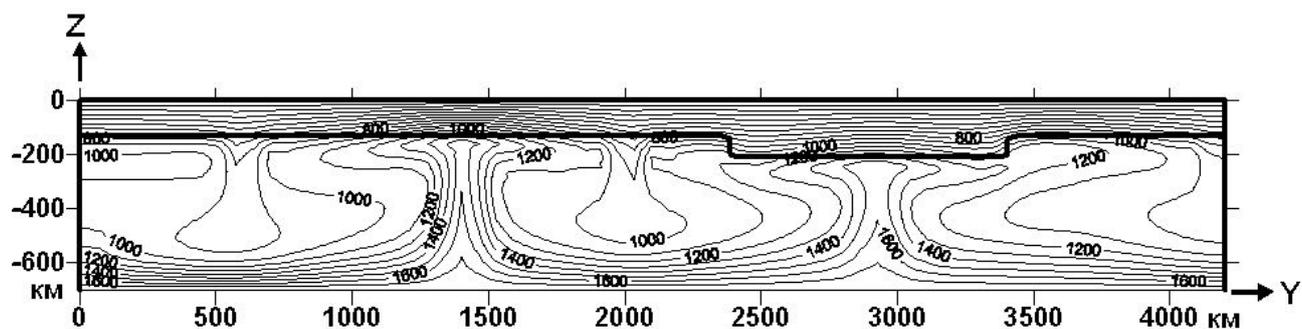


Рис. 1. Тепловое поле под кратоном. Сечение (YZ) трехмерного параллелепипеда $4200 \times 4200 \times 700 \text{ км}^3$

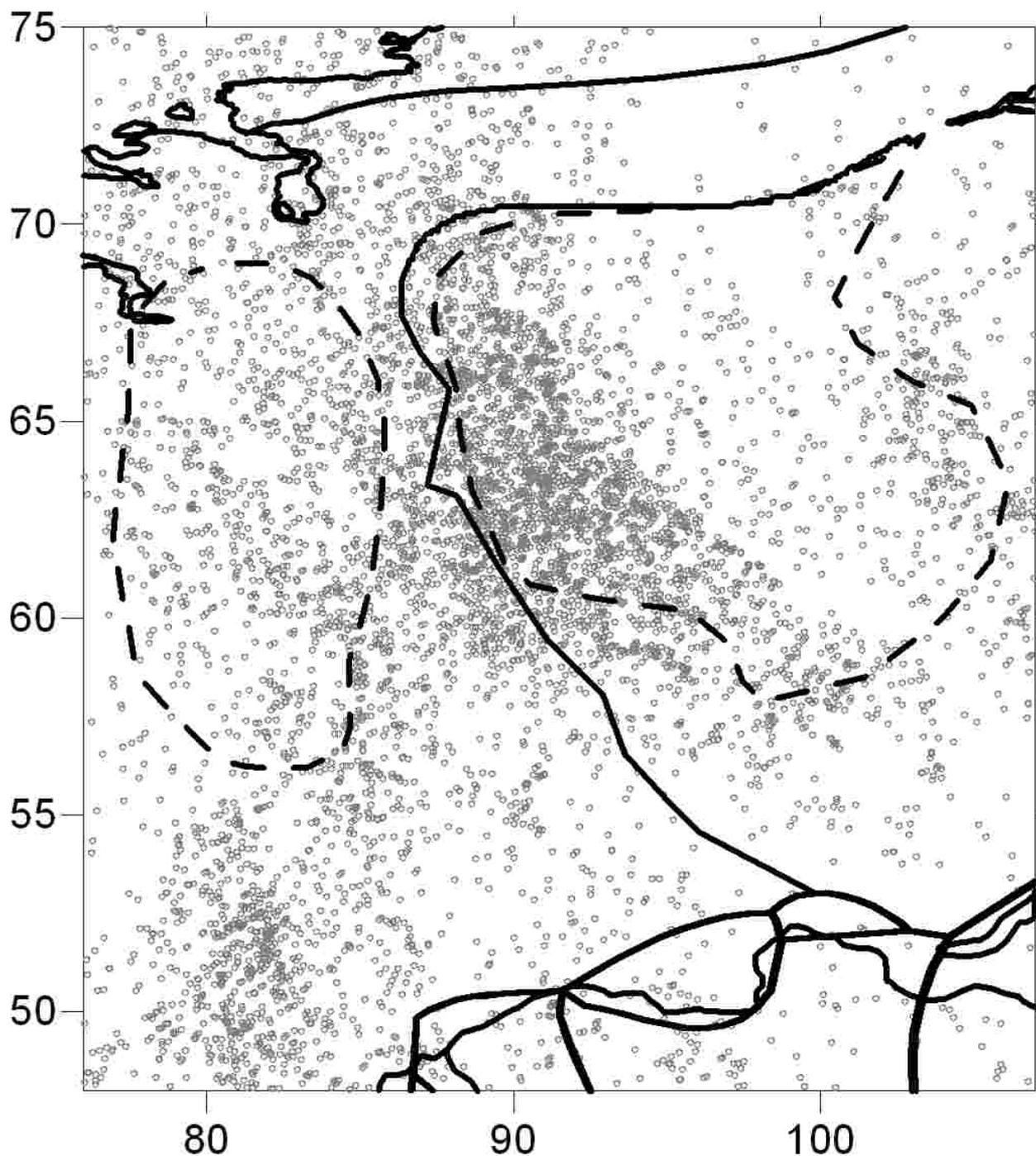


Рис. 2. Плотность точек отражения PP-волн для пар PP- и P-волн от землетрясений зарегистрированных мировой сетью станций в период 1964-2001 гг. (отобраны из каталога ISC)

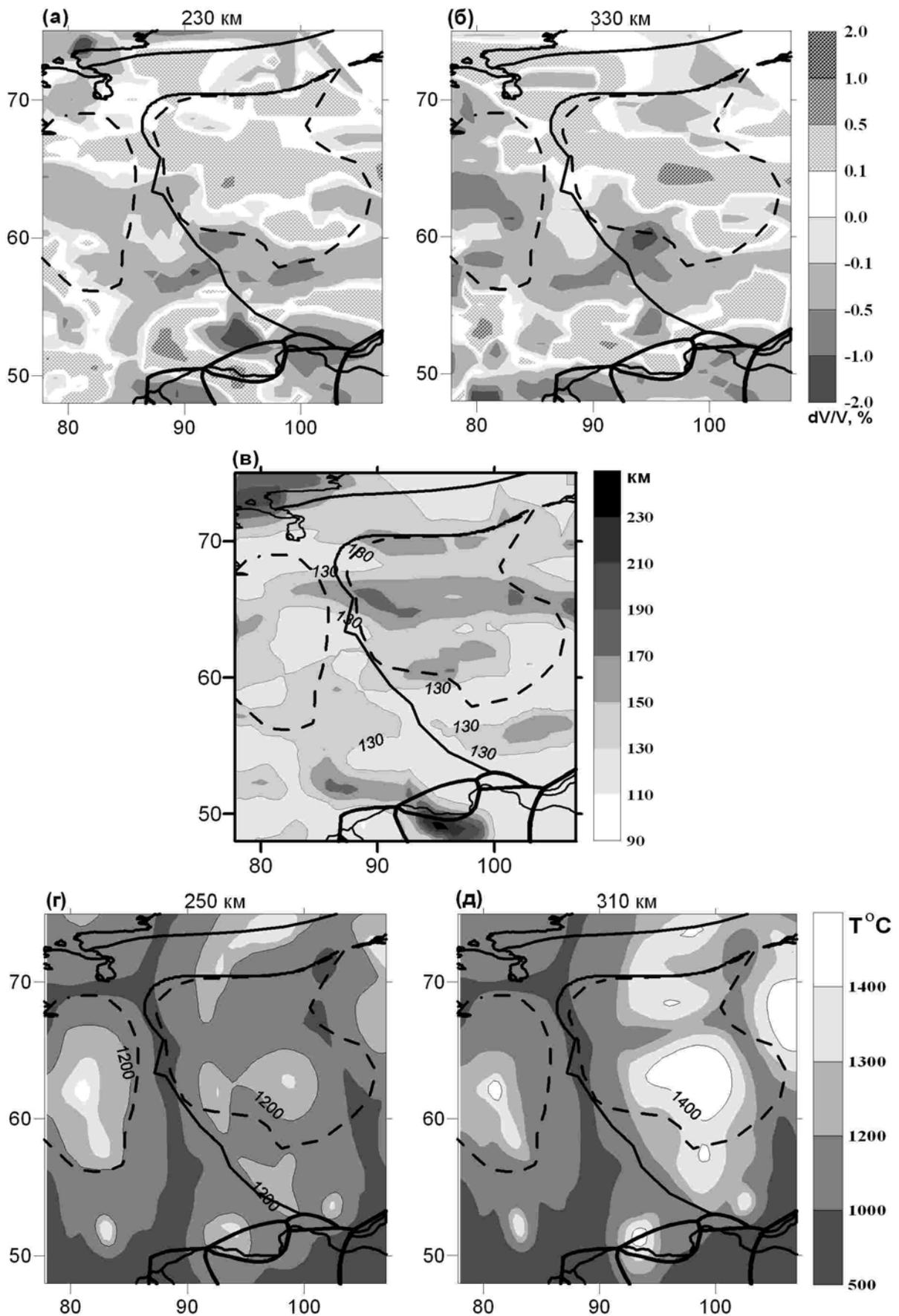


Рис. 3. Результаты моделирования. Представлены горизонтальные срезы моделей на глубинах ~250 и ~300 км: сейсмотомографической (а, б) и термогравитационной (г, д), и карта мощности сейсмической литосферы (е). Пунктиром показаны области развития пермо-триасового магматизма Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы

для значительного плавления пород литосферной мантии требуется лишь дополнительный источник тепла, пространственно совпадающий с центром блока утолщенной литосферы, каковым может быть достаточно интенсивный тепловой поток, связанный с движением нижнемантийного вещества (например, Хангайский плюм [Бушенкова и др., 2008]). Маломощные плюмы (типа Путоранского) вызывают лишь прогрев литосферы, хотя следы последнего и могут наблюдаться спустя десятки миллионов лет. Таким образом, совпадение в пространстве в пермо-триасовое время интенсивного плюма и восходящего верх-

немантийного 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, что, в нашем случае, и способно привести к формированию одновозрастной провинции внутриконтинентального базальтового магматизма на территории Западно-Сибирской плиты.

ЛИТЕРАТУРА

- 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.
- Бушенкова Н.А., Деев Е.В., Дягилев Г.С., Гибшер А.А.* Структура верхней мантии и кайнозойский вулканизм Центральной Монголии // ДАН. 2008. Т. 418, № 3. С. 378-382.
- 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.
- Бушенкова Н.А.* Неоднородности верхней мантии и современная структура литосферы центральной Сибири по данным сейсмомографии на отраженных волнах: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: 2004. 20 с.
- Деев Е.В., Вотах О.А., Беляев С.Ю. и др.* Схема тектоники фундамента плитного комплекса Широкого Приобья (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 6. С. 968-978.
- Деев Е.В., Зиновьев С.В., Чиков Б.М.* Структурная модель домеловых комплексов чехла севера Западно-Сибирской плиты (на примере Надым-Тазовского междуречья) // Литосфера. 2004. № 2. С. 61-80.
- Добрецов Н.Л.* Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 220-223.
- Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. Новосиб.: Изд. СО РАН, филиал «ГЕО». 2002. 322 с.
- Казанский А.Ю., Казанский Ю.П., Сараев С.В., Москвин В.И.* Граница перми и триаса в вулканогенно-осадочном разрезе Западно-Сибирской плиты по палеомагнитным данным (по материалам изучения керна Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 3. С. 327-339.
- Куликов П.К., Белоусов А.П., Латыпов А.А.* Западно-Сибирская триасовая рифтовая система // Геотектоника. 1972. № 6. С. 79-87.
- Кунин Н.Я., Самойлюк Л.А.* Строение земной коры севера Западно-Сибирской плиты // Сов. геология. 1982. № 8. С. 97-105.
- Пуртова С.И.* Детальное обоснование возраста раннего мезозоя и перми в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины // Тюменская сверхглубокая скважина. Пермь: КамНИИКИГС. 1996. С. 94-100.
- Тычков С.А., Червов В.В., Черных Г.Г.* Численная модель трехмерной конвекции в верхней мантии Земли // Физика Земли. 2005. № 5. С. 48-64.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М.* Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Под ред. Морозова А.Ф. Новосибирск: Изд. СО РАН. Фил. «Гео». 187 с.
- Яненко Н.Н.* Метод дробных шагов решения многомерных задач математической физики. Новосибирск: Наука. 1967. 197 с.
- Dziewonski A.M. and Anderson D.L.* Preliminary Earth reference model // Phys. Earth Planet Interiors. 1981. № 25. P. 297-356.
- Jurdy D.M., Stefanick M., Scotese C.R.* Paleozoic plate dynamics // J. Geophys. Res. 1995. V. 100, № B9. P. 17965-17975.
- Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V. et al.* 40Ar/39Ar dates from the West Siberian Basin: Siberian flood basalt province doubled // Science. 2002. V. 296. P. 1846-1849.
- Zhang J. and Libchaber A.* Periodic Boundary Motion in Thermal Turbulence // Physical review letters. 2000. V. 84, № 19. P. 4361-4364.

**ДИНАМИКА МИКРОТРЕЩИНОВАТОСТИ ГЕОСРЕДЫ
В СВЯЗИ С КАТАСТРОФИЧЕСКИМИ
СИМУШИРСКИМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ 2006 – 2007 гг.
ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНЫХ СКВАЖИННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ НА КАМЧАТКЕ**

В.А. Гаврилов

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

В последние годы в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН достаточно активно ведется разработка новых методов мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды. В том числе, с августа 2000 г. на пункте Г-1, (53°03' с.ш.; 158°40' в.д.), расположенном в черте г. Петропавловска-Камчатского, ведутся непрерывные скважинные геоакустические измерения; с мая 2003 г. – непрерывные электромагнитные измерения с использованием подземной вертикальной электрической антенны, а с апреля 2004 г. проводятся непрерывные измерения относительной плотности воды в скважине. С ноября 2005 г. измерения относительной плотности воды в скважине начали проводиться также на пункте Р-2 (53°05' с.ш.; 158° 54' в.д.), расположенном в 20 км на северо-восток от пункта Г-1 (рис. 1).

Пункт Г-1 оснащен скважиной глубиной 2540 м. Скважина самоизливающаяся (дебит в последние три года практически нулевой), обсажена на всю глубину. В интервале глубин 1190 м – 2536 м имеется фильтровая колонна. По данным бурения в геологическом строении района пункта Г-1 на глубинах более 108 м принимают участие верхнемеловые породы, представленные чередованием метаморфизованных алевролитов, аргиллитов и сланцев. Строение вулканогенно-осадочной толщи меловых пород осложнено внедрениями в интервалах 589 м – 641 м, 647 м – 734 м, 1897 м – 2510 м диоритов

раннеплейстоценового возраста, представляющих периферийные зоны экстррузивного массива горы Мишенной. Температура воды на забое на момент окончания бурения в 1987 г. составила около 60°C. Среди состава растворенного и свободно выделяющихся газов преобладают метан и азот, суммарное содержание которых примерно на два порядка превышает суммарную концентрацию остальных газовых компонент.

Пункт Р-2 оснащен скважиной глубиной 1504 м, обсаженной до глубины 768 м. При бурении в 1992 г. скважиной Р-2 были вскрыты напорные (15 м ниже дневной поверхности) слабоминерализованные ($M_{\text{общ}} = 12$ г/л) газонасыщенные (азотметановые) воды. В настоящее время уровень воды в скважине находится на глубине около 21 м от дневной поверхности. Температура воды на глубине 1443 м по результатам бурения в 1992 г. составила около 30° С, температура воды в приустьевой части скважины в настоящее время составляет около 4°C. В диапазоне глубин от 74 м до 1500 м преобладают алевропесчанники, алевролиты, песчанники в неравномерном переслаивании. Структуры пород преимущественно алевропсоммитовые, реже – псаммоалевритовые и алевролитовые. Встречаются песчаники псаммитовой структуры с примесью гравия. Среди составов растворенных и свободно выделяющихся газов скважины Р-2 также, как и для скважины Г-1, значительно преобладают метан и азот.

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

Для автоматизированных геофизических измерений на пунктах Г-1 и Р-2 используется комплекс радиотелеметрической аппаратуры, достаточно подробное описание которого содержится в [Власов и др., 2008].

Для *геоакустических измерений* на пункте Г-1 используется скважинный трехкомпонентный геофон МАГ-3С [Беляков, 2000], установленный на глубине 1035 м. Геофон прижат к обсадной трубе скважины рессорной пружиной. Особенностью геофона являются датчики на основе магнитоупругих кристаллических ферромагнетиков, выходной сигнал которых пропор-

ционален третьей производной от смещения грунта. Общий диапазон геоакустических измерений по уровню 0,5 составляет 25÷1500 Гц. Аппаратурным комплексом, расположенным у устья скважины, производится дополнительное усиление и разделение исходных сигналов датчиков геофона полосовыми фильтрами на четыре полосы с центральными частотами 30, 160, 560 и 1200 Гц с измерением средневыпрямленных значений сигналов на выходах каждого из фильтров. Дальнейшая обработка сигналов производится микропроцессорным контроллером, в функции которого входит аналого-цифровое

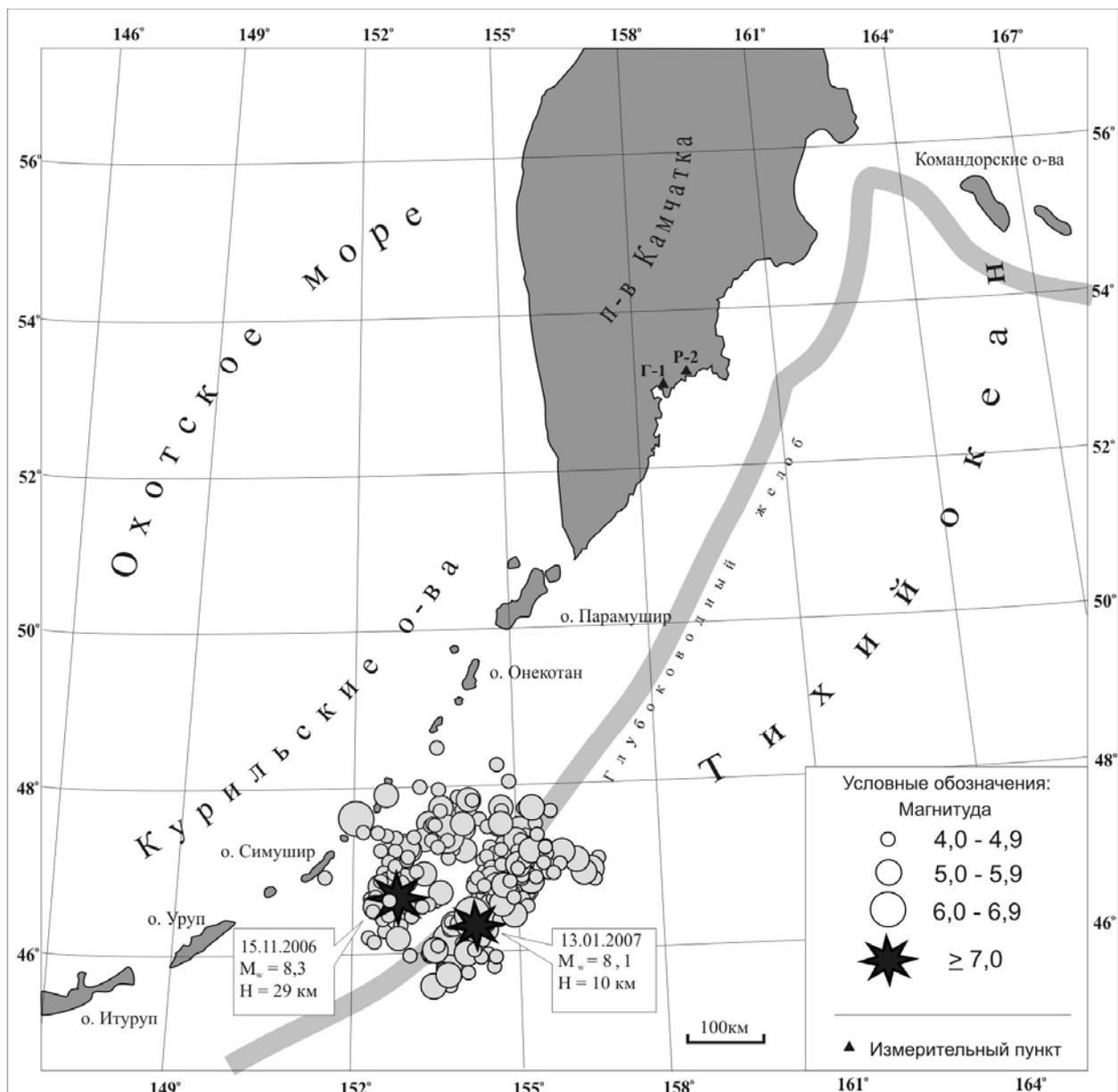


Рис. 1. Положения эпицентров главных толчков Симуширских землетрясений (звездочки) и их афтершоков с $M \geq 4.5$ (кружки), зарегистрированных в течение первых суток после основных событий (данные каталога NEIC). Узкая полоса – ось глубоководного желоба

преобразование поступающих на вход сигналов, вычисление средних значений сигналов на интервале в одну минуту, а также запись данных в память для дальнейшей передачи по каналу связи.

Проведение измерений уровня ГАЭ на пункте Г-1 на глубине около 1000 м позволило снизить влияние шумов техногенного происхождения более чем на два порядка, а также практически полностью устранить влияние метеоусловий на результаты измерений вертикальной компоненты сигнала [Гаврилов и др., 2006]. Такие условия измерений дали возможность измерять уровень естественного геоакустического фона с амплитудами сигналов в пересчете к смещению грунта порядка $1 \cdot 10^{-9}$ м.

К основным особенностям методики и техники **электромагнитных измерений** в данном случае можно отнести использование подземной электрической антенны оригинальной конструкции и проведение измерений в сверхнизкочастотном диапазоне частот. Измерительные тракты электромагнитных и геоакустических каналов идентичны, измерения проводятся в одних и тех же частотных диапазонах. Применение для измерений подземной электрической антенны обусловлено тем, что в соответствии с известными законами электродинамики из-за значительно более высокой в сравнении с воздухом проводимости земли, передача электромагнитного излучения через границу раздела земля-воздух крайне затруднена (вектор Пойтинга-Умова в этом случае

будет всегда направлен в сторону земли). По этой причине надежная регистрация ЕЭМИ литосферного происхождения измерительными системами с антеннами, расположенными над поверхностью земли, крайне затруднена, особенно на частотах выше первых сотен Гц. Как показали полученные результаты, использование на пункте Г-1 подземной электрической антенны позволило значительно повысить эффективность измерений фонового ЕЭМИ [Гаврилов и др., 2007].

На предыдущих этапах исследований основной акцент делался на исследовании выявленного автором эффекта модулирующего воздействия естественного электромагнитного излучения на интенсивность геоакустической эмиссии горных пород в условиях их естественного залегания [Гаврилов и др., 2006; Гаврилов, 2007]. Целью данной работы являлось, в первую очередь, выявление закономерностей изменений минимальных (фоновых) регистрируемых уровней ЕЭМИ и ГАЭ (рис. 2). При этом имелось в виду, что при достаточно низких уровнях собственных шумов измерительных трактов и внешних помех, измеряемые значения фоновых уровней ЕЭМИ и ГАЭ будут определяться, прежде всего, интенсивностями электромагнитной и геоакустической эмиссий горных пород, окружающих скважину.

Выделение фоновых уровней ЕЭМИ и ГАЭ

проводилось путем программной обработки соответствующих временных рядов с использованием фильтра MinMax, встроенного в пакет специализированных программ обработки временных рядов ABD [Дещеревский, Журавлев, 1997].

Обработка временных рядов с помощью указанного фильтра заключалась в вычислении минимальных значений ряда в заданном скользящем окне. Ширина окна составляла несколько суток, что позволяло сгладить суточные вариации уровней ЕЭМИ и ГАЭ. Рассчитанные таким образом ряды затем проходили процедуру дополнительного сглаживания в скользящем окне шириной около 16 сут.

Методика непрерывного автоматизированного *мониторинга изменений плотности воды в скважине* оригинальна, разработана автором статьи. Измерения ведутся с частотой 32 Гц с последующим одномоментным осреднением данных. Основная идея, заложенная в разработку указанного метода геофизического мониторинга, состоит в том, что при условии стабильности температуры воды в скважине изменения ее плотности зависят, прежде всего, от изменений объемов газов, поступающих в воду скважин. В свою очередь изменения объемов газов должны определяться изменениями проницаемости геосреды, т.е. прежде всего, процессами трещинообразования.

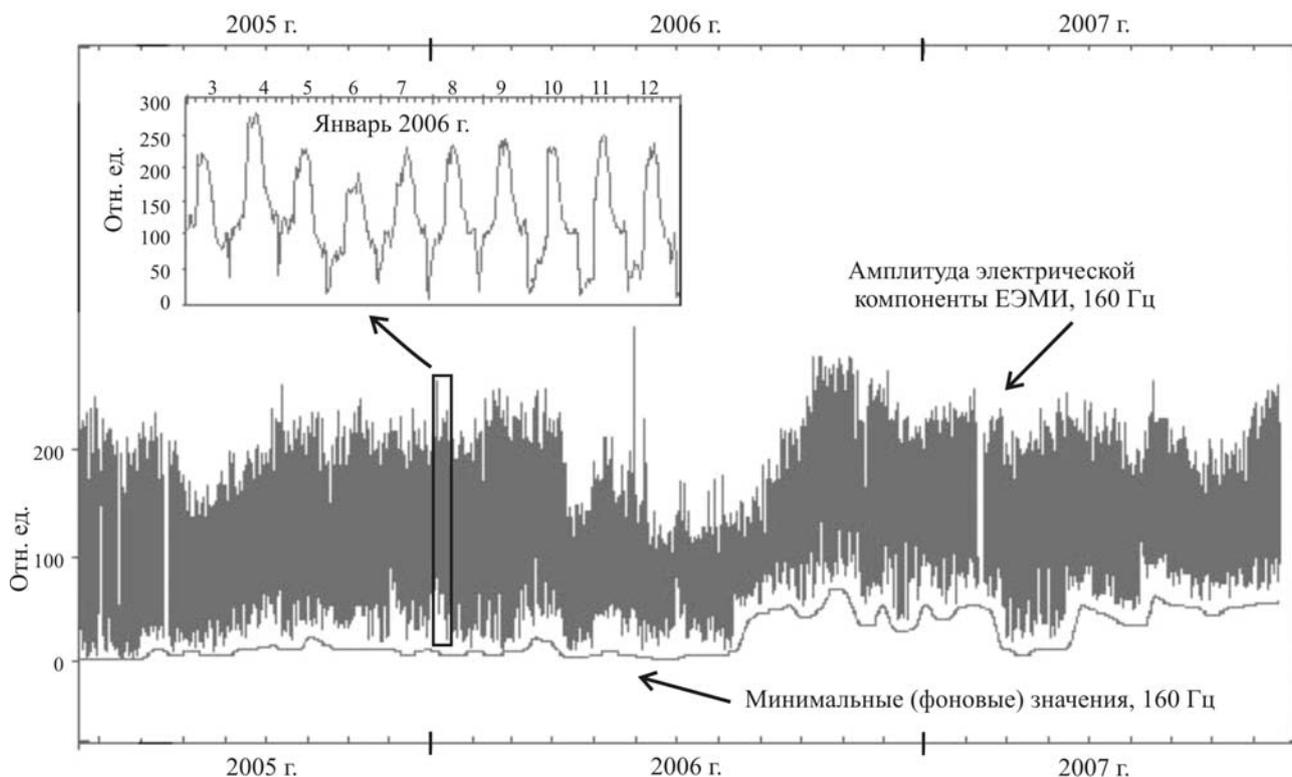


Рис. 2. Иллюстрация к методике выделения минимальных (фоновых) уровней ЕЭМИ и ГАЭ

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

На рис. 3, а, б, в, г представлены результаты измерений фоновых уровней ЕЭМИ и ГАЭ в диапазоне 160 Гц на скважине Г-1, также данные по изменениям плотности воды на скважинах Г-1 и Р-2. На рис. 3, д приведены данные, отражающие изменения сейсмической активности в зоне радиуса $R = 100$ км от скважины Г-1 по критерию $S = L_p/R_h$, где $L_p = 10^{0,44M-1,29}$ – длина очага землетрясения [Ризниченко, 1976]; R_h – гипоцентральное расстояние. (Для расчета параметра S использованы данные из каталога Камчатского филиала ГС РАН).

Как следует из представленных данных, на временном интервале август 2006 г. – февраль 2007 г. были зарегистрированы аномальные (более 30 дБ) бухтообразные изменения фонового уровня ЕЭМИ. На этом же интервале отмечается также бухтообразное изменение фонового уровня ГАЭ, хотя и значительно меньшее по амплитуде (в пределах 15%). С августа 2006 г. стал принципиально другим и характер изменений плотностей воды скважин Г-1 и Р-2: изменения плотности воды, происходившие до этого в противофазе, с августа 2006 г. приобрели синхронный характер.

Отмеченные аномалии ЕЭМИ, ГАЭ и плотностей воды по времени приурочены к катастрофическим Симуширским землетрясениям, произошедших восточнее острова Симушир (Средние Курилы) 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исходя из особенностей результатов измерений интервал июнь 2005 г. – апрель 2007 г. условно можно разделить на четыре стадии (рис. 3).

Для **стадии I**, предшествующей аномально высоким фоновым значениям уровня ЕЭМИ (до августа 2006 г.), характерны относительно небольшие амплитуды вариаций фоновых значений уровня ЕЭМИ. Уровень ГАЭ на этой стадии изменялся в пределах 15%. Наибольший интерес на этом временном интервале представляют данные по изменениям плотностей воды скважин Г-1 и Р-2, более детально представленные на рис. 4. На этом же рисунке приведены данные по изменениям сейсмической активности в зоне радиуса $R = 100$ км от скважины Г-1 для интервала глубин $0 \div 150$ км (использован каталог Камчатского филиала ГС РАН). На стадии I изменения плотности воды скважин происходили в противофазе, когда стабильному уменьшению плотности воды

(рис. 1). Координаты эпицентра главного толчка первого землетрясения: $\varphi = 46.6^\circ$ с.ш., $\lambda = 153.2^\circ$ в.д. По данным Сейсмологического центра Гарвардского университета (США) магнитуда землетрясения M_w составила 8,3. Координаты эпицентра главного толчка второго землетрясения: $\varphi = 46.29^\circ$ с.ш., $\lambda = 154.49^\circ$ в.д., магнитуда по данным того же центра $M_w = 8,1$. По данным службы NEIC (Национальный центр информации о землетрясениях Геологической службы США) глубина первого Симуширского землетрясения составила 29 км, второго – 10 км.

На рис. 1 приведены положения эпицентров главных толчков Симуширских землетрясений, а также их афтершоков, зарегистрированных в течение первых суток после основных событий. Для обоих сейсмических процессов в районе острова Симушир наибольшая афтершоковая активность наблюдалась в течение первых суток, после чего отмечался значительный ее спад. По данным каталога NEIC в ходе разрядки напряжений в очаговой области первого события и вне ее в течение суток возникло 203 толчка с $M \geq 4,5$, а в очаге второго землетрясения – 70. Занимаемая афтершоками площадь (рис. 1) дает представление о размерах очагов Симуширских землетрясений. Указанные землетрясения явились самыми сильными сейсмическими событиями за все время измерений ЕЭМИ и ГАЭ на пункте Г-1 как по магнитудам, так и по критерию $S = L_p/R_h$.

на скважине Г-1 в целом соответствовал рост плотности на скважине Р-2. На последующих стадиях изменения плотностей воды для обеих скважин стали практически синфазны. Из представленных данных следует, что в наибольшей степени плотности воды скважин Г-1 и Р-2 различались в начале интервала измерений (октябрь 2005 г.) и в наименьшей – после второго Симуширского землетрясения (январь 2007 г.). Такой характер изменений свидетельствуют о наличии общих причин, влиявших на изменения плотностей воды. Представленные на рис. 3, д и 4, в данные по сейсмической активности, позволяют говорить о том, что такими причинами могли быть изменения напряжений в геосреде в период подготовки и реализации Симуширских землетрясений с постепенным нарастанием напряжений и деформаций вплоть до критического уровня в начале стадии II (август 2006 г.). При этом можно отметить, что наиболее значимым

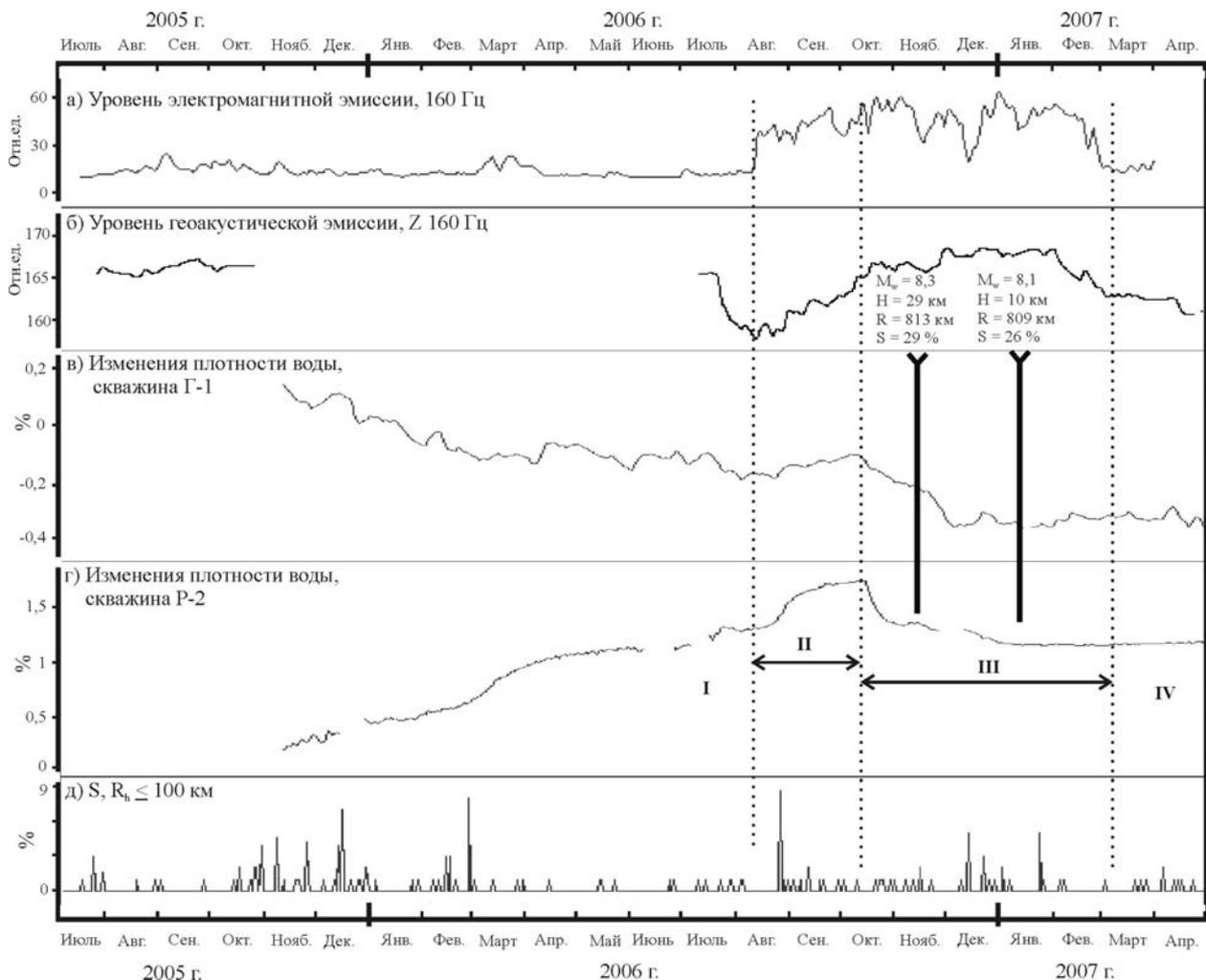


Рис. 3. Изменения фонового уровня ЕЭМИ (а) и фонового уровня ГАЭ (б) на скважине Г-1; изменения плотности воды скважины Г-1 (в) и плотности воды скважины Р-2 (г); δ – изменения уровня сейсмической активности в зоне радиуса $R = 100$ км от скважины Г-1, $S = L_p/R_h$, $L_p = 10^{0,44M-1,29}$ – длина очага землетрясения; R_h – гипоцентральное расстояние

изменениям плотностей воды на интервале ноябрь 2005 г. – октябрь 2006 г. предшествовали значительные увеличения числа близких неглубоких сейсмических событий (рис. 4, в). Это, в том числе, является подтверждением вывода о связи изменений плотности воды скважин с изменениями напряженно-деформированного состояния геосреды.

Стадия II (08.2006 г. – 10.10.2006 г.) характерна ростом аномалий фоновых уровней ЕЭМИ и ГАЭ, а также синхронностью изменений плотностей воды скважин. Начало фазы синхронных вариаций плотностей воды с быстрым ростом плотности для обеих скважин совпадает с достаточно резким повышением сейсмической активности в зоне радиусом 100 км от скважины Г-1 (рис. 4, в), которое началось землетрясением с магнитудой $M_{LH} = 5.7$ на глубине 52 км. Такой характер изменений плотности может быть объяснен увеличением проницаемости геосреды в зонах расположения скважин Г-1 и Р-2 за счет

резкого увеличения суммарного объема микро трещин, т.е. дилатансий. Оценивая физическую возможность проявления дилатантных процессов в ходе подготовки катастрофических Симуширских землетрясений в районе скважин Г-1 и Р-2 (эпицентральные расстояния около 800 км), можно указать на результаты численного моделирования зон дилатансии, приводимых в [Алексеев и др, 2001]. Как показано в указанной работе, в упрощенном виде дилатантную зону, образующуюся в процессе подготовки землетрясений, можно разделить на нижний и верхний ярусы. При этом верхний ярус имеет горизонтальные размеры, намного превосходящие размеры очагового яруса. Согласно оценкам, приводимым в [Тихонов и др., 2008], общая протяженность сейморазрыва для Симуширского землетрясения 15.11. 2006 г. согласно результатам геодезических измерений может достигать 300 км, ширина – до 60 км. Соответствующие оценки для землетрясения 13.01.2007 г.: 180 км и

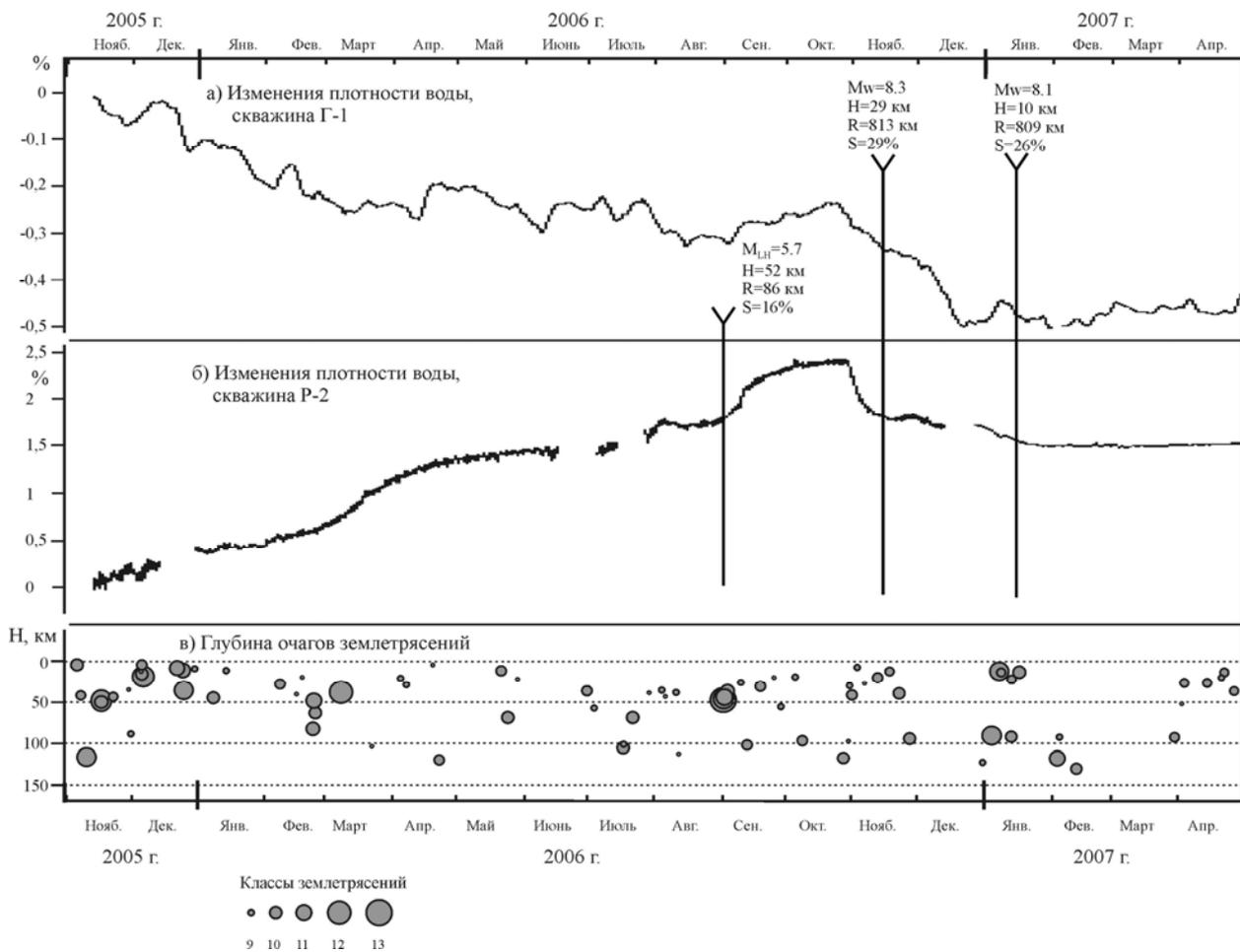


Рис. 4. Изменения плотностей воды: скважины Г-1 (а), скважины Р-2 (б). Изменения сейсмической активности в зоне радиуса $R = 100$ км от скважины Г-1 для интервала глубин $0 \div 150$ км (в)

46 км. С учетом приведенных оценок физическая возможность проявления дилатантных процессов в районе юга Камчатки в ходе подготовки катастрофических Симуширских землетрясений, на наш взгляд, вполне обоснована.

Следствием дилатансионного разуплотнения геосреды в районе скважин должно было стать перераспределение газовых потоков, поступающих из верхних слоев земной коры к дневной поверхности. При этом, ввиду повышения проницаемости геосреды, должна была снизиться интенсивность потоков газов, поступающих в воду скважин, т.к. общий объем газов, поступающих к верхним слоям земной коры из литосферы быстро измениться не мог. Как видно из приводимых на рис. 4 данных, в конце августа 2006 г. действительно отмечается начало активного роста плотности воды (следствие уменьшения объемов газов, поступающих в воду скважин). Примечательно, что рост плотности воды обеих скважин начался примерно на две недели позже начала роста уровней электромагнитной и геоакустической эмиссий, которые практически однозначно можно связать с развитием процессов микротрещинообразования. Кроме этого сле-

дует отметить, что интервал активного роста уровней электромагнитной и геоакустической эмиссий (август – октябрь 2006 г.) совпадает с интервалом повышенного числа слабых землетрясений в радиусе 100 км от скважины Г-1 (рис. 3, д; 4, в). Это дополнительно подтверждает наличие на интервале август – октябрь 2006 г. активных процессов трещинообразования.

В начале **стадии III** наблюдается достаточно резкое (особенно для скважины Р-2) снижение плотности воды для обеих скважин, а также уменьшение фоновых уровней ЕЭМИ и ГАЭ. Процесс снижения плотности воды завершился в декабре 2006 г. (примерно за месяц до второго Симуширского землетрясения). К этому моменту уровни плотности воды обеих скважин стабилизировались, причем значения плотности воды для скважины Р-2 вернулись к уровню значений июля 2006 г. Снижение плотности воды, на наш взгляд, можно объяснить с позиций концентрационного критерия С.Н. Журкова [1968]:

$$K = N^{-1/3}/L,$$

где K – критическое среднее расстояние между трещинами в единицах средней длины трещин; N

– число трещин размера L , $N^{-1/3}$ – объемная концентрация трещин.

При уменьшении среднего расстояния между трещинами размера L до величины K происходит резкая перестройка всей системы трещин с увеличением средних размеров трещин в некоторой геометрической пропорции и уменьшением их средней объемной концентрации. Естественным следствием уменьшения объемной концентрации трещин должно быть снижение плотности воды скважин Г-1 и Р-2 за счет уменьшения проницаемости геосреды и соответствующего увеличения объемов газов, поступающих в воду скважин. Характеры изменений уровней ГАЭ и ЕЭМИ соответствуют такому варианту изменений напряженно-деформированного состояния геосреды. Уменьшение средней объемной концентрации трещин вследствие перестройки системы трещин должно сначала приводить к ста-

билизации уровней ГАЭ и ЕЭМИ или к их уменьшению, а затем к снижению уровней ГАЭ и ЕЭМИ до минимальных фоновых значений. Именно такой характер изменений уровней ГАЭ и ЕЭМИ наблюдается в целом на стадии III, завершающей процессы аномальных изменений ГАЭ и ЕЭМИ.

Характер изменений слабой сейсмичности в ближней к скважинам зоне (рис. 3, д; 4, в), на наш взгляд, в целом также соответствует представлениям о перестройке системы трещин в соответствии с концентрационным критерием прочности: значительное число слабых близких сейсмических событий на интервале сентябрь-ноябрь 2006 г. сменяется паузой (конец ноября – начало декабря 2006 г.), а затем относительно редкими событиями более высокого энергетического класса (середина ноября 2006 г. – конец января 2007 г.).

ВЫВОДЫ

1. Согласно результатам совместных долгосрочных измерений уровня геоакустической эмиссии в скважине на глубине более 1000 м, уровня электромагнитной эмиссии в СНЧ-диапазоне с использованием подземной вертикальной электрической антенны, и мониторинга изменений плотности воды в двух скважинах примерно за 3,5 месяца до катастрофического Симуширского землетрясения 15.11.2006 г. в районе Авачинского залива (Южная Камчатка) отмечено начало достаточно активных и продолжительных процессов, связанных с изменением напряженно-деформированного состояния геосреды. Общая продолжительность активной фазы указанных процессов составила около 7 месяцев (август 2006 г. – февраль 2007 г.).

2. Активная фаза изменений напряженно-деформированного состояния геосреды сопровождалась значительными бухтообразными изменениями уровня электромагнитной эмиссии (более 30 дБ), бухтообразными изменениями уровня геоакустической эмиссии (до 13% в диапазоне 160 Гц). На этом же временном интервале стал принципиально другим характер изменений плотности воды в скважинах.

3. Сравнение данных электромагнитных и геоакустических измерений с данными по изменениям плотностей воды в скважинах позволяет говорить о том, что причины аномальных изменений уровней электромагнитной и геоакустической эмиссий на интервале август 2006 г. – февраль 2007 г. связаны с процессами трещинообразования.

4. На начальной стадии активной фазы изменений напряженно-деформированного состояния геосреды (август 2006 г. – октябрь 2006 г.) процесс трещинообразования носил дилатантный характер. Характер изменений плотности воды в скважинах, а также уровней электромагнитной и геоакустической эмиссий на последующей стадии можно объяснить с позиций концентрационного критерия С.Н. Журкова.

5. Наиболее вероятной первопричиной вышеуказанных процессов являются изменения напряжений в геосреде в период подготовки и реализации катастрофических Симуширских землетрясений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-96071).

ЛИТЕРАТУРА

Власов Ю.А., Гаврилов В.А., Денисенко В.П., Федористов О.В. Телеметрическая система сети комплексного геофизического мониторинга // Сейсмические приборы. М.: ОИФЗ РАН. 2008. Вып. 44. С. 33-38.
Беляков А.С. Магнитоупругие акустические геофоны для геофизических исследований //

Сейсмические приборы. М.: ОИФЗ РАН. 2000. Вып. 33. С. 27-45.
Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 52-67.

- 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. Сб. докл. IV международной конференции. Петропавловск-Камчатский. 2007. Доп. том. С. 14-19.
- Гаврилов В.А.* Физические причины суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии // ДАН. 2007. Т. 414, № 3. С. 389-392.
- Децеровский А.В., Журавлев В.И.* Анализ временных рядов с программой ABD. М.: ОИФЗ РАН. 1997. 80 с.
- Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 9-26.
- Алексеев А.С., Белоносов А.С., Петренко В.Е.* О концепции многодисциплинарного прогноза землетрясений с использованием интегрального предвестника // Проблемы динамики литосферы и сейсмичности. Вычислительная сейсмология. 2001. № 32. С. 81-97.
- Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Левин Ю.Н., Прытков А.С., Фролов Д.И.* Симуширские землетрясения 2006-2007 гг. – новая страница в истории Курильской сейсмоактивной зоны // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России: Тр. рег. научно-техн. конференции. Петропавловск – Камчатский. 2008. Т. 1. С. 215-219.
- Журков С.Н.* Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестник АН СССР. 1968. № 3. С. 46-52.

ГРАФИКИ ПОВТОРЯЕМОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАК КРИТЕРИЙ ОПАСНЫХ РАЗЛОМОВ БАЙКАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА

Е.А. Горбунова

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

Очаг землетрясения представляет собой разрушение некоторого объема напряженного материала верхней хрупкой части литосферы Земли. В результате воздействия тектонических сил в областях активного динамического влияния (ОАДВ) разломов происходит концентрация напряжений и создается ситуация, благоприятная для мгновенной разрядки накопленной упругой энергии при образовании нового разлома, прорастании или подвижке по уже существующему разлому и др. Исходя из этого факта можно утверждать, что области подготовки землетрясений соотносятся с ОАДВ разрывов [Шерман, 1988]. Поскольку сейсмичность контролируется тектоническими разломами, исследование активности последних можно проводить по сейсмическим событиям, привязанным к конкретным дизъюнктивам. Некоторые методы изучения сейсмической активности разноранговых и разновозрастных разрывов были приведены в работах [Шерман, 2005] и [Шерман, 2006]. Авторами предложены алгоритмы и программы для оценки тектонической активности разломов на основе

количественного анализа пространственно-временной закономерности возникновения событий разных классов в областях динамического влияния разрывов. На основе полученных данных авторы делают вывод о том, что разломы имеют квазипериодический характер сейсмической активизации.

Для оценки относительной сейсмической опасности активных разломов предлагается использовать закон повторяемости землетрясений [Ризниченко, 1985]. Данный закон обычно представляется в виде графика повторяемости, который 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.

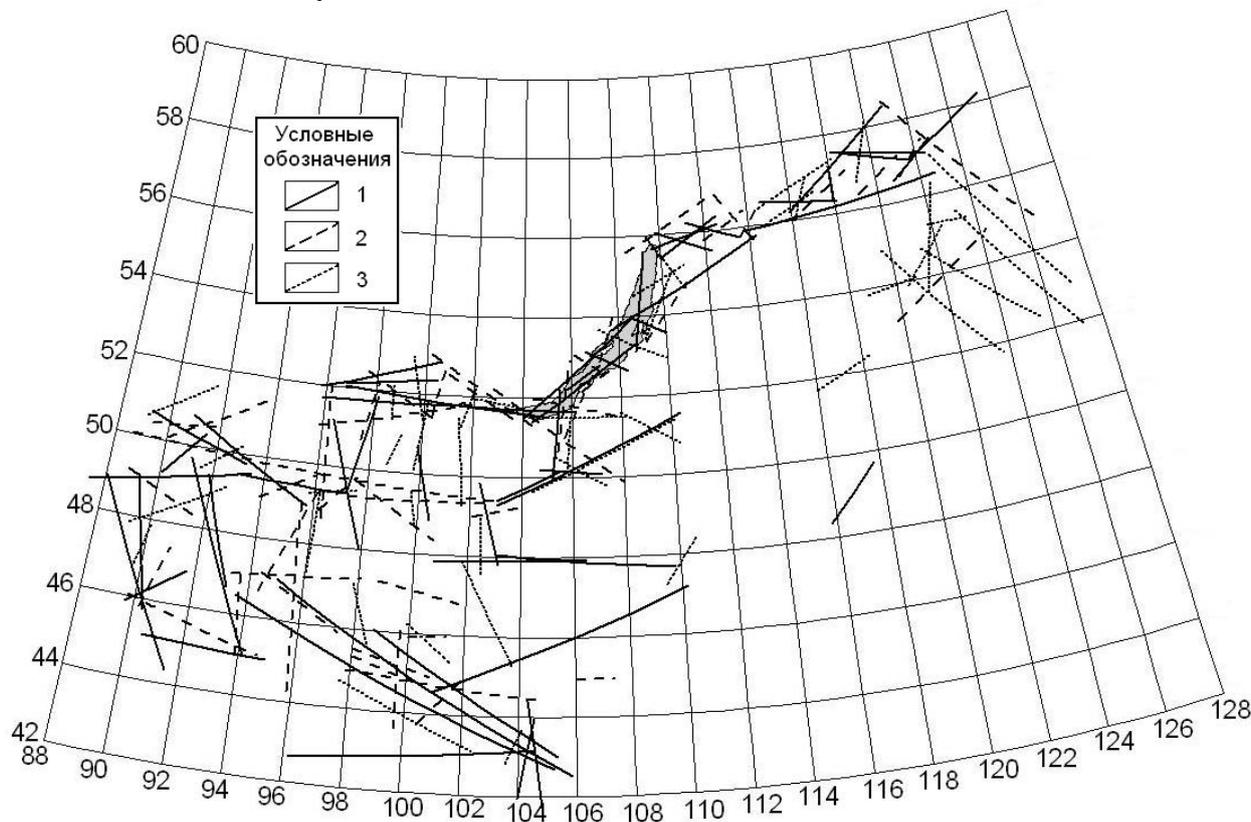


Рис. 1. Группы разломов Байкало-Монгольского сейсмического пояса.

Условные обозначения: разломы: 1 – весьма опасные; 2 – опасные; 3 – слабо активные, не опасные

Таблица. Характеристика разломов по значению K_{\max} и угловому коэффициенту γ повторяемости землетрясений

Группа/кол-во разломов	K_{\max}	Кол-во разломов в подгруппе	Средний угловой коэффициент для подгруппы
1/8	16-17	2	$-0,27 \pm 0,01$
		5	$-0,34 \pm 0,03$
		1	$-0,44$
2/18	15	4	$-0,25 \pm 0,07$
		12	$-0,36 \pm 0,03$
		2	$-0,46 \pm 0,03$
3/28	14	7	$-0,26 \pm 0,04$
		14	$-0,37 \pm 0,02$
		7	$-0,47 \pm 0,03$
4/24	13	4	$-0,24 \pm 0,04$
		11	$-0,38 \pm 0,04$
		8	$-0,47 \pm 0,03$
		1	$-0,58$
5/26	12	8	$-0,22 \pm 0,04$
		5	$-0,36 \pm 0,04$
		12	$-0,48 \pm 0,03$
		1	$-0,62$
6/23	11	4	$-0,23 \pm 0,05$
		10	$-0,37 \pm 0,02$
		7	$-0,47 \pm 0,03$
		2	$-0,63 \pm 0,03$
7/20	9-10	5	$-0,19 \pm 0,06$
		2	$-0,36 \pm 0,08$
		8	$-0,48 \pm 0,03$
		5	$-0,61 \pm 0,03$

В целом для Байкальской рифтовой системы (БРС) значение коэффициента γ равно $0,55 \pm 0,01$ [Боровик, 1988]. В работе [Мельникова, 2003] регион Прибайкалья и Забайкалья на основе неотектонического строения, а также геофизических и сеймотектонических дополнительных признаков был разделен на несколько условных районов. Для каждого из них были вычислены индивидуальные угловые коэффициенты γ .

Они показали, что в различных частях БРС значение γ меняется относительно среднего зна-

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

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 по значениям параметра K_{\max} разломы были представлены в виде семи групп, каждая из которых в свою очередь была поделена на подгруппы, исходя из значения коэффициента γ (таблица). Группы и подгруппы разломов в таблице располагаются по уменьшению степени их опасности. Наиболее опасными являются разломы первой подгруппы первой группы, а менее опасными – четвертой подгруппы седьмой группы.

Также на основе полученных материалов была построена карта исследуемых разломов, объединенных в три системы по степеням относительной опасности (рис. 1). Наиболее опасными являются разломы первых трех групп со значением K_{\max} выше 14 класса. Основная часть таких раз-

рывов сконцентрирована на юго-западе Монголии и в центральной части БРС. Значения K_{\max} разломов четвертой и пятой групп равны 12 и 13 класс соответственно. Менее опасными являются разломы шестой и седьмой групп со значениями K_{\max} равными 9-11. Полученные данные показывают, что тенденция распределения логарифма числа землетрясений N по их величине $K = \lg E$ резко меняется при переходе от исследуемого района к отдельным конкретным дизъюнктивным структурам. Это необходимо учитывать при разработке проблем прогноза вероятности сильных землетрясений.

Таким образом, для оценки современной опасности разломов можно использовать график повторяемости землетрясений в применении к областям активного динамического влияния разрывов. Параметр K_{\max} и коэффициент γ можно рассматривать как дополнительные показатели сейсмической активности конкретных дизъюнктивов. 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) и программы 16.3 Президиума РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Боровик Н.С.* Сейсмический режим по данным региональной и локальной систем наблюдений в Прибайкалье // Исследования по поискам предвестников землетрясений в Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1988. С. 109-115.
- 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.
- Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука. 1985. 407 с.
- 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. Сиб. отд-ние. 1988. С. 9-21.
- 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.
- 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.

О ПРОБЛЕМАХ ПРОГНОЗА СИЛЬНЫХ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И РЕГУЛИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

И.Л. Гуфельд

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, igufeld@korolev-net.ru

Самое действенное обучение –
игра против соперника,
который может тебя победить
Ричард БАХ

На конференции, посвященной 40-летию лаборатории Тектонофизики, созданной М.В. Гзовским, были прочитаны два доклада коллективов авторов, которые я имел честь представлять [Гуфельд и др., 2008а; Гуфельд и др., 2008б]. Эти доклады вызвали дискуссию, затрагивающую более широкие проблемы тектонофизики. С любезного разрешения редколлегии по этим двум докладом представляется обобщенный материал, в котором обосновываются подходы к природе сейсмичности, учитывающие основную роль вертикальных процессов переноса упругой энергии. При этом следует отметить, что в работах по физике сейсмического процесса в платформенных зонах действующие силы или не обсуждаются, или молчаливо предполагается передача упругих напряжений от границ движущихся плит.

Основные факты. Особенности строения и совокупность известных процессов в литосфере не позволяют понять природу сейсмического процесса только на основе физики и механики разрушения монолитных образцов. Более того, накопленные данные показывают, что геологическая среда по совокупности процессов не может моделироваться в лабораторных условиях. В реальности необходимо учитывать следующее [Динамические..., 1994; Лукк и др., 1996; Садовский и др., 1987; Соболев, 1993; Гуфельд, 2007]: блочное строение литосферы и постоянный колебательный режим движения блоков относительно друг друга (это немыслимо для образца, сохраняющего свою конструкционную целостность); повторение в одних и тех же местах граничных структур блоков крупномасштабных разрывов, т.е. воспроизводство крупномасштабных структур разрушения (КСР); в блоковой среде, включая граничные структуры, происходят процессы, отражающиеся в постоянном изменении ее параметров с периодами от часов – суток до многих месяцев, что фиксируется при локальном и интегральном мониторинге. Есть еще фактор, без учета которого трудно обсуждать природу образования в граничных структу-

рах крупномасштабных структур разрушения. Геологическая среда на глубинах более 5-6 км переходит в трещиноватое состояние за счет литостатического давления и действия флюида. Более высокий уровень напряжений невозможен. Среда не терпит перенапряжений уже на локальном уровне, поэтому формирование КСР выглядит парадоксом. Фактически среда находится в предельном по упругой энергии состоянии и при проявлении крупномасштабных разрывов снимается весьма малая часть реальной упругой энергии. Все сейсмические явления контролируются непрерывными флуктуациями энергии относительно почти предельного фонового уровня и индуцируются слабыми вариациями объемно-напряженного состояния (ОНС) среды [Гусев, Гуфельд, 2006]. На непрерывность флуктуации энергии в литосфере указывают также особенности сейсмического шумового поля (СШП). Также очевидно, что формирование КСР в граничных структурах блоков не может быть обусловлено процессами взаимодействия трещин различного ранга, а связано с процессами взаимодействия блоков. В связи с этим необходимо рассматривать другие действующие факторы, позволяющие понять в комплексе процессы, происходящие в фоновом режиме и в период подготовки КСР. Данные мониторинга и их анализ указывают на существенный вклад в реализацию сейсмического режима эндогенных процессов.

Главный вопрос – это природа движения блоков. В рамках модели плитотектоники логично было бы предположить, что наиболее сильное влияние на сейсмический процесс оказывает движение океанической плиты в ближайшей блоковой структуре. Однако реальность не соответствует этим представлениям. Во-первых, направление крупномасштабного разрыва не совпадает с направлением движения опускающейся океанической плиты. Во-вторых (на примере Камчатки), наблюдаются устойчивые во времени вертикальные зоны слабой и средней сейсмичности. Положение очагов сильных событий совпадает с зонами повышенной активности слабых событий, т.е. слабые события не снимают накоп-

ленных напряжений. К этому можно добавить следующее. В зоне субдукции скоростные модели среды показывают сложную мозаику блоков с повышенным или пониженным уровнем скоростей упругих волн. Причем блоки с почти постоянными скоростями расположены в широком диапазоне глубин, контрастно выделяются также наклонные структуры с большим перепадом глубин (ссылки на литературу в [Гуфельд, 2007]). Показано также, что в платформенных областях сильнейших землетрясений напряженное состояние и деформации коры сформированы в основном под действием внутренних факторов и лишь 10-15% деформации можно отнести к боковому воздействию литосферных плит [Ребецкий, 2008]. В связи с этим движение каждого из блоков рассматривается на основе процессов структурно-вещественной (физико-химической) трансформации горных пород в зонах взаимодействия верхней мантии и нижней коры, нижней и верхних слоев коры. Эти процессы связаны с гранитизацией и вертикальной аккрецией вещества и сопровождаются увеличением или уменьшением объема элементов среды [Вертикальная..., 2002; Летников и др., 1988]. При этом среда приобретает способность к объемной деформации (рейдная деформация), реализующейся в движении блоков вдоль граничных структур.

Второй вопрос – природа формирования структур разрушения различного ранга в межблоковой раздробленной и текстурированной среде. Определенно можно говорить о существовании процессов, приводящих к блокировке движения блоков. Особенности процессов в литосфере, включая природу внутриблоковой и граничной сейсмичности, рассматривались с учетом взаимодействий восходящих потоков легких газов (водород и гелий) с твердой фазой литосферы и оценок реакции среды на эти процессы. Для оценки реальности процессов блокировки граничных структур за счет действия восходящих потоков легких газов проводилось сравнение их действия с величиной предельной деформации крупномасштабных структур, близкое к величине 0.0001. При имплантации в образцы горных материалов водорода и/или гелия в концентрациях, соответствующим реальным в литосфере, деформация структуры достигала величин 0.01-0.06 [Гуфельд, 2007]. Это практически предельная деформация для образцов, но она существенно выше предельных деформаций крупномасштабных структур литосферы. Поэтому можно ожидать, учитывая особенности диффузии водорода и гелия в кристаллических структурах горных материалов, что деформации, близкие к предельным в литосфере, будут достигаться при весьма небольших потоках свободных водорода

и гелия. При этом одновременно происходят термические процессы блокировки границ. Восходящая диффузия водорода, также как и гелия, идет по каналу твердое тело – флюид – твердое тело.... В твердой фазе водород диффундирует в атомарном виде. При его десорбции и последующих экзотермических реакциях с другими атомами водорода и углеводородами в конечном итоге образуются вода и метан. Эта реакция наиболее интенсивно идет при температурах 400-600°C, т.е. в зонах выше границы Мохоровичича, где формируются очаги наиболее сильных землетрясений. Учитывая реальный коэффициент термического расширения среды $\alpha \sim 10^{-5}$ - $5 \cdot 10^{-6}$ 1/град, предельные деформации литосферы будут достигнуты при повышении температуры всего на $\Delta T \approx 10$ - 20° ($\epsilon = \alpha \Delta T$, где ϵ – предельная деформация). Для реализации таких тепловых эффектов концентрация диффундирующего водорода в твердой фазе должна быть около 0.1 см³/кг, что существенно ниже его реальной концентрации в литосфере. Реакцией на эти процессы будут обратимые изменения объема элементов среды (расширение – сжатие – расширение...), приводящих к блокировке, т.е. к формированию КСР в граничных структурах, и последующей разблокировке движения блоков.

Сценарии сейсмотектонического процесса и прогноз сильных землетрясений (см. рисунок). Процессы дегазации Земли на современном этапе геологического развития носят слабо переменный характер. На этом фоне проявляются импульсы дегазации (эндогенная активизация [Летников, Дорогокупец, 2001]) на различных пространственных масштабах, от регионального до локального (в пределах нескольких блоков или отдельных граничных структур). Можно говорить о трех сценариях развития сейсмотектонических ситуаций. В первом, реализуется слабо переменный характер дегазации, все границы разблокированы. Это фоновый режим, движение каждого из блоков напоминает клавишную систему, действие которой обусловлено особенностями рейдной деформации в низах каждого из блоков. Во втором сценарии эндогенная импульсная активизация реализуется в масштабах двух-четырех блоков (локальная активизация) и блокируется движение только этих блоков относительно друг друга. Соседние блоки продолжают естественный режим движения. Вероятность разблокировки крупномасштабным разрывом одной из границ мала, т.к. наиболее вероятно, что связанные блоки будут совершать совместный режим движения, вызывая возмущения различных полей литосферы. Разблокировка границ будет происходить по мере затухания эндоген-

ной активности и реализации реидной деформации блоков. Третий сценарий, эндогенная импульсная дегазация вызывает блокировку граничных структур в региональном масштабе. Отражением появления пространственно связанной блочной структуры может быть кольцевая сейсмичность, относительное сейсмическое затишье, миграция очагов слабых землетрясений, активизация дегазации водорода, локальные быстропротекающие возмущения различных параметров среды на расстояниях до $r \sim \exp M$ (км) от будущих эпицентров (M – магнитуда землетрясения).

Поперечные размеры зоны проявления локальных возмущений по «среднесрочным признакам» достигают 2-3 тысяч километров [Добровольский, 1991; Соболев, 1993]. Но эта **региональная зона** не является областью подготовки конкретного сильного землетрясения, это зона эндогенного возбуждения. Также и наблюдаемые локальные возмущения среды не являются предвестниками конкретного сильного землетрясения, т.к. их положение относительно эпицентров будущих землетрясений случайно в пространстве и времени. Такое возбужденное состояние среды, судя по данным мониторинга, может проявляться от месяцев до многих лет. *Можно ли говорить о прогнозе времени и конкретного места разблокировки граничной структуры в этих сценариях и в условиях неустойчивости пространственно связанной регио-*

нальной блочной структуры, находящейся под воздействием фоновых силовых полей (приливы, упругие волны близкой и отдаленной сейсмичности, изменения скорости вращения Земли и др.) и реидной деформации блоков? Ответ очевиден. Вопрос о времени подготовки конкретной КСР и ее разрушения (разблокировка движения блоков) остается открытым. Следует подчеркнуть, что эмпирически реализуется региональный среднесрочный и краткосрочный прогноз сильных событий, однако неудачи в таком прогнозе нельзя относить к ошибкам. Неопределенность прогноза места события заложена в динамике самого сеймотектонического процесса. При этом о предвестниковом характере локальных возмущений геофизических и гидрогеохимических полей судят по их мониторингу в поверхностных слоях (за исключением сейсмических и кинематических параметров), в то время как основные процессы развиваются на глубинах более 3-5 км. О каких процессах, связывающих глубинные и поверхностные явления, может идти речь?

Регулирование сейсмического процесса. Сейсмический процесс на межблоковых структурах контролируется двумя конкурирующими процессами: первый – движение блоков (к поверхности или от нее), препятствующее образованию механических зацеплений какой либо природы, и второй – взаимодействие легких газов с твердой фазой, приводящее к блокировке движения бло-

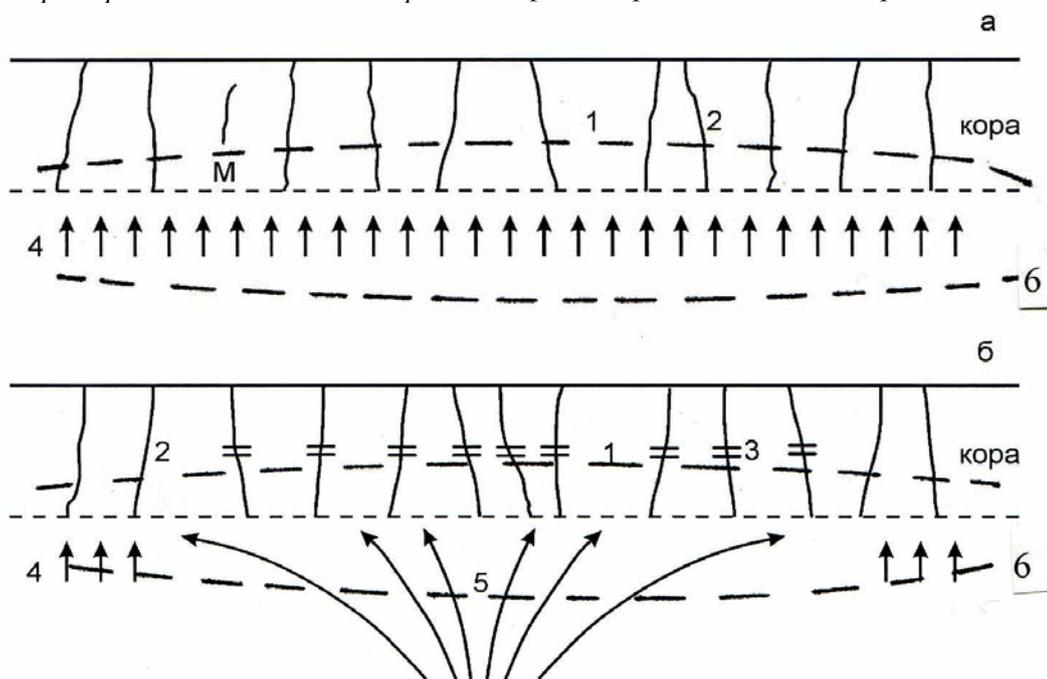


Рис. Сеймотектонические режимы: а – фоновый, б – подготовки очагов сильных коровых землетрясений. 1 – блоки; 2 – границы, по которым происходит движение блоков; 3 – заблокированные границы блоков; 4 – фоновые потоки легких газов; 5 – импульсные потоки легких газов в региональном масштабе; 6 – область структурно-вещественных преобразований (верхняя мантия – средняя кора). М – граница Моховоричича

ков. По-видимому, первый процесс является основным регулятором режима сильной сейсмичности, зависящим от скорости реидной деформации в низах блоков. *Однако при движении блоков к поверхности возможно гравитационное разуплотнение, т.е. увеличение объема элементов среды, приводящее к торможению движения или его блокировки.* Естественно, что воздействовать на режим движения блоков мы не можем, так же как и изменять напряженное состояние среды, обусловленное литостатической нагрузкой. Однако остается возможность воздействия упругими волнами сейсмических событий на параметры наиболее подвижной компоненты литосферы – восходящие потоки легких газов. Причем воздействие сейсмических событий осуществляется непрерывно. Основанием для такой постановки работ, кроме опыта лабораторного моделирования, являются данные по изменению сейсмического режима локальной зоны при сбросе воды гидроэлектростанциями. Это влияние может заключаться в ускорении процесса разблокировки границ, одновременного уменьшения пространственного масштаба связанной блочной структуры и перевода развития процесса по второму сценарию. Как видно, естественные физические поля участвуют в непрерывном регулировании сейсмического процесса, стремясь уменьшить сейсмическую опасность. Насколько эффективным может быть воздействие искусственными полями на газовую компоненту в литосфере, и имеем ли мы прямые доказательства этому?

Воздействие подземных ядерных взрывов (ПЯВ) и МГД генераторов на среду. Реакцию геологической среды на действие этих источников связывали с активизацией слабой сейсмичности. Постулировалось также, что активизация слабой сейсмичности должна приводить к разрядке накапливаемых упругих напряжений в больших объемах и уменьшению энергии возможного сильного землетрясения (обзор литературы приведен в [Гуфельд, 2007]). Развитие представлений о сейсмическом процессе показывает, что это не так, и если возможно такое влияние, то оно реализуется не прямо, а, возможно, через какие-то вторичные процессы. Прежде всего, речь идет о возможном действии ПЯВ. Хотя статистически показано это действие, однако его реальность вызывает вопросы, т.к. в зоне анализа и вблизи нее протекали сейсмические явления, воздействие которых было более значимым. Статистически показано также воздействие электрических импульсов МГД генератора или его аналога на среду, при котором происходила активизация слабой сейсмичности. При этом также од-

новременно в этой же зоне происходили слабые сейсмические события. Разделение их воздействия не проводилось. Сама же реакция среды была неожиданной: показана задержка реакции от 2 до 17 суток; наибольшая реакция среды наблюдалась не вблизи источника, а на расстоянии 370 км; области, чувствительные к таким воздействиям оказываются неизменными на протяжении нескольких лет, причем сейсмическая активность могла увеличиваться и уменьшаться. По каждому из этих результатов возникает много вопросов, но основной, по-видимому, природа столь длительной задержки реакции среды. Недостатком же всех поставленных экспериментов было то, что реакция среды на действие весьма слабых полей контролировалась грубо по мониторингу сейсмических явлений и не осуществлялся мониторинг сейсмоакустического шума, атмосферного электрического поля и др. В первых экспериментах по мониторингу сейсмоакустической эмиссии в период электроимпульсных воздействий наблюдали реакцию среды через 20 минут на расстоянии около 20 км от диполя (информация Л.М. Богомолова и В.А. Гаврилова на прошедшей конференции). Эта тема обсуждалась в нашем докладе с В.Н. Сычевым. Природа сейсмоакустического шума представляет особый интерес в работах по изучению реакции среды на воздействия естественных и искусственных полей, а также региональных и локальных процессов в поверхностных слоях коры, предшествующих крупномасштабным разрывам.

Природа сейсмического шумового поля. Рассматривается самый поверхностный слой коры, сильно раздробленный, реально не имеющий конструкционной целостности и нагружаемый лишь проходящими сейсмическими волнами землетрясений, действием метеорологических и техногенных факторов. Колебательные процессы разнопериодного и разномасштабного движения элементов поверхностного слоя коры относительно друг друга остаются составной частью СШП. В сейсмическом шуме проявляются различные частоты внешних воздействий – штормовые микросейсмы и лунно-солнечные приливы, а также солнечно-суточная составляющая. Активизация источников СШП коррелирует с действием внешних фоновых полей. В то же время внешнее воздействие усиливает отклик СШП, но не ослабляет его. Расчеты показали, что постоянно действующие фоновые поля (штормовые микросейсмы, лунно-солнечные приливы) не могут быть энергетическими источниками планетарного и непрерывного СШП. Непрерывность процессов трещинообразования, о которых часто идет речь, не может реализоваться, т.к. плот-

ность трещин ограничена. Это указывает на существенный вклад в происхождение СШП в широком диапазоне периодов эндогенных процессов [Рыкунов, Смирнов, 1985; Салтыков и др., 2002; Сидорин, 2005; Хаврошкин, 1999]. Наблюдательные данные носят более сложный характер и не находят объяснений в рамках чисто механических процессов нагружения поверхностного слоя коры. В связи с этим рассмотрена декомпрессионная модель планетарного и непрерывного СШП на основе процессов взаимодействия восходящих потоков газов во флюиде, являющимся составной частью коры [Гуфельд и др., 2008в]. Подземные воды насыщены различными газами, включая слабо растворимые, такие как He, H₂, N₂, NO, CH₄, CO и другие. Известно, что процессы образования газовых пузырей (ГП), их отрыв, всплытие (происходящее с изменением объема) и схлопывание (на стенках скважины, других пузырях или поверхности элементов среды) сопровождается излучением упругих волн в широком диапазоне частот, вплоть до ультразвуковых. Диапазон частот излучений будет зависеть в значительной степени от размера ГП и акустических свойств газов, заполнивших его. Учитывая это, интенсивное образование пузырей непосредственно во флюиде земной коры возможно только на глубинах выше 400–200 м – эффект декомпрессии, носящий как известно взрывной характер. Подход газа к этой границе, т.е. дегазация, происходит относительно медленно за счет восходящей диффузии молекул газа. Зона декомпрессии будет наиболее интенсивным источником упругих волн. Газонасыщенность флюида делает вероятной возможность химических реакций между водородом, азотом и различными углеводородами в газовых пузырях. Эти экзотермические реакции, сопровождающиеся возбуждением упругих волн. На константу скорости реакций оказывает влияние уровень естественного электромагнитного поля (ЕЭМП). Было показано, что экранирование реагирующих соединений от ЕЭМП уменьшает константу скорости реакций (Пиккарди, 1967). Поэтому солнечно-суточные хода сейсмического шума могут быть связаны с суточным ходом ЕЭМП Земли. Таким образом, повсеместно в зонах декомпрессии непрерывно поддерживаются условия для возбуждения источников упругих волн, интенсивность которых модулируется внешними фоновыми полями, в том числе ЕЭМП. Если реально существует сейсмический эффект действий МГД генератора (также как и магнитных бурь), то он может быть связан с возбуждением упругих волн процессов декомпрессии, локальные особенности которых зависят от типа геологических структур. СШП, регистрируемое на поверх-

ности, является интегральным полем множества импульсов ГП, излучаемых непрерывно и неравномерно в пространстве. Декомпрессионная модель СШП находит подтверждение в прямых измерениях в глубоких скважинах. В тоже время было показано, что локальные особенности СШП коррелируют с региональной сеймотектонической обстановкой, т.е., региональное проявление импульсной дегазации будет проявляться в процессах блокировки движения блоков и последующих сильных событий, а активизация СШП в поверхностных слоях коры – в эффектах декомпрессии. Эти данные согласуются с известными наблюдениями интенсивной разгрузки природных газов в периоды подготовки сильных землетрясений [Войтов, Добровольский, 1994].

О возможных связях глубинных и приповерхностных процессов. Восходящая диффузия газов выше границы Мохо идет через твердые структуры (водород, гелий) и флюид (все газы). С уменьшением глубины уменьшается температура, соответственно уменьшается и коэффициент диффузии водорода и гелия через твердые структуры. Поэтому зоны верхних слоев коры могут стать временным барьером, ограничивающим газовый поток легких газов к поверхности. В отдельных зонах возможно накопление легких газов, влияющее через изменения объемов элементов среды на ее параметры, и дальнейший их сток в вышележащие слои коры и в атмосферу. Поэтому при интенсивной разгрузке природных газов, сопровождаемое усилением СШП, должны наблюдаться возмущения различных геофизических и гидрогеохимических полей, в том числе на границе поверхность – атмосфера. При исследованиях Земли с космических аппаратов обнаружены стационарные и нестационарные аномалии уходящего ИК излучения, приуроченные к определенным геологическим структурам. Контраст между аномальными и фоновыми участками достигал 3-4°К. Площадь проявления аномалий достигала нескольких десятков тысяч квадратных километров, а времена – от нескольких суток до месяца. Нестационарные аномалии наблюдали на разломах и их пересечениях и были удалены от будущих эпицентров на сотни, иногда тысячу километров. Тепловые аномалии как бы оконтуривали региональную зону, в которой в последующем происходило сейсмическое событие [Горный и др., 1988; Tronin et al., 2002; Pulinet, Boyarchuk, 2004]. Природу тепловых аномалий объясняют выбросами в приземную атмосферу углекислого газа, метана и их гомологов, вызывающих парниковый эффект. Выбросам газов в приземную атмосферу, включая радон, способствуют эффекты декомпрессии. Причем

известно, что аномалии СШП сопровождаются увеличением проводимости приземной атмосферы.

Заключение. Исследования природы сейсмического процесса в России развиваются в направлениях, основы которых заложили

Г.А. Гамбурцев и М.А. Садовский. Работы по мониторингу напряженного состояния геологической среды, начатые в ИФЗ РАН М.В. Гзовским, уже привели к фундаментальным результатам. Синтез этих направлений представляет значительный интерес для оценки и прогноза реальной сейсмической опасности

ЛИТЕРАТУРА

- Вертикальная аккреция земной коры. Факторы и механизмы. М.Г. Леонов – ред. М.: Наука. 2002. 461 с.
- Войтов Г.И., Добровольский И.П. Химические и изотопно-углеродные нестабильности потоков природных газов в сейсмически активных регионах // Физика Земли. 1994. № 3. С. 20-31.
- Горный В.И., Сальман А.Г., Тронин А.А., Шилин Б.В. Уходящее инфракрасное излучение Земли – индикатор сейсмической активности // Доклады АН СССР. 1988. Т. 301, № 1. С. 67-69.
- Гусев Г.А., Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс в предельно энергонасыщенной геологической среде и прогноз землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 71-78.
- Гуфельд И.Л., Гаврилов В.А., Корольков А.В., Новоселов О.Н. Отражение пространственных геодинамических процессов в локальном геодинамическом мониторинге. Фактор дегазации Земли // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Тез. докл. М.: ИФЗ РАН. 2008а. Т. 2. С. 243-245.
- Гуфельд И.Л., Сычев В.Н. К вопросу о естественном и искусственном регулировании сейсмического процесса // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Тез. докл. М.: ИФЗ РАН. 2008б. Т. 2. С. 29-31.
- Гуфельд И.Л., Гаврилов В.А., Корольков А.В., Новоселов О.А. Эндогенная активность земли и декомпрессионная модель сейсмического шума // ДАН. 2008в. Т. 423, № 6. С. 811-814.
- Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. Королев: ЦНИИМАШ. 2007. 160 с.
- Динамические процессы в геофизической среде. А.В. Николаев – ред. М.: Наука. 1994. 225 с.
- Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ РАН. 1991. 218 с.
- Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Вилор Н.А. и др. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука. 1988. 187 с.
- Летников Ф.А., Дорогокупец П.И. К вопросу о роли суперглубинных флюидных систем земного ядра в эндогенных геологических процессах // ДАН. 2001. Т. 378, № 4. С. 535-537.
- Лукк А.А., Децеровский А.В., Сидорин А.Я., Сидорин И.А. Вариации геофизических полей как проявление детерминированного хаоса во фрактальной среде. М.: ОИФЗ РАН. 1996. 210 с.
- Ребецкий Ю.Л. Механизмы генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых областей // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН. 2008. С. 431-466.
- Рыкунов А.Л., Смирнов В.Б. Общие особенности сейсмической эмиссии на различных временных масштабах // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 6. С. 83-87.
- Салтыков В.А., Касахара М., Гордеев Е.И., Окаяма М., Синицын В.И., Такада М., Чебров В.Н. Составляющие высокочастотного шума на мысе Эримо (о. Хоккайдо, Япония) // Вулканология и сейсмология. 2002. № 2. С. 83-91.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 100 с.
- Сидорин А.Я. Полуденный эффект во временных рядах землетрясений и сейсмического шума // Доклады РАН. 2005. Т. 402. № 6. С. 822-827.
- Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 313 с.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 2070 с.
- Хаврошкин О.Б. Некоторые проблемы нелинейной сейсмологии. М.: ОИФЗ РАН. 1999. 286 с.
- Tronin A.A., Hayakawa M., Molchanov O.A. Thermal IR satellite data application for earthquake research in Japan and China // J. of Geodinam. 2002. V. 33. P. 519-534.
- Pulinets S/A., Boyarchuk K.A. Ionospheric precursors of earthquakes. Berlin: Springer. 2004. 215 p.

КИНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА STICK-SLIP: ЭКСПЕРИМЕНТ И ПОДГОТОВКА СИМУШИРСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Е.Е. Дамаскинская, Н.Г. Томили

Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, Санкт-Петербург, kat.dama@ail.ioffe.ru

ВВЕДЕНИЕ

При исследовании разрушения горных пород в лабораторных условиях возможны два типа экспериментов. В первом случае производится деформирование образца, в котором нет макродефектов [Lockner et al., 1992; Томили и др., 1994]. Под действием механической нагрузки происходит образование дефектов, увеличение локальных напряжений в материале образца, начинается взаимодействие дефектов, и как результат этих процессов – образование крупного (опасного) дефекта, приводящего к разрушению всего образца. В экспериментах второго типа производится деформирование образца, в котором уже имеется разрыв [Соболев и др., 1993; Ohnaka et al., 1990]. Увеличение напряжения ведет к срыву стопоров на границах разрыва, происходит проскальзывание. Это и есть stick-slip. Многие крупные землетрясения развивались по подобному механизму. В [Brace et al., 1966] был предложен механизм скольжения по контакту

для объяснения неглубоких землетрясений. Установлено [Ohnaka et al., 1990], 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.

Широко распространенным является представление о том, что stick-slip – это критический акт, который происходит внезапно. Однако, с позиций кинетической концепции прочности [Регель и др., 1974], stick-slip – это кинетическое явление, которое развивается во времени и пространстве. В данной работе была поставлена задача смоделировать явление stick-slip в лабораторном эксперименте и сравнить результаты эксперимента с развитием очага землетрясения.

ФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И СХЕМА ЭКСПЕРИМЕНТА

Наши представления о разрушении горных пород базируются на двухстадийной модели [Kuksenko et al., 1996]. Основные положения модели состоят в следующем. Известно, что горные породы имеют многоуровневую блочную структуру [Садовский и др., 1987]. Поскольку границы блоков являются стопорами для образующихся трещин, можно предположить, что размеры трещин соизмеримы с размерами блоков и имеют многомодальное распределение. Это позволяет ввести представление о ранге или уровне разрушения.

На первой стадии разрушения под действием нагрузки в материале происходит дисперсное некоррелированное образование трещин. Размер этих трещин определяется структурным уровнем. Достижение в локальной пространственной области критической концентрации трещин приводит к дальнейшему ускоренному коррелированному дефектообразованию. Такую область будем называть очагом разрушения (или областью подготовки очага). Дальнейшее накопление дефектов создает условия для образования более крупного дефекта, размер которого соответствует следующему масштабному уровню структуры.

Из модели понятно, что для обнаружения очага определенного масштабного уровня, необходимо исключить из анализа дефекты, не относящиеся к данному уровню. Поскольку существует корреляционная связь между размером дефекта и выделяющейся при его образовании упругой энергией [Садовский и др., 1987], то для выделения очага необходима энергетическая селекция событий. Кроме того, требуется и пространственная селекция, т.е. выделение пространственной области подготовки очага.

В качестве инструмента выделения областей подготовки очагов использовался статистический критерий, который был сформулирован и проверен в наших более ранних работах [Томили и др., 1994; Kuksenko et al., 1996]. Анализируется изменение во времени следующих статистических параметров: среднего временного интервала между хронологически последовательными дефектами (Δt) и коэффициента вариации временных интервалов ($V_{\Delta t}$). Установлено, что одновременное уменьшение Δt и увеличение $V_{\Delta t}$ указывает на формирование очага разрушения. Схема эксперимента показана на рис. 1. Цилиндрический образец гранита Вестерли ($d = 76$ мм,

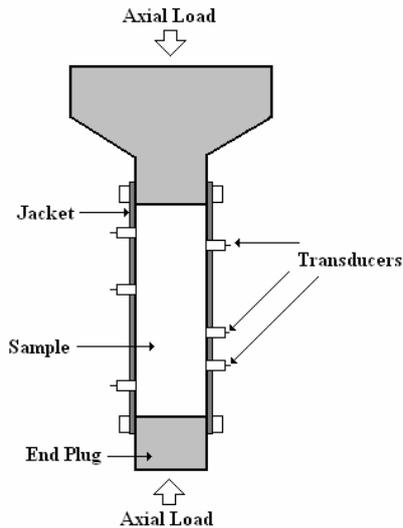


Рис. 1. Схема эксперимента

$h = 190$ мм) нагружали в условиях постоянной скорости деформации и всестороннего давления. В процессе эксперимента измерялась осевая нагрузка, продольная и поперечная деформации.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 2, а приведены графики изменения осевой нагрузки и осевой деформации, а также активности акустической эмиссии. На первом этапе эксперимента в изначально целом образце под действием приложенной нагрузки сформировался разрыв. На это указывает резкое падение нагрузки. Гипоцентры АЭ сигналов, зарегистрированных перед падением нагрузки, показаны на рис. 2 б.

Затем всестороннее давление было увеличено в два, и деформирование образца продолжено. В момент времени $T_1 = 124698$ с произошло проскальзывание по готовому разрыву. Об этом свидетельствует резкое падение нагрузки. Затем деформирование было продолжено. В момент $T_2 = 152713$ с произошло второе проскальзывание. На графике активности (рис. 2, а) видно, что в моменты падения нагрузки наблюдается резкое увеличение АЭ. Это позволяет утверждать, что действительно происходит срыв, который сопровождается интенсивным образованием дефектов.

Рассмотрим развитие дефектообразования на первом этапе деформирования. Большую часть времени происходит дисперсное (хаотичное) образование дефектов по всему образцу (I стадия рис. 3). Затем наблюдается локализация в области будущего макроразрыва (рис. 3), то есть разрушение переходит на II стадию, формируется очаг разрушения. Длительность этой стадии, го-

Наблюдение за трещинообразованием велось с помощью регистрации сигналов акустической эмиссии (АЭ). В работе [Мячкин и др., 1974] было показано, что основным источником акустической эмиссии (АЭ) в горных породах являются образующиеся трещины. Также установлено [Куксенко, 1982], что существует связь между параметрами трещин и АЭ-сигналов, излучаемых при их образовании. Поэтому анализ акустической эмиссии позволяет исследовать закономерности развития разрушения.

Для регистрации сигналов АЭ, генерируемых в процессе нагружения, к образцу крепились система из 6 пьезоэлектрических датчиков (резонансная частота 0.6 МГц). Кривизна датчиков соответствует поверхности образца. Диаметр датчика – 6.4 мм. Точность определения координат гипоцентров источников АЭ достигает 3 мм во всем объеме образца для более, чем 10^5 сигналов. Базы данных представляют собой параметры хронологически последовательных сигналов АЭ. Каждый сигнал характеризуется временем излучения, тремя координатами гипоцентра и амплитудой A , приведенной к референс-сфере с радиусом $R_f = 10$ мм.

раздо меньше, чем длительность первой стадии. И, как результат развития очага разрушения, образуется макроразрыв. Дальнейшее деформирование происходит в условиях существования макроразрыва, образовавшегося естественным образом. Берега (границы) разрыва не являются плоскостями, а представляют собой шероховатую поверхность.

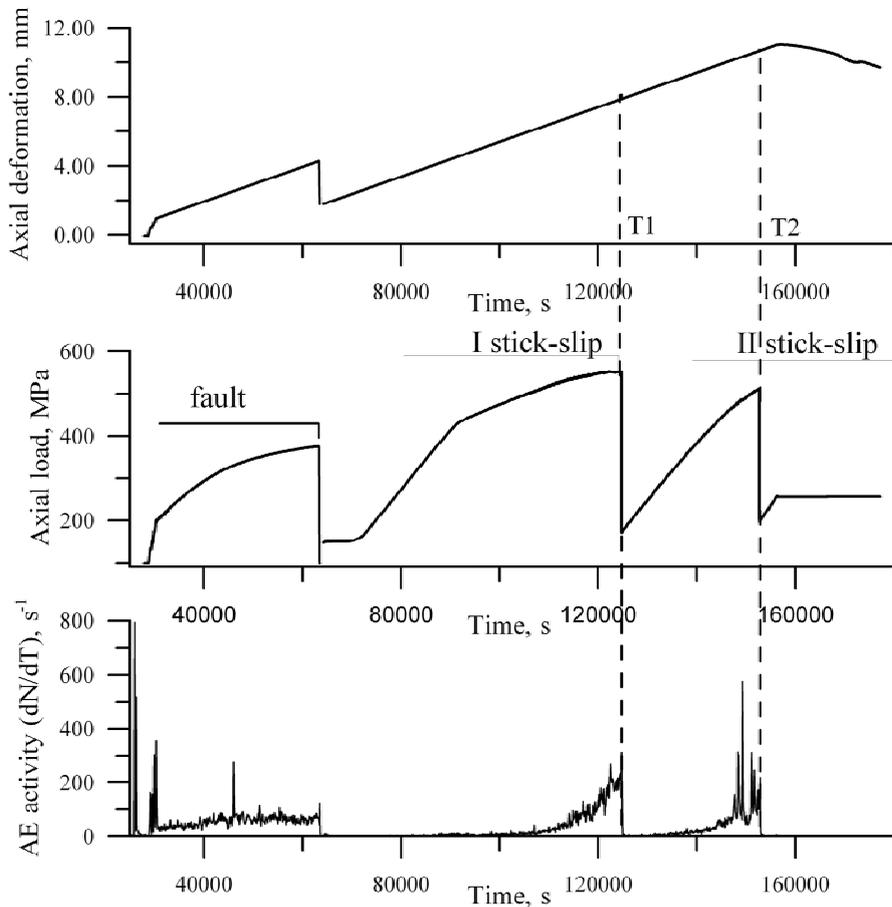
Было обнаружено, что и при наличии в образце разрыва, достаточно длительное время дефекты образуются дисперсно (рис. 4), затем начинается локализация. На этой стадии в образце формируются локальные очаги разрушения. На рис. 5, а показаны графики изменения вариационных параметров. Видно, что в момент $T_1 = 124645$ с наблюдается одновременное увеличение коэффициента вариации и уменьшение среднего временного интервала. Такое поведение параметров наблюдается, если в анализе участвуют только события из данной пространственной области (крупные точки на рис. 5, б). В это время дефекты образуются и в других областях образца (мелкие точки), но мы выделяем пространственную область и анализируем события только из этой области.) Кроме того, для выделения очага требуется энергетическая (в данном случае, амплитудная) селекция.

Результатом развития очага является образование крупного дефекта, которому соответствует

АЭ сигнал с большой амплитудой, который был зарегистрирован в момент времени 124668 с. (Именно величина приведенной амплитуды АЭ сигнала позволяет судить о размере дефекта.).

Затем через 30 с в момент 124698 с произошло проскальзывание (stick-slip). Аналогичная картина наблюдается и перед вторым проскальзыванием.

a



b

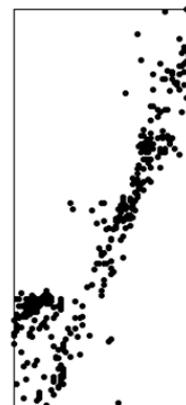


Рис. 2. Графики изменения осевой нагрузки, осевой деформации, активности АЭ и пространственное распределение гипоцентров АЭ сигналов

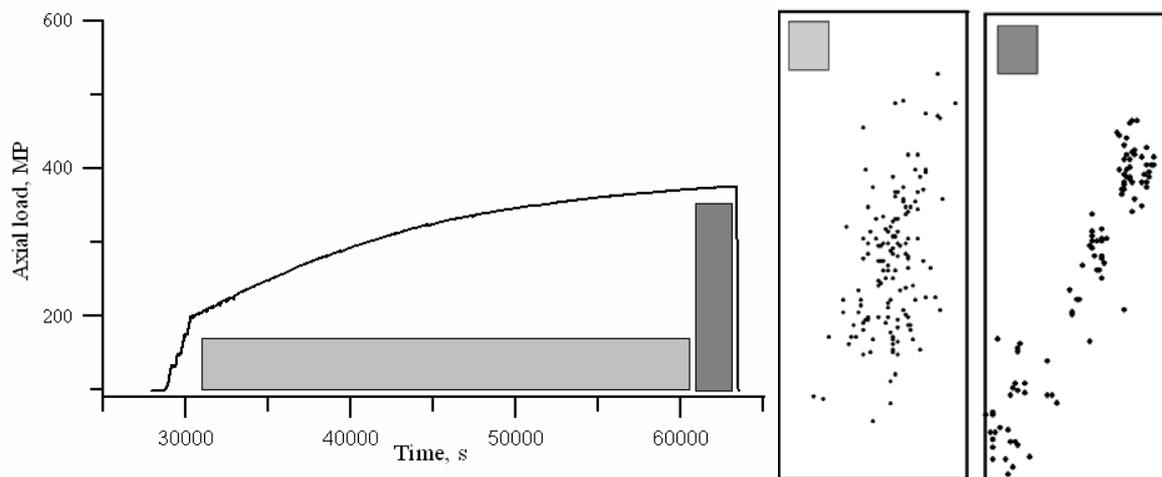


Рис. 3. Формирование макроразрыва: изменение осевой нагрузки (*a*); пространственное распределение гипоцентров сигналов АЭ (*b* – I стадия, *c* – II стадия)

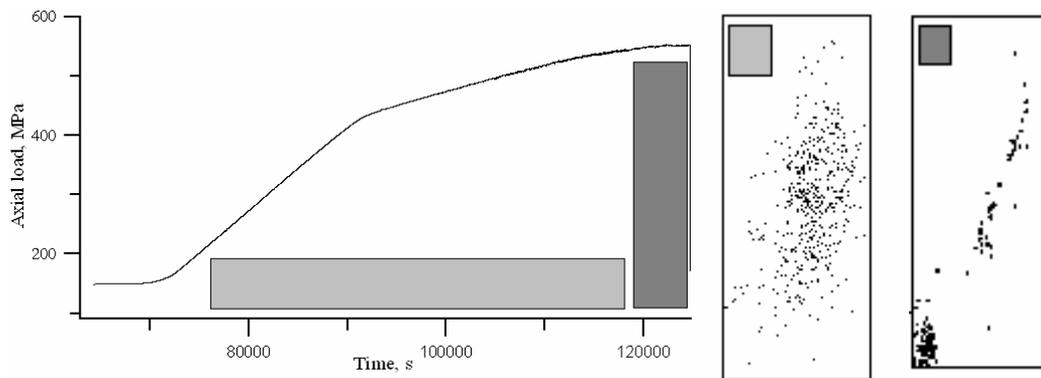


Рис. 4. Развитие дефектообразования в условиях существующего макроразрыва: изменение осевой нагрузки (*a*); пространственное распределение гипоцентров сигналов АЭ (*b* – I стадия, *c* – II стадия)

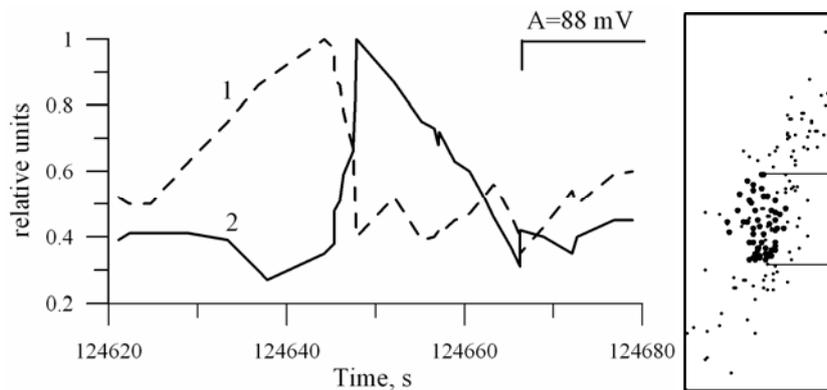


Рис. 5. Последний очаг перед проскальзыванием: *a* – изменение статистических параметров (кривая 1 – средний временной интервал, кривая 2 – коэффициент вариации временных интервалов); *b* – пространственное распределение гипоцентров сигналов АЭ

Лабораторный эксперимент позволил получить следующие результаты. На первом этапе деформирования в образце был сформирован разрыв. Образована система трещин, зацепов и стопоров. (Уникальность данного эксперимента состоит в том, что этот разрыв имеет естественную структуру.) На следующих этапах деформирования в образце последовательно формируются локальные очаги разрушения. Развитие каждого очага ведет к образованию более крупных дефектов и увеличению локальных напряжений. Но этих напряжений оказывается недостаточно для того, чтобы разрушить прочный стопор, сдерживающий проскальзывание. В данном эксперименте последние очаги были обнаружены за десятки секунд до проскальзывания. В течение этого времени происходила деформация образца, которая привела к увеличению локальных напряжений. В результате, напряжения достигли величины, необходимой для срыва стопора и проскальзывания. Произошел макросдвиг образца.

Таким образом, stick-slip подготавливается очагами, последовательно формирующимися в соседних пространственных областях в зоне разрыва. Это позволяет говорить о кинетической

природе явления stick-slip.

Для сопоставления полученных в лабораторном эксперименте результатов с развитием очагов землетрясений был проведен анализ сейсмичности района Курильских островов. Использовался каталог землетрясений NEIC за период 1975-2007 гг. Применяв описанные выше статистические подходы, нам удалось выделить область подготовки очага землетрясения 15 ноября 2006 года.

На рис. 6 приведены графики изменения тех же статистических параметров, которые использовались при анализе эксперимента. Характерное изменение параметров (уменьшение среднего временного интервала и одновременное увеличение коэффициента вариации) 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 (Ammon et al, 2008), механизм главного толчка – stick-slip. Таким образом, анализ сейсмичности также позволяет говорить о том, что перед stick-slip наблюдается формирование области подготовки очага.

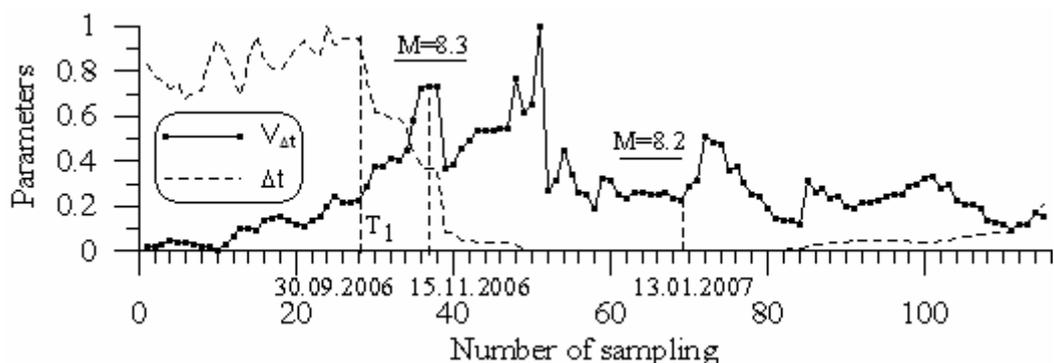


Рис. 6. Изменение статистических параметров при подготовке Симуширского землетрясения

ВЫВОДЫ

1. Показано, что не только при деформировании изначально целого образца, но и при наличии разрыва, двухстадийная модель разрушения горных пород адекватно описывает процесс формирования очагов и образования дефектов следующего масштабного уровня.

2. Результаты лабораторного эксперимента показали, что в условиях существующего разрыва при увеличении нагрузки происходит накопление дефектов, формируются локальные очаги разрушения, развитие очагов приводит к образованию более крупных дефектов и увеличению локальных напряжений. В результате, напряже-

ния достигают величины, необходимой для срыва стопора и проскальзывания. Все это позволяет говорить о кинетической природе явления stick-slip.

3. Анализ землетрясений, в которых механизм главного толчка проскальзывание, показал, что и на больших масштабах, проскальзывание по готовому разлому является кинетическим явлением, что позволяет говорить о принципиальной возможности прогнозирования.

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

ЛИТЕРАТУРА

- Куксенко В.С., Ляшков А.И., Мирзоев К.М. и др. Связь между размерами образующихся под нагрузкой трещин и длительностью выделения упругой энергии // ДАН СССР . 1982. Т. 264, N 4. С. 846-848.
- Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шаминна О.Г. Лабораторные и теоретические исследования процесса подготовки землетрясения // Изв. АН СССР, Физика Земли.. 1974. N 10. С. 2526-2530.
- Регель В.Р., Слуцкер А.И., Томашевский Э.Е. Кинетическая природа прочности твердых тел. М.: Наука 1974. 560 с.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 100 с.
- 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.: ИФЗ РАН. 1993. С. 38-47.
- Томилин Н.Г., Дамаскинская Е.Е., Куксенко В.С. Формирование очага разрушения при деформировании гетерогенных материалов (гранита) // ФТТ. 1994. Т. 36, N 10. С. 3101-3112.
- Brace W.E., Byerlee J.D., Stick-slip as a mechanism for earthquakes // Science. 1966. V. 153. P. 990-992.
- Charles J. Ammon, Hiroo Kanamori, Thorne Lay. A great earthquake doublet and seismic stress transfer cycle in the central Kuril islands // Nature, 451, 31 January 2008. P. 561-565.
- 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.
- Lockner, D.A., J.D. Byerlee, V. Kuksenko, A. Ponomarev and A. Sidorin A. Observations of Quasistatic Fault Growth from Acoustic Emissions, in Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks, edited by B. Evans and T.-F. Wong (Academic Press, London). 1992. PP. 3-31.
- 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.

СКОРОСТИ И НАПРАВЛЕНИЯ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАЗРЫВОВ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

А.А. Добрынина, В.А. Саньков

Институт земной коры СО РАН, 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 [Шамина, 1981]. Знание скорости разрыва необходимо также при оценке таких параметров очага, как размер источника, амплитуда подвижки, величина сброшенного напряжения. Скорости и направления вспарывания в источнике определялись нами для двух последовательности землетрясений, происшедших в 1999 г. на территории Байкальской рифтовой системы (БРС) – Южно-Байкальской и Кичерской. Для нахождения параметров разрыва в источнике применялись 3 метода: (1) метод А.В. Солоненко для группирующихся событий [Солоненко, Солоненко, 1987], (2) метод построения азимутальных годографов И.В. Горбуновой [Горбунова, Кальметьева, 1988] и (3) метод катакластического анализа, разработанный Ю.Л. Ребецким [2007].

Способы определения скорости и направления распространения разрыва, предложенные в [Солоненко, Солоненко, 1987; Горбунова, Кальметьева, 1988], основаны на сейсмическом подобии эффекта Доплера и используют зависимость видимых периодов максимальных смещений на сейсмограмме [Солоненко, Солоненко, 1987] и длительности процесса разрушения в очаге [Горбунова, Кальметьева, 1988] от скорости и направления распространения разрыва. Предложенный в методе катакластического анализа критерий идентификации плоскости в очаге землетрясения является следствием закона Кулона и определяет в качестве реализованной ту из nodальных плоскостей, для которой достигается большая величина сбрасываемых напряжений [Ребецкий, 2007]. Характер распределения во времени выделившейся энергии для сейсмических последовательностей напрямую связан с напряженно-деформированным состоянием среды и отражает процесс разрядки напряжений в сейсмоактивной области. Выделение однородных стадий реализации напряжений для рассматриваемых последовательностей проводилось на основе анализа графика Беньоффа [1961], показывающего распределение сейсмической энергии E_S ($E_S = 10^K$, где K – энергетический класс по [Леонтьева, Гилева, 2005], E_S в джоулях) во времени. В дальнейшем было сделано предположе-

ние о квазистабильности напряженного состояния в течение выделенных фаз, и расчеты скоростей и направлений вспарывания по методу А.В. Солоненко [Солоненко, Солоненко, 1987] выполнялись для каждой фазы в отдельности.

Южно-Байкальская впадина ограничена с запада Главным Саянским разломом (тип смещений в кайнозое – левый сбросо-сдвиг), с севера и с юга – сдвиго-сбросами восток-северо-восточного простирания – Обручевским разломом и разломом Черского. По результатам сейсмического профилирования и данным батиметрии в центральной части впадины установлены разломы субширотного и северо-восточного простираний (рис. 1, А). Южно-Байкальская форшоково-афтершоковая последовательность землетрясений 1999 г. локализована в Южно-Байкальской впадине, в восточной части Култукской депрессии, в зоне пересечения внутривпадинных разломов субширотного, северо-восточного и северо-западного простираний (рис. 1, А) [Радзиминович и др., 2006]. Данная последовательность является крупнейшей инструментально зарегистрированной на территории Южного Байкала [Радзиминович и др., 2006] – всего за 1999 г. здесь локализовано более 400 толчков с энергетическим классом $K \geq 8$ [Леонтьева, Гилева, 2005]. Для 20 энергетически наиболее представительных землетрясений Южно-Байкальской последовательности ($K \geq 9$) в ИЗК СО РАН получены решения фокальных механизмов [Радзиминович и др., 2006]. Главное событие последовательности произошло 25 февраля (18^h58^m , $M_w = 5.9$, здесь и далее M_w – моментная магнитуда по данным Гарвардского университета) и является сильнейшим (до землетрясения 27 августа 2008 г., 13^h35^m , $M_w = 6.2$) событием в районе Южного Байкала за период инструментальных наблюдений (1950-2007 гг.). На основе анализа графика Беньоффа [1961] развитие сейсмического процесса при Южно-Байкальской последовательности 1999 г. нами разделено на 4 стадии: начало активности (09.02-11.02), затишье (12.02-24.02), основная фаза (25.02-28.02) и с 01.03 – затухание (рис. 1, Б), что согласуется с пространственно-временным анализом, приведенным в работе [Радзиминович и др., 2006].

С использованием вышеуказанных методов азимутальных годографов и катакластического

анализа установлены наиболее вероятные плоскости разрывов в очагах – в первом случае для 6, во втором – для 18 событий. Решения, полученные этими методами, не противоречат друг другу, что может служить показателем надежности определений. Большинство плоскостей ориентированы субширотно (рис. 1, В), в меньшем количестве имеются плоскости других простираний. Диаграмма углов падения показывает преобладание крутых плоскостей разрывов (рис. 1, Г). Для основного события (25.02, 18^h58^m, $M_w = 5.9$) обоими методами установлена в качестве рабочей крутопадающая на северо-запад плоскость, что соответствует определению, сделанному ранее на основе анализа эпицентрального поля афтершоков, фокальных механизмов и результатов релокализации афтершоков [Радзиминович и др., 2006]. По методу А.В. Солоненко получены значения скоростей и направления распространения разрывов в очагах 12 землетрясений последовательности. Практически во всех случаях разрывы в очагах распространяются в одном направлении ($Az(v) = 241-254^\circ$) (рис. 1, А). Значения скоростей вспарывания, найденные с использованием методов А.В. Солоненко и И.В. Горбуновой, согласуются между собой и в среднем составляют $1.0-1.1 \cdot V_S$ (V_S – скорость поперечных волн). Результаты определений скоростей и направлений вспарывания в очагах Южно-Байкальской последовательности землетрясений 1999 г. согласуются с данными, полученными А.В. Солоненко для другой части Южно-Байкальской впадины при анализе афтершоков землетрясения 22 мая 1981 г. [Солоненко, Солоненко, 1987]. Ретроспективный анализ данных А.В. Солоненко [Солоненко, Солоненко, 1987] и их совместная интерпретация с результатами наших расчетов позволяет предположить, что процесс деструкции развивается последовательно в пределах зоны активных деформаций, а направления распространения разрывов могут служить индикатором зоны будущего сильного землетрясения. В случае Южно-Байкальской впадины разрывы в очагах афтершоков события 22.05.1981 г. указывают на фокальную область землетрясения 25.02.1999 г., а разрывы в очагах данного землетрясения и его афтершоков ориентированы на юго-запад Култукской депрессии, где в 2008 г. произошло сильное землетрясение (27.08, 13^h35^m, $M_w = 6.2$) (рис. 1, А). Как показано в [Ребецкий, 2007], очаг сильного землетрясения возникает в области высокого градиента напряжений, куда, по-видимому, и стремятся прорасти сейсмогенные разрывы, предшествующие событию. Помимо однонаправленности вспарывания другим показателем существования зоны высокоградиентных напряжений в земной коре Южно-

Байкальской впадины могут служить данные измерений методом GPS-геодезии. Для этой территории рассчитано поле скоростей максимальных горизонтальных сдвиговых деформаций, согласно которому одна из высокоградиентных зон находится на западном замыкании Южно-Байкальской впадины [Лухнев и др., 2003].

Кичерская последовательность землетрясений является крупнейшей за инструментальный период регистрации – в течение года в данном районе было зарегистрировано около 4500 событий с энергетическим классом $K \geq 7$ [Леонтьева, Гилева, 2005]. Сильнейшие землетрясения последовательности произошли 21 марта (16^h16^m, $M_w = 5.9$, 16^h17^m, $M_w = 5.9$), 30 мая (15^h56^m, $M_w = 5.2$) и 21 декабря (11^h00^m, $M_w = 5.4$) (таблица). Для 63 событий ($K > 9.5$) ранее были получены решения фокальных механизмов [Мельникова и др., 2007]. Землетрясения локализовались в зоне Верхнеангарского разлома [Геология..., 1985], вблизи юго-восточного борта Кичерской впадины и в пределах Кичеро-Верхнеангарской межвпадинной переемычки, их эпицентрального поле имело форму эллипса, вытянутого в северо-восточном направлении [Мельникова и др., 2007]. Район переемычки характеризуется сложным блоковым строением, в котором принимают участие разломы трех главных направлений – северо-восточного, субмеридионального и субширотно (рис. 2, А). Эти разломы морфологически выражены в рельефе уступами, что говорит о большой вертикальной (сбросовой) составляющей движений. Разломы северо-восточного простирания, падающие на северо-запад и юго-восток, образуют здесь нехарактерную для района правостороннюю кулису, а в зоне их перекрытия часть смещений осуществляется по разломам близмеридионального простирания. По данным А.В. Чипизубова [Чипизубов, 2007] широтные разломы в районе переемычки имеют ярко выраженную левостороннюю компоненту смещений в голоцене (Чалаутская сейсмодислокация). Помимо этого наблюдаются линеаменты северо-западного простирания, которые не проявляются в разломной структуре, однако трассируются в рельефе долинами и имеют выражение в магнитном поле, на что указано в [Мельникова и др., 2007].

В результате совместного анализа графика Беньоффа (рис. 2, Б) и пространственной локализации событий ход сейсмического процесса при Кичерской последовательности землетрясений был разделен на 8 стадий (рис. 2, В-И). С 15.01 по 20.03 (стадия А) формируется поле форшоков, эпицентральная область расположена к западу от будущих сильных событий 21 марта (рис. 2, В, сильные события показаны звездочками) и имеет

форму эллипса близмеридиональной ориентации. Основная стадия (стадия Б) процесса приходится на 21 марта и начинается сразу с двух сильнейших событий последовательности в 16^h16^m и 16^h17^m с $M_w = 5.9$; эпицентрального поля афтершоков ориентировано на С-С-З (рис. 2, Г). 22-24 марта (стадия В) эпицентрального поля вытягивается в С-В направлении (рис. 2, Д). С 25.03 по 24.05 (стадия Г) поле эпицентров разрастается в Ю-З направлении к акватории оз. Байкал (рис. 2, Д). Третье из сильнейших событий последовательности (30.05, 15^h56^m, $M_w = 5.2$)

произошло на пятой стадии (Д) развития процесса (25.05-31.05). Эпицентрального поля имеет компактную форму и практически не пересекается с областью афтершоков 21 марта (показана пунктиром, рис. 2, Е). В период 01.06-20.12 (стадия Е) продолжается распространение эпицентрального поля на Ю-З (рис. 2, Ж). На следующей стадии (стадия Ж, период с 21.12 по 24.12) произошел четвертый сильнейший толчок последовательно сти (21.12, 11^h00^m, $M_w = 5.4$), локализованный в эпицентральной области события 30.05 в 15^h56^m (рис. 2, 3). С 25.12 (стадия З)

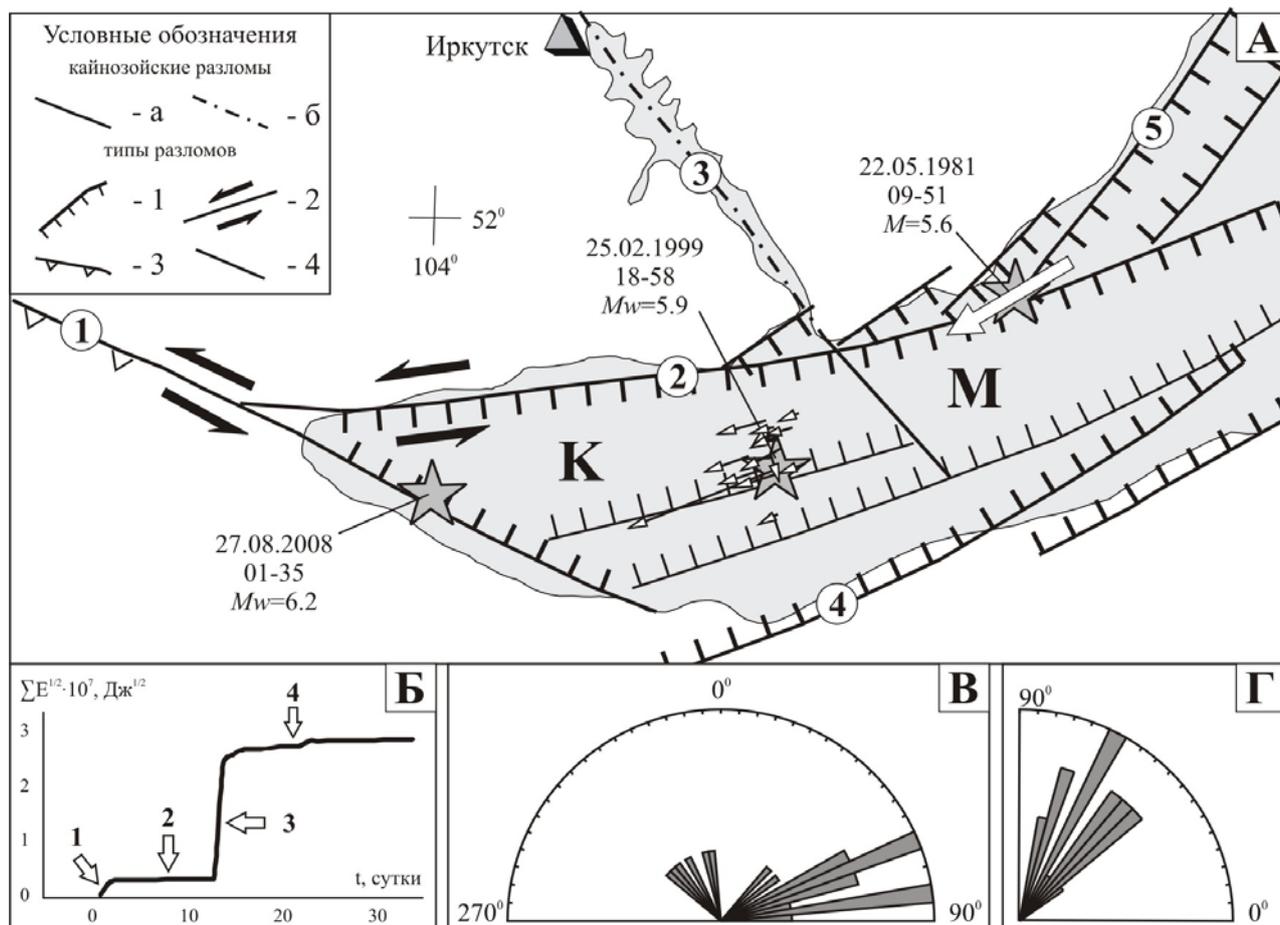


Рис. 1. А) – неотектоническая схема разломов Южно-Байкальской впадины (разломы показаны цифрами в кружках): 1 – Главный Саянский, 2 – Обручевский, 3 – Ангарский, 4 – Черский, 5 – Приморский, а – установленные, б – предполагаемые. Тип разлома: 1 – сброс, 2 – сдвиг, 3 – взброс, 4 – не установлен. Берг-штрихами показано опущенное крыло разлома. Буквами обозначены внутривпадинные депрессии: К – Култукская, М – Мишихинская. Для сильнейших событий последовательности землетрясений Южно-Байкальской впадины, происшедших в 1981, 1999 и 2008 гг., показаны эпицентры (звездочки), дата, время, моментная магнитуда (по данным Гарвардского университета), для события 22 мая 1981 г. магнитуда пересчитана из энергетического класса по зависимости Т.Г. Раутиан [Раутиан, 1960]. Стрелками показаны направления распространения разрывов в очагах землетрясений Южно-Байкальской впадины: белой стрелкой показано общее направление вспарывания в очагах афтершоков землетрясения 22 мая 1981 г. по данным А.В. Солоненко [Солоненко, Солоненко, 1985]; черными стрелками показаны направления распространения разрывов в очагах Южно-Байкальской последовательности землетрясений 1999 г., определенные по методу [Солоненко, Солоненко, 1985]. Длины стрелок соответствуют длинам очагов, полученным по корреляционной зависимости Ю.В. Ризниченко [Ризниченко, 1985], с учетом проекции на земную поверхность. Б) – график Беньоффа; в, з) – розы-диаграммы простираний (В) и углов падений (Г) плоскостей разрывов, установленных по методам [Горбунова, Кальметьева, 1988; Ребецкий, 1999]. Неотектоническая схема заимствована из работы [Radziminovich et al., 2006]

начинается затухание сейсмической активности, эпицентральное поле вытягивается в Ю-З направлении. В области событий 21 марта – затишье (рис. 2, И). В результате проведенного анализа Кичерская последовательность землетрясений была разбита на две группы. В первую группу вошли события, локализованные в северо-восточной части эпицентральной зоны и связанные с сильными землетрясениями 21 марта (около 2500 толчков с $K \geq 7$), во вторую группу – события, эпицентры которых попадают в юго-западную часть общего поля (около 2000 событий с $K \geq 7$). Обе группы событий локализованы в зоне Верхнеангарского разлома, первая группа – в районе межвпадинной переемычки, разделяющей Кичерскую и Верхнеангарскую депрессии, вторая – на юго-западном отрезке сегменте Верхнеангарского разлома северо-восточной ориентации (рис. 2, К). Судя по их расположению и последовательности проявления (рис. 2, Б), первая группа характеризует процесс «взламывания» переемычки, в то время как вторая – процесс смещений по уже существующему разлому, спровоцированный активизацией в районе переемычки. С.С. Арефьевым предложен критерий разделений роев землетрясений и афтершоковых (форшоковых) последовательностей на основе разностей магнитуд главного толчка и его сильнейшего афтершока [Арефьев, 2004]. Для первой выделенной нами группы землетрясений разность магнитуд основных толчков (21 марта в $16^{\text{h}}16^{\text{m}}$, $MS/M_s = 6.0/5.8$, $MPSP/m_b = 5.8/5.5$ и $16^{\text{h}}17^{\text{m}}$, $MS/M_s = 6.1/-$, $MPSP/m_b = 5.7/5.6$) и их сильнейшего афтершока (21 марта в $21^{\text{h}}14^{\text{m}}$, $MS/M_s = 4.5/3.8$, $MPSP/m_b = 4.9/4.7$) составляет 0.8 (предельное значение, принятое в работе [Арефьев, 2004], равно 0.4). Для второй группы разность магнитуд для главного события (30 мая в $15^{\text{h}}56^{\text{m}}$, $MS/M_s = 4.9/4.7$, $MPSP/m_b = 5.6/5.2$) и сильнейшего афтершока (21 декабря в $11^{\text{h}}00^{\text{m}}$, $MS/M_s = 5.2/5.0$, $MPSP/m_b = 5.8/5.5$) равна 0.3. Здесь MS и M_s – магнитуды по поверхностным волнам по данным [Сейсмологический..., 1999-2000; Bulletin..., 2001], $MPSP$ и m_b – магнитуды по объемным волнам в дальней ($\Delta \geq 2000$ км) зоне из тех же источников. А.В. Солоненко предложил критерий разделения роев землетрясений и афтершоковых последовательностей на основе k – отношения суммарной энергии всех последующих толчков ($\sum E_a$) к энергии главного толчка (E_1). Для роевых событий k варьирует в пределах от 5 до 50%, для афтершоковых последовательностей – от 0.1 до 10%. При этом значения $k = 10\%$ отмечаются для сейсмических последовательностей с двумя главными толчками [Солоненко, Солоненко, 1985]. В нашем случае, для первой группы событий k равно 5.87%, для

второй – 63.6%. Таким образом, по характеру выделения сейсмической энергии во времени (график Беньоффа, рис. 2, Б), по соотношению энергии главного толчка и энергии всех афтершоков [Солоненко, Солоненко, 1985] и по критерию разности магнитуд [Арефьев, 2004], события первой группы могут быть отнесены к форшоково-афтершоковой последовательности, а события второй группы – к рою землетрясений.

С использованием вышеуказанных методов азимутальных годографов и катакластического анализа установлены наиболее вероятные плоскости разрывов в очагах – в первом случае для 16, во втором – для 50 событий. Для 4 землетрясений решения, полученные этими методами, не совпадают, что может объясняться недостатком исходных данных при построении азимутальных годографов. В дальнейшем нами рассматриваются плоскости разрывов, полученные методом катакластического анализа. Для событий первой группы получены наиболее вероятные плоскости разрывов в очагах 21 землетрясения, большинство из них ориентированы близшироотно (11 событий), в меньшем количестве имеются плоскости других простираний: 6 северо-восточной и 4 субмеридиональной ориентации (рис. 2, К). Для основного события (21.03 , $16^{\text{h}}16^{\text{m}}$, $M_w = 5.9$) в качестве рабочей плоскости определена близмеридиональная, падающая на запад-северо-запад плоскость (рис. 2, К). Полученное решение согласуется с близмеридиональной ориентацией поля форшоков (рис. 2, В) и поля афтершоков в первые часы после сильных землетрясений (рис. 2, Г), что отражает активизацию движений по субмеридиональным разломам межвпадинной переемычки. Для землетрясений второй группы определены рабочие плоскости для 29 толчков, в основном это плоскости северо-восточной (12 событий) и восток-северо-восточной ориентаций (13 событий) (рис. 2, К). Для событий главного события группы (30.05 , $15^{\text{h}}56^{\text{m}}$, $M_w = 5.2$) и его сильнейшего афтершока (21.12 , $11^{\text{h}}00^{\text{m}}$, $M_w = 5.4$) в качестве рабочих установлены плоскости северо-восточного простирания, падающие на юго-восток (рис. 2, К). С использованием метода А.В. Солоненко получены направления и скорости вспарывания разрывов в очагах 52 землетрясений, для большинства (37 событий) из них разрывы распространяются в сторону межвпадинной переемычки (рис. 2, Л, М). Скорости распространения разрывов, полученные разными методами [Солоненко, Солоненко, 1987; Горбунова, Кальметьева, 1988], достаточно хорошо согласуются между собой и в среднем равны $0.9-1.0 \cdot V_s$ (V_s – скорость поперечных волн). При этом отмечается некоторое отличие в скоростях вспарывания для землетрясений первой (форшоково-

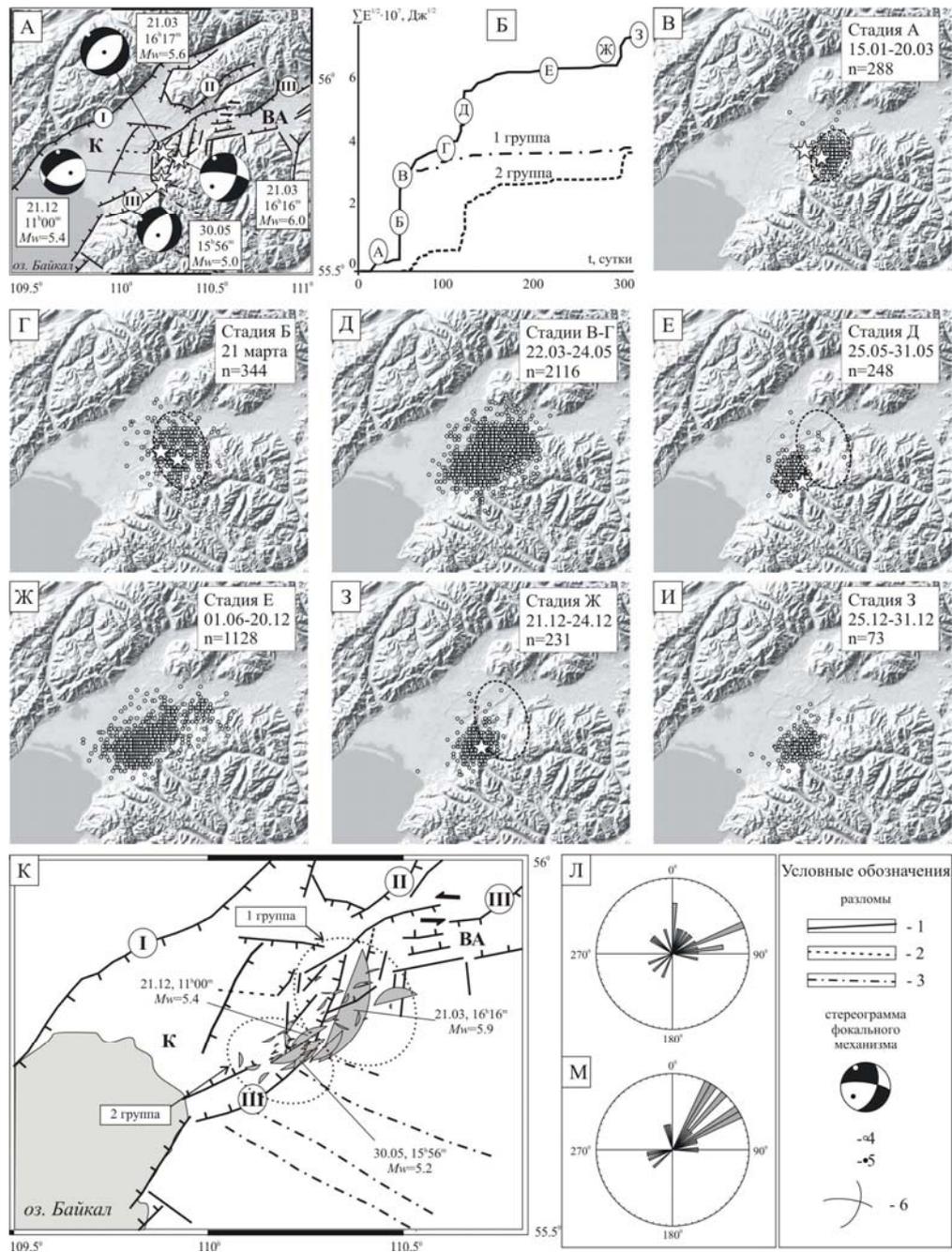


Рис. 2. А) – схема разломов (разломы показаны цифрами в кружках): I – Кичерский, II – Дзелиндинский, III – Верхнеангарский, I – установленные, 2 – предполагаемые, 3 – по линиям, буквами обозначены впадины: К – Кичерская, ВА – Верхнеангарская. Берг-штрихами показано опущенное крыло разлома. Для сильнейших событий последовательности показаны эпицентры, дата, время, моментная магнитуда (по данным Гарвардского университета) и фокальные механизмы (в проекции верхней полусферы) [Мельникова и др., 2007], стереограммы фокальных механизмов: 4, 5 – выходы осей главных напряжений растяжения и сжатия соответственно, 5 – нодальные линии, закрашены области волн сжатия. Б) – график Беньоффа для Кичерской последовательности землетрясений 1999 г. Сплошной линией – за период 15.01-31.12, буквами показаны выделенные временные стадии развития сейсмического процесса, штрих-пунктиром – для первой выделенной группы, пунктиром – для второй (пояснения в тексте). В-И) – развитие во времени сейсмического процесса при Кичерской последовательности землетрясений 1999 г. (эпицентры с $K \geq 7$ по [Леонтьева, Гилева, 2005]), звездочками показаны сильнейшие события последовательности. К) – проекции наиболее вероятных плоскостей разрывов (показаны серым) в очагах Кичерской последовательности землетрясений (в проекции верхней полусферы), для сильнейших событий даны даты, время в очаге и моментные магнитуды. Размеры проекций соответствуют длинам очагов землетрясений, установленным по корреляционной зависимости Ю.В. Ризниченко [Ризниченко, 1985]. Окружностями показано положение первой (северо-восточной) и второй (юго-западной) групп событий (пояснения в тексте). Условные обозначения как на рисунке 2, А, Л, М) – розы-диаграммы направлений вспарывания разрывов в очагах первой (Л) и второй (М) групп событий Кичерской последовательности землетрясений, полученные по методу [Солоненко, Солоненко, 1985]

афтершоковая последовательность) и второй (рой землетрясений) выделенных нами групп – $0.9 \cdot V_S$ и $1.0 \cdot V_S$ соответственно. Подобные результаты получены в работе [Солоненко, Солоненко, 1985]. По мнению А.В. Солоненко более низкие скорости вспарывания в очагах афтершоковых последовательностей могут быть объяснены либо большими эффективными и сброшенными напряжениями в очагах, либо их большими геометрическими размерами по сравнению с роями землетрясений, либо комбинацией этих факторов [Солоненко, Солоненко, 1985]. Для рассматриваемых событий подобное различие в скоростях вспарывания может также объясняться преобладающим процессом в очаге: для первой группы (форшоково-афтершоковая последовательность) это «взламывание» перемычки, а для второй (рой землетрясений) – движение по готовому разлому.

В результате проведенного исследования для 76 землетрясений БРС определены истинные плоскости разрывов в очагах, для 68 из них получены значения скоростей и направлений вспарывания. Анализ полученных данных, геологической структуры, эпицентрального поля и результатов предшественников, позволяют предложить интерпретацию сейсмического процесса в ходе рассматриваемых последовательностей. Исходя из представлений о приуроченности сильных землетрясений к зонам высокоградиентным напряжений [Ребецкий, 2007] и ретроспективного анализа данных по направлениям распространения разрывов в очагах землетрясе-

ний [Солоненко, Солоненко, 1985], мы полагаем, что установленная однонаправленность вспарывания разрывов в очагах Южно-Байкальской последовательности землетрясений 1999 г. 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 [Саньков и др., 2004]. Аналогично, зона градиентов напряжений в районе Кичеро-Верхнеангарской межвпадинной перемычки предполагается 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.

В работе использовались каталоги и бюллетени землетрясений БРС, составленные в Байкальском Филиале Геофизической Службы СО РАН. Работа выполнена при поддержке РФФИ (№№08-05-00992, 08-05-98113-р_сибирь) и ИП СО РАН № 61.

ЛИТЕРАТУРА

- Арефьев С.С.* Эпицентральные сейсмологические исследования. М.: ИКЦ «Академкнига». 2003. 375 с.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмогеология и сейсмическое районирование / Солоненко В.П., Николаев В.В., Семенов Р.М. и др. Новосибирск: Наука. 1985. 190 с.
- Горбунова И.В., Кальметьева З.А.* Экспериментальные характеристики излучения очагов слабых землетрясений. Фрунзе: Илим. 1988. 129 с.
- Леонтьева Л.Р., Гилева Н.А.* Прибайкалье и Забайкалье. (VI. Каталоги землетрясений по регионам и территориям) // Сб. «Землетрясения Евразии в 1999 г.». Обнинск: ФООП. 2005. 368 с. CD:\Appendix\T13_Baykal_99.xls.
- Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Леви К.Г., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Залуцкий В.Т., Кале Э., Девершер Ж., Верноль М., Бехтур Б., Амаржаргал Ш.* Новые данные о современных тектонических деформациях южного горного обрамления Сибирской платфор-
- мы // Доклады Академии наук. 2003. Т. 389, № 1. С. 100-103.
- 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.
- 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.
- Раутиан Т.Г.* Затухание сейсмических волн и энергия землетрясений // Тр. ТИСС АН ТаджССР. 1960. № 7. С. 41-96.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига». 2007. 406 с.
- Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии. М.: Наука. 1985. 408 с.

- Саньков В.А., Чипизубов А.В., Лухнев А.В., Смекалин О.П., Мирошниченко А.И., Кале Э., Девершер Ж.* Подход к оценке опасности сильного землетрясения в зоне Главного Саянского разлома по данным GPS-геодезии и палеосейсмологии // Геология и геофизика. 2004. № 11. С. 1369-1376.
- Солоненко Н.В., Солоненко А.В.* Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука. 1987. 95 с.
- Чипизубов А.В.* Оптимальная оценка сейсмической опасности Прибайкалья. Автореферат докт. дисс. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. 40 с.
- Шамина О.Г.* Модельные исследования физики очага землетрясений. М.: Наука, 1981. 192 с.
- Сейсмологический бюллетень (ежедекадный) за 1999 год / Отв. ред. О.Е. Старовойт. Обнинск: ЦОМЭ ГС РАН 1999-2000.
- Bulletin of the International Seismological Centre for 1999. – Berkshire: ISC/ 2001.

СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ И РАЗЛОМЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ПРОФИЛЮ ШАНТАРЫ – СЕВЕРНЫЙ САХАЛИН – ПОДНЯТИЕ АН СССР – МАТУА

Т.К. Злобин^{1,2}, А.Ю. Полец^{1,2}

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

² – Сахалинский государственный университет, Южно-Сахалинск

Важнейшей с теоретической и особенно практической точки зрения является направление тектонофизики связанное с изучением реальных сред, полей тектонических напряжений и сейсмодислокаций в структурах земной коры и верхней мантии. Большой интерес в литосфере представляют такие структуры, как разломы. Многочисленные и самого разного типа разломы имеют место в пределах одной из самых активных зон Земли – в области перехода от Евразийского континента к Тихому океану. Она включает окраинные моря и островные дуги, являющиеся важнейшей для решения ключевых вопросов геодинамики переходных зон, изучения высокой современной сейсмичности и активного вулканизма. Расположенные между материком и Тихим океаном структуры земной коры под окраинным Охотским морем осложнены деформациями. Особенно такие процессы наблюдаются в островных дугах и вулканогенных поясах окаймляющих Охотское море. Здесь, особенно на восточной границе расположена зона субдукции. Естественно она проявляется в активной сейсмичности, т.е. многочисленных землетрясениях, что дает исследователям исключительную возможность изучить сейсмодислокации и сеймотектонику региона.

Для осуществления таких исследований одним из первых нами был выполнен профиль Шантары-Матуа проходящий в субширотном направлении через Охотское море от материка до Курил и далее в Тихий океан. В работе [Злобин, Полец, 2007] мы впервые сопоставили глубинное строение земной коры и гипоцентры землетрясений расположенных в полосе этого профиля. Однако при этом рассмотрели только лишь положение гипоцентров. В настоящей работе мы углубили анализ землетрясений и рассмотрели сейсмодислокации на основе изучения механизма очагов рассмотренных землетрясений вдоль этого профиля. В западной части профиля мы

детально рассмотрели глубинные разломы выделенные по сейсморазведочным данным и связанные с ними сейсмодислокации проявившиеся в очагах землетрясений. В западной части профиля от Шантар до центральной части Охотского моря (Поднятия Академии наук) рассматриваемый профиль представляет интерес в связи с тем, что здесь севернее о-ва Сахалин выделяется Шантарский осадочный бассейн, с которым связывают значительные перспективы на поиск углеводородов [Геология..., 2002]. Кроме того, профиль проложен через Северо-Сахалинский прогиб, расположенный к западу от Сахалина, а также через Дерюгинский прогиб, находящийся к востоку от него.

Отметим, что во многих структурах Дерюгинского прогиба уже найден ряд промышленных месторождений углеводородов, добыча которых активно началась. Используя каталог землетрясений [Кондорская, Уломов, 1995] с 1700 по 2004 гг. и данные каталога NEIC с 1973 по 2008 гг. [<http://neic.usgs.gov>] была составлена карта эпицентров в полосе шириной 100 км в обе стороны от профиля и построен глубинные разрез всех имеющихся в каталоге землетрясений с магнитудов $3.4 \leq M \leq 7.4$. Затем они были дополнены данными о механизмах очагов землетрясений СФ ГС РАН. Геотраверс начинается от Евразийского материка в 5 км севернее от о-ва Большой Шантар, проходит через Северо-Сахалинский прогиб и пересекает о-в Сахалин на севере в районе оз. Байкал. После пересечения острова Сахалин профиль проходит в 2-3 км от восточного побережья острова в районе залива Пильтун. В Охотском море, за прогибом Дерюгинский, содержащим нефтегазоносные структуры, профиль пересекает Поднятия АН СССР, Курильскую котловину (ее северную часть), Курильскую островную дугу в ее центральной части в районе о. Матуа проходит через глубоководные желоб и выходит в Тихий океан (рис. 1).

СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ.

На основе результатов сейсмических исследований полученных нами [Злобин, 1987] и предшествующими исследователями был построен сводный разрез по геотраверсу пересекающему

структуры Охотского моря от материкового обрамления до Курил и далее в Тихий океан [Злобин, 2002]. В пределах геотраверса можно выделить восемь (I – VIII) блоков, имеющих разно-

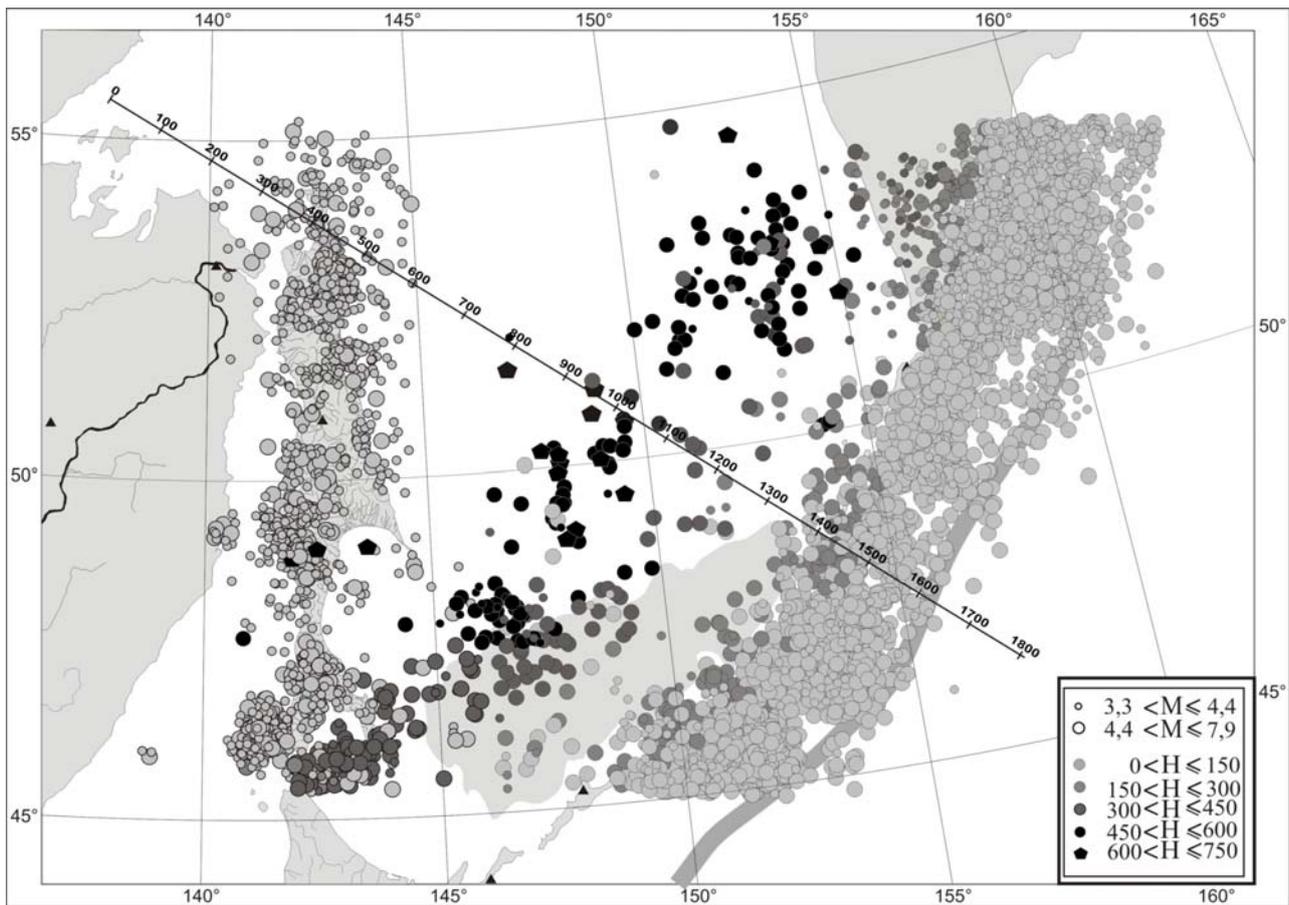


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений южной части Охотоморского региона с положением профиля

СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

образное геологическое (тектоническое) строение. При этом, первые пять блоков разреза от Шантр до Поднятия АН СССР в Охотском море представлены на рис. 2, а.

На основе результатов сейсмических исследований полученных нами [Злобин, 1987] и предшествующими исследователями был построен сводный разрез по геотраверсу пересекающему структуры Охотского моря от материкового обрамления до Курил и далее в Тихий океан [Злобин, 2002]. В пределах геотраверса можно выделить восемь (I – VIII) блоков, имеющих разнообразное геологическое (тектоническое) строение. При этом, первые пять блоков разреза от Шантр до Поднятия АН СССР в Охотском море представлены на рис. 2, а.

Блок I включает структуры, расположенные от материкового обрамления. Здесь на незначительной глубине (50-70 м) ниже уровня моря под маломощной (сотни метров до 2 км) толщей осадков залегают породы акустического фундамента. Он представлен в районе Шантарских островов палеозойскими и, возможно, мезозойскими образованиями вулканогенно-кремнистых, вулканогенно-терригенных и терри-

генных пород [Геология..., 2002]. Кремнистые породы, представленные яшмами и вулканогенно-осадочными образованиями развитыми в этой северо-западной части геотраверса в пределах Кашеваровского и Срединно – Охотского поднятий [Геология..., 2002, Тектоника..., 2004]. При этом геотраверс пересекает крайнюю юго-западную часть перспективного на углеводороды Охотско-Шантарского осадочного бассейна. Более детально тектоническое строение этого бассейна представлено в работе В.Ф. Кругляка и др. согласно [Геология..., 2002]. Согласно ей здесь выделяются суббассейны (Кухтуйский, Охотский и Лисянского).

Блок II, в отличие от вышеописанного субгоризонтально залегающего над небольшой глубиной фундамента здесь отрисовывает рельефно выраженную отрицательную структуру Северо-Сахалинского прогиба. Он в свою очередь является северной частью Татарского прогиба выраженного морфологически одноименным проливом. Эта важнейшая структура имеет большое самостоятельное значение и представляет вполне определенный интерес для поисков углеводородов. В тоже время, в литосфере под Татарским

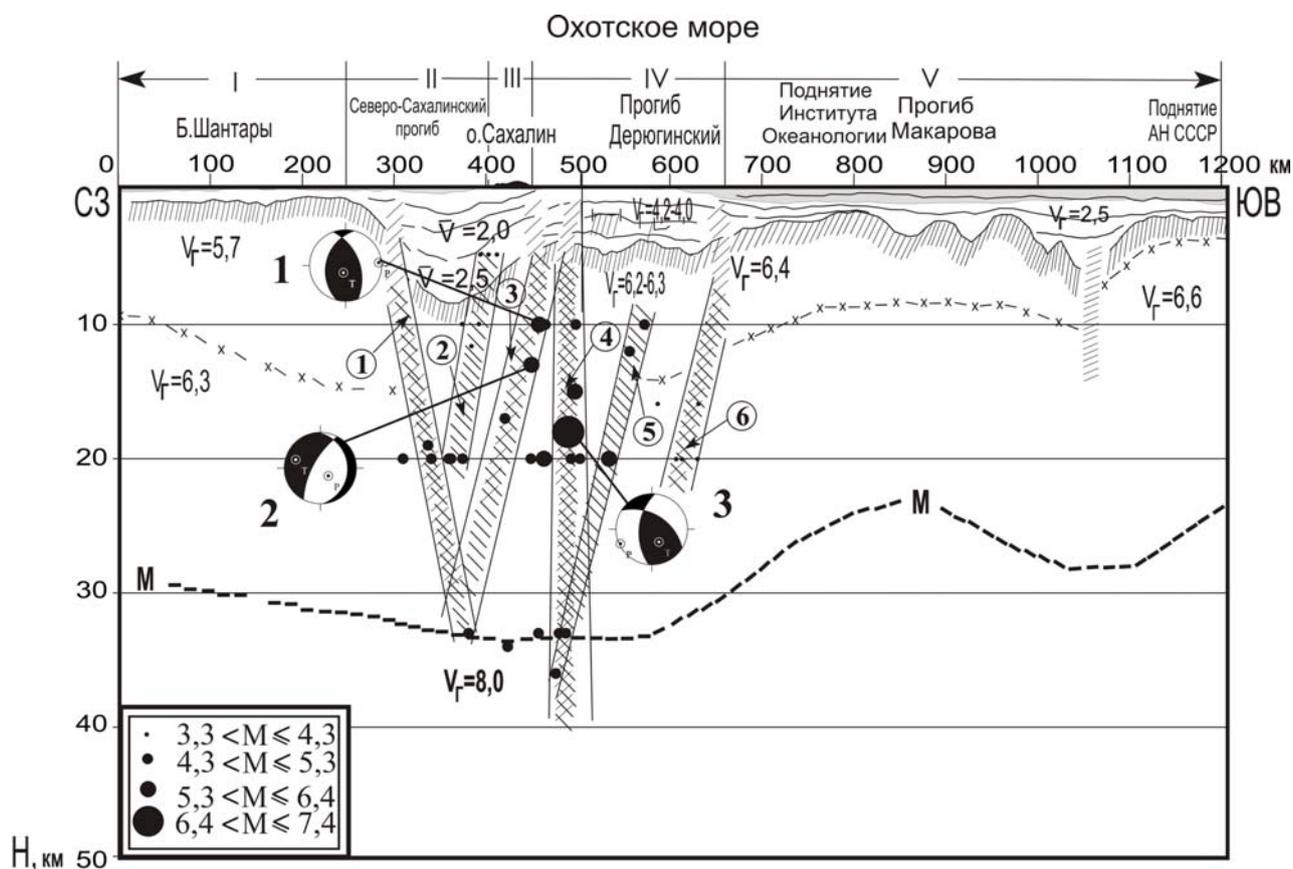


Рис. 2, а. Глубинный разрез земной коры, построенный по сейсмическим данным совмещенный с разрезом гипоцентров землетрясений в западной и центральной части профиля Шантары-Матуа.

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 [Геология..., 2002; Злобин, 2002, Объяснительная..., 2000, Харахинов и др., 1984] (8); 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 – стереогамма механизмов очагов землетрясений. На вставке на разрезах кружками показаны гипоцентры землетрясений и значения их магнитуд

проливом на его большей части проходит, по нашим представлениям, западная граница Охот-Монеронского поднятия граничащего с прогибом Иссикари 5 сентября 1970 году произошло Монеронское землетрясение. Это было самое мощное по энергии землетрясение из всех, которые были зарегистрированы на Сахалине и под прилегающими акваториями. Многие исследователи связывают это землетрясение с глубинным Монеронским разломом и, как и автор, границей литосферных плит.

Блок III расположенный далее на юго-восток включает о-в Сахалин, представляющий собой северный элемент Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. Геотраверс пересекает на севере острова Сахалин Тымь-Поронайский и Байкальско-Нышский синклинии, а также Северо-Восточный и Шмидтовский антиклинории, а также глубинные разломы, в том числе крупнейший Хоккадо-Сахалинский литосферный

ской литосферной плиты [Злобин, 2002]. На юге этого пролива под его дном в пределах Ребун-разлом. Восточнее острова Сахалин выделен **блок IV**, включающий важнейшую структуру в западной части Охотского моря – Дерюгинский прогиб. В его пределах установлен мощный осадочный чехол, содержащий уже найденные и промышленно разрабатываемые месторождения углеводородов.

Большой по размерам (около 500 км и более) **блок V**, выделенный далее на юго-восток включает центральную часть Охотского моря, где расположены поднятия Института Океанологии и Академии наук СССР, разделенные грабеном Макарова [Злобин, 2002, Тектоника..., 2004]. Мощность осадочных отложений здесь составляет в основном до 2 км.

Остальные три блока (VI–VIII) выделены в восточной части профиля. В пределах пересе

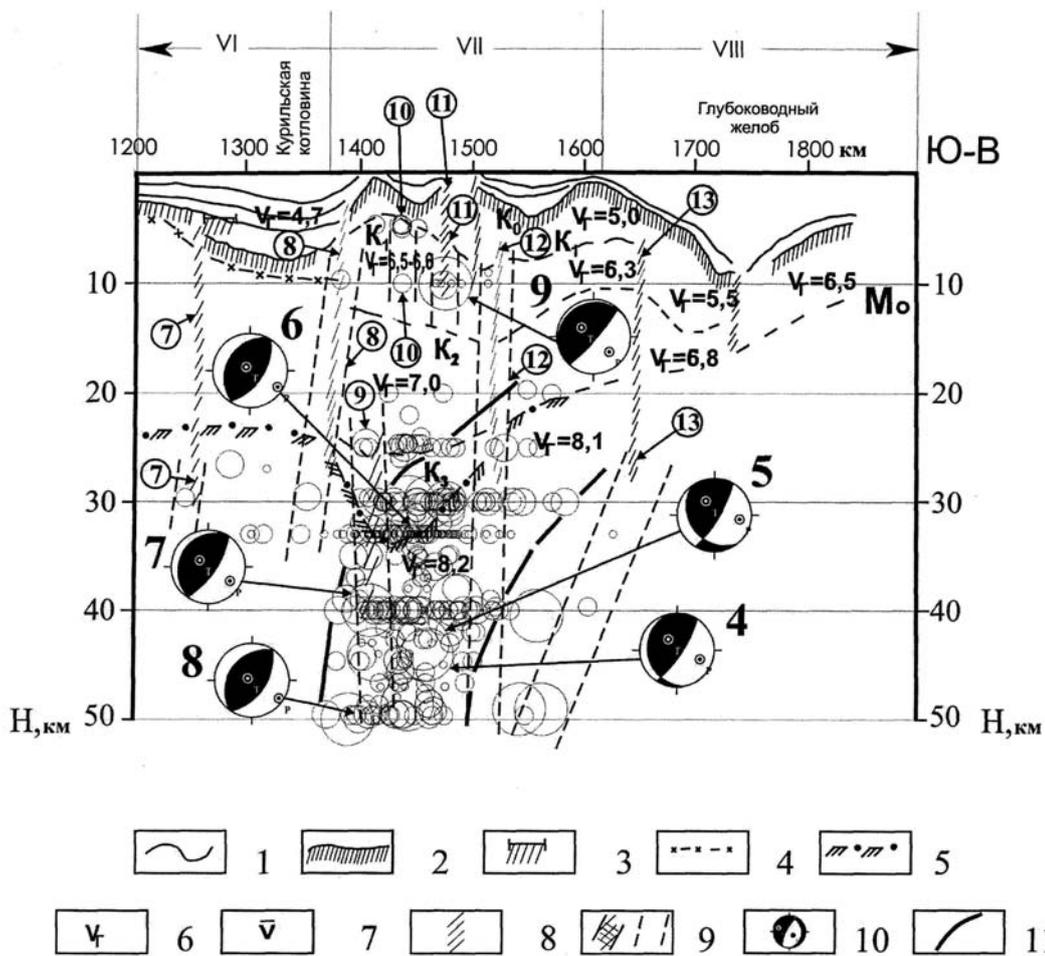


Рис. 2, б. Глубинный разрез земной коры, построенный по сейсмическим данным совмещенный с разрезом гипоцентров землетрясений в восточной части по профилю Шантары-Матуа.

Условные обозначения см. к рис. 2, а

ченного профилем Охотского моря, выделяется блок VI (рис. 2, б). Этот **блок VI** включает крупный структурный элемент – Курильскую глубоководную котловину, отвечающую Южно-Охотской впадине. В пределах ее дно моря погружается до глубин 3 км, а поверхность акустического фундамента, перекрытого осадками, залегает на глубинах до 7 км. Курильская глубоководная котловина представляет собой рифт и является важным структурным элементом. Нами он рассматривается как зона задугового спрединга, приведшего к раздвигу южной части Охотского моря и смещению на восток островодужного блока [Злобин, 2002].

Блок VII лежит восточнее и представляет собой сечение Курильской островной дуги. При этом Большая Курильская гряда, соответствующая в данном сечении 1400-1450 км профиля, является собой область активного современного вулканизма. Под этой островной системой и прилегающими акваториями в земной коре и верхней мантии расположена область исключительно высокой сейсмичности, где происходят активные геодинамические процессы, и которая являлась

предметом нашего изучения долгие годы [Злобин, 1987].

Последний **блок VIII** проходит через Курило-Камчатский глубоководный желоба, включая его западный приостровной и восточный при тихоокеанский склоны. Изучение глубинного разреза сейсмическими методами ГСЗ, МОВЗ и МОВ ОГТ позволило совместно с информацией о структуре земной коры рассматривать глубинные разломы и особенности сейсмодислокаций 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 структурах западной части под Охотским морем, которые, как правило, субширотного направления [Объяснительная..., 2000]. На основе построений было установлено полное соответствие тектонических нарушений, установленных по данным сейсморазведки (ГСЗ и МОВ ОГТ) в верхней части коры разломам выделенных нами на основании корреляции гипоцентров землетрясений.

Разломы, выделенные по сейсмическим и сейсмологическим исследованиям, мы сопоставили с геологическими данными [Геология..., 2002; Злобин и др., 2007; Кондорская и др., 1995]. Детальное рассмотрение материалов, полученных разными методами, позволило установить их соответствие и дать им геологическую интерпретацию. Были установлены следующие разломы: 1 – Северо-Западно-Сахалинский (авторское название), 2 – Западно-Шмидтовский (Хоккайдо-Сахалинский), 3 – Восточно-Сахалинский, 4 – Западно-Дерюгинский, 5 – Западно-Охотский, Восточно-Дерюгинский (рис. 2, а). 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 Дерюгина, относимый к рифтогенной структуре. В ней, как известно, установлен ряд крупных месторождений нефти и газа. Исследования показали, что в 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. 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.

Восточнее (на 700-1200 м) профиль пересекает структуры Охотского моря (понятие Океанологии и Академии наук СССР, прогиб Макарова) (рис. 2, а). Рассмотрение приведенных выше каталогов землетрясений показало, что в центральной части профиля практически не наблюдается сколь-нибудь значимых землетрясений. Они исключительно редки и тем более нет возможности оценить по их механизмам особенности сейсмотектоники.

Особый интерес представляет рассмотрение крайней восточной части профиля (рис. 2, б), по-

скольку здесь блок VI пересекает Курильскую глубоководную котловину (рифтогенную зону задугового спрединга), а также Курильскую островную дугу (блок VII) и сопряженный с ней глубоководный желоб (блок VIII).

Кроме того, здесь в верхней части коры под морское дно выходит уникальная, глубинная структура – сейсмофокальная зона землетрясений (СФЗ), которая прослеживается в верхнюю мантию до глубин около 700 км. Она связывается с субдукцией – краеугольным камнем тектоники плит. Исключительно большое число землетрясений находится на глубинах до 50 км в «козырьке» СФЗ. Поэтому при построении в этой части разреза гипоцентров землетрясений, они приведены с магнитуды $M \geq 4,3$. Рассмотрение глубинного разреза земной коры в восточной части (рис. 1, б) и анализ полученных данных показывает следующее. Все семь разломов, установленных в этой части профиля (№№ 7-13) по сейсмическим данным, соответствуют зонам, которые выделяются по положению гипоцентров землетрясений и отвечают вышеназванным разломам в земной коре. При этом сейсмологические данные о гипоцентрах очагов землетрясений позволяют не только подтвердить наличие выделенных разломов в земной коре, но и проследить их положение ниже, т.е. в мантии. Это зоны №№ 7, 8, 9, 12 и 13. Наибольшее количество землетрясений естественно имеет место в зоне № 9 (1400 км профиля), которая расположена в СФЗ под островной дугой и приурочена к резкому смещению подошвы земной коры (границы М.). То же самое можно сказать и о зоне № 12, хотя число землетрясений приуроченных к ней несколько меньше. Понятно, что очаги расположены в основном в СФЗ. Сейсмофокальная зона связана с субдукцией. Однако она неоднородна и в ней выделяются субвертикальные зоны повышенной концентрации, отождествляемые нами с глубинными разломными зонами. Но помимо этого, возможной причиной возникновения ряда очагов землетрясений в верхней части разреза является не только погружение океанической литосферной плиты, но и непосредственно разломы в земной коре или верхней мантии вне СФЗ. Последнее хорошо проявляется в зонах № 7, 8, 10, 11. Они явно расположены вне СФЗ.

Выделенные по сейсмическим данным разломы устанавливаются в границе, связываемой с поверхностью фундамента осадочного чехла, в осадках и подошве коры (границе М). В восточной части профиля первый разлом (№ 7) и второй (№ 8) ограничивают Курильскую котловину, северное выклинивание которой профиль пересекает здесь. Один из разломов связан с западным бортом котловины, второй – с восточным.

Связывая эту котловину с рифтогенной структурой, согласно Г.С. Гнибиденко и др. можно ожидать, что по названным разломам происходили как взбросо-сбросовые подвижки, так и сдвиговые, которые естественные для таких структур растяжения. При этом первому разлому соответствует гипоцентр землетрясения, установленный на глубине 30 км, а в зоне второго разлома четко устанавливаются гипоцентры трех землетрясений, соответственно расположенных на глубинах 10, 30 и 33 км. Последний из названных разломов (№8) вместе с разломом №10 являются известными тектоническими нарушениями, ограничивающими Курильскую островную дугу. В пределах разломной зоны № 10 четко расположены три землетрясения в верхнем надбазальтовом слое земной коры на глубинах 5-10 км, т.е. в слое $K_1 - K_2$, который интерпретируется как гранулитогнейсовый слой, ниже которого залегает гранулитобазитовый («базальтовый») слой. К разломной зоне № 11, прослеженной по сейсмическим данным на 1480 км профиля по данным МОВЗ практически четко приурочены ряд (шесть) землетрясений с магнитудой от 6.0 до 6.7 на глубине около 10 км и землетрясение на глубине 20 км, а также ряд очагов на большей глубине, правда, последние уже в СФЗ. Следующая зона нарушений № 12 была выделена, как и ранее по сейсмическим данным на глубинах до

25 км. Она находит абсолютно полное подтверждение в положении гипоцентров землетрясений в интервале глубин от 9 до 45 км, т.е. на всю мощность разреза. Последний из выделенных и рассматриваемых разломов (№ 13) по сейсмическим данным МОВЗ, полученных Т.К. Злобиным был установлен на глубинах от 7 км до 25 км. Рассмотрение положения гипоцентров землетрясений показывает, что на глубинах больших максимального проникновения разлома установленного по МОВЗ прослеживаются гипоцентры очагов с $M = 5-7$ до глубин 50 км.

Анализ механизмов очагов землетрясений в восточной части профиля показал следующее. Определенные механизмы отвечают подвижкам двух типов – взбросам и пологим надвигам. Взбросы являются землетрясения № 6, 8, 5, надвиги – № 7, 9, 4. При этом положение взбросов и надвигов не приурочено к какой-то определенной части СФЗ или глубине. Они имеют место на разных глубинах и не приурочены только к одной или другой (внешней или внутренней) стороне СФЗ.

Таким образом, построен и проанализирован совместно глубинный разрез земной коры от Шантарских до Курильских остров (о-в Матуа), положение гипоцентров землетрясений по этому профилю, механизмы очагов и сейсмодислокации.

ЛИТЕРАТУРА

- 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.
- Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным) // Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1987.150 с.
- Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск: Изд. СахГУ. 2002. 98 с.
- 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, г. Казань, 13-16 ноября, 2007 г. / сост.Н.И. Рапилова. Казань: Изд. Казанск. гос. ун-та. 2007. Т. 1.С. 244-246.
- Кондорская Н.В., Уломов В.И. Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии. База данных ОИФЗ.1995.
- Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000, М.: ИЛОВМ РАН. 2000. 193 с.
- Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря / Веселов О.В., Ильев А.Я., Кононов В.Э., Кочергин Е.В., Патрикеев В.Н., Семакин В.П., Сеначин В.Н., Агеев В.Н., Васюк И.Б., Волгин П.Ф., Грецкая Е.В., Злобина Л.М., Жигулев В.В., Корнев О.С., Кочергин А.В., Куделькин В.В. Владивосток: ДВО РАН. 2004. 160 с.
- Харахинов В.В., Гальцев-Безюк С.Д., Терещенко А.А. Разломы Сахалина // Тихоокеанская геология. 1984. № 2. С. 77-86. <http://neic.usgs.gov>

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА И ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ НА СТАДИЯХ ПОДГОТОВКИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Г.Н. Копылова, Ю.К. Серафимова

Камчатский филиал Учреждения Российской академии наук Геофизической службы РАН,
Петропавловск-Камчатский, gala@emsd.ru

ВВЕДЕНИЕ

Обеспечение мониторинга напряженного состояния геологической среды сейсмоактивных регионов является одним из приоритетных направлений в науках о Земле. В сейсмологии эта задача сводится к изучению механизмов формирования очаговых областей на стадиях, предшествующих сильным землетрясениям, и развития процесса постсейсмической релаксации [Ребецкий, 2007]. Одним из методов решения этой задачи является проведение комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных территорий, включающего сейсмологические, геодезические, гидрогеологические и др. виды наблюдений с целью диагностики предвестников землетрясений. Систематизация предвестников и оценка их статистических связей с последующими землетрясениями являются необходимыми при разработке методов прогнозирования сильных землетрясений.

Со второй половины 70-ых гг. XX века на Камчатке проводятся наблюдения за предвестниками землетрясений в вариациях слабой сейсмичности, в деформациях земной коры и в режиме подземных вод. Экспериментальные данные регистрации предвестников перед землетрясениями с магнитудами $M \geq 6.6$ указывают, с одной стороны, на возможность их среднесрочного прогноза с заблаговременностью недели-месяцы и, с другой стороны, на значимое изменение напряженно-деформированного состояния среды Камчатского региона на стадиях подготовки таких землетрясений [Серафимова, Копылова, 2008]. Вместе с тем, объяснение механизмов образования предвестников в различных полях Земли и процессов изменения напряженно-деформированного состояния среды, обеспечивающих связь предвестников и землетрясений, находится в области научных гипотез.

В настоящей работе рассматриваются особенности распределения во времени сильных камчатских землетрясений по данным детальных сейсмологических наблюдений 1961–2000 гг. и закономерности проявления среднесрочных предвестников перед землетрясениями 1987–2004 гг. с $M \geq 6.6$ в изменениях слабой сейсмич-

ности (в соответствии с поведением прогностического параметра RTL), длин линий светодальномерных измерений, в изменениях высокочастотного сейсмического шума (ВСШ), химического состава подземных вод и уровня воды в скважине.

Сильные землетрясения Камчатки. Особенностью сейсмического режима Восточной Камчатки является его неравномерность во времени, когда периоды фонового режима сменяются всплесками активности, включающими группы сильных землетрясений. На рис. 1 приводится график, характеризующий режим Камчатской сейсмоактивной зоны, и распределение во времени сильных землетрясений. За период детальных наблюдений (1961–2000 гг.) в сейсмическом режиме Камчатки выделяются четыре всплеска активности (I–IV), когда на интервалах времени 1.4–3.3 года происходили 2–4 землетрясения с величинами магнитуд порядка 7 и более. Такие всплески активности фиксируют периоды повышенного выделения сейсмической энергии, а также, предположительно, заключительные стадии предшествующих геодинамических процессов.

Продолжительность фонового режима между последовательными активизациями изменяется от 10.4 до 2.1 лет, составляя в среднем 7.2 года. Данные по распределению сильных землетрясений 1962–2000 гг. указывают на неслучайный характер их группирования во времени. При средней повторяемости сильных землетрясений 0.36 событий/год (14/39) или ~ 1 событие в 3 года, на интервале времени 2.1 года, равному среднему интервалу времени сейсмической активизации, ожидается в среднем менее одного сильного землетрясения (0.75). Фактически на каждом из 4-х выделенных интервалов происходило 2–4 землетрясения. Такие вариации сейсмического режима могут быть связаны как с неравномерностью (нестационарностью) субдукционно-го процесса в пределах Камчатской зоны перехода континент-океан, так и с воздействием общепланетарных и космических факторов.

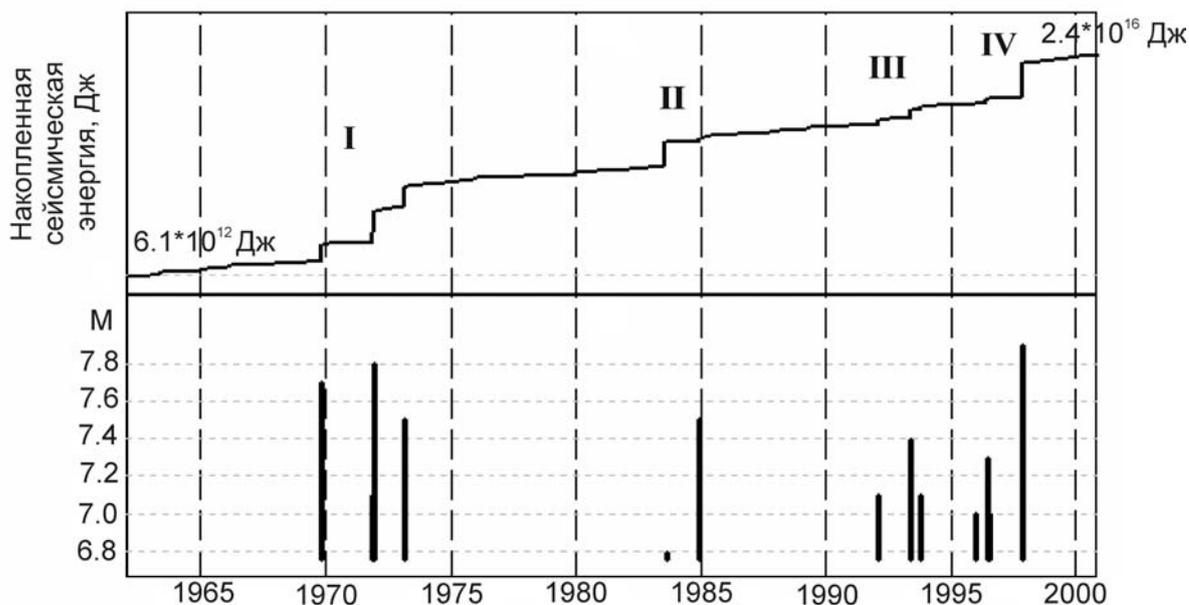


Рис. 1. Кумулятивный график выделения сейсмической энергии в пределах Камчатской сейсмоактивной зоны в 1962-2000 гг. (верхний график) и моменты землетрясений с $M \geq 6.8$ (нижний график); I-IV – периоды сейсмической активизации на Камчатке [Копылова, 2004]

Закономерности проявления среднесрочных предвестников перед сильными ($M_w \geq 6.6$) землетрясениями 1987-2007 гг. В 1987-2007 гг. на территории Камчатки произошли 13 землетрясений с $M = 6.6-7.8$, которые сопровождалось в континентальных районах ощутимыми сотрясениями интенсивностью до 4-7 баллов по шкале MSK-64. Расположение эпицентров и основные данные о землетрясениях приводятся в табл. 1 и на рис. 2. Большая часть землетрясений относятся к межплитовым. Такие землетрясения приурочены к области наклонной сейсмофокальной зоны, падающей под континент. Изучение среднесрочных предвестников перед землетрясениями (табл. 1) проводилось по данным о их проявлении, представленным в публикациях [Левин, Магуськин, Бахтиаров и др., 2006; Копылова, 2001; Копылова, Сугробов, Хаткевич, 1994; Хаткевич, Рябинин, 2004; Салтыков, 2004; Соболев, 1999; Кравченко, 2005].

В указанных публикациях приводятся результаты наблюдений за многолетний период и описание выявленных предвестников, а также даются оценки времен их проявления перед конкретными землетрясениями. В качестве количественного параметра предвестниковых аномалий рассматривается их продолжительность T , которая оценивалась от начала аномалии до момента землетрясения.

На рис. 3 приводится пример комплексного проявления предвестников в изменениях сейсмологического параметра RTL [Соболев, 1999],

длин линий светодальномерных измерений [Зобин, Гордеев, Левина и др., 1996] и в режиме подземных вод [Копылова, Сугробов, Хаткевич, 1994; Копылова, 2001] перед землетрясением 2 марта 1992 г., $M_w = 6.9$.

По данным светодальномерных измерений длин линий из обсерватории Мишенная (рис. 2, Б) в качестве предвестника рассматривается их бухтообразное укорачивание, которое указывает на горизонтальное сжатие территории полигона на стадии подготовки землетрясений (рис. 3). Бухты горизонтального сжатия были выявлены перед землетрясениями 1, 2, 8 (табл. 1). Продолжительность предвестника составляет от 8-9 до 24 мес.

По данным гидрогеохимических наблюдений в качестве предвестника рассматривается понижение концентрации иона хлора в воде скважины ГК-1, станция Пиначево (рис. 3, 2, А) вследствие изменения условий смешивания контрастных по химическому составу подземных вод в питающей скважину водоносной системе. Такой процесс может эффективно происходить только при заметном изменении проницаемости водовмещающих пород в приповерхностной зоне. Продолжительность предвестника составляет 1.5-9 мес.

По данным уровнемерных наблюдений на скважине Е1 (рис. 3, 2, А) в качестве предвестника рассматривается понижение уровня воды с повышенной скоростью (≤ -0.06 см/сут) в течение недель – первых месяцев. Проявление такого

Таблица 1. Данные о камчатских землетрясениях с $M \geq 6.6$, произошедших в 1987-2007 гг. (по данным КФ ГС РАН, ГС РАН, NEIC)

№	Дата ггггммдд	Время чч:мм:сс	Широта, град. с.ш.	Долгота, град. в.д.	Глубина, км	Класс K_s	R^* , км	M_w NEIC	M/lgR	Баллы по шкале MSK64
1	19871006	20:11:36	52.86	160.23	33	14.1	120	6.6***	3.17	4-5 PЕТ
2	19920302	12:29:39	52.76	160.20	20	14.6	110	6.9	3.38	5-6 PЕТ
3	19930608	13:03:37	51.20	157.80	40	15.0	210	7.5	3.23	5 PЕТ
4	19931113	01:18:07	51.79	158.83	40	14.6	140	7.0***	3.27	5-6 PЕТ
5	19960101	09:57:46	53.88	159.44	0	14.3	110	6.9***	3.38	4-5 PЕТ
6	19960621	13:57:06	51.27	159.63	2	13.9	210	7.0	3.01	3-5 PЕТ
7	19960716	03:48:25	56.00	165.05	40	13.4	540	6.6	2.42	
8	19971205	11:26:51	54.64	162.55	10	15.5	200**	7.8	3.39	5-6 PЕТ
9	19980601	05:34:03	52.81	160.37	31	13.8	120	6.9	3.32	4-5 PЕТ
10	19990308	12:25:43	51.93	159.72	7	14.3	140	7.0	3.26	4-6 PЕТ
11	20030616	22:08:02	55.30	160.34	190	14.7	340	6.9	2.73	3-4 PЕТ
12	20031205	21:26:14	55.78	165.43	29	14.8	540	6.7	2.45	2-3 PЕТ
13	20040610	15:19:55	55.68	160.25	208	14.9	380	6.9	2.68	3-4 PЕТ

Примечание: * – R – гипоцентральное расстояние до г. Петропавловска-Камчатского; ** – расстояние до центра очаговой области, *** – магнитуа M_s по данным ГС РАН, г. Обнинск; PЕТ – г. Петропавловск-Камчатский

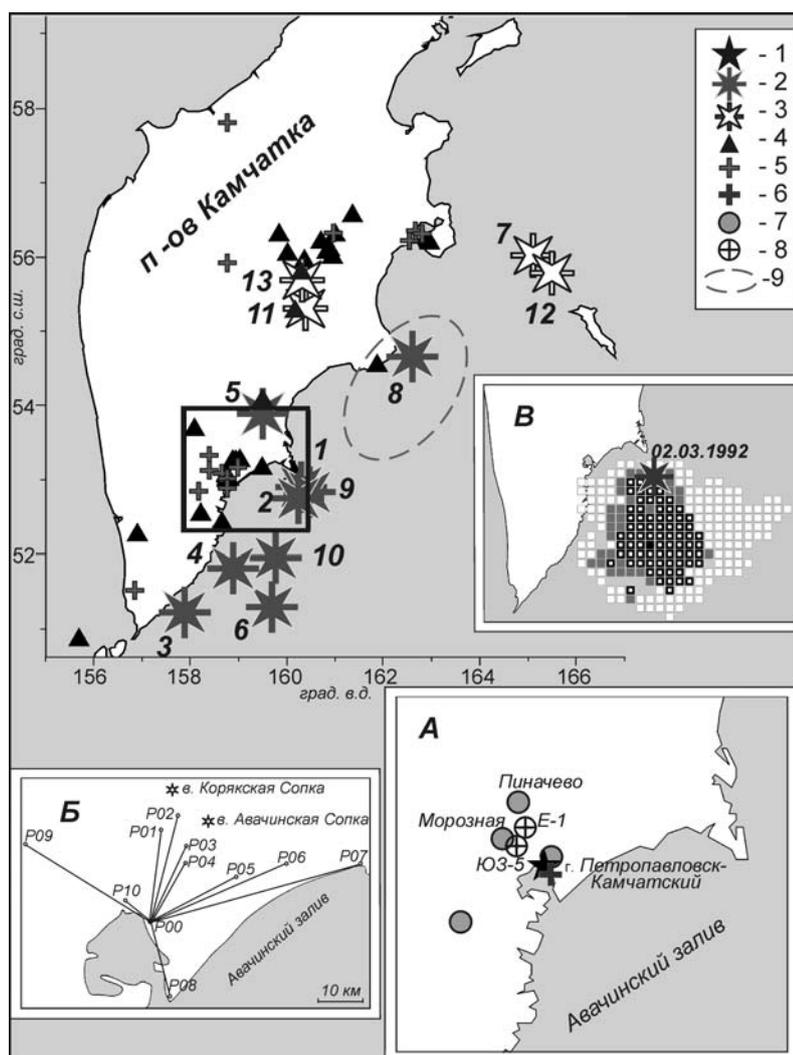


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений с $M \geq 6.6$ за период 1987-2007 гг. и расположение пунктов наблюдений (квадратом выделена территория Петропавловского полигона). На врезках: *А* – территория Петропавловского полигона и расположение пунктов наблюдений, *Б* – схема расположения линий светодальномерных измерений из обсерватории Мишенная, *В* – пространственное положение аномалии параметра RTL, предвалявшей землетрясение 02.03.1992 г. Условные обозначения: 1 – центр сбора и обработки информации в г. Петропавловске-Камчатском; 2 – землетрясения с величинами отношения $M/lgR \geq 3$; 3 – землетрясения с величинами отношения $M/lgR < 3$; 4 – радиотелеметрические сейсмические станции; 5 – пункты GPS-наблюдений; 6 – обсерватория Мишенная; 7 – пункты гидрогеохимических наблюдений за составом подземных вод; 8 – пьезометрические скважины, на которых регистрируются вариации уровня воды; 9 – очаг Кроноцкого землетрясения 5.12.1997 г., $M_w = 7.8$

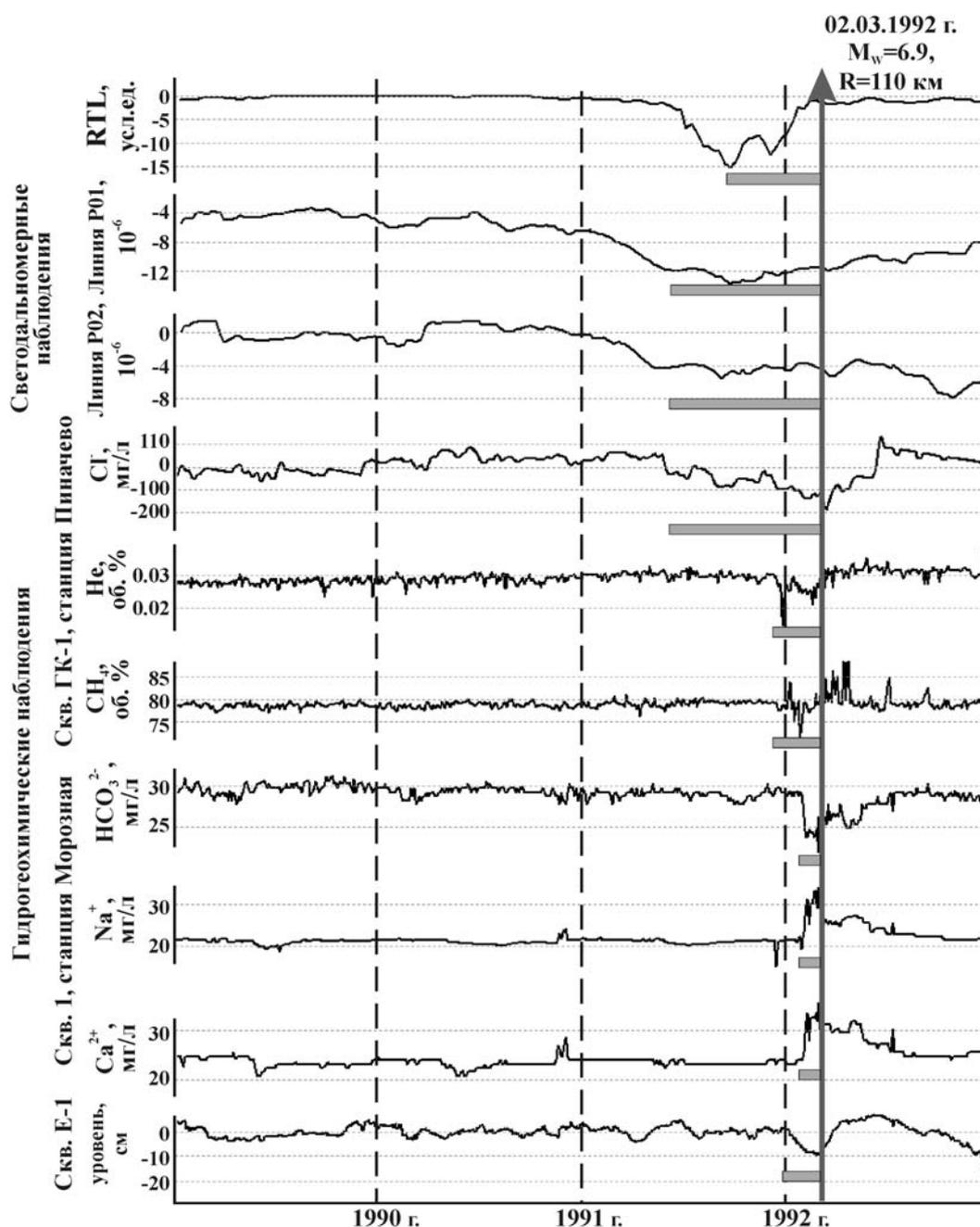


Рис. 3. Проявление предвестников перед землетрясением 2 марта 1992 г., $M_w = 6.9$. Серыми горизонтальными линиями выделены времена проявления предвестников в различных параметрах. R – расстояние до центра Петропавловского полигона (рис. 2)

предвестника объясняется увеличением емкости водовмещающих пород и падением флюидного давления в водоносной системе на стадии, предшествующей землетрясению. Продолжительность предвестника варьирует от 3 до 36 недель.

В вариациях прогностического параметра RTL, который рассчитывается в окрестности очагов сильных землетрясений (рис. 2, В) по данным относительно слабых землетрясений на глубинах 30-100 км, в качестве предвестника рассматривается его бухтообразное изменение (рис. 3). Уменьшение и последующее увеличение параметра RTL указывает на последовательную сме-

ну стадий сейсмического затишья и активизации в области очага будущего землетрясения. В настоящей работе продолжительность этого предвестника (5-31 мес.) оценивается по [Кравченко, 2005] от момента достижения параметром RTL минимума до момента землетрясения, т. е. рассматривается последняя фаза бухтообразного изменения параметра RTL, соответствующая сейсмической активизации. Качественная характеристика физического механизма образования такого предвестника дана в [Гольдин, 2004, 2005] и включает процесс эволюции мезоструктуры «большой» области подготовки землетрясения,

размер которой может значительно превышать линейные размеры будущего очага. В пределах этой области могут формироваться обширные зоны пластического течения геоматериала, соответствующие областям сейсмического затишья, и зоны упрочнения геоматериала, в пределах которых активизируется диссипация упругой энергии по механизму хрупкого разрушения (области сейсмической активизации).

Метод выделения предвестников в ВСШ основывается на изучении вариаций фазы его компоненты, связанной с воздействием приливной волны O_1 . Признаком подготовки землетрясения является стабилизация фазы на одном из уровней в течение не менее 3-х недель. Для землетрясений табл. 1 продолжительность предвестника составляет 23-48 сут.

Для каждого землетрясения (табл. 1) определялся состав и времена проявления предвестников (T) по пяти рассматриваемым методам (табл. 2). Для землетрясений с величинами параметра интенсивности сейсмического воздействия $M/lgR \geq 3$, где R -эпицентральное расстояние до г. Петропавловска-Камчатского (табл. 1) количество методов N , по которым проявлялись предвестники, составляет 3-5. Для землетрясений с величинами параметра $M/lgR < 3$ количество методов N , по которым проявлялись предвестники, составляет 0-2. Все эти землетрясения произошли севернее Кроноцкого полуострова (рис. 2), поэтому уменьшение величины M/lgR определяется относительно большими эпицентральными расстояниями таких землетрясений ($R = 340-540$ км). Результаты корреляционного анализа зависимостей $T-M$ и $T-M/lgR$ приведены в табл. 3. На рис. 4 приводятся диаграммы, характеризующие связь числа предвестников N и параметров землетрясений: магнитуды M и интенсивности сейсмического воздействия M/lgR . Использование параметра M/lgR , учитывающего удаленность очагов землетрясений от центра Петропавловского полигона, приводит к увеличению коэффициента корреляции r до 0.68. Наличие прямой корреляционной связи между числом предвестников N и параметрами землетрясений M и M/lgR указывает, что в среднесрочном режиме такой показатель, как число предвестников N , является информативным при прогнозировании наиболее сильных и относительно «близких» по отношению к территории Петропавловского полигона землетрясений.

Анализ зависимостей $T-M$ по отдельным методам (табл. 3) показывает прямую связь времени проявления предвестников T от магнитуды последующего землетрясения в режиме слабой сейсмичности по параметру RTL , а также для

понижений уровня воды в скважине $E1$ и для укорачивания длин линий светодальномерных измерений. Вместе с тем, обнаруживается отсутствие связи между временами стабилизации фазы компоненты ВСШ, понижениями концентрации хлора в воде скважины ГК-1 и магнитудами последующих землетрясений. Это показывает, что для двух видов предвестников из пяти время их проявления не является информативной характеристикой при оценке магнитуды последующего землетрясения. Использование параметра M/lgR не приводит к существенному улучшению связи между временами предвестников по отдельным методам и этим параметром. Такой результат указывает на то, что использование параметра продолжительности предвестников T не позволяет в настоящее время обеспечивать одновременный прогноз магнитуды и удаленности сильных землетрясений. Но, учитывая положительные величины коэффициентов корреляции между T и M/lgR для трех методов из четырех, можно отметить положительную тенденцию к такой связи.

Связь предвестников и землетрясений с $M \geq 6.6$ (табл. 1) характеризуется величинами $r = 0.40-0.86$ (табл. 4). Если рассматривать только наиболее сильные землетрясения, которые происходили относительно недалеко от территории Петропавловского полигона ($M/lgR \geq 3$, $R = 110-210$ км, рис. 2), то связь предвестников и землетрясений улучшается ($r' = 0.43-1.0$). Это указывает на то, что наблюдательная сеть, расположенная на территории Петропавловского полигона, ориентирована, в основном, на диагностику предвестников землетрясений в пределах фрагмента Камчатской сейсмоактивной зоны, включающего южную часть Кроноцкого залива, Авачинский залив и Южную Камчатку (примерно $51-54^\circ$ с. ш.).

О механизмах формирования предвестников камчатских землетрясений. В табл. 5 приводится общая характеристика предвестников камчатских землетрясений и дается их интерпретация в рамках модели области подготовки землетрясений, предложенной в работах [Гольдин, 2004, 2005; Ребецкий, 2007]. В качестве основных структурных элементов области подготовки землетрясения рассматриваются 1 – зона разлома, характеризующаяся неоднородным строением и наличием участков с различной степенью диспергированности материала (мягкие и жесткие включения), и 2 – сложно построенная и эволюционирующая во времени «большая» область подготовки землетрясения, чувствительная к флюидо- метаморфическим и динамическим

Таблица 2. Состав и время проявления предвестников перед землетрясениями с $M \geq 6.6$

№	Дата землетрясения, ггггммдд	Продолжительность проявления предвестников по рассматриваемым методам Т				
		Метод RTL, месяцы	Понижение уровня воды в скв. Е1, недели	Метод ВСШ, пункт Начики, сутки	Изменение концентрации иона хлора в воде скв. ГК-1 ст. Пиначево, месяцы	Данные светодальнономерных наблюдений, месяцы
1	19871006	5	5		6.5-7	8-9
2	19920302	6	9.5	?	9	8-9
3	19930608	10	36	34	1.5	
4	19931113	15	12	?	1.5	
5	19960101	14	н.д.	28	3	
6	19960621	11	14	23		
7	19960716	6				
8	19971205	24	?	~ 35	5-6	~ 24
9	19980601			25		
10	19990308	27				
11	20030616			41		
12	20031205					
13	20040610		~ 7	48		

Примечание: ? – предвестник выявлен, но нет данных о его продолжительности, н.д. – нет данных

Таблица 3. Корреляционный анализ зависимости времен проявления предвестников Т от параметров землетрясений М и $M/\lg R$

		Метод RTL	Метод ВСШ	Гидрогеохимические наблюдения	Гидрогеодинамические наблюдения	Светодальнономерные наблюдения
М	г	0.89	0.04	-0.30	0.95	0.97
	n	4	7	6	6	3
$M/\lg R$	г		-0.67	0.31	0.24	0.6
	n		7	6	6	3

Примечание: г – выборочный коэффициент корреляции (прямым жирным шрифтом выделены величины г, значимые при доверительной вероятности $\geq 90\%$, жирным курсивом – при 80%-ой доверительной вероятности), n – число землетрясений, перед которыми проявлялся предвестник с установленным временем проявления

Таблица 4. Оценка связи между проявлениями среднесрочных предвестников по отдельным методам и сильными землетрясениями Камчатки 1987-2007 гг

	Метод RTL	Метод ВСШ	Гидрогеохимические набл.	Гидрогеодинамические набл.	Светодальнономерные набл.
Рассматриваемый период наблюдений, годы	1987-2003	1992-2005	1987-2003	1987-1997	1987-1998
n	9	9	6	6	3
m	12	12	12	7	7
$p = n/m$	0.75	0.75	0.50	0.86	0.43
n'		7	6	6	3
m'		8	9	6	7
$p' = n'/m'$		0.86	0.67	1.0	0.43

Примечание. n – число землетрясений, перед которыми проявлялся предвестник, m – число землетрясений (табл. 1) в рассматриваемый период наблюдений, n' – число землетрясений с величиной $M/\lg R \geq 3$, перед которыми проявлялся предвестник, m' – число землетрясений с величиной $M/\lg R \geq 3$ в рассматриваемый период наблюдений

Таблица 5. Общая характеристика предвестников камчатских землетрясений и интерпретация механизмов их образования

Вид наблюдений	Характер предвестника	Физический механизм по [Гольдин, 2004, 2005; Ребецкий, 2007]	Масштабный уровень поля напряжений по [Ребецкий, 2007]	Время проявления перед землетрясениями	Показатель связи предвестника и землетрясений*	
1. Вариации слабой сейсмичности (параметр RTL)	Смена стадии сейсмического затишья стадией активизации	Формирование мезоструктуры «большой» очаговой области, включающей зоны пластического течения и упрочнения геоматериала. Сжатие внешней области (по отношению к области нижнего яруса дилатационного разрыхления). Развитие верхнего яруса дилатационного разрыхления. Реакция порового давления на увеличение емкости водовмещающих пород. Изменение условий смешивания контрастных по химсоставу вод в водоносных системах	Региональный	Затишье 0.8-3 лет Активизация 0.4 – 2.2 лет	0.75	
2. Геодезический (светодальномерные)	Горизонтальное сжатие континентальных районов		Региональный	0.7 – 2 лет	0.43	
3. Режим подземных вод.						
Уровень воды	Понижение		Локальный	1-8 мес	0.86 (1.0)	
Химсостав воды и газа	Аномальные изменения		Локальный	1-9 мес	0.50 (0.67)	

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

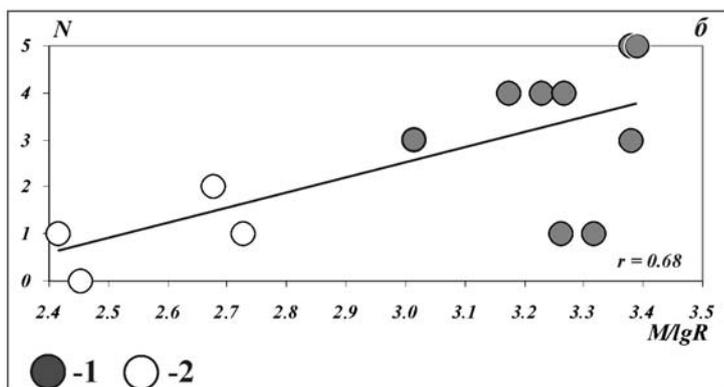
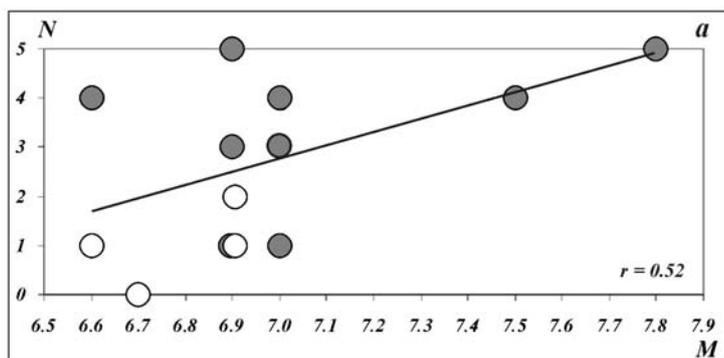


Рис. 4. Зависимость числа предвестников (N) от параметров землетрясений M (а) и M/lgR (б). 1 – землетрясения с величинами отношения $M/lgR \geq 3$; 2 – землетрясения с величинами отношения $M/lgR < 3$. r – коэффициент корреляции

процессам в зоне разлома. Ведущими процессами при образовании структуры «большой области» являются пластическое течение и хрупкое разрушение геоматериала, а также его дилатансионное разрыхление с образованием глубинных и поверхностных зон трещинной дилатансии. При этом вариации слабой сейсмичности и горизонтальное сжатие континентальных районов на стадиях подготовки сильных землетрясений определяются региональным масштабным уровнем изменения поля напряжений, отражающим формирование мезоструктуры «большой» области. Проявления аномалий в режиме подземных вод, в ВСШ и, по-видимому, ряд других геофизических и геохимических предвестников, определя-

ются локальным масштабным уровнем изменения напряженно-деформированного состояния приповерхностного слоя при развитии в нем трещинной дилатансии на заключительной стадии подготовки землетрясения.

Определенная нестабильность проявления рассмотренных предвестников перед землетрясениями с $M \geq 6.6$ ($r = 0.43-0.86$) и некоторое улучшение их связи с более сильными и территориально более близкими землетрясениями ($r^1 = 0.43-1.0$) предполагает, что их формирование может контролироваться как процессом подготовки отдельных событий, так и процессом подготовки региональных сейсмических активизаций, включающих группы землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

- Гольдин С.В.* Дилатансия, переупаковка и землетрясения // *Физика Земли*. 2004. № 10. С. 37-54.
- Гольдин С.В.* Макро- и мезоструктура очаговой области землетрясения // *Физическая мезомеханика*. 2005. Т. 8, № 1. С. 5-14.
- Зобин В.М., Гордеев Е.И., Левина В.И. и др.* Камчатское землетрясение 2 марта 1992 г. (магнитуда $M_LH = 7.1$) в Авачинском заливе и связанные с ним явления // *Вулканология и сейсмология*. 1996. № 6. С. 48-61.
- Копылова Г.Н.* Пространственно-временные вариации геодинамического режима Камчатки по данным инструментальных наблюдений // *Физическая мезомеханика*. 2004. Т. 7, Ч. 2. С. 288-291.
- Копылова Г.Н.* Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987-1998 гг.) // *Вулканология и сейсмология*. 2001. № 2. С. 39-52.
- Копылова Г.Н., Сугробов В.М., Хаткевич Ю.М.* Особенности изменения режима источников и гидрогеологических скважин Петропавловского полигона (Камчатка) под влиянием землетрясений // *Вулканология и сейсмология*. 1994. № 2. С. 53-70.
- Кравченко Н.М.* Оценка эффективности прогностического параметра RTL // *Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле*. 2005. № 2. С. 99-107.
- Левин В.Е., Магуськин М.А., Бахтияров В.Ф. и др.* Мультисистемный геодезический мониторинг современных движений земной коры на Камчатке и Командорских островах // *Вулканология и сейсмология*. 2006. № 3. С. 54-67.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. 406 с.
- Салтыков В.А.* Предвестниковые вариации высокочастотного сейсмического шума перед сильными землетрясениями Камчатки 1992-2004 гг // Сб. докл. III Междунар. конф. «Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений». Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН. 2004. С. 116-120.
- Серафимова Ю.К., Копылова Г.Н.* Ретроспективная оценка среднесрочных предвестников сильных ($M \geq 6.6$) землетрясений Камчатки 1987-2007 гг // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока. Тр. региональной научно-техн. конф. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН. 2007. С. 64-68.
- Соболев Г.А.* Стадии подготовки сильных камчатских землетрясений // *Вулканология и сейсмология*. 1999. № 4-5. С. 63-72.
- Хаткевич Ю.М., Рябинин Г.В.* Гидрогеохимические исследования на Камчатке // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский: 2004. С. 96-112.

МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И НЕКОТОРЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГЕОДИНАМИКИ

О.А. Кучай, Н.А. Бушенкова

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия, KuchayOA@ipgg.nsc.ru

В работе рассчитываются направления горизонтального смещения крупных блоков земной коры по данным механизмов очагов землетрясений и анализируются особенности параметров механизмов очагов коровых землетрясений, произошедших в разных геодинамических условиях в зависимости от мощности земной коры. Район исследования включает в себя Тянь-Шань, Таримский массив, Тибет, Памиро-Каракорум, Куньлунь, Алтай, Саяны. Для территории Центральной Азии создан каталог механизмов очагов коровых землетрясений по материалам [Широкова, 1961; Широкова, 1979; Широкова, 1974; Широкова, 1967; Molnar and Tapponnier, 1978; Verma, Chandra, 1985; Солоненко и др., 1993; Соболева и др., 1980] с $M > 4.5$ (1950-2006 гг.), основу которого составили данные Гарвадского центра [Catalog..., 1976-2007].

Логично предположить, что в распределении деформаций и возникновении очагов 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 работах [Бушенкова, 2001; Бушенкова и др., 2003]) позволили оценить картину распределения мощностей литосферы. Карта построена путем осреднения сейсмических аномалий в верхней части сейсмотомографической модели с учетом размывания горизонтальных границ (по результатам проведенного тестирования) и дальнейшим пересчетом осредненных аномалий Р-скорости в вариации мощности литосферы. Отправными точками при этом послужили данные по территориям, где мощность литосферы имеет достаточно надежные оценки [Zorin et al., 1990]. 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.

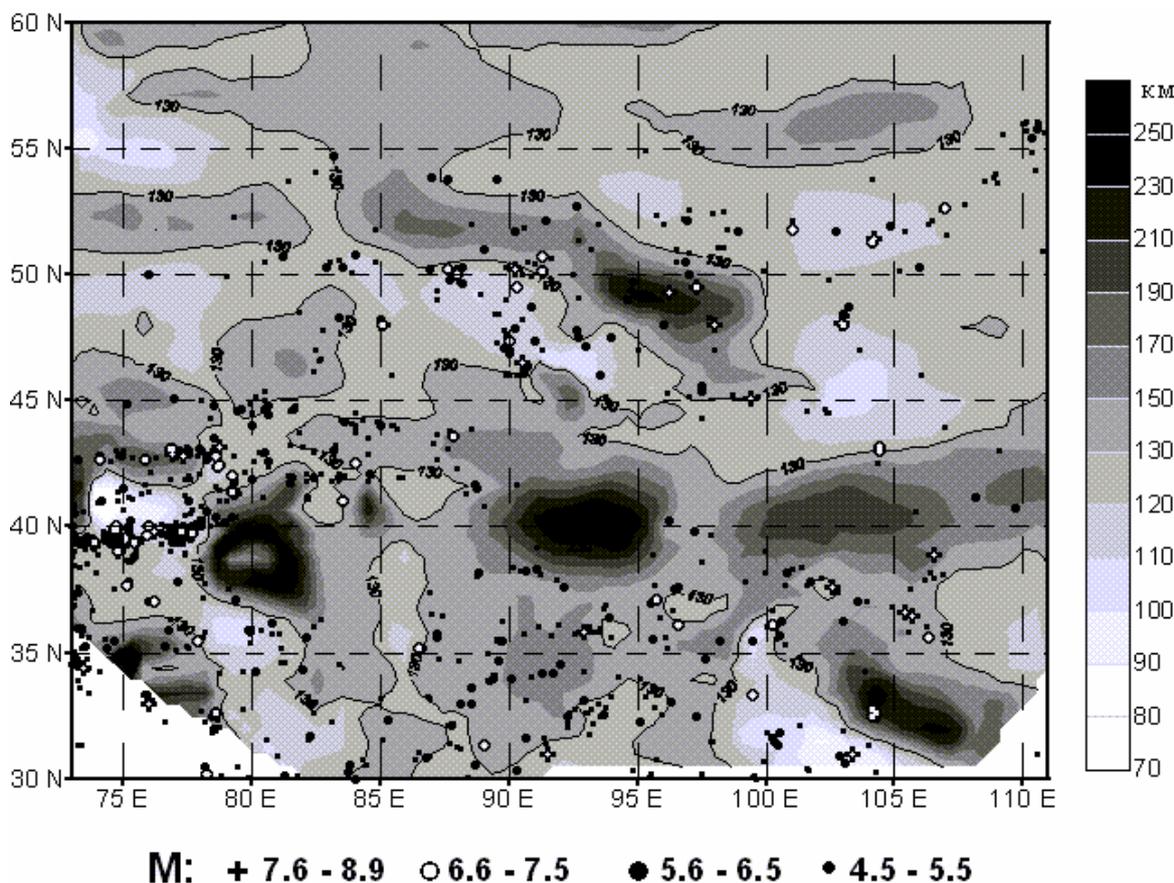


Рис. 1. Мощность литосферы и распределение эпицентров коровых землетрясений ($M = 4.6-7.8$)

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 зависимости обнаруживаются в результате сопоставления полученной карты мощности литосферы с распределением сильных коровых очагов землетрясений Центральной Азии, которые, как оказалось, в основном концентрируются в местах, где мощность литосферы не превышает 190 км (рис. 1). Наблюдается и определенная тенденция для самых сильных коровых землетрясений с $M > 6.7$, которые тяготеют к градиентным зонам изменения мощности литосферы.

В соответствии с геодинамикой района исследования реализуются и механизмы очагов коровых землетрясений ($M = 4.5-8.0$). Землетрясения имеют преимущественно надвиговую и взбросовую подвижку на Тянь-Шане, в полосе контакта Тарима с Тянь-Шанем, в зоне Дарваз-Каракульского разлома, ограничивающего Памир, в Восточном Куньлуне, в Гималаях. Одна из двух возможных плоскостей разрыва в очагах этих землетрясений совпадает с положением разломов. Преимущественный азимут простирания плоскостей меняется в пределах 60-130 градусов. Очаги сдвигового типа зафиксированы южнее Цайдамской впадины (Тибет), в Алтае-Саянском регионе, на Памире, в зоне сочленения Памира, Тянь-Шаня и Таримского массива. Землетрясения со сдвиговой подвижкой, реализованные в зонах крупных разломов, как правило, имеют тот же азимут простирания, что и разлом. 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 простирание их меняется от СЗ до СВ.

Ориентация осей тензоров сейсмических моментов (Р и Т) (рис. 2) сильных коровых землетрясений (с $M > 4.9$) изменяется от горизонтальных субмеридиональных осей укорочения (Р) на западе района до СВ направления – 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. В большинстве очагов они полого (0-30 градусов) 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-го на западе до СВ-го на востоке. Условная граница, разделяющая области на западную и восточную, проходит через эпицентр Алтайского землетрясения 2003 г. Оси укорочения западной части Памира (Дарваз-Каракульский разлом) лежат в секторе 100-160 градусов.

Наибольший интерес вызывает распределение близгоризонтальных осей удлинения в очагах землетрясений с $M > 4.9$ в центральной части Памира и в Тибете. В соответствии с простиранием геологических структур, субширотное положение этих осей на Памире меняется на юго-восточное. В Куньлуне, а также в южной и центральной частях Тибетского массива направления осей вновь становятся субширотными. Таким образом, эти территории характеризуются условиями близгоризонтального растяжения, сопровождающегося сбросовыми подвижками в очагах. Возникновение таких зон может быть объяснено с позиций Е.В. Артюшкова [Артюшков, 1972], полагающего, что в местах, где мощность земной коры наибольшая, должны возникать растягивающие напряжения, обусловленные своеобразным гравитационным «растеканием» коры. Заключение делается на том основании, что очаги коровых землетрясений со сбросовыми подвижками сосредоточены как раз в таких районах. Так на Памире мощность земной коры в центральной части достигает 70 км [Кулагина и др., 1974]. Такая же мощность коры получена китайскими исследователями в юго-западной части Тибета [Li, Mooney, 2006].

Привлекая многочисленные материалы по механизмам очагов землетрясений Центральной Азии были проанализированы распределения осей сжатия в областях контакта блоков с разными мощностями земной коры или с разными плотностными характеристиками. Получено, что близгоризонтальные оси Р в очагах сильных землетрясений распределяются вкрест линии контакта блоков практически по эпюре напряжений. Такая картина наблюдается в зоне взаимодействия Памира и Тянь-Шаня, Тарима и Тянь-Шаня, Джунгарского блока и Алтая, Гималаев и Индийской плиты, Гималаев и восточного блока Индийской плиты (рис. 3 [Трифонов, 1999]). По всей видимости, более жесткие блоки, смещаясь, чаще всего к северу или северо-востоку способствуют перераспределению напряжений в окружающих объемах земной коры.

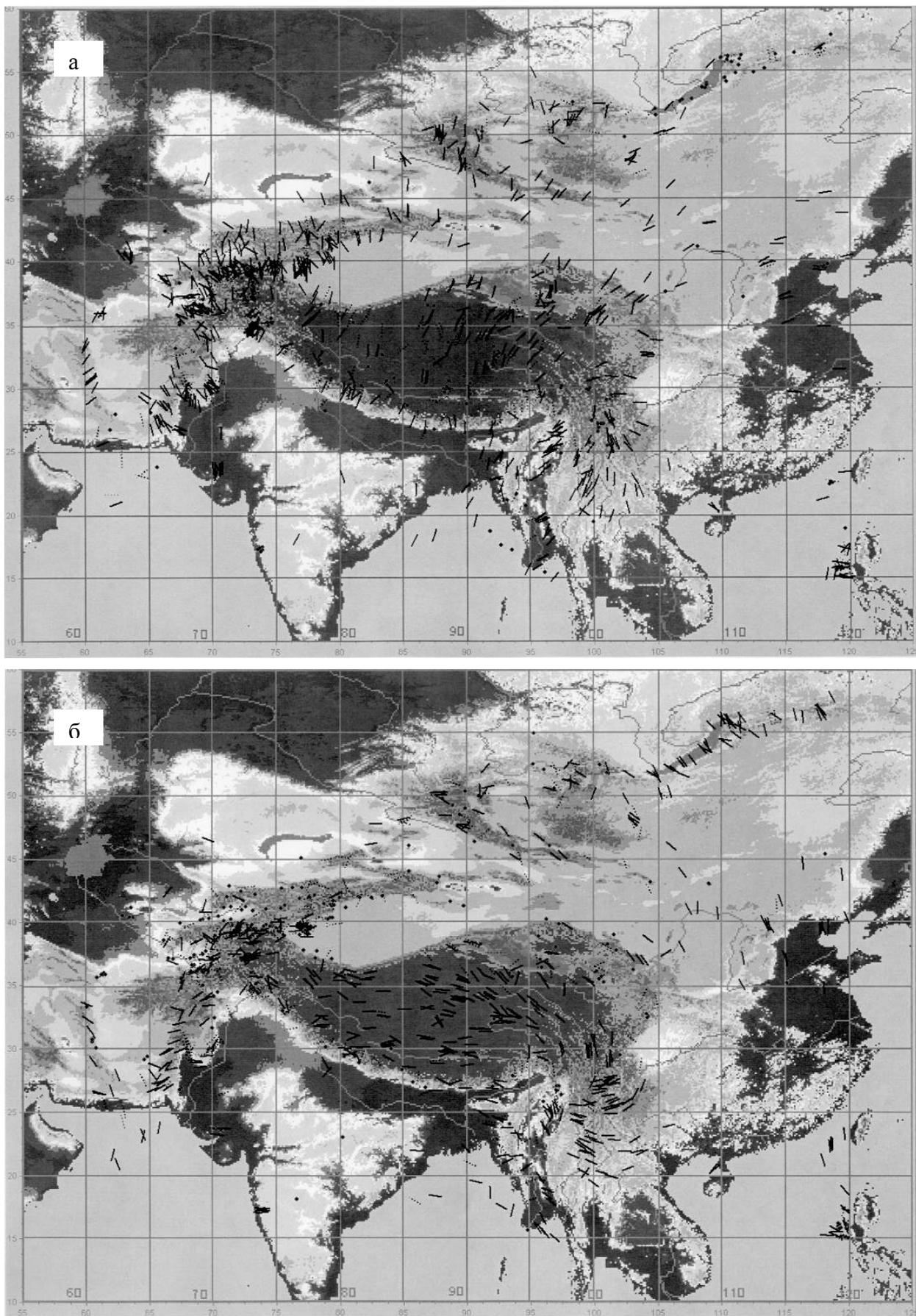


Рис. 2. Ориентация осей Р (а) и Т (б) по данным механизмов очагов землетрясений Центральной Азии ($M = 4.6-7.8$) за период 1960-2006 гг. Чертой показана ориентация близгоризонтальных осей Р и Т, штриховой линией-под углами 30-60 градусов к горизонту, точкой- близвертикальная ориентация осей Р и Т

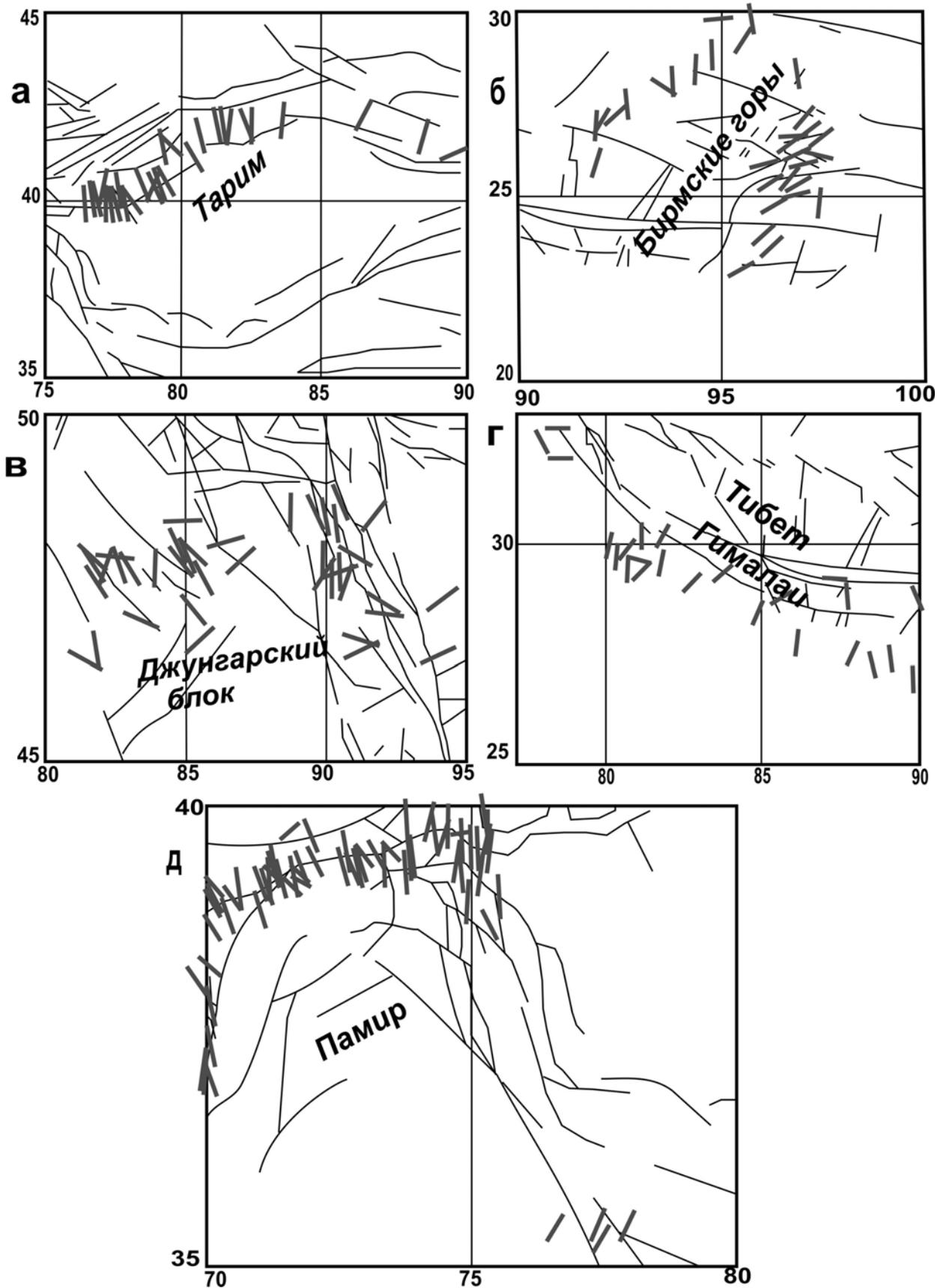


Рис. 3. Ориентация осей сжатия по данным механизмов очагов землетрясений в зонах контактов блоков: *а* – Тарима и Тянь-Шаня, *б* – Бирмских гор и Гималаев, *в* – Джунгарии и Алтая, *г* – Гималаев и Индийской плиты, *д* – Памира и Тянь-Шаня. Черными линиями показаны разломы по Трифонову В.Г. [Трифонов, 1999]

Имея данные об ориентации осей Р и Т, полученных при определении механизмов очагов землетрясений, рассмотрим возможность расчета направления смещения в зоне разлома и направления горизонтального смещения блоков.

К вопросу о направлении смещения в зоне разлома существует несколько подходов. В одном случае смещение по разлому рассматривалось в предположении, что разрыв в очаге землетрясения совпадает с положением сместителя разлома и скольжение по разлому оценивается по сумме сейсмических моментов землетрясений [Brune, 1968]. В другом случае оценивается вклад землетрясений в движение по разлому при плоскостях разрыва в очагах, не совпадающих с положением сместителя самого разлома [Кучай, 1984]. В нашем случае мы попытались оценить не вклад землетрясений в движение по разлому, а оценить характер медленных тектонических смещений в зоне разлома по данным механизмов очагов землетрясений [Кучай, 1990].

Движение по геологическому длительно существующему разлому происходят под действием тех же тектонических сил, что и подвижки в очагах землетрясений, поэтому параметры механизмов очагов землетрясений можно рассматривать как датчики о деформациях в земной коре. Мы будем рассматривать только горизонтальные смещения, так как для этого имеется достаточно определений механизмов очагов землетрясений, происшедших вдоль зон разломов. Предполагая, что если, в целом, зона разлома характеризуется левосдвиговыми смещениями, то и деформации в зоне разлома, обусловленные смещениями в очагах землетрясений будут чаще приводить к левосдвиговым смещениям в зоне разлома, чем к правосдвиговым.

Отношение $\xi = E_{\text{л}} / E_{\text{пр}}$ показывает, во сколько раз в плоскости разлома левый сдвиг предпочтительнее правого или $\eta = E_{\text{пр}} / E_{\text{л}}$ правый сдвиг предпочтительнее левого. Величины $E_{\text{л}}$ и $E_{\text{пр}}$ характеризуют средние лево- и правосдвиговые деформации. Имея данные по ориентации осей сжатия и растяжения в очагах землетрясений можно рассчитать средние деформации благоприятствующие левому $E_{\text{л}}$ или правому $E_{\text{пр}}$ сдвигу в зоне разлома по формулам:

$$E_{\text{л}} = \frac{1}{\mu S t} \sum_{n=1}^N M_{\text{он}} |\sin^2 \gamma_n \sin 2\alpha_n -$$

$$\sin^2 \alpha_n \sin 2\beta_n | H(K)$$

$$E_{\text{пр}} = \frac{1}{\mu S t} \sum_{n=1}^N M_{\text{он}} |\sin^2 \gamma_n \sin 2\alpha_n -$$

$$- \sin^2 \alpha_n \sin 2\beta_n | H(-K)$$

$H(K) = 1$ при $K > 0$, $H(K) = 0$ при $K < 0$, где n – номер землетрясения, μ – модуль сдвига, S – площадь разлома, t – временной интервал, α и γ – углы между вертикалью и осями сжатия Р и растяжения Т в очагах землетрясений, β и φ углы между направлением горизонтального вектора V и горизонтальными проекциями осей Р и Т, отсчитываемые по часовой стрелке от вектора V, который принимается единичным, задающим левостороннее движение противоположной стороны разлома, N – горизонтальный единичный вектор нормали к простиранию разлома. Угол Q_i между направлением горизонтального смещения блока и линией разлома на поверхности, отделяющей блоки, можно рассчитать по формуле $\cos Q_i = E_{\text{пр}} (\xi - 1) / (\xi + 1)$. Коэффициенты

предпочтительности (ξ и η) направления горизонтального смещения в зоне разлома были рассчитаны для главных разрывных нарушений, в зоне контакта Памира и Тянь-Шаня, Тарима и Тянь-Шаня, Гималаев и Индийской плиты. Разломы, имеющие сложную конфигурацию на поверхности, разбивались на отдельные фрагменты с близким направлением простирания. Для расчета использовались механизмы очагов землетрясений, происшедшие в зоне разлома на расстоянии $0.1^0 - 0.2^0$ от сместителя разлома. На рис. 4 горизонтальные вектора смещения показаны стрелками, упирающимися в разлом, в зоне контакта которого, рассчитывались коэффициенты предпочтительности и горизонтальное направление смещения южного блока относительно северного. Так азимуты векторов горизонтального смещения Тарима относительно Тянь-Шаня составляет 7^0 , Индийской плиты в зоне Гималаев также 7^0 , а Памир надвигается на Тянь-Шань по азимуту 320^0 (рис. 4). Для более мелких блоков в восточной части Китая, смещения происходят в азимутах $49-89^0$.

ВЫВОДЫ

Таким образом, характер деформирования среды зависит от многих факторов и соответственно

проявляется в разных типах подвижек в очагах и ориентациях осей Р и Т сильных землетрясений.

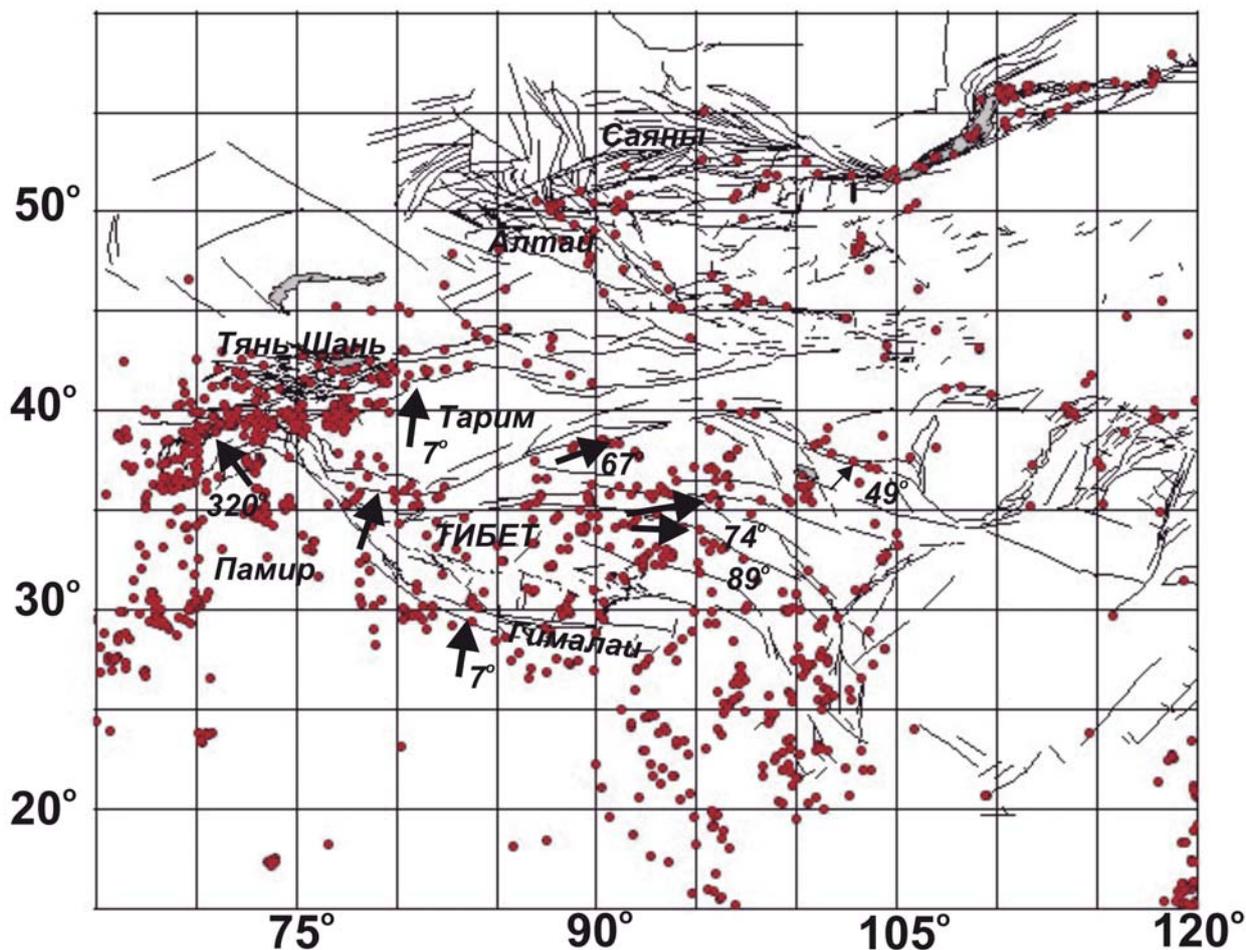


Рис. 4. Направление горизонтального смещения блоков земной коры по данным механизмов очагов землетрясений в Азии. Разломы показаны по Трифонову [Трифонов, 1999], черными кружками – землетрясения за период 1960-2006 г

По механизмам очагов в Центральной Азии констатируется близгоризонтальное сжатие в ССЗ-ССВ румбах. Севернее вогнутой дуги фронта Евразийской плиты, в южной и центральной частях Тибета, преобладает субширотное растяжение. Для севера Тибета характерно СВ-ное сжатие, сменяющееся на востоке субширотным ориентированным сжатием. В целом, Тибет испытывает поперечное СВ – сжатие и продольное субширотное растяжение. На территории Алтае-Саянской складчатой области и Монгольского Алтая в очагах землетрясений наблюдается изменение близгоризонтальных осей сжатия от СЗ на западе до СВ на востоке. Для Тянь-Шаня характерно субмеридиональное сжатие.

Одним из факторов, влияющих на изменения напряженно-деформированное состояние земной коры, являются неоднородности земной коры. В

нашем случае слабо деформированные, более жесткие блоки, которые смещаясь к северу или северо-востоку (Тарим, Джунгария, Памир и т.д.) перераспределяют напряжения в окружающих их районах, что проявляется в механизмах очагов землетрясений.

Рассчитанные азимуты горизонтальных векторов смещений крупных блоков не противоречат геодинамической обстановке региона исследования.

Сильные коровые землетрясения Центральной Азии, в основном, концентрируются в местах, где мощность литосферы не превышает 190 км.

Работа была выполнена в рамках Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 44 и при поддержке РФФИ, гранд № 07-05-00986, и гранд 08-05-00276

ЛИТЕРАТУРА

- Широкова Е.И.* О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Средней Азии // Изв. АН СССР. Серия геофизическая. 1961. N 6. С. 876-881.
- Широкова Е.И.* Особенности механизмов очагов землетрясений Средней Азии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. N 10. С. 44-57.
- Широкова Е.И.* Детальное изучение напряжений и разрывов в очагах землетрясений Средней Азии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. N 11. С. 22-36.
- Широкова Е.И.* Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Средиземноморского-Азиатского сейсмического // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1967. N 1. С. 22-36.
- Molnar P. and Tapponnier P.* Active Tectonics of Tibet // J. Geophysical Research. NB11, November 10, 1978. V. 83. P. 5361-5375.
- Verma R.K. and Sekhar C.* Seismotectonics and focal mechanisms of Earthquakes from Pfmir – Hindukush Regions // Tectonophysics, 112 (1985). P. 297-324.
- 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. В. 1. С. 113-122.
- Соболева О.В., Кучай О.А., Шкляр Г.П., Благовещенская Е.Е.* Vlagovezhenskaya Каталог механизмов очагов землетрясений Таджикистана и Северного Афганистана за 1959-1979 гг. М.: ВИНТИ, деп. 2243. 1980. 25 с.
- CATALOG CMT (1976-2007) // www.seismology.harvard.edu.
- Бушенкова Н.А.* ВВ-В схема и ее применение для исследования структуры верхней мантии центральной Сибири на продольных волнах // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XIX Всероссийской молодежной конференции. – Иркутск: ИЗК СО РАН. 2001. С. 97-98.
- 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.
- Zorin Yu. A., Novoselova M.R., Turutanov E.H., Kojevnikov M.V.* Lithospheric Structure of the Mongolian-Siberia mountainous province // J. Geodynam. 1990, № 11, P. 327-342
- Артюшков Е.В.* Происхождение больших напряжений в земной коре // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. N 8. С. 22-36.
- Кулагина М.В., Лукк А.А., Кулагин В.К.* Блоковое строение земной коры Таджикистана. Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах / Отв. редактор М.С. Асимов. М.: Наука. 1974. С. 70-84.
- Li Songlin, Mooney Walter D., Jichang Fan* Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data // Tectonophysics. 2006. V. 420. P. 239-252.
- Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. М.: Научный мир. 1999. 252 с.
- Brune J.N.* Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones // J. Geophysical Research. 1968. V. 73, N 2. P. 777-787.
- Кучай О.А., Юнга С.Л.* Сейсмическое скольжение по Дарваз_Каракульскому разлому // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. N 1. С. 39-47.
- Кучай О.А.* Деформации и смещения блоков земной коры внутриконтинентальных орогенов (по данным о механизмах очагов землетрясений). Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Сборник трудов. Отв. редактор Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука. 1990. С. 242-246.

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ЛИТОСФЕРЫ – ПРОЯВЛЕНИЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ ГЛУБИННОГО ВОДНОГО ФЛЮИДА

Б.В. Левин¹, М.В. Родкин², Е.В. Сасорова³

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

² – Геофизический Центр РАН, Москва, rodkin@wdcv.ru

³ – Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, sasor@orc.ru

Рассмотрен сейсмический режим верхних 70-100 км литосферы и выделены слои (на глубинах около 10 км, 20-30 и 60-80 км) отличающиеся относительно пониженной эффективной прочностью и повышенной сейсмичностью. Существование таких слоев связывается с измене-

ниями в режиме взаимодействия флюид-порода, а именно с характерными глубинами скачкообразного уменьшения эффективной проницаемости пород и роста пространственной однородности системы флюид-порода.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время геофизики, сейсмологи, специалисты по тектонофизике все чаще обращаются к проблеме роли воды в процессах подготовки и реализации землетрясения. Присутствие в области сейсмической подвижки водного (или иного по составу) флюида считается необходимым, чтобы объяснить значительные расхождения между экспериментальными данными по величинам разрушающих напряжений в геоматериалах и оценками величин напряжений, действующих в земных недрах [Файф и др., 1981; Касахара, 1985; Калинин и др., 1989; и др.]. При этом предполагается, что водный флюид не только уменьшает высокие литостатические давления на величину порового давления флюида, но и ведет себя как поверхностно активное вещество. Воздействие флюида как поверхностно активного вещества носит название эффекта Ребиндера [Горюнов и др., 1966; Траскин, Скворцова, 2006; и др.]. В случае связанной и сообщающейся с поверхностью пространственной конфигурации флюидной фазы давление флюида близко к гидростатическому, для изолированных объемов флюида оно может приближаться и даже превышать значения литостатического давления. Способы количественной оценки эффекта Ребиндера в условиях земных недр, в отличие от роли порового давления флюида, на настоящее время не развиты.

Существование в литосфере Земли активной флюидной фазы представляется необходимым для объяснения не только сейсмичности, но и ряда других геологических явлений, в частности, для объяснения процессов рудо- и нефтегенеза [Крупные..., 2006; Соколов, 2001; и др.].

Присутствие водного флюида представляется необходимым также для объяснения данных по сейсмическому строению и электропроводности земной коры. По-видимому, только существова-

нием флюидонасыщенных зон можно объяснить комплекс данных о преимущественном совпадении слоев повышенной проводимости и пониженных скоростей распространения сейсмических волн, и о приуроченности таких зон к областям повышенной сейсмической активности и к разломным нарушениям [Hyndman, Shearer, 1989; и др.].

Вывод о присутствии в земной коре и в верхах мантии водного флюида делает актуальным задачу исследования характера взаимодействия флюида с веществом литосферы. Существенные изменения в характере такого взаимодействия будут связаны с зонами перехода горных пород от хрупкого к катакластическому, и затем к пластическому характеру реологии. Действительно, различный тип пустотности горных пород будет обуславливать различия в пространственной конфигурации флюидной фазы и в значениях флюидного давления. Можно ожидать также, что с ростом давления более предпочтительным будет становиться не раздельное существование твердой и флюидной фазы, а все более полное и гомогенное вхождение флюида в структуру горной породы.

Опишем основные черты изменений с глубиной характера взаимодействия флюид-порода, как они трактуются разными авторами. В работах С.Н. Иванова [1990, 1998; и др.] подчеркивается важная роль слоя (отделителя по С.Н. Иванову), соответствующего преимущественному закрытию путей свободного перераспределения флюида и, соответственно, отвечающего границе между преимущественно субгидростатическими (сверху) и сублитостатическими (снизу) значениями давления флюида. Обосновывается, что такой переход отвечает глубинам 8-15 км, но в особо высокотемпературных областях земной коры зон современного вулканизма

может подниматься ближе к поверхности. Слою-отделителю соответствуют резкие изменения сейсмотектонических и реологических свойств земных недр. Предполагается, что с этим слоем связаны процессы формирования ряда типов рудных месторождений и что к нему может быть приурочен максимум сейсмической активности.

В значительной степени близкие выводы были представлены в работах В.Н. Николаевского [1979; 1982; и др.]. В этих работах проводилась идея, что основные изменения структуры и свойств горных пород отвечают смене характера разрушения геоматериалов с глубиной (с ростом давления). Предполагается, что часто выделяемая в средней коре граница К отвечает переходу между хрупким и катакластическим (псевдопластическим) характером разрушения. Граница М в этой модели соответствует переходу горных пород в истинно пластическое состояние; отсюда область ниже границы М полагается практически непроницаемой для флюидов. Таким образом, в модели В.Н. Николаевского выделяются два горизонта резких изменений в характере взаимодействия флюид-порода. Первый из них близок по глубине к слою отделителя по С.Н. Иванову и отвечает переходу от трещиноватого к микротрещиноватому характеру распределения флюида. Такое изменение структуры пустотного пространства приводит к резкому уменьшению проницаемости горных пород и может отвечать переходу от субгидростатических к более высоким давлениям флюида, вплоть до сублитостатических значений. Таким образом, применительно к области границы К в средней коре, выводы из модели В.Н. Николаевского и модели С.Н. Иванова оказываются довольно близкими. Второй переходный слой, приуроченный, по модели В.Н. Николаевского, к границе М, отвечает переходу от расположения флюида в микротрещинах, к его размещению в нарушениях кристаллической структуры горной породы, при этом происходит следующее резкое уменьшение эффективной проницаемости горной породы.

Следующее по глубине изменение в характере взаимодействия флюид-порода связано с переходом водного флюида к вхождению в состав кристаллической решетки горной породы. Основанием для оценки характерной глубины такого перехода могут служить результаты работы [Адушкин, Родионов, 2005], где отмечается, что энергия химической связи воды с оксидами кварца и другими минералами соответствует величине относительного сжатия молекулы воды порядка 1.3. При такой и большей степени сжатия термодинамически более предпочтительным (в среднем) оказывается не отдельное существование водного флюида, а его связанное состоя-

ние в структуре кристаллической решетки горной породы. Предварительные оценки показывают, что пороговое значение давления, при котором происходят такого рода изменения, соответствует примерно 22 кбар или глубинам около 70 км [Левин и др., 2007].

Обсуждавшиеся выше модели не учитывают ряд важных моментов. Так, легко видеть, что модель В.Н. Николаевского отвечает случаю устойчивых минеральных ассоциаций и высоких субразрушающих значений тектонических напряжений (когда структура горных пород в решающей степени определяется характером процесса разрушения). Оба эти предположения, вообще говоря, не отвечают условиям земных недр, где характерные величины действующих напряжений довольно малы [Файф и др., 1981; Rodkin, 1996; и др.], и где в широком диапазоне РТ условий литосферы реализуются многочисленные твердотельные превращения горных пород. Такие превращения, как известно [Калинин и др., 1989; Родкин, 1993; и др.], сопровождаются резкими изменениями прочностных и реологических свойств вещества, откуда следует, что развитие того или иного твердотельного превращения в каждом отдельном случае может сильно искажать описанную выше общую тенденцию изменений характера взаимодействия флюид-порода с глубиной.

Можно предполагать, однако, что, при осреднении по большим объемам горных пород различного состава и температуры, эти общие тенденции будут тем не менее проявляться в среднем характере изменения с глубиной прочностных и реологических свойств горных пород. Действительно, обсуждавшаяся выше последовательность изменения конфигурации занимаемого флюидом пространства от трещинного к микротрещиноватому, к расположению флюида в нарушениях кристаллической структуры, и затем к включению флюида в состав кристаллической решетки отвечает прогрессивному росту гомогенизации геофизической среды. И такой процесс вполне ожидаем и естественен при росте величин температуры и давления с глубиной.

В пользу вероятного проявления описанных общих тенденций свидетельствует также универсальность эффекта уменьшения всестороннего давления на величину флюидного давления и эффекта Ребиндера. Действительно, эффект адсорбционного понижения прочности твердых тел (эффект Ребиндера) реализуется в весьма широком диапазоне условий при контакте твердого тела, находящегося в поле растягивающих напряжений с флюидной (жидкой или газовой) адсорбционно-активной фазой. Эффект Ребиндера наблюдался в ионных, ковалентных и молеку-

лярных моно- и поликристаллических веществах, а также в стеклах и полимерах и проявляется в резком падении прочности, повышении хрупкости твердого тела, снижении его долговечности. Величина эффекта Ребиндера сложным образом зависит от межатомных взаимодействий твердой и флюидной фазы, величины и типа напряженного состояния, температуры. Существенную роль играет при этом реальная структура твердой фазы – концентрация дислокаций, микротрещин, посторонних включений. Термодинамически эффект Ребиндера обусловлен уменьшением работы по образованию новой поверхности в результате понижения свободной поверхностной энергии твердого тела в присутствии флюида. Условия земных недр – присутствие адсорбционно-активного водного флюида, наличие трещин, межзеренных границ, дислокаций, сложного поля разномасштабных напряжений и повышенной температуры – обеспечивают благоприятные условия для развития эффекта Ребиндера. При этом все более дисперсный характер распределения флюида с глубиной может способствовать усилению эффекта Ребиндера в средней и нижней части земной коры.

Достаточно универсален и предполагаемый эффект вхождения воды в состав кристаллической решетки при высоких давлениях. Для оценки преимущественной глубины этого процесса воспользуемся уравнением состояния воды в форме Тэта

$$P = B(S) \left\{ \left(\frac{\rho(T, P)}{\rho_0(T, 0)} \right)^n - 1 \right\}, \quad (1)$$

где $B(S)$ является функцией энтропии, n – показатель изоэнтропы, ρ и ρ_0 – плотность воды при давлении p и при нормальном давлении. Согласно Бриджмэну при давлениях до 70 кбар можно использовать значения $B = 3047 \text{ кг/см}^2$, $n = 7,15$.

Тогда степень относительного сжатия воды определится из выражения

$$\sigma = \frac{\rho}{\rho_0} = \left(\frac{P}{B} + 1 \right)^{1/n} \quad (2)$$

Принимая теперь [Адушкин, Родионов, 2005], что область вхождения воды в состав кристаллической решетки отвечает отношению величин сжатия воды 1.3, получаем (см., также [Левин и др., 2007]) оценку средней глубины перехода водного флюида в связанное состояние близкой к 70 км. Отметим, что такая характерная глубина ранее уже неоднократно использовалась в сейсмологии. Значением глубины в 70 км традиционно принято разделять области развития приповерхностной и глубокой сейсмичности ([Писаренко, Родкин, 2007] и ссылки в этой работе).

В настоящей статье ставится задача выявить и описать некоторые эффекты изменчивости характера сейсмического режима с глубиной, могущие иметь место в связи с отмеченными выше ожидаемыми изменениями в характере взаимодействия флюид-порода.

Проявления изменений характера взаимодействия флюид-порода в сейсмическом режиме.

Ранее [Левин и др., 2007] нами были продемонстрированы свидетельства изменения флюидного режима недр, реализующегося в связи с границей 70 км, предположительно отвечающей переходу от свободного состояния водного флюида к преимущественному вхождению его в состав кристаллической решетки горной породы. Было показано, что в интервале глубин 60-100 км, отвечающем размытой границе 70 км, происходят заметные изменения в характере сейсмического режима и в средних значениях некоторых очаговых параметров землетрясений.

Было показано, что для землетрясений с глубиной очага менее 70 км надежно выделяется годовой цикл числа землетрясений разных диапазонов магнитуд, в то время как для более глубоких очагов такой цикл выделить не удастся. Это различие объяснялось тем, что микротрещиноватая флюидосодержащая среда, располагающаяся выше границы 70 км, чувствительна к слабым изменениям напряженного состояния, вызванного космическими и, возможно, сезонными воздействиями с годовым циклом, в то время как более однородная среда, располагающаяся ниже границы 70 км, к таким слабым воздействиям не чувствительна.

В [Левин и др., 2007] было показано также, что в том же глубинном интервале (60-100 км) происходят качественные изменения в характере поведения с глубиной средних значений ряда характеристик очагов землетрясений. Так, если до глубин примерно 100 км средние значения кажущихся напряжений σ_a имеют отчетливую тенденцию ожидаемого роста величин σ_a с глубиной, то на больших глубинах средние значения σ_a сначала падают до величин близких к значениям типичным для приповерхностных очагов, а затем остаются примерно постоянными.

Аналогичным образом было продемонстрировано, что на глубине около 70 км происходят качественные изменения средней продолжительности очагового процесса. Полупродолжительность очагового процесса ΔT оценивалась как разница между оценкой времени в очаге, полученной по данным первых вступлений, и временем события, получаемом при расчете параметров сейсмического момента. Если на глубинах менее 70 км наблюдается явная тенденция сокращения

интервала времени ΔT с глубиной, то на больших глубинах тенденция качественно иная, сначала наблюдается более быстрый, а потом замедленный рост средних величин ΔT с глубиной.

Кратко поясним использовавшийся в [Левин и др., 2007] и применяемый далее в данной статье способ расчета. Величины σ_a оценивались стандартным образом по данным Гарвардского каталога по значениям сейсмического момента M и сейсмической энергии E_s

$$\sigma_a = \mu E_s / M, \quad (3)$$

где μ – модуль сдвига, E_s – сейсмическая энергия, рассчитываемая стандартным образом [Соболев, 1993] по магнитуде m_b . Значение модуля сдвига μ полагались зависящим от глубины в соответствии с моделью NB_1 [Буллен, 1978]. Данные по отдельным землетрясениям сортировались в порядке увеличения глубины события, и рассчитывались средние значения σ_a (ΔT или иного исследуемого параметра) для групп событий с последовательными близкими значениями глубины.

Полученные в [Левин и др., 2007] результаты свидетельствуют о качественном изменении характера сейсмического режима на глубинах 70–100 км. В данной работе мы исследуем характер сейсмичности выше границы 70 км, с целью выявить возможные эффекты, связанные с описанными выше предполагаемыми изменениями в характере взаимодействия флюид-порода. Также как и ранее, при анализе Гарвардского каталога в расчет исходно принимались все события, а для каталога USGS/NEIC – только без пропусков определяемые землетрясения с магнитудой более 4.8.

В Гарвардском каталоге сейсмических моментов и в мировом каталоге USGS/NEIC большое число событий оказывается приписанными к трем типовым значениям глубины: 10, 15 и 33 км. Можно предположить, что этими значениями охарактеризованы не только события, действительно происшедшие на таких глубинах, но и землетрясения с иными, плохо определенными значениями глубины. Из-за вклада менее точно определенных землетрясений значения изменчивости разных очаговых параметров для землетрясений, формально отвечающих указанным трем значениям глубины, оказываются аномально большими. На фоне таких аномально больших разбросов тенденции изменения параметров с глубиной очага прослеживаются плохо. С целью уменьшения вклада (предположительно) хуже определенных событий были отброшены землетрясения, у которых значения глубины и по данным Гарвардского каталога, и по данным каталога USGS отвечают одному из типовых

значений глубины, что, по-видимому, типично для плохо определяемых землетрясений. В результате такого отбора из 22547 землетрясений Гарвардского каталога осталось 16416, что позволяет провести требуемый статистический анализ. Если провести еще более строгую отбраковку и отбросить события, где хотя бы одно значение глубины, по Гарвардскому каталогу или по каталогу USGS/NEIC, равняется 10, 15 или 33 км, то число землетрясений становится уже недостаточным для статистического анализа.

Исследовались изменения по глубине средних значений очаговых параметров для последовательных групп близких по глубине землетрясений (под глубиной очага здесь и далее понимается среднее из определений положения глубины гипоцентра и решения сейсмического момента). Рассматривались такие параметры как плотность числа событий по глубине n , величины кажущихся напряжений σ_a , отношения магнитуд m_b/m_w , различия по глубине ΔH и по времени ΔT между определениями параметров первого вступления (гипоцентра) и решения сейсмического момента; также анализировались значения наклона графика повторяемости значений сейсмического момента β . На рис. 1 представлены данные об изменениях с глубиной плотности числа (отобранных) землетрясений (для последовательных в порядке роста глубины групп землетрясений, по 100 событий в группе). Как видно на рис. 1, намечаются диапазоны относительного роста сейсмичности в интервалах глубин около 10 и 20–30 км. Отметим, что без отбрасывания событий с (предположительно) хуже определенными глубинами, первый максимум резко вырос бы за счет событий с глубиной 10 и 15 км, а второй – за счет землетрясений с глубиной 33 км. Данные рис. 1 свидетельствуют, что максимумы сейсмичности, часто выделяемые в средней части и вблизи основания континентальной коры, по-видимому, не являются исключительно следствием отнесения сюда плохо определенных событий с фиксированными глубинами 10, 15 и 33 км, но что эти максимумы, по-видимому, действительно имеют место.

В области глубин 70–80 км наблюдается смена тенденции в изменении плотности числа землетрясений с глубиной. Если выше, в интервале от 30 до 70–80 км, наблюдается монотонное уменьшение плотности числа землетрясений; то ниже – в интервале от 80 до 150 км – плотность числа событий изменяется относительно слабо и характеризуется слабыми максимумами и минимумами. В целом можно отметить, что теоретически ожидаемые интервалы глубин существенных изменений в характере взаимодействия флюид-порода (8–15, в окрестности 30 и 70 км) выделя

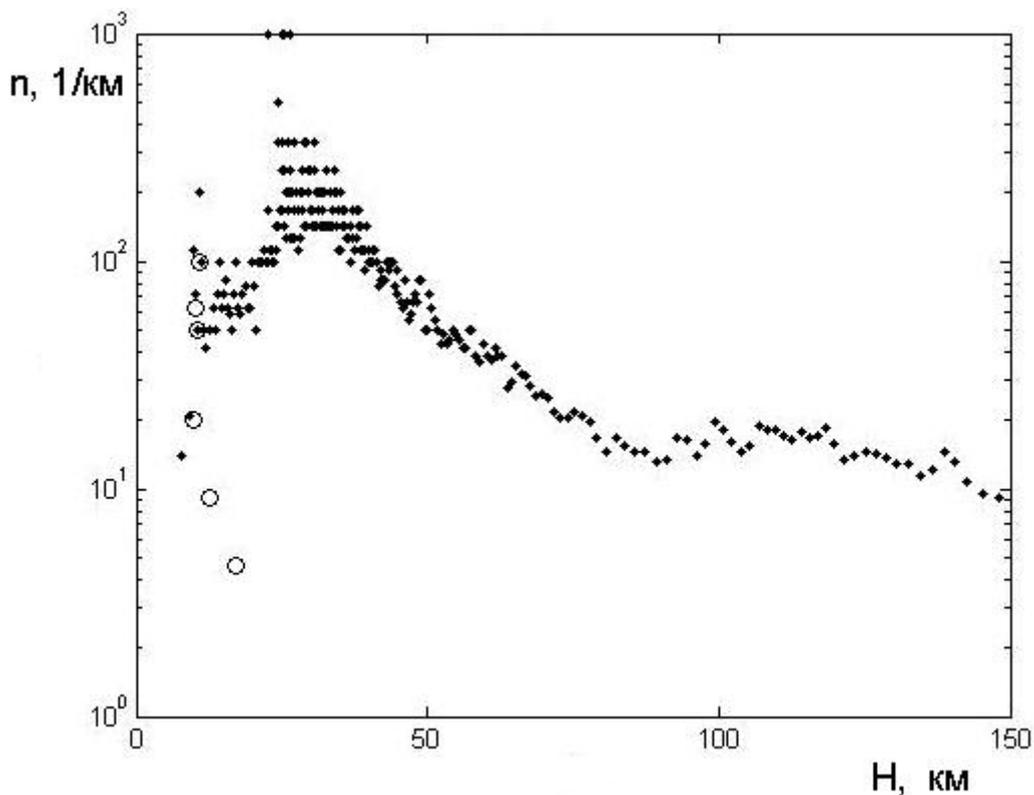


Рис. 1. Зависимость плотности числа событий n от глубины H , кружки – области срединно-океанических хребтов, точки – остальные землетрясения

ются теми или иными особенностями изменения плотности числа землетрясений с глубиной. Ниже рассмотрим изменение с глубиной других параметров сейсмического режима.

На рис. 2, а, б представлены данные по средним значениям кажущихся напряжений σ_a и величинам отношения магнитуд m_b/m_w . На рис. 2, а видны области относительно пониженных значений σ_a , приуроченные к интервалам около 10 и 20-30 км, а также слабее выраженная область относительно пониженных величин σ_a на глубинах 50-70 км. Качественно аналогичные, но несколько иначе выраженные особенности наблюдаются для средних значений отношения m_b/m_w (рис. 2, б). Определенное единообразие в изменении с глубиной величин σ_a и отношения m_b/m_w вполне ожидаемо, исходя из формулы для расчета величин кажущегося напряжения (3), где числитель и знаменатель являются возрастающими функциями m_b и m_w соответственно. Отметим, однако, что отношение m_b/m_w имеет и тот смысл, что характеризует относительный вклад высоко- и низкочастотного сейсмического излучения, т.к., магнитуда m_b определяется преимущественно по высокочастотным сейсмическим колебаниям, а m_w – по низкочастотной составляющей сейсмического излучения. Отсюда получаем, что события с глубинами в окрестности 10, 20-35 и, менее определенно, 60-80 км от-

личаются пониженными значениями кажущихся напряжений σ_a и относительно более низкочастотным характером сейсмического излучения.

На рис. 3, а, б) представлены данные по изменениям средней полупродолжительности очагового процесса ΔT (а) и величине смещения очагового процесса по вертикали ΔH (б), где отрицательные значения ΔH отвечают меньшей глубине очага по результатам определения сейсмического момента. На обоих рисунках видны достаточно четко выраженные минимумы в интервалах глубин около 10, 20-30 и 50-80 км. Длительность процесса излучения сейсмических волн в этих интервалах глубин оказывается относительно пониженной, а процесс испарывания в очаге развивается преимущественно в направлении к поверхности. Такие особенности очага можно связать с более активной ролью низкоплотного флюида, способствующего быстрейшему развитию процесса разрушения и тенденции распространения разрушения в область низких давлений (что можно объяснить стремлением флюида малой плотности к прорыву в этом направлении).

На рис. 4 представлены данные по изменчивости с глубиной значений наклона графика повторяемости β для величин сейсмического момента. Значения наклона графика повторяемости β для групп землетрясений оценивались методом максимального правдоподобия по формуле Хилла

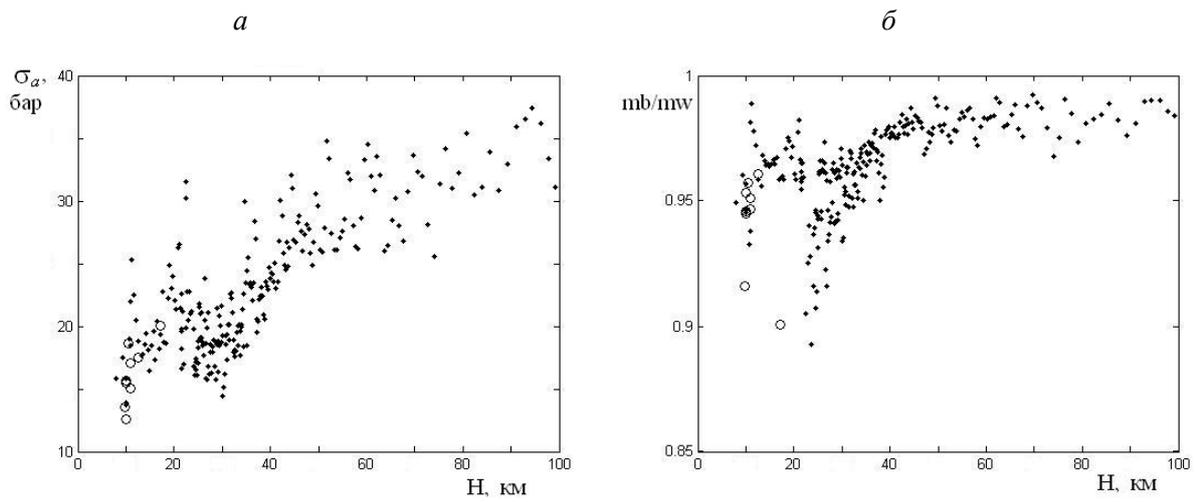


Рис. 2. Зависимость от глубины средних значений кажущихся напряжений σ_a (а) и отношения магнитуд mb/mw (б), кружки – области срединно-океанических хребтов, точки – остальные землетрясения

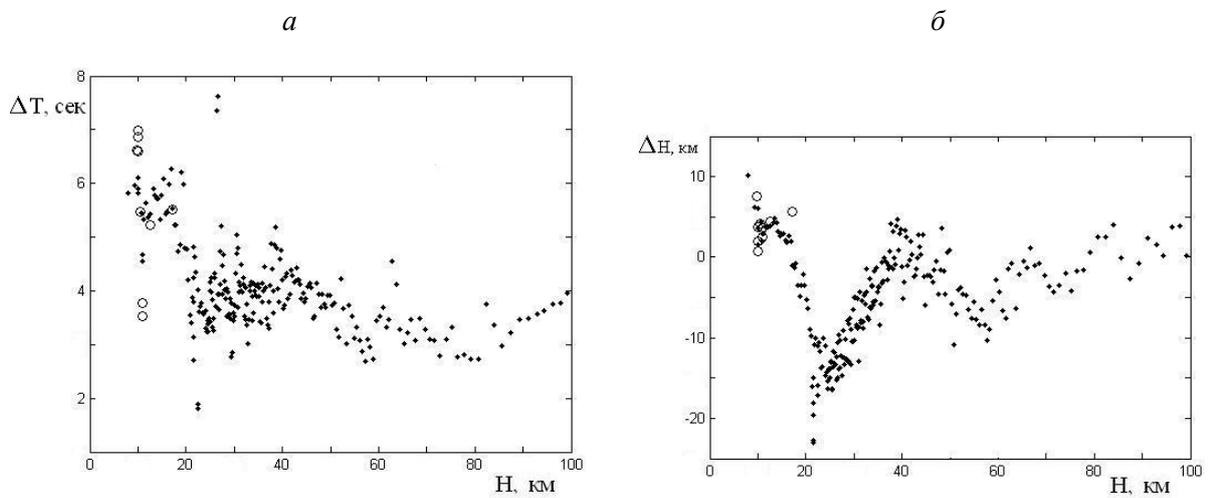


Рис. 3. Зависимость от глубины средних значений разницы момента события ΔT (а) и глубины очага ΔH (б) по решению сейсмического момента и по первым вступлениям, кружки – области срединно-океанических хребтов, точки – остальные землетрясения

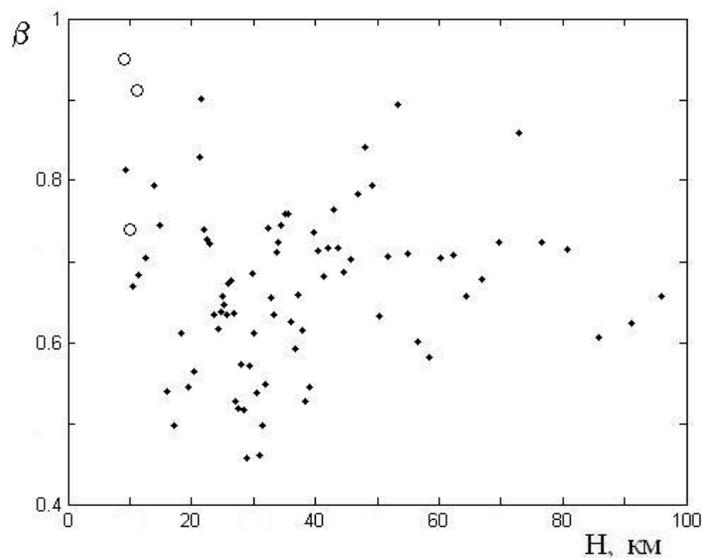


Рис. 4. Зависимость от глубины средних (для сортированных в порядке возрастания глубины групп землетрясений) значений наклона графика повторяемости величин сейсмического момента M , кружки – области срединно-океанических хребтов, точки – остальные землетрясения

[Писаренко, Родкин, 2007]:

$$\beta = \{1/m \sum \ln (M_i/A)\}^{-1}, \quad (4)$$

где m – число ранжированных по величине максимальных значений сейсмического момента ($M_1 \geq M_2 \geq M_3 \geq \dots \geq M_m$). В нашем случае величина A , учитывая неполную представительность каталога в области более слабых событий, полагалась равной $A = M_{50}$, соответственно в формуле (4) имеем $m = 50$. Напомним, что, среднее значение β для коровой сейсмичности близко к 0.66, а типичные значения β для зон срединно-океанических хребтов несколько больше и приближаются к единице [Писаренко, Родкин, 2007]. Данные рис. 4 отвечают этой общей закономерности, при этом минимальные значения β группируются вблизи глубины 30 км, менее выраженная аномалия намечается на глубинах 15-20 км.

Выявление пониженных значений β в окрестности глубин 30 км является косвенным указанием на то, что присущие этому интервалу глубин на рисунках 1-3 аномалии не являются следствием отнесения сюда плохо определенных (преимущественно более слабых) землетрясений. Действительно, доминирование слабых событий должно было бы вызвать не уменьшение, а увеличение наклона графика повторяемости (как это имеет место для областей срединно-океанических хребтов). Приуроченность к окрестности глубин 30 км пониженных значений β свидетельствует о реализации здесь относительно большей доли относительно более сильных землетрясений. Ранее отмечалось [Левин и др., 2007], что для неглубоких

землетрясений характерно развитие годового цикла сейсмической активности, в то время как для более глубоких очагов такой цикл не выделяется.

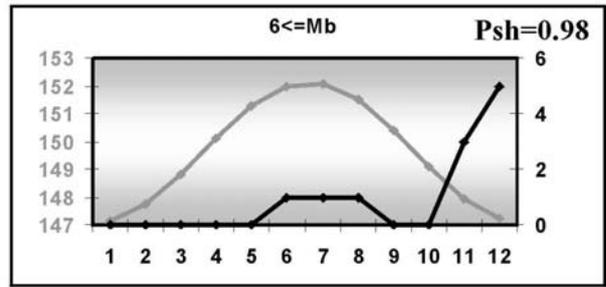
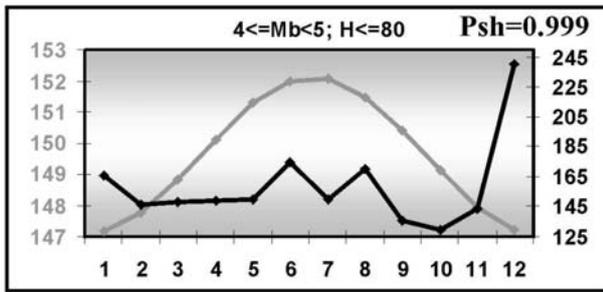
Статистические оценки принадлежности помеченного распределения числа землетрясений к неравномерному распределению и характерной глубины изменения режима были выполнены для каждого из 31 субрегиона, выбранных по периметру Тихого океана, по 5-ти магнитудным диапазонам для каждого из субрегионов. Всего использовалось около 80 000 событий. Оценивалось значение P - вероятности принадлежности статистической выборки к неравномерному распределению. Гипотеза равномерности распределения была отвергнута для выборок с неглубокими событиями, для которых значения P лежат в пределах от 0.87 до 0.999 (для 75% выборок $P \geq 0.99$). Для определения значения пороговой глубины была выполнена процедура перебора значений порога по глубине из списка: {20, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 160, 200, 250, 300} км. Последовательно повторялась процедура тестирования для каждого значения порога с целью определения границы, на которой происходит разделение всей совокупности событий на два подмножества: на неглубокие события, распределенные неравномерно в течение года и на более глубокие, распределение которых можно считать равномерным. На рис. 5 в качестве примера приведены результаты такого тестирования для Камчатки по пяти магнитудным диапазонам. Анализ, проведенный для совокупности субрегионов, показал, что пороговая граница $H_{\text{пор}}$ существует и расположена в интервале глубин 60-100 км (для большинства субрегионов – на глубине 60-70 км).

ОБСУЖДЕНИЕ

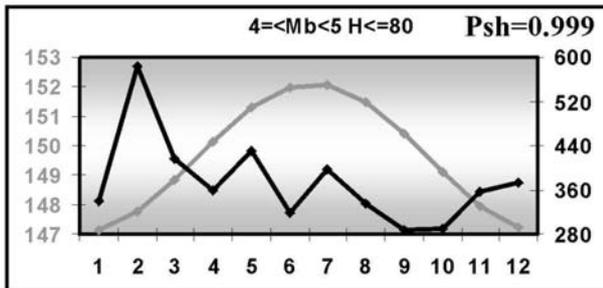
Как видно из представленного анализа, характер изменчивости с глубиной средних значений плотности числа землетрясений n , величин наклона графика повторяемости β , кажущихся напряжений σ_a , отношения магнитуд m_b/m_w , а также средних значений полупродолжительности процесса сейсмического излучения ΔT и полупротяженности области очага по вертикали ΔH выявляет ряд общих черт. Наблюдается приуроченность особенностей в изменении этих параметров к глубинам около 10 км, к диапазону 20-30 км и, менее четко выражено, к интервалу глубин 60-80 км. Для всех этих интервалов глубины характерны относительно повышенная плотность числа землетрясений n (исключая область границы 70 км), пониженные значения кажущихся напряжений σ_a , отношения магнитуд m_b/m_w и ве-

личин наклона графика повторяемости β , более быстрое протекание процесса испаривания и более выраженная тенденция развития процесса испаривания в направлении к поверхности Земли. Совокупность таких изменений можно трактовать в том смысле, что геофизическая среда в этих интервалах глубины имеет пониженную прочность в связи с большей активностью здесь глубинного флюидного режима. Наблюдаемую в этих интервалах глубины более выраженную тенденцию к развитию очага землетрясения в направлении к поверхности можно объяснить стремлением флюида низкой плотности к прорыву в область меньших давлений. Выявленные, специфические по характеру сейсмического режима, интервалы глубин достаточно хорошо соответствуют глубинам, на которых, по модель-

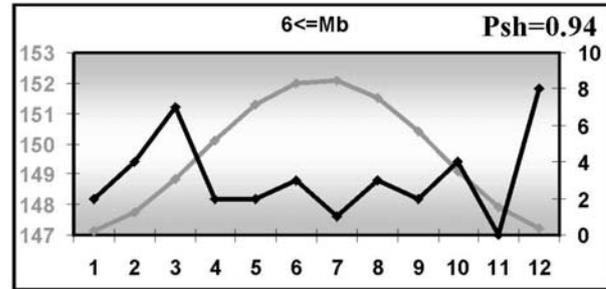
Камчатка



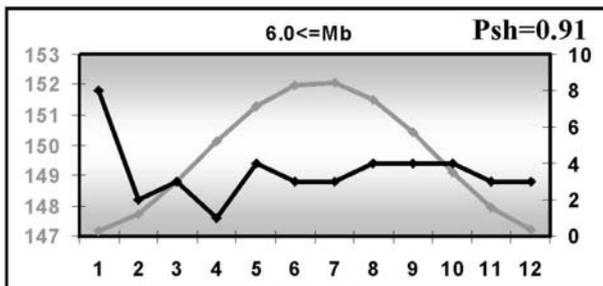
Алеутские о-ва



Курильские о-ва



Океания-Юг-1



Новая Зеландия

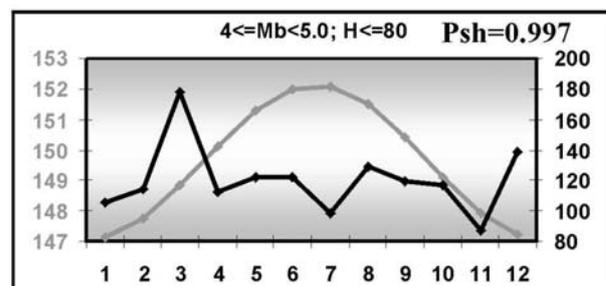


Рис. 5. Графики зависимости вероятности от порогового значения глубины для пяти магнитудных диапазонов: черные линии для глубоких событий, серые линии - для неглубоких. По оси абсцисс на всех фрагментах - пороговое значение глубины (H_{por}), по оси ординат - значение вероятности того, что данная последовательность событий не соответствует равномерному закону распределения. Кривые вычислены по месячной дискретной шкале для Камчатского субрегиона

ным соображениям [Николаевский, 1979; Иванов, 1990; Левин и др., 2007; и др.], предполагались существенные изменения в характере взаимодействия флюид-порода. Все эти изменения отвечают условиям, когда нижележащие толщи литосферы характеризуются скачкообразным уменьшением эффективной проницаемости. Соответственно, флюид в этих толщах будет находиться при большем давлении, и его эпизодические прорывы могли бы вызывать описанные выше особенности сейсмического режима.

Некоторое рассогласование в значениях глубины ожидаемого и выявленного нами аномального слоя наблюдается для области в основании континентальной коры. По модели В.Н. Николаевского (1979 и др.) аномальный слой отвечает границе М. По нашим результатам (рис. 1-3) он залегает несколько выше, в интервале глубин 20-30 км. Отсюда представляется

более оправданным связывать этот аномальный слой не с границей М, а с переходом от пород обводненной амфиболитовой фации глубинности к безводным (по петрологическим представлениям) породам гранулитовой и эклогитовой фации.

Разделение толщ литосферы на интервал глубин, где водный флюид может находиться в свободном состоянии и где он будет (по преимуществу) входить в состав кристаллической решетки, подкрепляется результатами анализа проявленности в сейсмическом режиме годового цикла активизации. Этот цикл убедительно выделяется для землетрясений с глубиной очага менее 70-80 км, и не выявляется для более глубоких землетрясений. Такое различие может объясняться тем, что микротрещиноватая среда выше характерной границы 70 км более чувствительна к слабым внешним воздействиям и отзывается на внешние возмущения с годовым циклом воздей-

ствия. Напротив, более однородные толщи, в которых флюид входит в состав кристаллической решетки, более устойчивы и не чувствительны к слабым годовым изменениям внешних (в частно

сти, космических) воздействий.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 06-05-64971 и программы поддержки ведущих научных школ, грант НШ-1270.2003.5.

ЛИТЕРАТУРА

- Адушкин В.В., Родионов В.Н.* О природе механического движения в недрах Земли. Физика Земли. 2005. № 2. С. 88-91.
- Буллен К.Е.* Плотность Земли. М.: Мир. 1978. 442 с.
- Горюнов Ю.В., Перцев Н.В., Сумм Б.Д.* Эффект Ребиндера. М.: Наука. 1966. 128 с.
- Иванов С.Н.* Отделитель (о природе и значении геофизической границы K_1) // ДАН СССР. 1990. Т. 311, N 2. С. 428-431.
- Иванов С.Н.* О реологических моделях земной коры; критическое рассмотрение. Изд. УрО РАН. Екатеринбург: 1998.
- Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С.* Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде // М.: Наука. 1989. 158 с.
- Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.
- Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. В 3-х томах. Гл. Ред.: Н.П. Лаверов, Д.В. Рундквист. М.: ИГЕМ РАН. 2006.
- Левин Б.В., Родкин М.В., Сасорова Е.В.* О возможной природе сейсмической границы на глубине 70 км. Докл. РАН. 2007. Т. 414, № 1. С. 101-104.
- Николаевский В.Н.* Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупкодилатационного состояния горных пород // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 4. С. 817-824.
- Николаевский В.Н.* Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения / Механика очага землетрясения. М.: Мир. 1982. С. 133-215.
- Писаренко В.Ф., Родкин М.В.* Распределения с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф. В: Вычислительная сейсмология. М.: ГЕОС. 2007. Вып. 38. 240 с.
- Родкин М.В.* Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике // М.: Нац. Геоф. Ком. 1993. 194 с.
- Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 314 с.
- Соколов Б.А.* Новые идеи в геологии нефти и газа. Изд. МГУ. 2001. 480 с.
- Траскин В.Ю., Скворцова З.Н.* Эффект Ребиндера в геодинамических процессах // В сб.: Флюиды и геодинамика. М.: Наука. 2006. С. 147-164.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир. 1981. 436 с.
- Hyndman R.D., Shearer P.M.* Water in the lower continental crust: modeling magnetotelluric and seismic reflection results. Geophys. J. Int. 1989. V. 93. P. 343-365.
- Rodkin M.V.* Contradictions in the Resent Seismogenetical Notions. Phys. Chem. Earth. 1996. V. 21, No 4. P. 257-260.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЕСТЕСТВЕННЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И ИХ СВЯЗЬ С ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ (КАМЧАТКА)

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

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, leto@ifz.ru

Для изучения связи различных геофизических полей с сейсмической и вулканической деятельностью на Камчатке в течение ряда лет проводились работы методом естественного электрического поля (ЕП) [Семенов, 1971; Соболев, Демин, 1980].

Следует отметить, что изучение естественных электрических полей в сейсмоактивных районах длительное время проводилось в отрыве от других геофизических методов, что не позволяет в полной мере анализировать полученные зависимости ЕП в геодинамическом процессе.

Целью исследований ставилось изучение геодинамики сейсмоактивных зон, причем на отдельных участках работы велись в комплексе с геодезическими и теплофизическими наблюдениями.

Район г. Петропавловска расположен в пределах Восточной вулканической зоны Камчатки и прилегает к Авачинской бухте, которая является частью купально-кольцевой структуры [Масуренков, Камкова и др., 1987]. Геологический разрез его представлен преимущественно вулканогенными породами. В геологическом строении района участвуют отложения меловой, палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем, образующие несколько литолого-стратиграфических комплексов [Поля, Вакин и др., 1965] (рис. 1).

Нижний структурный этаж сложен сильно метаморфизованными и дислоцированными породами верхнемелового возраста. Породы эти представлены кремнистыми сланцами с прослоями эффузивов.

Средний структурный этаж сложен менее метаморфизованными дислоцированными образованиями палеогенового и неогенового возраста. Это туфы, туфобрекчии, туфогенные алевриты и песчаники, аргиллиты и лавы различного состава.

Верхний структурный этаж образовали эффузивы алнейской серии и четвертичные вместе с пирокластическим материалом и рыхлыми континентальными отложениями. Породы этого этажа максимально развиты в пределах Корякско-Авачинской вулкано-тектонической депрессии, в центральной части которой возникли крупные стратовулканы.

В формировании геологической структуры района важную роль сыграли дизъюнктивные дислокации, в первую очередь, северо-западного

простирания, разделяющие различные блоки пород. Эти блоки разбиты более мелкими нарушениями северо-восточного простирания. Кроме того, предполагается существование тектонических нарушений близширотного простирания. В районе вулканов имеются радиальные и кольцевые разломы, к местам пересечения которых приурочены экструзии андезитов.

Лахаровые отложения, покрывающие большую часть района, имеют высокую проницаемость, о чем говорит почти полное отсутствие поверхностного водопроявления.

Наблюдения методом естественного электрического поля (ЕП) проводились в течение ряда лет на двух участках, в пределах которых имелись зоны тектонических нарушений.

Профиль в районе Елизовской Сухой речки располагался вдоль трассы геодезического профиля, на котором велись повторные режимные измерения. Профиль ЕП, проходившийся в 1991 г., отклонялся от геодезического в районе репера 31 в сторону вулкана Авача. По профилю 1 вблизи высот Кедровая и Лагерная (ручей Первый) кроме ЕП измерялась приповерхностная температура.

Измерения методом ЕП проводились по общепринятой методике способом градиента при прямом и обратном ходе. Измерителем служил полевой милливольтметр ПМВ в комплекте с неполяризуемыми хлорсеребряными электродами ЭВЛ-1М [Лементуева, Соболев, 1986]. Данные измерений в дальнейшем сглаживались методом скользящего среднего по 5 точкам. Приповерхностная съемка температур производилась термозондами с термисторными датчиками, которые устанавливались на глубине 1 м от поверхности земли (И.К. Дубровская, ИВиС ДВНЦ).

На рис. 2 представлены результаты наблюдений вариаций естественного электрического поля по профилю «Елизовская – сухая речка»; здесь же показаны номера геодезических реперов.

Средний уровень потенциала ЕП плавно понижается вверх по склону на 1500 мВ при перепаде высот около 600 метров. При этом в соответствии с крутизной склона средняя величина градиента потенциала на 100 м возрастает от 8 мВ в нижней до 20 мВ – в верхней части профиля. Данная составляющая естественного поля,



Рис. 1. Геолого-тектоническая схема района работ

1 – современные аллювиальные, делювиальные и морские отложения; 2 – современные пролювиальные отложения; 3 – современные пирокластические образования; 4 – молодые потоки базальтов; 5 – стратовулканы; 6 – отложения лахаровых и агломератовых потоков; 7 – авачинская серия: андезиты, базальты, их туфы, туфобрекчии; 8 – верхнемеловые сланцы, песчаники, эффузивы; 9 – антропогенные экструзии андезитов; 10 – палеогеновые диабазы; 11 – плиоценовые экструзии андезитов; 12 – тектонические швы; 13 – геодезический профиль; 14 – геодезический репер; 15 – профиль ЕП

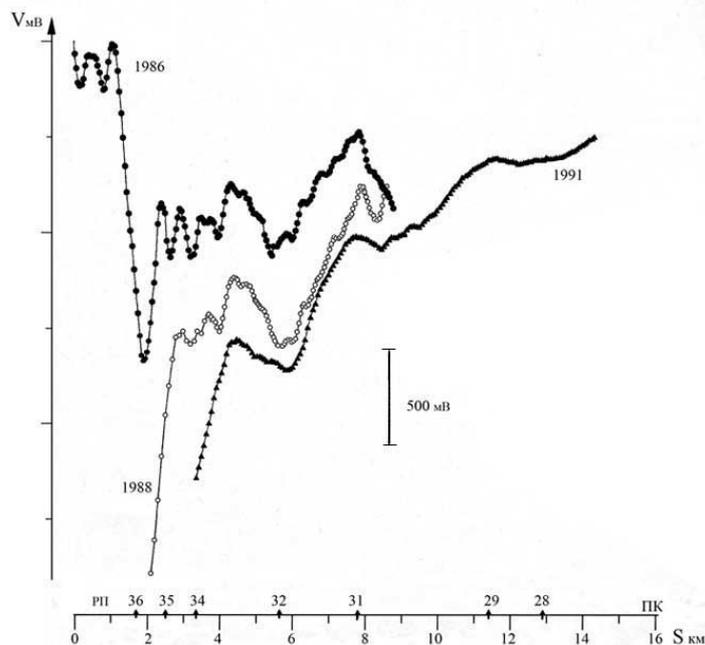


Рис. 2. Вариации ЕП по профилю «Елизовская - сухая речка»

вероятно, связана с фильтрационными процессами. На этом фоне проявляются аномалии ЕП с высокими градиентами потенциала (до 150 мВ на 100 м) в зоне картируемых геотектонических структур: кольцевой разлом в районе реперов 35–36 и радиальное нарушение в районе репера 32. Весьма заметное возрастание потенциала в самой верхней части профиля (реперы 37–38) наблюдается в районе экструзии «Верблюд» (рис. 3). Названные высокоградиентные аномалии трудно объяснить фильтрационными полями. По геодезическим данным [Энман, Золотарская и др., 1986] тектонические нарушения отмечаются в районе реперов 35–36 и 28–29. При этом отмечается разный характер смещений блоков горных пород по этим двум нарушениям. В районе репера 32 смещения земной поверхности геодезическими измерениями за период наблюдений не обнаружены.

Комплексные наблюдения приповерхностных температур и потенциалов естественного электрического поля земли по профилю 1 в районе ручья Первого позволили обнаружить взаимосвязь структуры ЕП с распределением приповерхностных температур на исследуемом участке (рис. 4). На интервале профиля длиной более 1.5 км наблюдалась тенденция повышения температуры с приближением к зоне тектонического нарушения (Ручей Первый). В непосредственной близости от ручья наблюдается понижение температуры на $1 \div 1.5^\circ\text{C}$. В электрическом поле на фоне положительного тренда в направлении ручья Первого отмечаются положительные аномалии ЕП вблизи этого ручья. При этом структура ЕП, наблюдавшаяся в 1985–1986 гг., практически не различается. Тем больший интерес представляет аномальное увеличение потенциала ЕП на 60 мВ за период с 1986 по 1988 гг. в сторону кар-

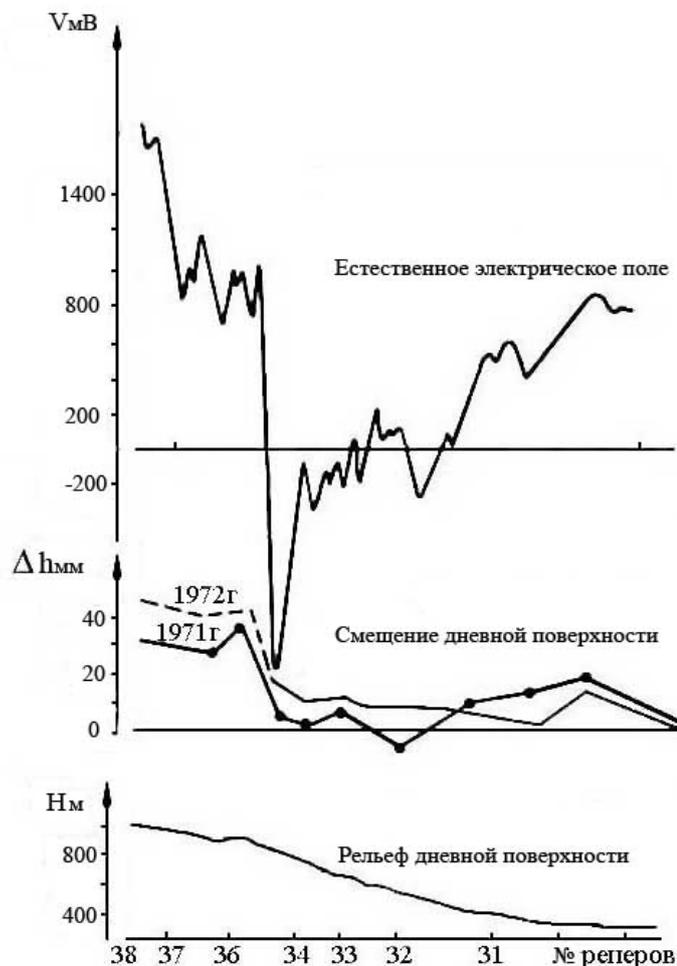


Рис. 3. Изменения ЕП по геодезическому профилю

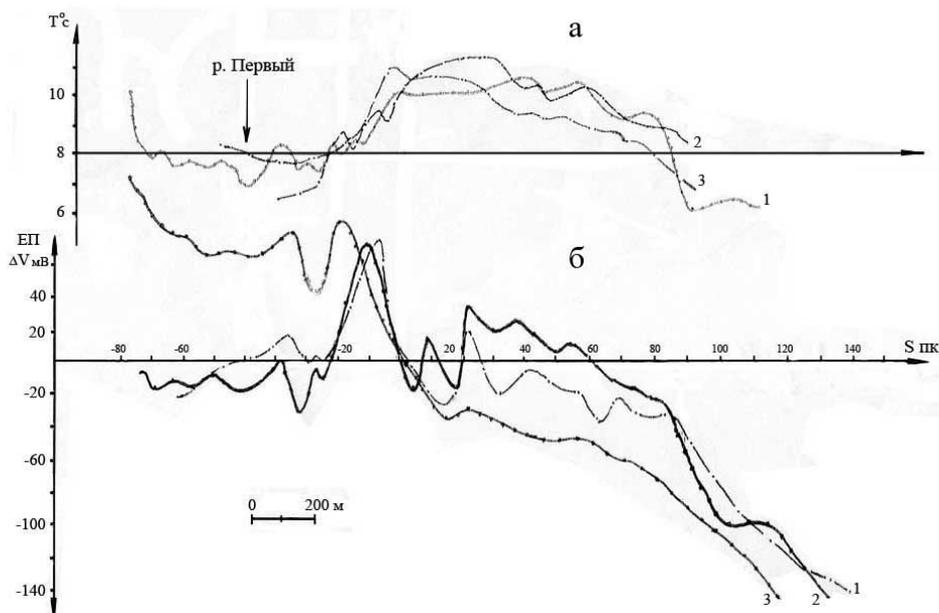


Рис. 4. Графики вариаций ЕП и температур по профилю «Ручей Первый».

а – приповерхностные температуры; *б* – потенциалы ЕП: 1 – 1985 г., 2 – 1986 г., 3 – 1988 г

тируемого разлома.

Существующие гипотезы и представления [Семенов, 1971] о природе электрических полей в Земле не позволяют расшифровать все аномалии ЕП. В работе [Сардаров, Савина, 1984; Согвин, 1975] рассмотрена роль конвективного движения воды и флюидов при формировании крупномасштабных аномалий электрических полей вблизи вулканических построек. В зонах тектонических нарушений имеются более благоприятные возможности для циркуляции подземных вод, чем на ненарушенных участках. Благодаря этому устанавливается гидравлическая связь между различными водоносными комплексами пород. Наиболее значимым среди них является комплекс, включающий в себя вулканокластические отложения, широким плащом покрывающие подножия вулканических сооружений. В них может происходить разогрев инфильтрационных вод под влиянием аномального теплового поля вблизи вулканических очагов. Возникновение и характер конвективных движений флюида существенно зависят от проницаемости пород и характера температурного поля на различных глубинах. Значительные горизонтальные градиенты температур оказывают дестабилизирующее воздействие на воду, содержащуюся в породах, и могут также обуславливать возникновение конвективного движения. В зонах тектонических

нарушений явления конвекции наиболее сильно проявляются в вертикальных движениях влаги и флюида по раздробленному массиву горной породы. Этот эффект связан как с погружением атмосферных, так и с подъемом ювенильных вод в результате действия процесса тепломассопереноса. Аномалии естественных электрических полей могут иметь электрокинетическую природу при возникновении конвективного движения воды и флюидов в среде горной породы. Модель конвективной ячейки, способной создавать положительную аномалию ЕП, приведена на рис. 5. Подповерхностный сток подземных вод изменяет характер тепломассопереноса в отдельных зонах, что должно сказываться на характере изменения естественного электрического поля. В зонах водостока должны формироваться отрицательные аномалии ЕП. Проведенные наблюдения ЕП в окрестностях г. Петропавловска-Камчатского и прилегающих территориях показали, что структура ЕП отражает основные структурно-тектонические элементы района. Максимальные градиенты электрического поля наблюдались в зонах тектонических нарушений и связанных с ними экстрезий.

Зоны высоких градиентов потенциала ЕП можно считать перспективными для наблюдений за вариациями в круглогодичном режиме в сейсмоактивном районе.

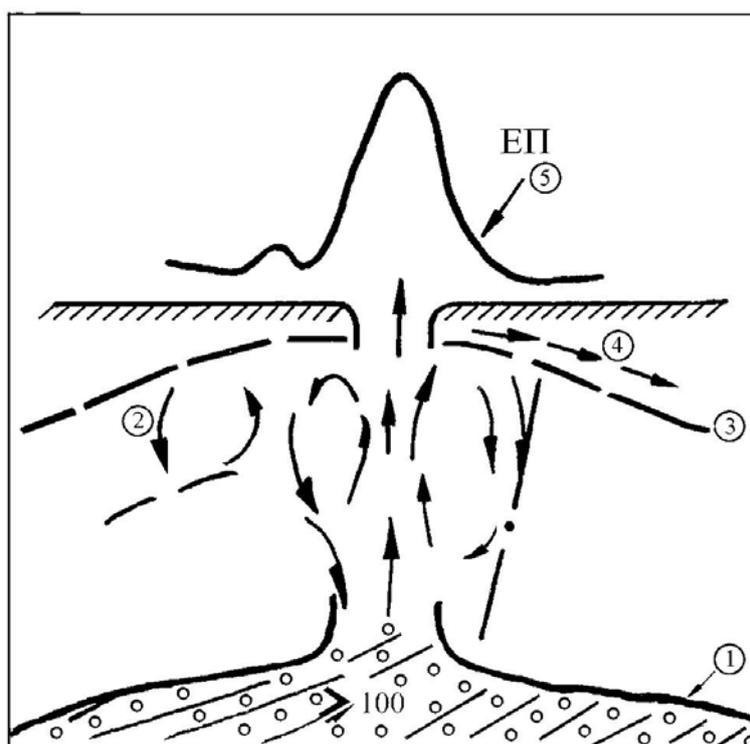


Рис. 5. Схема тепловой конвективной ячейки.

1 – источник теплового потока; 2 – направленный поток флюида; 3 – водоупорная толща; 4 – направленный поток холодных, подповерхностных вод; 5 – проекция ЕП на поверхности Земли

Следует отметить, что естественные поля в окрестности г. Петропавловска-Камчатского могут иметь не только электрокинетическую природу. Возможны и такие причины, как минерализация, оруденение, диффузионные процессы. В связи с тем, что нет единого механизма формирования

ЕП, нужны дополнительные исследования в комплексе с другими геофизическими методами, позволяющие изучить динамику вариаций ЕП при длительных наблюдениях в сейсмоактивных районах.

ЛИТЕРАТУРА

- Семенов А.А. Естественные электрические поля. Л–М: Недра. 1971. 458 с.
- Соболев Г.А., Демин В.М. Механоэлектрические явления в Земле. М.: Наука. 1980. 350 с.
- Масуренков Ю.П., Комкова Л.А. и др. Структурно-вещественные критерии для поисков термальных вод в районе г. Елизово на Камчатке. М.: Наука. Вулканология и сейсмология. 1987. № 3. С. 19-36.
- Поляк Б.Г., Вакин Е.А., Овчинникова Е.И. Гидрогеологические условия вулканического района Камчатки (г. Петропавловск). М.: Наука. 1965. С. 180.
- Лементуева Р.А., Соболев Г.А. Естественные электрические поля в районе вулкана Авача на Камчатке. Вулканология и сейсмология. 1986. № 3. С. 21-26.
- Энман С.В., Золотарская С.Б., Никитенко Ю.П., Энман В.Б. Закономерности вертикальных движений земной поверхности на петропавловско-авачинском геодинамическом полигоне. Вулканология и сейсмология. 1986. № 4. С. 102-108.
- Сардаров С.С., Савина Б.П. Геотермическое поле разлома. М.: ДАН. 1984.
- Anderson L.R. The application of the self potential method in the exploration for geothermal energy in Long valley, Calif.-Geophys. Union Trans. 1973. V. 54, № 11. P. 1212.
- Corvin R. Self-potential exploration of geothermal reservoirs. Proceedings Second United Nations Symposium on the development and geothermal resources. San-Francisco: 1975. V. 2. P. 937-945.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ КАМЧАТКИ И ХОККАЙДО

М.Н. Лунева

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

Исследования сейсмической анизотропии позволяют получить информацию о строении Земли и характере деформирования геоматериала. Природа анизотропии обусловлена упорядоченным строением среды на различных масштабных уровнях и проявляется в зависимости физических свойств среды от направления. Большинство экспериментальных работ по сейсмической анизотропии недр Земли направлены на изучение скоростной анизотропии, поляризации, времен прихода, амплитуды сейсмических волн в рамках упругой модели анизотропных сред. Наиболее информативным является сейсмический метод, основанный на эффекте расщепления поперечных волн - распространении в анизотропной среде двух поперечных волн с различной поляризацией и скоростью. Основными параметрами расщепленных волн являются азимут вектора поляризации быстрой S_1 -волны (φ) и разность времен прихода быстрой S_1 - и медленной S_2 -волн (t_{ss}), которые характеризуют симметрию и степень анизотропии среды. В сейсмологии при исследовании сейсмической анизотропии земных недр используются сейсмические волны от местных и удаленных землетрясений, которые значительно различаются по частотным характеристикам и направлениям лучей к земной поверхности.

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 земной коры, анизотропией мантийного клина и анизотропией субдуктирующей плиты. По экспериментальным и теоретическим данным [Liu et al., 2000; Crampin, 2005] анизотропия земной коры описывается в рамках трещиновато-пористых моделей среды с преимущественной ориентацией трещин и порового пространства. Азимуты поляризации быстрой волны ориентируются перпендикулярно направлению минимального горизонтального сжатия. В динамически активных областях, где напряженное состояние в общем случае отлично от гидростатическо-

го, анизотропия среды индуцируется напряжением, тензор которого имеет симметрию трехосного эллипсоида. Азимуты поляризации S_1 -волн согласуются с направлением регионального сжатия, а в водонасыщенных, разломных зонах φ ориентируются вдоль разломов [Kineshima, 1990; Liu et al., 1997; Crampin, 2005]. Анизотропия среды на средних глубинах описывается в рамках трансверсально-изотропной модели среды с горизонтальной осью симметрии (ГТИ).

В области мантийного клина природа анизотропии обусловлена течениями, возникшими при погружении и продвижении плиты. Анизотропия мантии описывается в рамках вязких нелинейных моделей среды ромбической симметрии с преимущественной ориентацией кристаллов оливина [Kaminski, Ribe, 2001, 2002; Jung, Karato, 2001; Katayama et al., 2004; Биргер, 2006; Kaminski, 2006; Conrad, Behn, Silver, 2007]. В зависимости от термодинамических условий, скорости деформаций и флюидонасыщенности мантии ориентация азимута поляризации быстрой волны может изменяться. Для сухой мантии a -ось оливина [100] с максимальной скоростью P -волны ориентируется субпараллельно деформациям простого сдвига, линиям течения. В случае водосодержащей мантии или мантии с подплавлением a -ось кристаллов оливина лежит в перпендикулярном направлении к течению в сдвиговой плоскости [Jung, Karato, 2001; Holtzman et al., 2003]. При водонасыщении мантии b -ось [010] оливина ориентирована вдоль течения, а при наполнении включений расплавом c -ось с минимальной скоростью P -волны ориентирована по течению. В последнем случае, степень анизотропии среды может быть существенно меньше.

Анизотропия и реологические свойства в области субдуктирующей плиты являются малоизученными и представляют значительный интерес для понимания динамических процессов в области субдукции. Погружающаяся плита при продвижении значительно деформируется, изменяется геометрия плиты и физико-химические свойства геоматериала. Оценки скорости деформаций с учетом выделяемой сейсмической энергии в субдуктирующей плите (сейсмофокальной зоне – СФЗ) показывают достаточно высокие значения, сопоставимые со скоростью деформаций в астеносфере [Bevis, 1988; Fisher, Jordan,

1991; Holt, 1995; King, 2001]. По мере погружения в плите начинают доминировать неупругие процессы. Появление активных разломов (трещин) внутри плиты связано с процессами дегидратации или частичного плавления внутри плиты и окружающей мантии за счет миграции флюидов. Просачивание воды в мантию понижает ее вязкость и оказывает влияние на течения в мантийном клине [Cagnioncle et al., 2007]. По моделированию динамики процессов в зонах субдукции форма плиты является функцией вязкости плиты и окружающей мантии.

На основе эффекта расщепления S -волн проведено исследование параметров S -волн от местных, слабых землетрясений в области южной Камчатки (станция PET IRIS) до глубины 300 км за период 1993-2002, включающий Кроноцкое землетрясение ($M=7.8$, 05.12.1997), и в области 6 станций вдоль восточного Хоккайдо до глубины 120 км за период 1998-2003, включающий Токачи-оки землетрясение ($M=8.0$, 26.09.2003). Измерение параметров расщепленных S -волн проводилось в области доминирующих частот (~2-10 Гц), которые рассматриваются как характеристические для объема среды (источник-приемник), формирующего сигнал.

Доминирующие направления азимута поляризации быстрой S -волны в области станция PET за период 1993-2002 гг. ориентируются вдоль

$S90^\circ V \pm 20^\circ$ 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 азимутов с ориентацией С-Ю. Азимутов быстрой волны с глубин больше 120 км доминируют в двух направлениях 80° - 120° и 0° - 20° . Разность времен прихода S -волн в среднем изменяется от 0.2 в коре и 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 [Лулева, 2006]. На основе анализа пространственного распределения азимутов поляризации быстрой волны (φ) и времен задержки S -волн, нормализованных на гипоцентрально расстояние (δt_{SS}), от местных землетрясений выделено 3 временных интервала 1993-1995, 1996-1998, 1999-2002 (рис. 1, А). В период 1996-1998, включающий стадии подготовки и релаксации Кроноцкого землетрясения ($M=7.8$, 05.12.97), наблюдается наибольшая степень упорядоченности в ориентации φ с глубиной с доминированием вдоль В-ЮВ для событий с глубины меньше 120 км. Для событий с больших глубин в области верхней

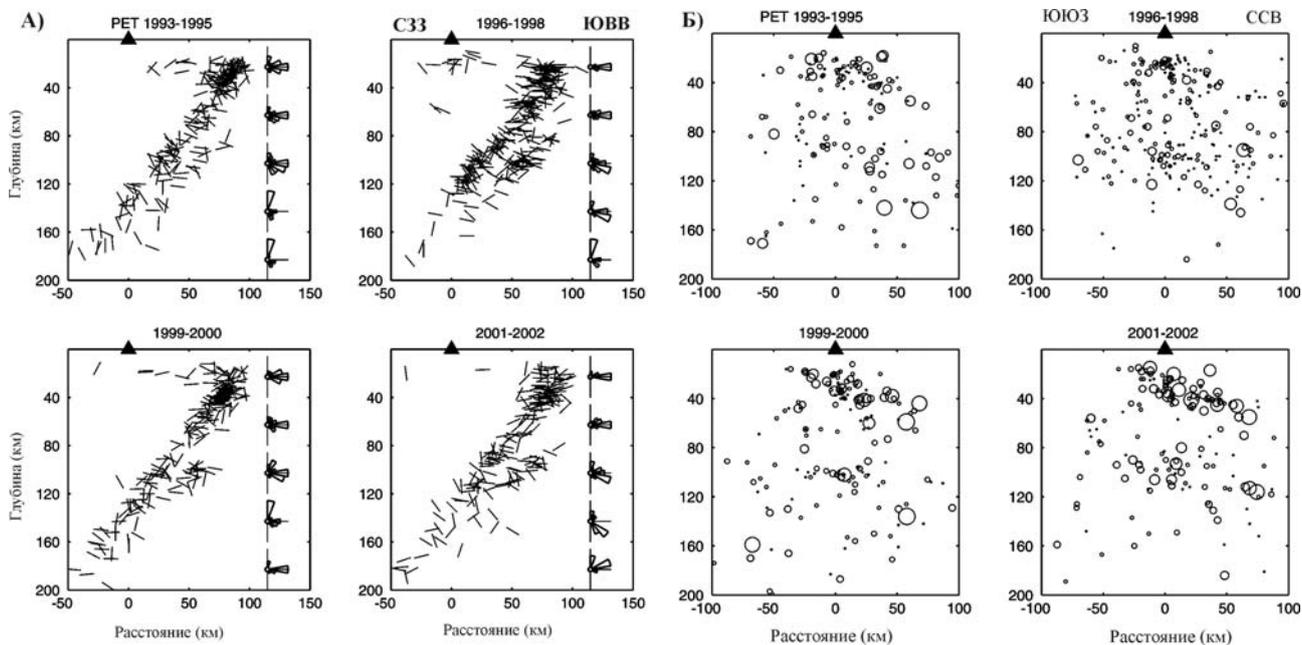


Рис. 1. Распределение наблюдаемых азимутов поляризации быстрой S -волны (А) и разности времен S -волн, нормализованных на гипоцентрально расстояние (δt_{SS}), (Б) от землетрясений для 4-х интервалов времени за период 1993-2002. Данные отнесены к гипоцентрам землетрясений, спроектированным на разрезы вкрест (А) и вдоль (Б) простирания желоба. Азимут поляризации показан отрезком прямой, повернутым от вертикали на угол, равный значению азимута. Справа показаны розы-диаграммы азимутов быстрой S -волны для интервалов глубин событий 0-40, 41-80, 81-120, 121-160, 161-200 км. Размер кружка пропорционален величине δt_{SS} (≤ 21 мс/км)

границы сейсмофокальной зоны φ ориентируются вдоль северных направлений, а в области нижней границы – вдоль восточных направлений. В целом, неустойчивость φ отмечается для глубин 60-80 км и вдоль верхней границы СФЗ. Время задержки между S -волнами отражает изменения напряженного состояния в пространстве и во времени (рис. 1, Б). Выделенные области устойчивого и неустойчивого поведения параметров расщепленных волн согласуются с более жесткими зонами с повышенными значениями скорости P - и S -волн (пониженными значениями V_P/V_S) и ослабленными зонами с пониженными скоростями (повышенными значениями V_P/V_S) [Кузин и др., 2004]. На рис. 2 показано распределение повышенных δt_{SS} по глубине событий и во времени. В 1995-1996 повышенные времена задержки локализуются на глубине 20-60, 105-115 км, а максимальные δt_{SS} на глубине 130-145 км. Наименьшее количество повышенных δt_{SS} зафиксировано в 1996-1998, отмечается продвижение δt_{SS} с глубины 140 км к 80 км ко времени происхождения Кроноцкого землетрясения. В 1999-2002 выделяются 2 цикла миграции повышенных времен задержки S -волн с погружением вдоль СВ направления от 20 км до 60 км в и от 110 км до 160 км. Предполагается, что на контакте зон с контрастными скоростными свойствами происходит концентрация напряжений,

локализация повышенных δt_{SS} и их миграция [Лунева, 2008а].

Области неустойчивого поведения φ , повышенных δt_{SS} (интервал глубин 60-90 км, верхняя граница СФЗ) могут быть связаны с переходом к более пластичным деформациям, обусловленных, повышенным содержанием воды и ее миграцией в результате реакции дегидратации до глубин 250-300 км [Abers, 2000; Kawakatsu, Watada; 2007; Chen et al., 2007]. Ориентация доминирующих φ вдоль желоба в верхней области СФЗ от событий больше 120 км согласуется с направлением деформаций в режиме растяжения по данным фокальных механизмов и наклонной ориентацией оси симметрии в рамках модели трансверсально-изотропной среды, а также с возможным астеносферным торсионным мантийным течением вдоль плиты, обусловленным обрывом плиты в области сочленения с Алеутской дугой [Peiton et al., 2001].

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 (рис. 3). Доминирующие φ от событий с глубины больше 100 км ориентируются вдоль направлений погружения плиты в соответствии с геометрией верхней границы сейсмофокальной зо-

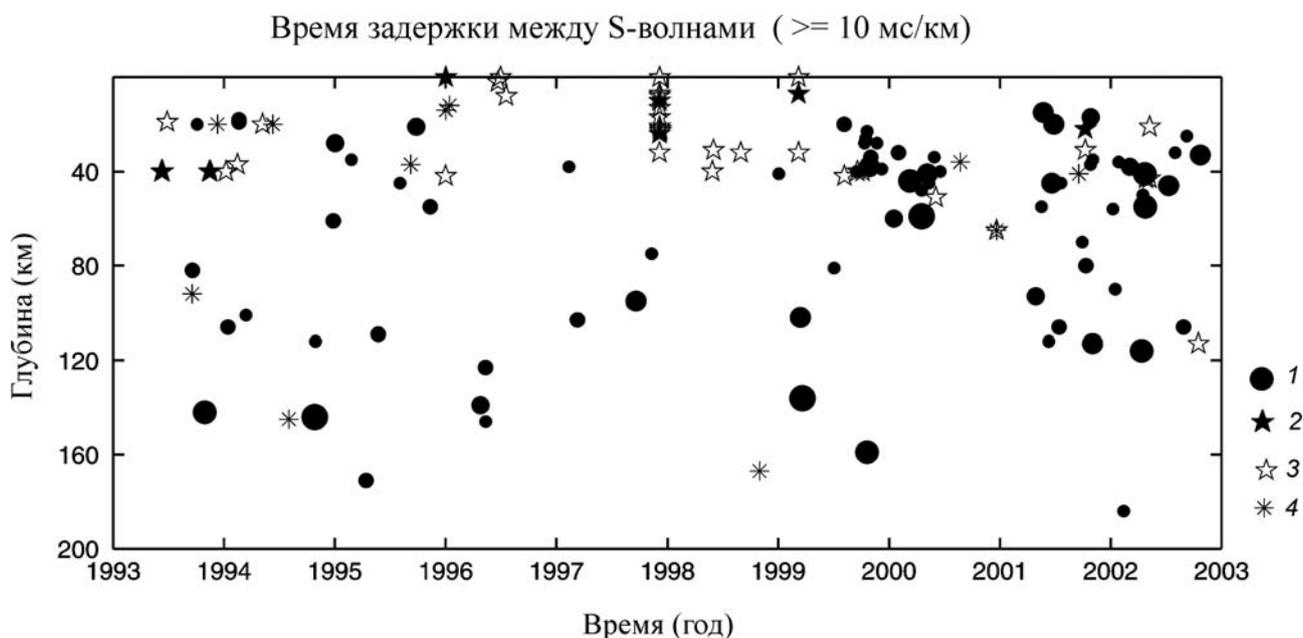


Рис. 2. Распределение повышенных нормализованных времен задержки S -волны (δt_{SS}) по глубине гипоцентров событий и во времени.

1 – повышенные времена задержки (10-21 мс/км), размер кружков пропорционален времени задержки; 2 – гипоцентры землетрясений с $K \geq 14$; 3 – гипоцентры землетрясений с $K \geq 13$ в радиусе 400 км от станции РЕТ; 4 – гипоцентры землетрясений с $K = 12-13$ внутри области исследования

ны. От событий меньшей глубины в юго-западной части равнины Токачи (IWN) φ доминируют вдоль С-ССВ, в восточной части (URH) – вдоль ЮВ направлений, которые согласуются с нормальным и параллельным направлениями движения Тихоокеанской плиты, соответственно. Под равниной Куширо (АКК) 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 (ERM, MYR) и п-ове Немуро (NMR). 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-овом Немуро – 6-8%. Неустойчивость параметров S -волн отмечается в области глубин событий 40-70 км и

вдоль верхней границы СФЗ. Детальное исследование временных изменений параметров волн проведено вдоль Хоккайдо для кластеров землетрясений, локализующихся в верхней СФЗ в интервале глубин 40-60 и 70-90 км [Лунева, 2008б]. Для каждого кластера построены временные ряды волновых параметров: 1) азимуты поляризации P - и S_I -волн; 2) время задержки между S -волнами (t_{SS}), P - и S_I -волнами (t_{PS}); 3) отношение амплитуд P -и S -волн ($A_P / A_{S_{\max}}$, A_{S_2} / A_{S_1}). Статистические параметры S -волн по кластерам событий хорошо согласуются со статистическими данными для всех событий за период 1998-2003 в области станций (рис. 4). В среднем, S -волны от событий кластеров имеют близкие амплитуды и превышают в 2-3 раза амплитуду P -волны. Максимальные средние значения $\bar{t}_{S_1} / \bar{t}_P$ до 1.76-1.82 фиксируются в области MYR ($H = 52.7$ км) и ERM. Значительные различия

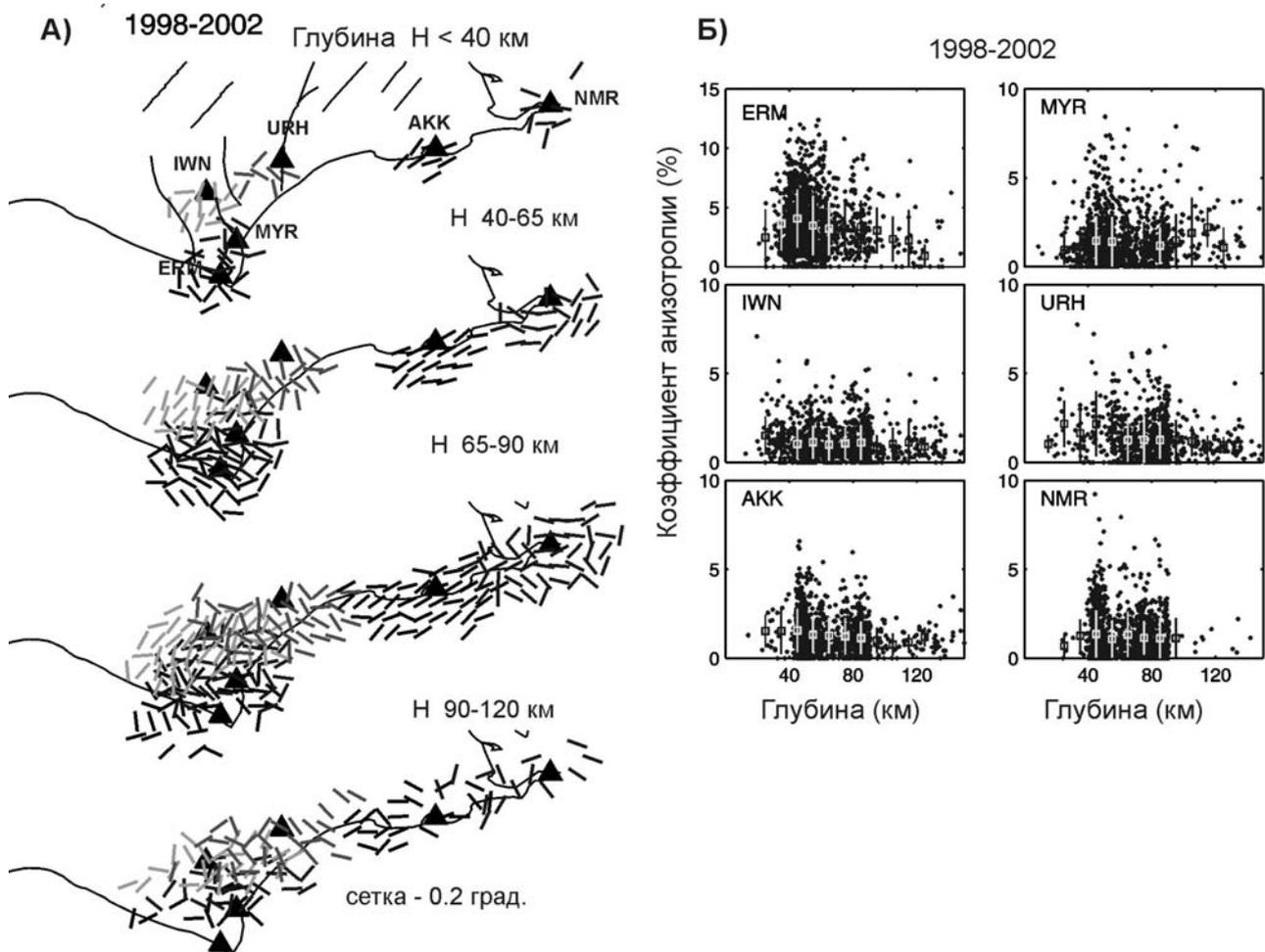


Рис. 3 (А). Распределение азимутов быстрой S -волны от событий 4-х глубинных интервалов вдоль восточного Хоккайдо за период 1998-2002 г. Азимуты быстрой волны в области каждой станции отнесены к гипоцентрам землетрясений, усреднены по сетке с шагом 0.2° и спроектированы на горизонтальную плоскость. На разрезе для $H < 40$ км схематично отображены основные разломы. **(Б)** Изменение коэффициента анизотропии с увеличением глубины событий за период 1993-2002 г. Квадраты и вертикальные линии показывают средние значения и стандартные отклонения

значений \bar{t}_{S1}/\bar{t}_P и \bar{t}_{SS} вдоль ортогональных направлений отмечаются для кластеров в области ERM. Наиболее значимым параметром, отражающим характер деформаций, является азимут быстрой S -волны. Выделены типы поведения φ во времени и во взаимосвязи с другими параметрами: 1) области стабильного поведения φ на уровне доминирующих значений $\bar{\varphi}$; 2) импульсное anomальное изменение φ с отклонением до 90° за период от нескольких дней до 2-3 месяцев; 3) колебательное изменение φ в интервале направлений в течение длительного периода (0.5-2 года); 4) одновременное появление φ различных направлений (рассеяние). Импульсный тип поведения φ в периоды крупных землетрясений при сравнительно стабильном поведении φ отмечен от кластеров под АКК. Колебательный тип изменения φ с периодом 1.5-2 года ха-

рактерен в области NMR (рис. 4). Значительные различия в поведении φ под АКК и NMR согласуются с распределением главных осей напряжений по СМТ данным. В области АКК наблюдается незначительный разброс в распределении осей напряжений, а в области NMR характерно «блуждание» осей, размытый характер распределения. Для кластеров глубоких событий характерны плавные изменения φ с периодом около 1-2 года, на фоне которых проявляются возмущения φ импульсного типа.

Временные изменения t_{SS} свидетельствуют об изменении напряженного состояния среды, которое может быть связано с изменением уровня напряжения, порового давления и флюидонасыщенности среды. Сейсмические исследования в разломных зонах, а очагах землетрясений свидетельствуют, что скорости S -волн, коэффициент Пуассона и $\gamma = V_P/V_S$ более чувствительны к

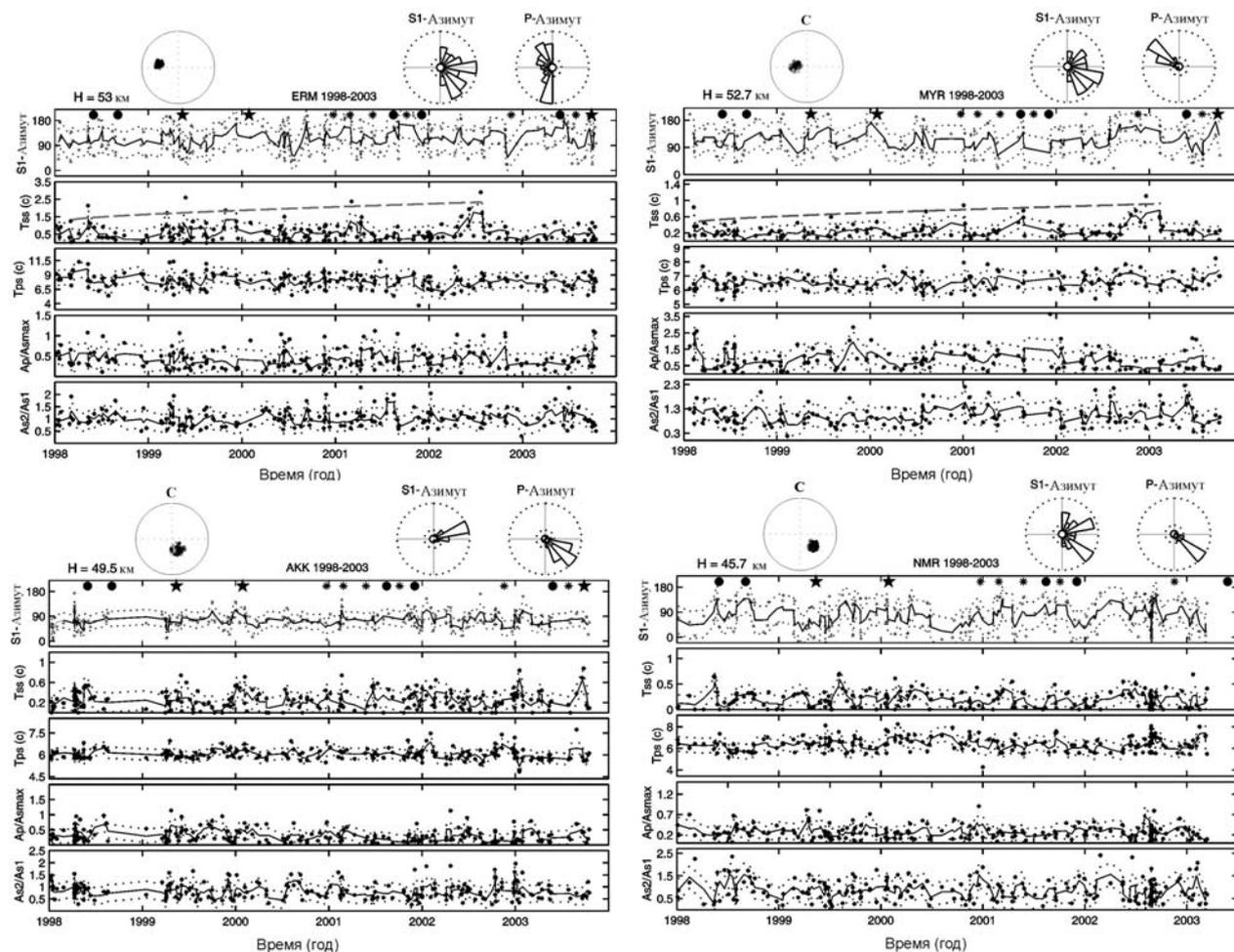


Рис. 4. Временные изменения волновых параметров от кластера событий в области станций вдоль Хоккайдо за период 1998-2003 гг. Верхний ряд: полярная проекция положения событий кластера относительно станции и средняя глубина событий, розы-диаграммы азимутов поляризации S_1 - и P -волн. Знак звезды, круга и астериска фиксирует время происхождения сильных землетрясений ($M \geq 6$) в области Хоккайдо, Хонсю и Курил, Охотского моря. Сплошной линией на рисунках представлены интерполированные и осредненные данные в скользящем временном окне. Точечные линии отображают 68% доверительный интервал.

Пунктирные линии – тенденции изменения параметра со временем

изменению флюидонасыщенности среды и изменяются в более широком диапазоне значений по сравнению со скоростью P -волн. По экспериментальным и теоретическим данным [Crampin, 2005], при увеличении содержания флюидов происходит увеличение скорости P и S -волн (t_{SS}, t_{PS}) до определенного предела. С дальнейшим увеличением порового давления и переходом к более гидростатическому напряжению происходит резкое изменение в ориентации φ (смена полярности) и падение t_{SS} . Аномальное уменьшение t_{SS} и смена полярности φ отмечается от восточных кластеров в области ERM, MYR за год до Токачи-оки землетрясения (рис. 4). Повышенные значения V_p/V_s от кластеров в области Хидака гор ($\gamma \geq 1.75$) и п-ова Немуро ($\gamma \approx 1.74$) и неустойчивое поведение φ, t_{SS} указывают на то, что среда находится в механически ослабленном состоянии, режиме активного деформирования. Напротив, области

под равнинами Токачи и Кусиро являются более жесткими, характеризуются более низкими значениями V_p/V_s (≤ 1.73) и устойчивым поведением φ . Значительные временные вариации волновых параметров наблюдаются от кластеров в области Хидака гор и п-ове Немуро. Проявляется корреляция аномального поведения параметров 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.

ВЫВОДЫ

Результаты исследований параметров S -волн в области Камчатки и восточного Хоккайдо от слабых местных землетрясений свидетельствуют о неоднородном распределении анизотропных свойств по глубине, вдоль дуги и чувствительности параметров $\varphi, \delta t_{SS}$ к изменению состояния среды. Ориентация азимутов быстрой S -волны согласуется с характером напряженного состояния среды по фокальным механизмам в области погружающейся плиты, разность времен прихода S -волн отражает уровень внутреннего напряжения. В то же время, сопоставление доминирующих значений $\varphi, \delta t_{SS}$ с данными по низкочастотным волнам $SKS, SKKS$ [Peiton et al., 2001; Long, Hilst, 2005], от местных глубоких землетрясений [Levin et al. 2004; Nakajima et al., 2006] показывает их согласованность, что свидетельствует и о согласованности в направленно-

сти деформаций в области субдуцирующей плиты и мантии 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 низкочастотных волн. Сейсмическая анизотропия высокочастотных волн отражает в большей степени упругую анизотропию.

Отмечается высокая степень линейности волновых колебаний, азимуты S -волн согласуются с ориентацией главных осей напряжений. Поведение волновых характеристик низкочастотных волн отвечает анизотропии вязкоупругой среды. С увеличением флюидонасыщенности, понижением вязкости среды проявляется анизотропия затухания волн, зависимость затухания амплитуды S -волн от направления распространения и типа поляризации.

ЛИТЕРАТУРА

- Биргер Б.И. Реологическая анизотропия мантии и затухание сейсмических волн // Физика Земли. 2006. № 11. С. 15-28.
- Кузин И.П. и др. О скоростях волн P и S в зоне Беньофа Южной Камчатки // Физика Земли. 2004. № 2. С. 3-14.
- Лунева М.Н., Ли Д.М. Анизотропия среды и временные вариации азимута поляризации быстрой S -волны под Южной Камчаткой в период 1993-2002 гг // Физика Земли. 2006. № 4. С. 40-56.
- Лунева М.Н. Пространственно-временные изменения параметров расщепленных волн от местных землетрясений под Южной Камчаткой // Вулканология и Сейсмология. 2008а. № 3. С. 62-73.
- Лунева М.Н. Временные вариации параметров расщепленных S -волн от слабых местных зем-

- летрясений близкой локализации под восточным Хоккайдо // *Физика Земли*. 2008б. № 8. С. 3-17.
- Abers G.* Hydrated subducted crust at 100–250 km depth // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 176. P. 323-330.
- Bevis M.* Seismic slip and down-dip strain rates in Wadati-Benioff zones // *Science*. 1988. V. 240. P. 1317-1319.
- Cagnioncle A.M., Parmentier E.M., Elkins-Tanton L.T.* Effect of solid flow above a subduction slab on water distribution and melting at convergent plate boundaries // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. B09402.
- Chen M. et al.* Waveform modeling of the slab beneath Japan // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. B02305. doi:10.1029/2006JB004394.
- Conrad C.P., Behn M.D., Silver P.G.* Global mantle flow and the development of seismic anisotropy: Differences between the oceanic and continental upper mantle // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. B07317.
- Crampin S.* A review of shear wave splitting in the compliant crack-critical anisotropic Earth // *Wave Motion*. 2005. V. 41. P. 59-77.
- Fisher K.M., Jordan T.H.* Seismic strain rate and deep slab deformation in Tonga // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96, № B9. P. 14429-14444.
- 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.
- Holtzman B. K. et al.* Melt segregation and strain partitioning: Implications for seismic anisotropy and mantle flow // *Science*. 2003. V. 301. P. 1227–1230.
- Jung H., Karato S.* Water-induced fabric transition in olivine // *Science*. 2001. V. 293. P. 1460-1463.
- Kaminski E., Ribe N.M.* A kinematic model for the recrystallization and texture development in olivine polycrystals // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 189. P. 253-267.
- Kaminski E., Ribe N.M.* Timescales for the evolution of seismic anisotropy in mantle flow // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2002. V. 3, № 8. P. 1051.
- Kaminski E.* Interpretation of seismic anisotropy in term of mantle flow when melt is present // *Geoph. Res. Letter*. 2006. V. 33.
- Katayama I., Jung H., Karato S.* New type of olivine fabric from deformation experiments at modest water content and low stress // *Geology*. 2004. V. 32, № 12. P. 1045-1048.
- Kawakatsu H., Watada S.* Seismic evidence for deep-water transportation in the mantle // *Science*. 2007. V. 316. P. 1468-1471.
- King S.D.* Subduction zones: observations and geodynamic models // *Phys. Earth Planet. Int.* 2001. V. 127. P. 9-24.
- 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.
- Liu E., Hudson J.A. et al.* Equivalent medium representation of fractured rock // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105, № 2. P. 2881-3000.
- Liu Y., Crampin S., Main I.* Shear wave anisotropy: spatial and temporal variation in time delay at Parkfield, Central California // *Geophys. J. Int.* 1997. V. 130. P. 771-785.
- 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.
- 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, № 5. L05305.
- Peiton V. et al.* Mantle flow at a slab edge: seismic anisotropy in the Kamchatka region // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. P. 379-382.

ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В ГОРНОРУДНОЙ ПРИРОДНО-ТЕХНИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ

Н.Н. Мельников, А.А. Козырев, В.И. Панин

Горный институт Кольский научный центр РАН, Апатиты, E-mail: trout@goi.kolasc.net.ru

Как известно, деформирование геологической среды в природно-технических системах определяется взаимодействием главным образом тектонических и техногенных полей напряжений. Существование тектонических напряжений в земной коре впервые обосновано Михаилом Владимировичем Гзовским [1975] и к настоящему времени экспериментально подтверждено во многих районах земного шара [Zobak et al., 1989]. При этом в горнорудных природно-технических системах (ГрПТС) существенное влияние на геомеханические процессы в геологической среде оказывают также техногенные нагрузки. Выемка и перемещение значительных объемов горных пород нарушает геодинамический режим геологической среды, однако вследствие гомеостатических механизмов (принцип Ле Шателье) среда постоянно стремится к устойчивому состоянию в определенных временных интервалах [Тахтаджян, 2001]. При этом деформирование дискретной геологической среды сопровождается диссипацией энергии, определяемой размерами вовлекаемых в процесс деформирования блоков [Садовский и др., 1987]. Аналитическими и экспериментальными исследованиями установлено [Мельников и др., 2001], что изменение энергии деформирования пород в процессе эволюции геологической среды в ГрПТС под влиянием естественных и техногенных силовых полей имеет нелинейный характер, а реализация динамического явления обусловлена превышением накопленной энергии в некотором объеме геологической среды её критической величины, определяемой параметрами упругих и прочностных свойств горных пород.

По аналогии с предложенной М.В. Гзовским моделью скорости роста и сейсмичности тектонического разрыва с позиций универсального эволюционизма академика Н.Н. Моисеева [Моисеев, 1998] эволюцию напряженно-деформированного состояния геологической среды в ГрПТС можно представить в виде триады адаптация-изменчивость-отбор (рис. 1). В точке бифуркации разрядка напряжений может произойти либо в виде медленных деформаций, либо быстрым сбросом в виде динамического явления, энергия которого определяется размерами вовлекаемых в процесс блоков.

На эволюцию геологической среды в ГрПТС

оказывают влияние множество случайных (принцип Пуанкаре) и детерминированных факторов [Садовский, Писаренко, 1989], однако в процессе эволюции любой сложной системы выделяют несколько главных параметров, называемых параметрами порядка, или управляющими параметрами. В качестве внутренних параметров порядка геологической среды в ГрПТС, определяющих её геомеханическую эволюцию, следует принимать показатели её напряженно-деформированного состояния, в качестве внешних – объемы и параметры горных работ.

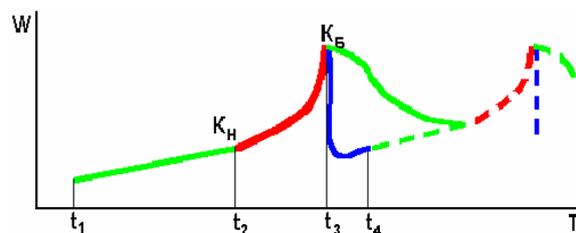


Рис. 1.

Эволюция любой системы преследует определенные цели: стабильность и развитие. При этом развитие возможно только потому, что эта стабильность имеет характер динамического равновесия. Кстати, анализ процесса естественной (тектонической) и техногенной сейсмичности дает основание считать геологическую среду «живой», которая эволюционирует, чутко реагируя на все происходящие в ней природные и техногенные процессы [Николаев, 2003; Гольдин, 2003]. А поскольку эволюция живой системы может быть управляемой (в некоторых пространственно-временных интервалах), основной целью эволюции НДС геологической среды в ГрПТС является обеспечение стабильной и безопасной работы горнодобывающего предприятия. Для этого необходимо контролировать все стадии эволюции этой системы. Самой благоприятной для работающего предприятия является стадия адаптации, в которой необходимо поддерживать систему как можно дольше. Но изменения в геологической среде работающего рудника неизбежны и иногда они могут иметь катастрофический характер. Самой опасной является стадия отбора, где вследствие бифуркационных механизмов возможны кризисные состояния, опасные в том числе и по динамическим проявлениям ти-

па горных ударов и техногенных землетрясений как в пределах рабочей зоны рудников, так и в границах их геомеханических пространств. Для определения пространственно-временных параметров этой стадии и для управления геомеханическими процессами в ней разработаны соответствующие системы геодинамического мониторинга, экспертные системы оценки и прогноза удароопасной ситуации и способы противоударной профилактики [Сейсмичность..., 2002].

Необходимо отметить, что состояние проблемы техногенной сейсмичности теснейшим образом связано с состоянием проблемы сейсмичности природной (тектонической), где в последние годы четко обозначился кризис, обусловленный нерешенностью вопросов средне- и краткосрочного прогноза землетрясений. «Число опробованных предвестников уже перевалило за 1000. Из них более 140 зарегистрированы как открытия, а примеров удачного оперативного прогноза землетрясений фактически нет» [Кондратьев, 2003, стр. 149]. Поэтому «Постепенно во всем мире работы по прогнозу землетрясений свертываются, прекращается финансирование как теоретических исследований, так и наблюдений на геодинамических полигонах, а высвобождающиеся научные силы переключаются на более надежные работы по оценке сейсмического риска и сейсмического районирования, что ставит своей конечной целью определение, с каким запасом прочности надо строить сооружения в сейсмоактивных районах» [Любушин, 2003, стр. 78]. Аналогичная ситуация складывается и в решении проблемы горных ударов и техногенных землетрясений.

Подобные подходы к оценке геодинамической опасности в рудниках разрабатываются в горном институте КНЦ РАН. На основе моделей эволюции сложных нелинейных систем предлагается сосредоточить основное внимание не на пространственно-временном прогнозе каждого горного удара, а на оценке пороговых значений параметров эволюции НДС геологической среды в ГрПТС, определяющих адаптационные возможности среды и уровень геодинамической опасности [Сейсмичность..., 2002; Панин, 1998]. На основе результатов многолетних исследований вопросов прогноза и профилактики горных ударов предложена методология управления геодинамическими рисками при ведении горных работ в высоконапряженных массивах скальных пород, отличающаяся тем, что осуществляется прогноз и профилактика не отдельного динамического события, а кризисной области, опасной по динамическим явлениям типа горных ударов и техногенных землетрясений, что позволяет сделать

более надежным геодинамический прогноз и существенно повысить безопасность горных работ [Козырев и др., 2005].

Результаты проведенных исследований показывают, что техногенная сейсмичность является отражением процессов самоорганизации геологической среды в природно-технических системах, в то время как сейсмичность природная (тектоническая) характеризует эволюционные процессы в земной коре. Эволюция любого фрагмента природной и природно-технической системы сопровождается рядом больших и малых катастроф, а каждая катастрофа является следствием разрушения старых подсистем (структур) и возникновения новых. Таким образом процессы структурной перестройки в геологической среде проявляются в виде сейсмичности, энергетический спектр которой определяется энергией эволюционных процессов.

Отличительной особенностью эволюции НДС геологической среды в горнорудной природно-технической системе являются периодические динамические нагрузки от мощных технологических взрывов, обеспечивающие эффект «потряхивания» системы [Хайтун, 2005], и относительно высокие скорости эволюционных процессов, определяемые темпами развития горных работ. Поэтому влиянию взрывных работ на техногенную сейсмичность уделяется большое внимание.

Управлению различными рисками повсеместно уделяется большое внимание, о чем свидетельствует возросшее число публикаций на эту тему, в том числе в горном деле [Simmons, 2004; Викторов и др., 2005; Owen, 2005] и в гражданском строительстве [Куликова, 2006; Мора, Кеірі, 2006]. Общие принципы при этом остаются неизменными: риск есть количественная мера оценки опасности, равная произведению вероятности этой опасности на ожидаемый от неё ущерб. Для уменьшения риска применяют мероприятия, устраняющие эти опасности или снижающие вероятность их реализации, а также уменьшение ущерба от этих опасностей.

Для управления геодинамическими рисками используется разработанная нами методика диагностики критических состояний участков геологической среды и выбора технических решений для обеспечения безопасности горных работ (рис. 2).

Структура методики включает в себя два информационных блока регионального прогноза и детального моделирования и анализа информации, блок инструментального контроля выявленного в первых двух блоках опасного участка и блок технических решений по снижению геодинамического риска.

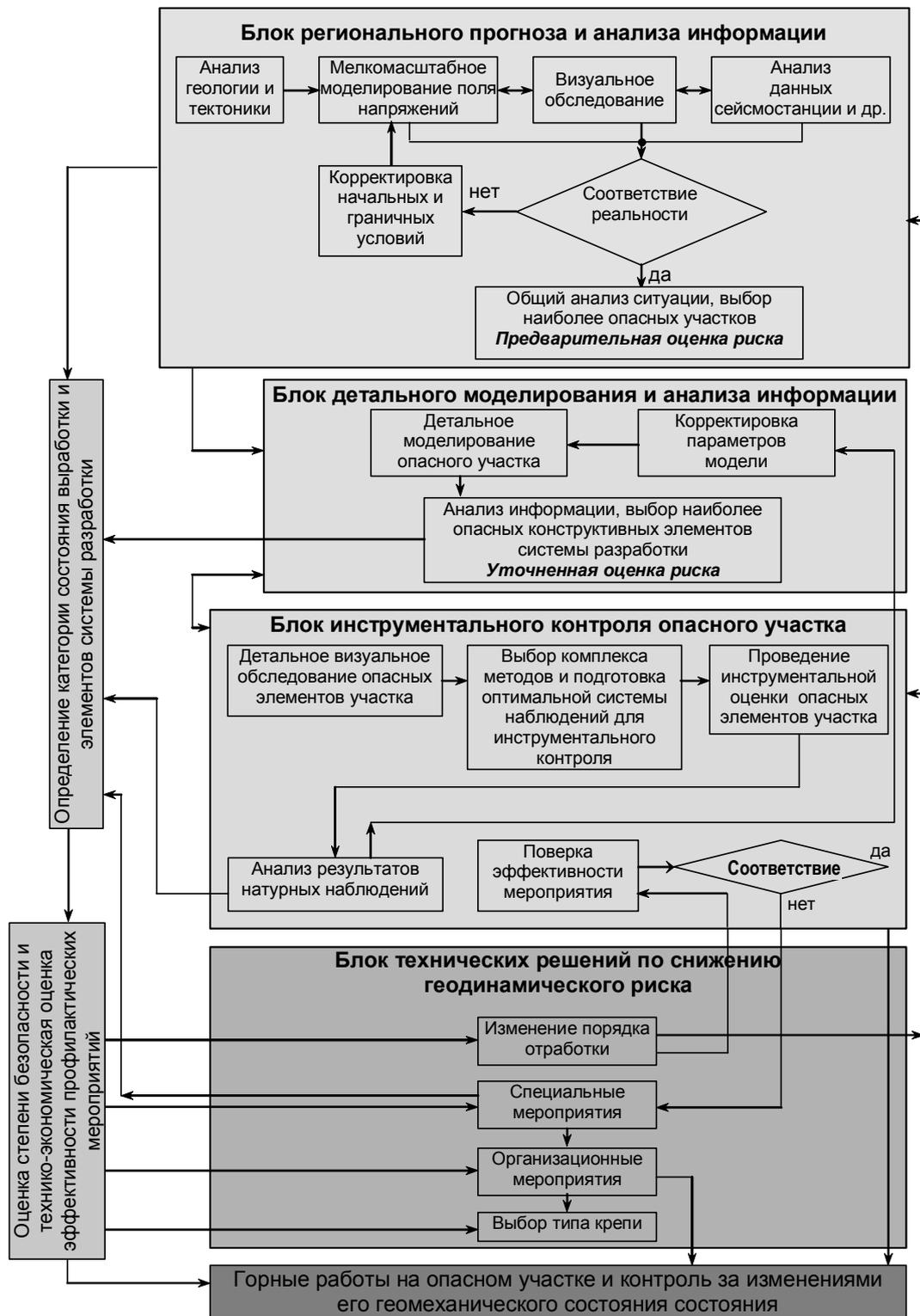


Рис. 2. Блок-схема методики управления геодинамическими рисками

Уровень риска оценивают по результатам исследований в первом блоке и уточняют по данным анализа во втором блоке. Величину риска определяют по формуле:

$$R = P \cdot D \cdot \alpha, \quad (1)$$

где: P – вероятность динамического события; D – ожидаемый суммарный ущерб от этого события; α – коэффициент неопределенности в оценке величин P и D .

Вероятность реализации динамического события оценивают по имеющейся на предприятии соответствующей статистике или по данным геодинамического мониторинга. При этом однако следует иметь в виду, что статистика динамических событий на руднике является результатом того, что уже произошло, в то время как вероятность – это предсказание того, что может случиться на руднике при определенной геомеханической ситуации. И поскольку при наличии гео-

динамической опасности эту ситуацию по возможности целенаправленно меняют, то частота и вероятность реализации динамических явлений могут существенно различаться между собой, что нередко имеет место на рудниках.

Суммарный ущерб определяют по формуле:

$$D = (D_1 + D_2 + D_3 + D_4), \quad (2)$$

где: $D_1 = P_1 \cdot C_1 \cdot K \cdot n$ – ущерб от травмирования рабочих: P_1 – вероятность присутствия рабочих на участке реализации динамического явления, K – коэффициент тяжести несчастного случая ($K_{\max} = 1$ при летальном исходе); n – число пострадавших рабочих; C_1 – стоимость человеческой жизни, существуют различные методики оценки стоимости человеческой жизни: по зарубежным исследованиям человеческая жизнь оценивается от 650 тыс. до 7 млн. долл. США по данным на 1986 г. [Бондарь, Попов, 1997]; по данным [Осипов, 2002] стоимость жизни варьирует от 2.8 (Англия) до 7.6 (Япония) млн. долл. США, смертельный случай на рудниках Норильска обходится в 11 млн. руб. [Катков, Полуторный, 2002]; D_2 – затраты на ремонт поврежденного оборудования и восстановление горных выработок; D_3 – потери за счет простоя горного участка или рудника; D_4 – стоимость потерянных запасов по причине динамического явления.

Величина риска может варьировать в широких пределах, она определяется в основном мощностью динамического явления. По уровню риска и в соответствии со стадиями возникновения и развития опасных ситуаций [Яковлев и др., 2006] в таблице 1 приведена классификация динамических явлений на апатитовых рудниках [Указания..., 2002], которая может быть полезной для оценки геодинамической обстановки на других рудниках.

Кстати, в таблице 1 горно-тектонический удар и техногенное землетрясение мы объединили в одну группу, как принято в [Указания..., 2002] и других инструктивных документах. Действительно в отечественной горно-технической литературе не обозначена четкая граница между этими двумя понятиями: в обоих случаях понимают мощное динамическое событие с катастрофическими последствиями для рудников. Однако следует заметить, что техногенное землетрясение может и не сопровождаться разрушением горных выработок, но наличие таких землетрясений однозначно свидетельствует об опасности горных ударов в такой геодинамической ситуации. Совершенно очевидно, что последствия техногенного землетрясения для рудника будут определяться положением его очага: при достаточно

удаленном очаге от горных работ будет иметь место толчок, звук и сотрясение от которого будут определяться энергией события; при расположении очага вблизи горных работ будет иметь место горно-тектонический удар в его общепринятой формулировке. Это обстоятельство следует иметь в виду при составлении соответствующих инструкций и в публикациях по тематике горных ударов.

Однако, как показывает опыт, по причине неоднородности состава и строения горных пород в массиве, неполной геомеханической и геологической информации, вынужденных (ситуативных) отступлений от проекта горных работ в руднике иногда возникают кризисные ситуации, сопровождаемые внезапными разрушениями горных выработок, в том числе и по причине динамических явлений в массиве пород. Следует заметить, что любой кризис есть нарушение прежнего равновесия системы и переход её в новое устойчивое состояние. Поэтому с точки зрения общей теории эволюции периодические кризисы сопровождают любую развивающуюся систему. Однако в производственном процессе любой кризис является крайне нежелательным явлением и подлежит незамедлительному устранению. Поскольку все кризисные ситуации развиваются по универсальной модели, то и ликвидацию этих ситуаций следует осуществлять также по типовому алгоритму (рис. 3) [Козырев и др., 2005].

В первую очередь осуществляют идентификацию кризисной ситуации (определение типа разрушения, мощности динамического явления и т.д.) и оценивают величину риска от этого явления для всего технологического процесса по приведенной выше формуле.

Если величина риска оказывается неприемлемой, выявляются причины возникшей ситуации и определяются пути её ликвидации. В достаточно простых случаях и при значительном опыте инженерно-технических работников многие из приведенных в алгоритме процедур выполняются интуитивно. Однако в более сложных случаях, действуя по приведенному алгоритму, можно сформировать базы данных и знаний о кризисных ситуациях в руднике, что существенно облегчит выход из этих ситуаций. Следует подчеркнуть, что универсальность базовой модели определяет и универсальность алгоритма выхода из критических ситуаций, то есть этот алгоритм может быть использован для ликвидации любой критической ситуации не только во всех звеньях производственного процесса, но и в других сферах человеческой деятельности. Фундаментальной основой для управления геодинамическими рисками является изучение условий и факторов,

Таблица 1. Классификация геодинамических явлений в рудниках

Наименование геодинамического явления	Этап развития опасной ситуации	Сущность процесса	Уровень геодинамического риска
Шелушение стреляние, динамическое заколообразование	Угроза	Постепенное разрушение породы на поверхности выработки на отдельные пластинки, из-за отслоения которых места шелушения всегда выглядят «свежими»; отскакивание с обнажений выработки пластин пород различных размеров со звуком, напоминающим выстрел; стреляние с постепенным прорастанием трещин в течение длительного времени, образующиеся пластины повторяют по форме контур выработки.	Низкий
Микроудар	Инцидент	Мгновенное хрупкое разрушение целика или части массива горных пород с выбросом породы в горные выработки без нарушения технологического процесса и травмирования людей.	Низкий
Горный удар	Авария	Мгновенное хрупкое разрушение целика или части массива пород с выбросом породы в горные выработки с нарушением крепи, повреждением машин и механизмов и нарушением технологического процесса.	Средний
Горно-тектонический удар (техногенное землетрясение)	Катастрофа	Мгновенная подвижка крупного блока пород по тектоническому нарушению или прорастание значительной трещины в массиве с образованием оперяющих трещин, сопровождаемых серией горных ударов и микроударов, разрушением выработок и крепи на больших площадях, нарушением или остановкой технологического процесса, образованием пылевого облака и воздушной волны, резким звуком или гулом.	Высокий

влияющих на формирование и развитие опасных геодинамических процессов. Для этого используются аналитические методы и математическое моделирование напряженно-деформированного состояния пород в массиве. Необходимо развивать методику и технику геодинамического мониторинга, контроль напряжений и деформаций, вести поиск индикаторов опасного и критического состояния участков геологической среды, совершенствовать систему профилактических противоударных мероприятий. Наиболее полную и объективную информацию о состоянии геологической среды в районе ведения горных работ дают автоматизированные системы контроля сейсмичности массива пород (АСКСМ). Определенным прогностическим потенциалом обладают системы контроля деформационных процессов.

В качестве примера на рисунке 4 показано из-

менение параметров сейсмичности на Расвумчоррском руднике за период с июня 2007 по июнь 2008 года, на котором видны три пика максимальных значений суммарной энергии зарегистрированных событий (максимальный в октябре, и два незначительных превышения в январе и мае)*. Первый и последний пики обусловлены резким изменением температур и обильных водопритоков, а январский связан с технологическим режимом. При этом значения количества событий и суммарной длины трещин на протяжении всего рассматриваемого периода изменялось незначительно, но для рассматриваемого периода характерно увеличение количества событий при уменьшении суммарных энергии и

* Анализ параметров сейсмичности выполнила к.т.н. Ю.В. Федотова

длины трещин, что свидетельствует об увеличении количества низкоэнергетических событий по сравнению с предшествующим периодом. Настораживает устойчивое увеличение суммарных энергии и соответственно длины трещин, наблюдающееся с середины апреля. Для анализа динамики сейсмичности массива используется параметр A , равный отношению суммарной длины трещин L к суммарному количеству событий, $A = L/N$. Как видно из приведенных на рис. 5 данных, для событий с энергией выше 10^5 Дж четко прослеживаются четыре пика. Максимальные из них соответствуют августу и октябрю

(значения параметра A превышает 15), связаны с обильными водопритоками и резкими изменениями температур. Январский пик связан с изменением технологического режима. Больше всего опасений вызывает устойчивая тенденция увеличения значения параметра, начавшаяся в середине марта. С учетом ожидаемых обильных водопритоков в июне, возможна реализация сейсмических событий с энергией больше 10^7 Дж.

Таким образом, по данным сейсмического мониторинга на Рассвумчоррском руднике можно ожидать реализацию крупного сейсмического события.

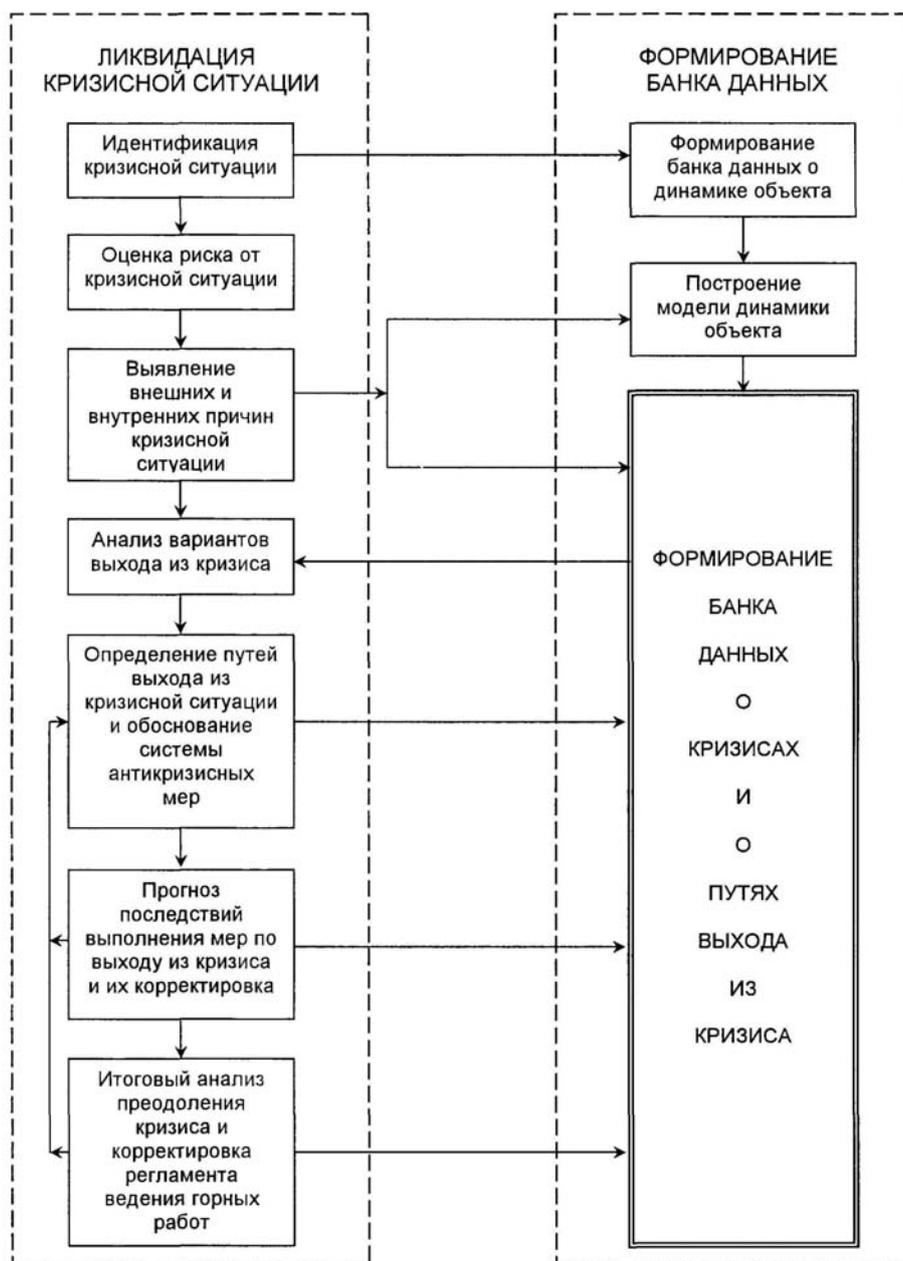


Рис. 3. Блок-схема ликвидации кризисной ситуации

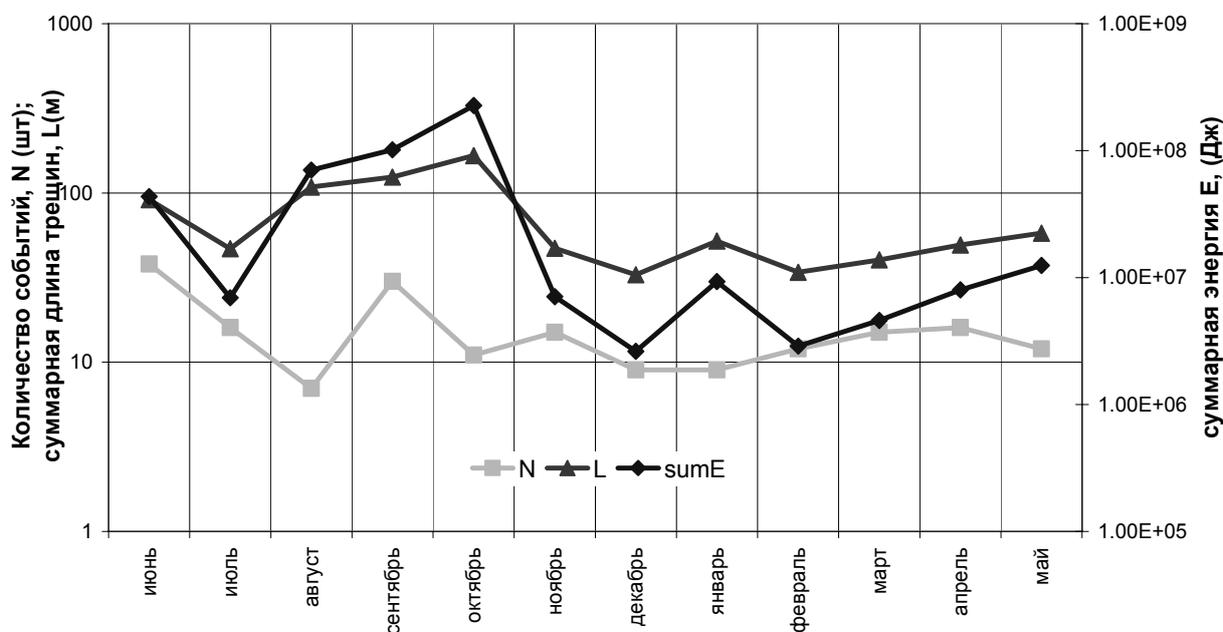


Рис. 4. Изменение параметров сейсмичности на Расвумчоррском руднике по месяцам за период с июня 2007 г. по июнь 2008 г.: N – количество событий; L – суммарная длина трещин; E – энергия событий

Вследствие развития горных работ на Объединенном Кировском руднике (в том числе отработка запасов вблизи Саамского разлома, уход горных работ от левого фланга), зоны взаимного влияния Кукисвумчоррского и Юкспорского крыльев значительно пересеклись поэтому в ОАО «Апатит» было принято решение об объединении двух сейсмических подсистем в одну с расширенной зоной контроля, которое было выполнено в июне 2007 года.

На рисунке 6 показано изменение параметров сейсмичности на Объединенном Кировском руд-

нике за период с июня 2007 по июнь 2008 года, но котором видно, что к январю 2008 года происходило постепенное уменьшение всех параметров, которые плавно начали повышаться к апрелю. Первый (в августе) и последний (в апреле) пики обусловлены резким изменением атмосферных температур и обильных водопритоков.

Для событий с энергией выше 10^5 Дж наблюдается постепенное увеличение значения параметра A (рис. 7) за весь анализируемый период, который к маю превысил критический уровень, что свидетельствует о высокой вероятности ре-

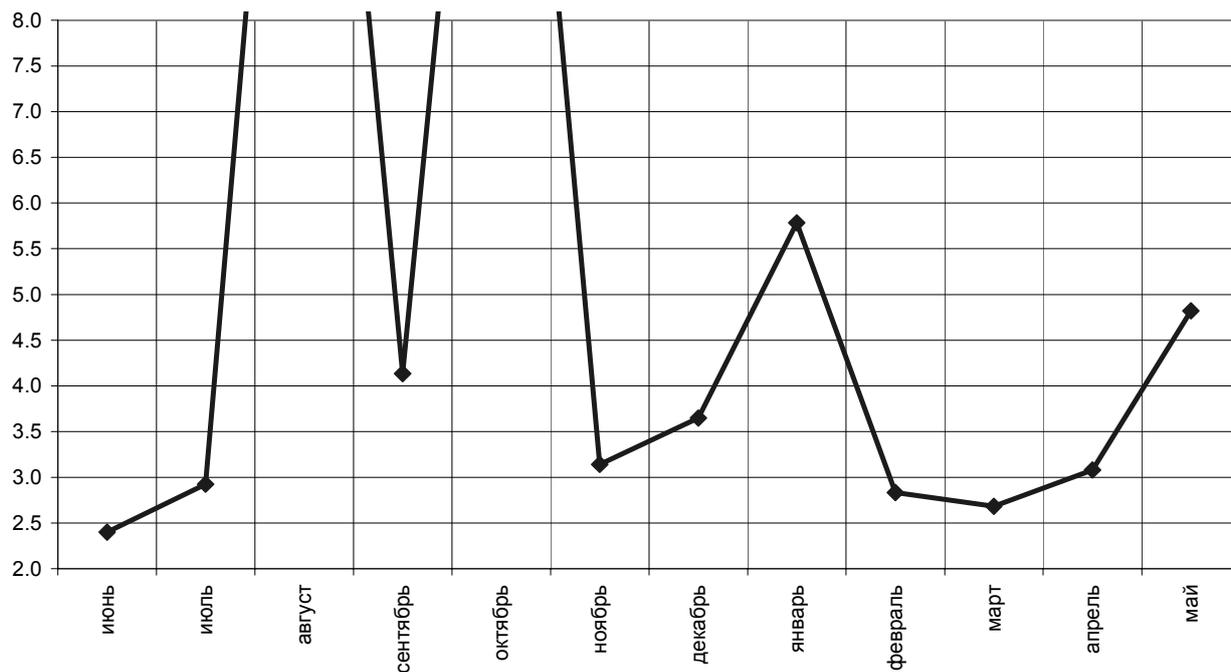


Рис. 5. Изменение параметра A на Расвумчоррском руднике по месяцам за период с июня 2007 г. по июнь 2008 г.

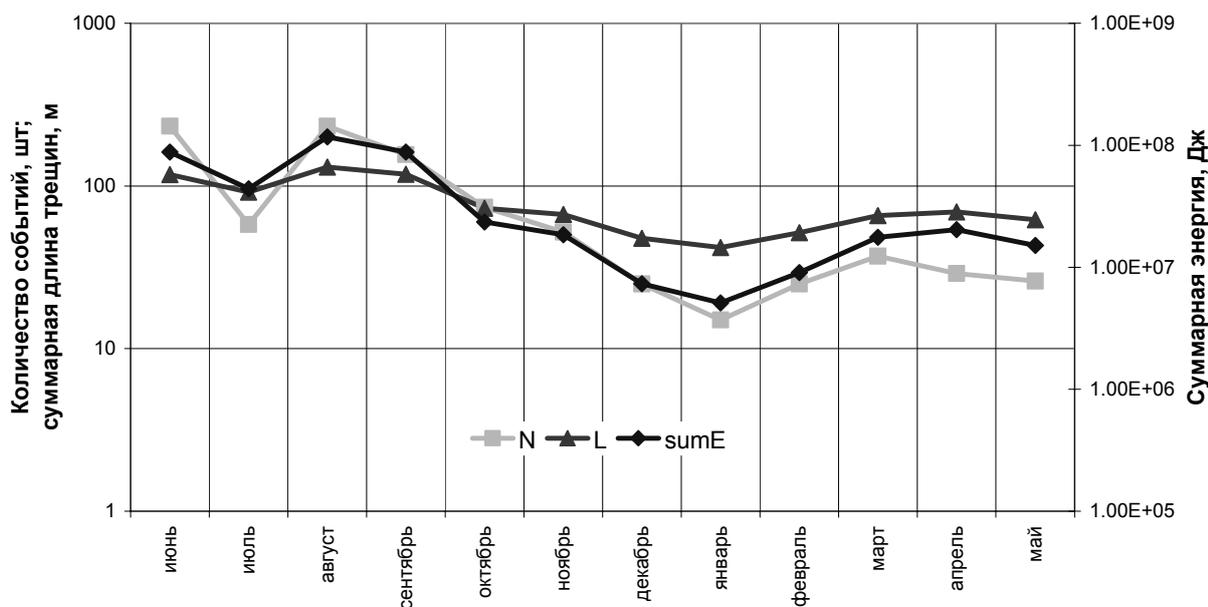


Рис. 6. Изменение параметров сейсмичности на Объединенном Кировском руднике по месяцам: N – количество событий; L – суммарная длина трещин; E – энергия событий

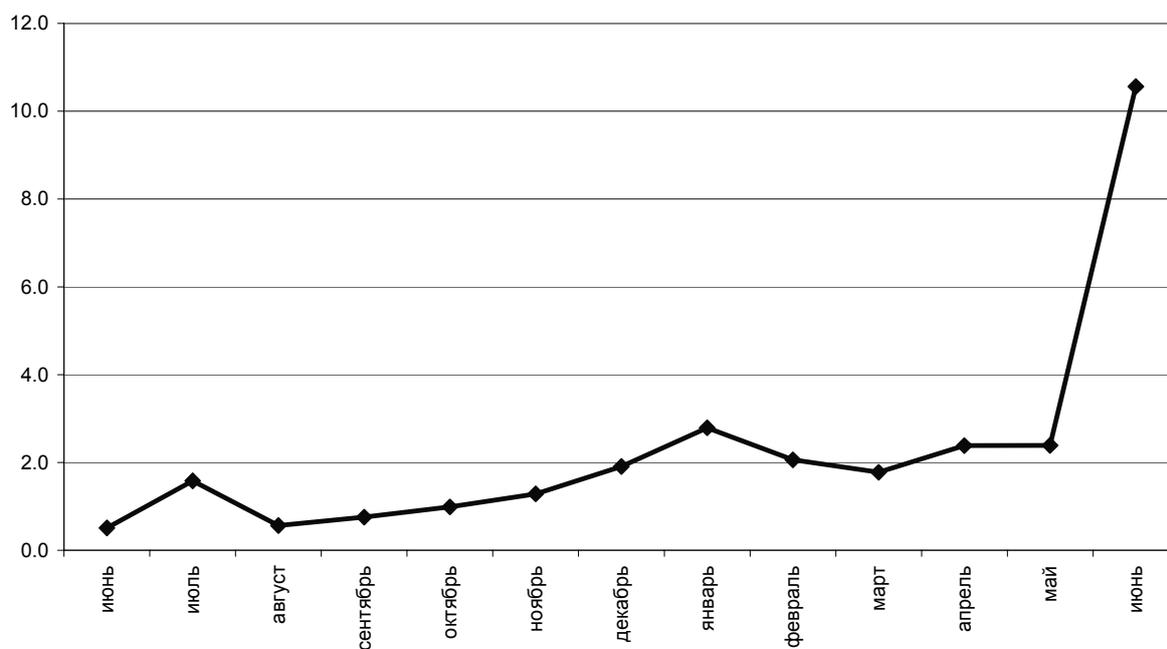


Рис. 7. Изменение параметра A на Объединенном Кировском руднике по месяцам за период с июня 2007 г. по июнь 2008 г.

лизации крупных сейсмических событий, которые могут быть спровоцированными наряду с горными работами резкими изменениями температурного режима и обильными водопритоками.

Объектом деформационного мониторинга на территории Кировского рудника является зона, примыкающая к крупной тектонической структуре – Саамскому разлому, северо-восточная часть которого проходит по руслу реки Лопарской, юго-западная часть – пересекает Саамский карьер. По результатам наблюдений установлено, что вблизи Саамского разлома массив пород испытывает поднятия и тем большие, чем ближе

репер находится к разлому (рис. 9). При этом следует заметить, что измеренные величины поднятий существенно зависят от даты начального цикла наблюдений и выбора исходных реперов, которые в идеале должны быть абсолютно неподвижными. Однако в данной ситуации трудно представить, чтобы исходный репер, который расположен в 200 м от Саамского разлома, находился бы вне зоны деформирования пород.

Разлом заполнен окисленными породами, имеющими малую прочность по сравнению с породами массива. Мощность зоны на разных

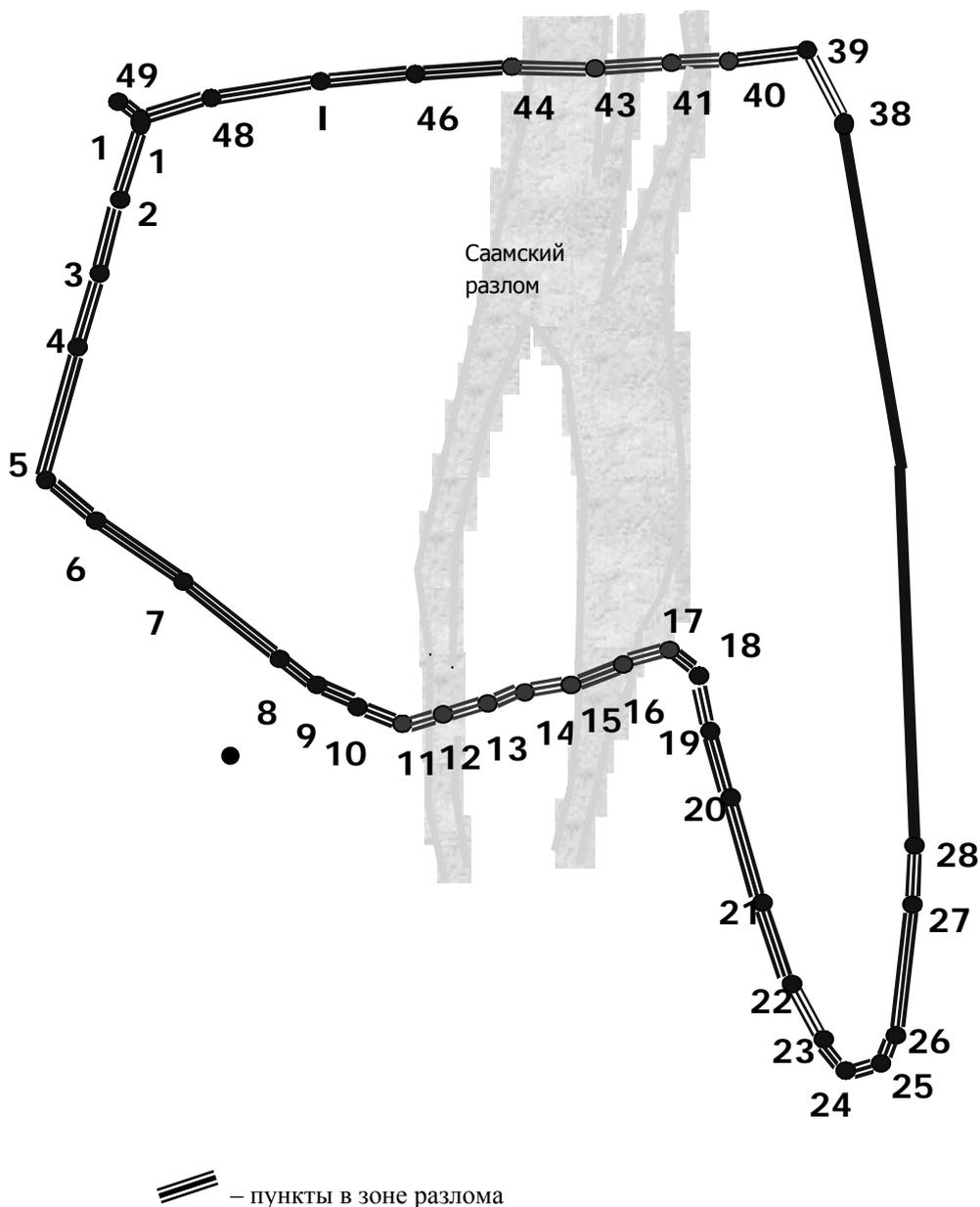


Рис. 8. Схема нивелирного полигона на гор.+252 м.

участках колеблется в пределах от 1 до 136 м. На гор.+252 м заложен нивелирный наблюдательный полигон (рис. 8), обеспечивающий измерение перемещений в вертикальном направлении*.

Поэтому более информативными параметрами представляются скорости смещения реперов, которые не зависят от упомянутых факторов. На рисунке 10 приведен график квадратов скоростей смещений реперов на полигоне за период 1991-2003 гг., на котором четко прослеживается общее поднятие реперов.

Анализ обобщённых графиков квадратов скоростей поднятий для всего полигона показывает, что начиная с января 2002 г., скорости поднятий значительно увеличились, затем наступил спад, и

после небольшого подъёма в массиве 11.05.2003 г. было отмечено мощное динамическое событие – техногенное землетрясение с магнитудой 3.2.

Результаты дискретных геодезических наблюдений подтверждают установленную нами ранее взаимосвязь деформаций и сейсмичности в геомеханическом пространстве рудника [Козырев и др., 2001]. Несомненно, что более информативными являются автоматизированные системы непрерывного высокоточного деформационного мониторинга, однако эти системы являются достаточно дорогостоящими, поэтому их целесообразно дополнять геодезическими полигонами. Таким образом стратегия борьбы с техногенной сейсмичностью, в частности, геодинатичес-

* Геодезические наблюдения проводятся под руководством д.т.н. Э.В.Каспарьяна

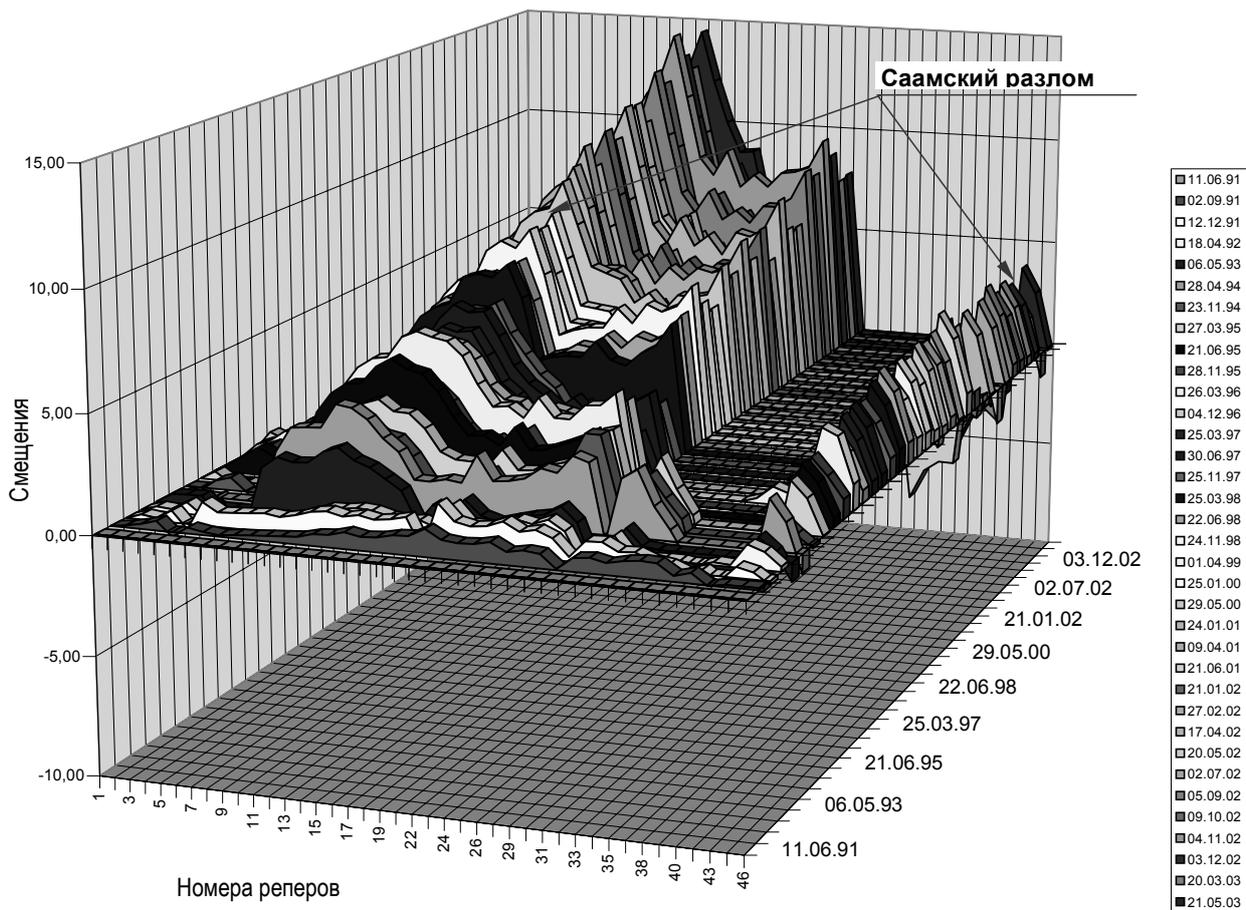


Рис. 9. График смещений реперов на полигоне гор.+252 м.

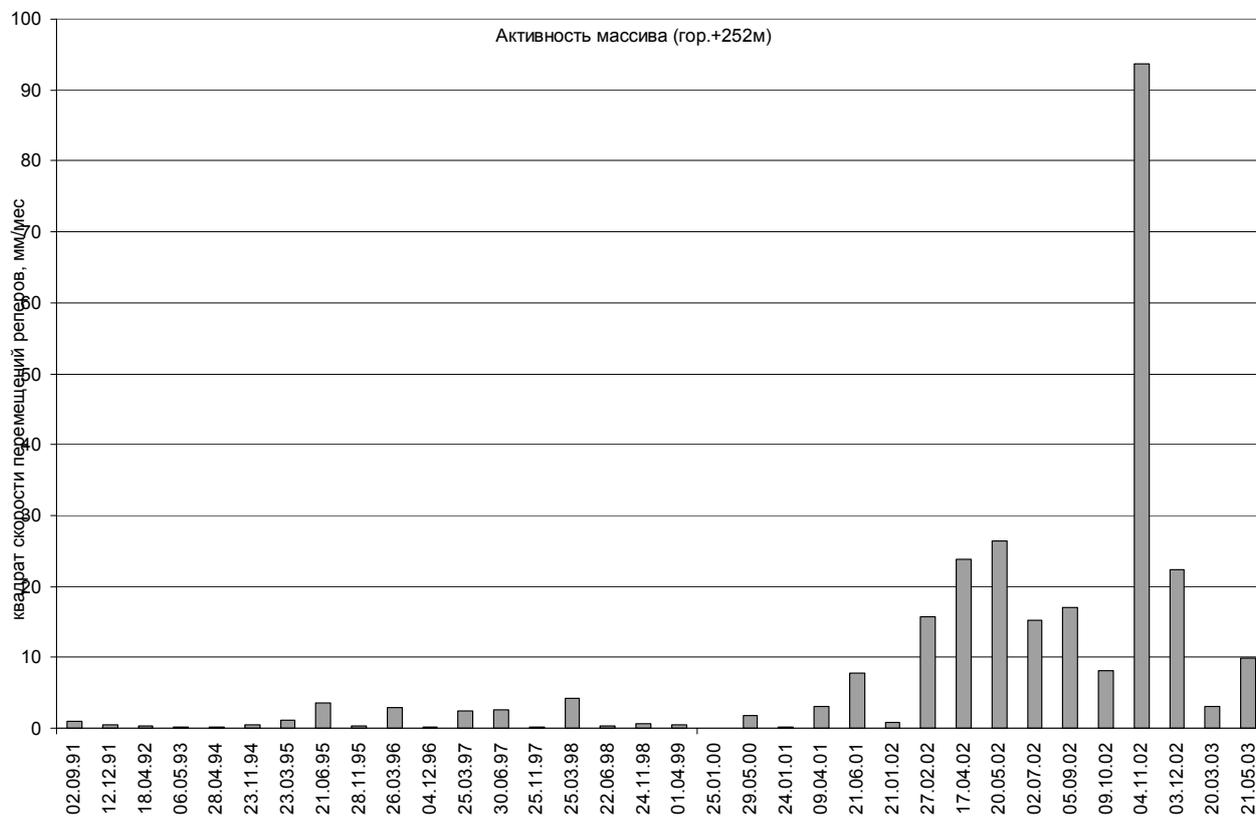


Рис. 10. Обобщённый график квадратов скоростей поднятий реперов на полигоне гор.+252 м.

кими явлениями в рудниках должна быть основана на знаниях о закономерностях самоорганизации (эволюции) напряженно-деформированного состояния геологической среды в горнорудной природно-технической системе, на оценке геодинамических рисков и разработке соответствующих профилактических мероприя-

тий. Для локации критических участков геологической среды и контроля эффективности профилактических мероприятий необходимо иметь системы геомеханического мониторинга.

Исследования проводятся при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 06-05-64681.

ЛИТЕРАТУРА

- Бондарь В.А., Попов Ю.П.* Риск, надежность и безопасность. Система понятий и обозначений // Безопасность труда в промышленности. 1997. № 10. С. 39-42.
- Викторов С.Д., Иофис М.А., Одинцев В.Н.* Разрушение горных пород и риск техногенных катастроф // Горный журнал. 2005. № 4. С. 30-35.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
- Гольдин С.В.* Физика «живой» Земли. // Проблемы геофизики XXI века. М.: Наука. 2003. Кн. 1. С. 17-36.
- Катков Н.Н., Полуторный А.В.* Затраты предприятия на один несчастный случай с летальным исходом на рудниках Норильска (по методике ВостНИИ) // Горный инф.-аналит. бюлл. М.: МГУ. 2002. № 7. С. 28-29.
- Козырев А.А., Панин В.И., Мальцев В.А.* Изменение геодинамического режима геологической среды при крупномасштабном освоении недр // Освоение недр и экологические проблемы – взгляд в XXI век. М.: АГН. 2001. С. 111-121.
- Козырев А.А., Панин В.И., Мальцев В.А., Федотова Ю.В.* Управление геодинамическими рисками в высоконапряженных массивах скальных пород // Горное дело в Арктике. СПб.: Типография Иван Федоров. 2005. С. 62-69.
- Кондратьев О.К.* Прогноз землетрясений. Причины неудач и пути решения проблемы // Оценка и управление природными рисками «Риск-2003». М.: РУДН. 2003. Т. 1. С. 148-152.
- Куликова Е.Ю.* Основы стратегии управления риском в городском подземном строительстве // Горный инф.-аналит. бюлл. 2006. № 5. С. 14-16.
- Любушин А.А.* Геодинамический мониторинг: шум, сигналы, предвестники // Проблемы геофизики XXI века. М.: Наука. 2003. Кн. 2. С. 70-94.
- Мельников Н.Н., Козырев А.А., Савченко С.Н., Панин В.И., Мальцев В.А.* Прогноз и профилактика техногенных землетрясений с позиций нелинейной геодинамики // ФТПРПИ. 2001. № 4. С. 1-16.
- Моисеев Н.Н.* Расставание с простотой. М.: «Аграф». 1998. 480 с.
- Николаев А.В.* Черты геофизики XXI века // Проблемы геофизики XXI века. М.: Наука. 2003. Кн. 1. С. 7-16.
- Осипов В.И.* Управление природными рисками // Вестник РАН. 2002. Т. 72, № 8. С. 678-686.
- Панин В.И.* К прогнозу сейсмической опасности при разработке удароопасных месторождений // Геомеханика при ведении горных работ в высоконапряженных массивах. Апатиты: КНЦ РАН. 1998. С. 66-73.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 100 с.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Случайность и неустойчивость в геофизических процессах // Физика Земли. 1989. № 2. С. 3-12.
- Сейсмичность при горных работах. Коллектив авторов. Под редакцией академика Н.Н. Мельникова. Апатиты: КНЦ РАН. 2002. 325 с.
- Тахтаджян А.Л.* Principia tectologica. Принципы организации и трансформации сложных систем: эволюционный подход. СПб.: СПХФА. 2001. 121 с.
- Указания по безопасному ведению горных работ на месторождениях, склонных и опасных по горным ударам (Хибинские апатитонэфелиновые месторождения). Открытое акционерное общество «Апатит») Коллектив авторов. Апатиты: КНЦ РАН. 2002. 97 с.
- Хайтун С.Д.* Феномен человека на фоне универсальной эволюции. М.: КомКнига. 2005. 536 с.
- Яковлев В.П., Могилат В.П., Лобко В.П.* Развитие методологии формирования информационных потоков в системе управления промышленной безопасностью горнодобывающих предприятий // Горный инф.-аналит. бюлл. 2006. № 15. С. 112-118.
- Mora Sergio, Keipi Kari.* Disaster risk management in development projects: models and checklists // Bulletin of engineering geology and the environment. 2006. V. 65. № 2. P. 155-165.
- Owen M.L.* Calibrating a semi-quantitative seismic risk model using rockburst case studies from underground metalliferous mines // Controlling seismic risk. –Australia: Australian Centre for Ge-

omechanics. 2005. P. 191-204.
Simmons John V. Geotechnical risk management in
open pit coal mines // Australian center for Ge-
omechanics Newsletter. 2004. V. 22. P. 1-4.

Zobak Mary Lou, Zobak Mark D., Adams J. and eth.
Global patterns of tectonic stress // Nature. 1989.
V. 341. P. 291-298.

О ДАЛЬНОДЕЙСТВИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВЫХ ЯВЛЕНИЙ ДЕФОРМАЦИОННОГО ТИПА ПРИ СИЛЬНЫХ, $M \geq 7.5$, КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

А.А. Никонов

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, nikonov@ifz.ru

Проблема выделения сейсмических предвестников распадается на несколько составляющих, в первую очередь это определение степени надёжности, заблаговременность и дальность действия (при существующих методах регистрации). Здесь обсуждается только последняя составляющая и только по предвестникам деформационного типа, поскольку именно в этом разделе в последние годы появились новые фактические данные и разработки.

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, ско-

ростных характеристик среды, наклонов земной поверхности, неприливных изменений силы тяжести, разности геомагнитных полей, выделения гелия, в том числе на 1-2 порядка превышающих нормальные изменения, несравненно многочисленнее.

Имеются обобщения по каждому из такого рода признаков, например, известные публикации С.И. Зубкова [Каталог..., 1983, и др.]. 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 [Киссин, 1988; Киссин и др., 1990; Соболев, 1993]. Сведения о гидрогеологических предвестниках даны в табл. 1.

Таблица 1. Фиксированное дальное действие (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 чувствительных приборов. Такого рода измерения с помощью крипометров в Калифорнии и в Японии позволяют следить за скоростью смещений (обычно только по горизонтальной компоненте) по плоскостям фиксированных активных разломов, реже за деформациями на коротких базах. Но такие измерения обычно ведутся вблизи эпицентральных областей сильных землетрясений на ограниченном пространстве. Нас же здесь интересуют данные по кратковременным деформациям и импульсам (изменениям модуля) напряжений в региональном и межрегиональном масштабах, заведомо за пределами отдельных, даже крупных структур земной коры.

С этой точки зрения рассмотрим показательные примеры, сначала относящиеся к Средиземноморско-Азиатскому подвижному поясу, а затем к Срединно-Атлантическому хребту, вместе с прилежащими платформенными областями. В обеих группах имеем дело с областями преобладающего регионального горизонтального сжатия.

Средиземноморско-Азиатский подвижный пояс. Этот крупнейший подвижный пояс в пограничной области сближения Индийской и Евроазиатской литосферных плит характеризуется высокой скоростью горизонтальных движений и напряжений, высоким уровнем сейсмичности и возникновением землетрясений магнитудой до 7.5-8.

Обратившись к Средней Азии, рассмотрим один вполне представительный, на наш взгляд, пример, не привлекавший до сих пор специального внимания с рассматриваемой точки зрения. Он относится к Южному Тянь-Шаню, и основан

на уникальных деформометрических измерениях в период 1965–1978 гг. Исключительность ситуации состоит в следующем: 1) в подземных штольнях у пос. Кондара в 30 км к северу от г. Душанбе высокоточные измерения велись в непосредственной близости от зоны отчетливо выраженного на протяжении около 15 км тектонического разлома в гранитах широтного простирания, субвертикального заложения, шириной свыше 100 м; 2) измерения осуществлялись двумя ориентированными взаимно перпендикулярно приборами; база одного из них длиной 19 м пересекала плоскость разлома, база другого длиной 15 м шла почти вдоль него на расстоянии несколько метров от основной плоскости смещений; 3) древний разлом в виде взброса с поднятым северным крылом имеет ясное свидетельство современной активности в виде зияющей трещины шириной 0,2 м [Маламуд и др., 1980; Кармалева и др., 1985; Островский и др., 1988; Старков и др., 1988]. Поскольку разлом располагается у северного подножья высокоподнятого в новейшее время массива Гиссарского хребта и протягивается параллельно ему, молодое взбрасывание по нему к югу (под углом 75–90°) однозначно свидетельствует о субмеридиональном сжатии в регионе.

За 14 лет наблюдений приборами зарегистри-

ровано общее сжатие массива на величину 3.6×10^{-6} в меридиональном (согласно ориентировке одного из приборов) направлении, тогда как в перпендикулярном направлении оно оказалось на порядок меньше. Величина сжатия, в первые семь лет очень медленная, с 1972 г. резко возросла, так что за три года составила по субмеридиональному направлению 25×10^{-6} (рис. 1). 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 [Кармалева и др., 1976].

Авторами исследования «эта активность связывается предположительно с серией сильных землетрясений, эпицентры которых приурочены к разломным зонам» [стр. 100]. Однако необычная величина и продолжительность аномалии, как и явная субмеридиональная направленность оси сжатия, заставляют искать в качестве коррелятивных события с эпицентрами к северу и югу, к тому же высокомагнитудные. Единственными таковыми в северной полусфере служат Газлийские землетрясения 8 апреля и 17 мая 1976 г с $M = 7.0-7.3$ каждое на эпицентральных расстояниях $\Delta = 490-500$ км.



Рис. 1. Изменение во времени деформаций в штольне на станции Кондара в период 1965–1978 гг. (по [Кармалева и др., 1985; Старков и др., 1988]). Разными линиями показан ход в разных пунктах измерений с приближением к зоне разрыва (1–4). Прибор № 1 ориентирован параллельно разлому (в направлении В15° Ю), приборы 2, 3, 4 – вкрест разлома (Ю 15° З)

Такое предположение осторожно высказывалось ранее другими авторами [Маламуд и др., 1980], но в дальнейшем было оставлено вне рассмотрения [Кармалеева и др., 1985; Кармалеева, Кузьмин, 2004]. С предложенным решением согласуется и появление резкого импульса сжатия в первые месяцы 1976 г, начавшегося ранее и имевшего аномально большую величину (6×10^{-6}) в записи прибора № 4, поставленного как раз на борту молодой трещины. Подчеркнем приуроченность деформационной 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 эпицентральной области Газлийских землетрясений, гипоцентры которых, кстати, определяются на глубине 20-25 км. Важно при этом отметить общую тектоническую и сейсмическую активизацию региона, проявившуюся на южном фланге сначала Маркансуйским землетрясением 1974 г. с $M = 7.3$ и глубиной очага 18 км, а затем Дараут-Курганское 1978 г с $M = 6.8$ и глубиной очага 17 км [Никонов и др., 1983]. Примечательно, что первое из них возникло спустя два года после начала периода интенсивного, зафиксированного в штольнях Кондары меридионального сжатия, т.е. может фиксировать появление этого импульса именно с южного фланга региона. В таком случае пространственный охват региона аномальной деформацией оказывается значительно большим, чем зафиксировано приборами в Кондаре.

Если в 80-е годы XX столетия вероятность дальнего действия деформационного предвестника даже в 500 км (в данном случае наверняка не на максимальном удалении от эпицентральной области) могла казаться маловероятной, то накопленные с того времени в разных странах

измерительные данные таким сомнениям не оставляют места.

В рамках другого подхода использован способ высокоточных измерений смещений бортов разрывов (разломов) в пунктах на поверхности и под землей одновременно по трем взаимоперпендикулярным осям с помощью приборов ТМ-71 [Коштяк и др., 1992, 1993]. В данном случае речь идет о деформометрических и тензометрических измерениях непосредственно в зонах видимых разрывов (разломов), среди которых могут оказаться и активные.

Другой, более представительный цикл измерений осуществлен с помощью тех же приборов ТМ-71 в 1980-2000 гг. в разных странах Европы (с установкой по несколько приборов в каждом из пяти пунктов) [Коштяк и др., 2007] (рис. 2). При обработке длинных рядов наблюдений с выделением только тектонических составляющих (по трем осям!) в записях на большинстве пунктов, но наиболее выпукло на двух пунктах (Крупник в Юго-Западной Болгарии и Каскад, Медвежья пещера в Северо-Западной Польше), обнаружались высокоамплитудные, аномальные по величине смещения по одной или нескольким компонентам (рис. 3). Именно на упомянутых двух пунктах приборы были поставлены поперек разрывов, которые по комплексу данных есть основания рассматривать как активные. Авторы исследования, совершенно независимо и не будучи знакомы с публикациями И.Г. Кисина и С.Ю. Баласаняна (см. ниже), пришли к выводу об особой чувствительности двух упомянутых пунктов к изменениям напряжений в земной коре.

Фактически и здесь обнаружались единичные точки, чутко (и одновременно!) реагирующие на изменения панрегиональных напряжений в земной коре, причем именно в активных разломах.

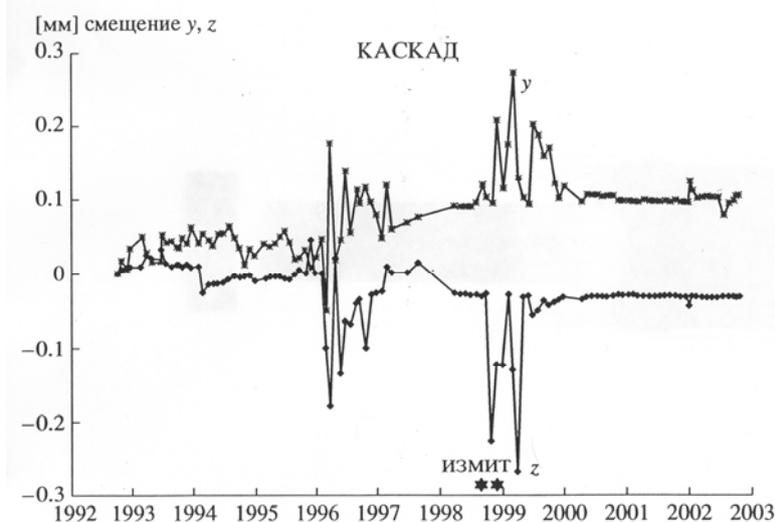


Рис. 2. Положение пунктов измерений прибором ТМ-71 в Европе по отношению к эпицентрам Измитских землетрясений 1999 г. (по [Коштяк и др., 1992])

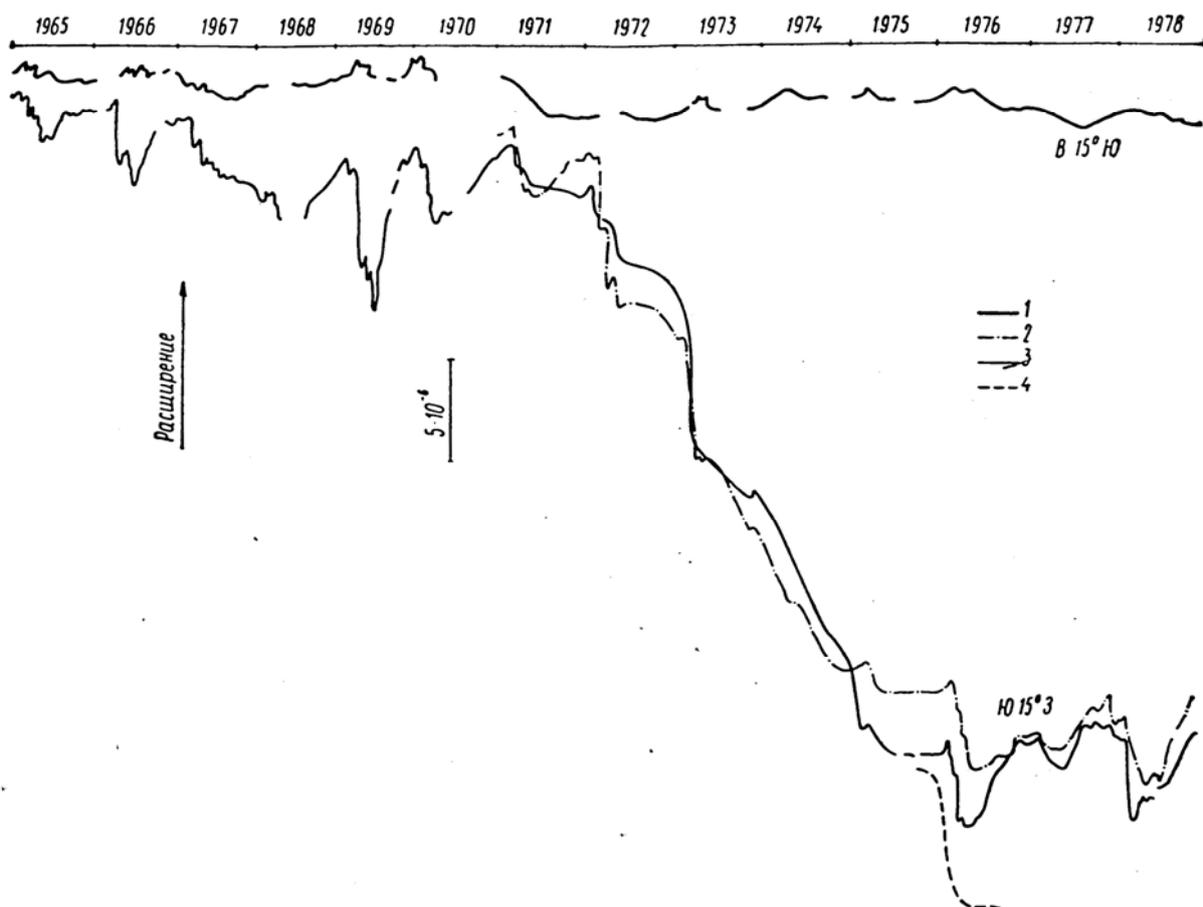


Рис. 3. Графики смещений по осям y (горизонтальные) и x (вертикальные) в пункте Каскад (Медвежья пещера) в Польше (по [Коштяк и др., 1992])

Ныне по независимым исследованиям в Армении и в Европе отдаленные эффекты Измитского землетрясения 17 августа 1999 г. с $M = 7.8$ можно считать отчетливо проявившимися на расстоянии 1380 км к востоку и 570 км и 1400 км к северо-западу [Баласанян, 2005; Коштяк и др., 2007]. Речь идет не о воздействии самих землетрясений и не о (пред)разрушении среды, но именно о сугубо временной её динамической реакции в пунктах наблюдений в интервалы перед,

во время и после сейсмических событий. В случае Измитского землетрясения аномалии фиксировались за четыре года – три месяца на северо-западе и за пять месяцев на востоке. Столь отдаленные предвестники кажутся трудно допустимыми, однако надо помнить, что еще раньше по гидрогеологическим признакам выделялись предвестниковые аномалии на таких и даже значительно больших расстояниях при сильнейших землетрясениях мира [Каталог..., 1983] (табл. 2).

Таблица 2. Единичные экстремальные случаи дальности предвестников деформационного типа (по [Каталог..., 1983])

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

Активные разломы – чувствительные зоны – предвестники землетрясений. Приведенные сведения и заключения разных исследователей, работавших в разных местах и с разными кос-

венными признаками изменяющихся внутриземных напряжений, оказываются сходны в отношении установления связи чувствительных к изменению региональных напряжений пунктов с

разломами и разрывами, признаваемыми активными [Киссин, 1988, 2006; Никонов, 1995, 2006]. К настоящему времени признание именно активных разломов (их фрагментов) чувствительными зонами с точки зрения фиксации деформационных, и, вероятно, не только, предвестников землетрясений имеет основания рассматриваться как основательная рабочая гипотеза. С физической точки зрения приуроченность чувствительных участков к активным разломам понятна, поскольку именно в подвижных, а не в залеченных разломах наличествует субстрат/медиум/заполнитель, относительно мягкий или даже рыхлый, флюидопроницаемый и быстро флюидонасыщаемый, податливый к упругому и пластическому деформированию, а также смещениям в разных плоскостях, несравненно большим по величине, чем среда жестких крыльев таких разломов. Соответственно, активные разломы или их отдельные участки гораздо более чувствительны к изменениям напряжений, реагируя высокоамплитудно и высокоградиентно, в том числе и нелинейно.

Не менее важными оказываются пространственные и временные соотношения аномальных реакций измеряемых показателей на возмущения напряженно-деформированного состояния среды в активных разломах с умеренными и сильными землетрясениями.

Рост числа измерительных пунктов и накопление измерительных данных, в основном связанных с гидрогеологическими и другими несейсмическими предвестниковыми явлениями, привело уже 20 лет назад к представлению о неких «чувствительных зонах» [Киссин, 1988]. «Чувствительной зоной» предложено называть «особые структуры, приуроченные к наиболее подвижным контактам между крупными блоками земной коры» или «области, где в различных геофизических полях наблюдаются высокоамплитудные и отдаленные предвестники землетрясений и постсейсмические эффекты» [Киссин, 2006]. Фактически речь идет не столько о геофизических, сколько о деформационных (в основе) процессах. Ограничение «контактами между крупными блоками земной коры» представляется искусственным, сужающим проблематику и возможности изучения реакции среды на внешние воздействия. Представления И.Г. Киссина опираются на скважинные наблюдения в основном в пределах Предкопетдагского, и Южно-Ферганского заведомо активных разломов [Киссин, 1988; Киссин и др., 1990].

С представлением о чувствительных зонах пересекается идея о существовании в литосфере «высокочувствительных энергоактивных точек земли» (ВЭТ) [Баласанян, 2005]. Автор разработ-

ки С.Ю. Баласанян стремится выделять «зоны, характеризующиеся пересечением глубоко проникающих (до мантии) активных разломов», зоны с особыми нелинейными динамическими и физическими свойствами, в которых происходит «концентрация упругих напряжений» и которые «наиболее чувствительны к внешним физическим воздействиям различной физической природы». Автор говорит о зонах без геологической конкретизации, явление называет энергоактивными точками, а его фактические наблюдения относятся к одному пункту высокой чувствительности в Южной Армении в сопоставлении с рядом других в Армении и Турции. На чувствительном пункте Каджаран наблюдения проводились в скважине на глубине 230 м, где она пересекает два пологонаклонных разлома.

Фактически оба автора разработали (независимо друг от друга) представления о «чувствительных зонах» на основании скважинных наблюдений в отдельных пунктах, пришедшихся на геологически установленные разрывы с признаками активности. Поэтому, строго подходу, есть основания говорить о чувствительных пунктах (участках) в пределах активных разломов, но не расширительно о зонах [Никонов, 2006].

Таким образом, задача всестороннего и комплексного изучения активных разломов приобретает еще один весьма важный аспект. Выявление случаев сверхдальнодействия аномалий и длительности упреждений, во всяком случае, при крупных сейсмических событиях (см. табл. 2), делает мониторинг активных разломов перспективной и актуальной задачей совместных усилий геологов, геофизиков, специалистов по деформациям и сейсмологов.

Так обстоит дело в Средиземноморско-Азиатском подвижном и высокосейсмичном поясе и примыкающих к нему с севера платформенных структурах. Поскольку вопрос о дальности действия сейсмических предвестниковых явлений деформационного типа связан с более общей проблемой передачи относительно кратковременных импульсов и флюктуаций действующих горизонтальных напряжений и деформаций от активных поясов в пределы относительно стабильных мегаструктур, таких как платформы, обратимся теперь к северной части Евразии, где господствующей и геодинамически наиболее активной структурой является Срединно-Атлантический хребет.

О распространении меняющихся напряжений на северо-западе Европы. Здесь мы имеем дело с зоной спрединга со скоростями горизонтальных смещений на порядок меньше, более низким уровнем сейсмичности (до M 6-6.5) и, по всей

вероятности, меньшими значениями напряжений. В этом регионе вопрос состоит в том, как распространяются в пространстве и во времени кратковременные деформации и всплески сейсмической активности в пределы соседствующего Фенноскандинавского щита и через него на Восточно-Европейскую платформу.

Не рассматривая здесь проблемы в целом, ограничимся, во-первых, ссылками на идеи и разработки ряда авторов, и, во-вторых, рассмотрим один, представляющийся показательным пример. В работах ряда зарубежных и отечественных авторов высказана идея и даются обоснования динамического и к тому же неравномерного во времени воздействия процесса расширения в Срединно-Атлантическом хребте на Фенноскандинавский кратон и даже прилежащие части Восточно-Европейской платформы [Skordas et al., 1991; Щукин, 2001; Юдахин и др., 2003; Мухаммедиев и др., 2008]. Расчёты показали, что импульсы сеймотектонической активизации в Срединно-Атлантическом хребте распространяются с затуханием почти на 1.5 тыс. км не только в пределы Фенноскандинавского щита, но и в прилежащие части платформы [Мухаммедиев и др., 2008].

В настоящее время большинством авторов, как сейсмичность региона, так и действующее поле напряжений считаются результатом расширения Срединно-Атлантического хребта. Стационарное региональное поле напряжений в пределах Фенноскандии согласно исследованиям ряда авторов с использованием прямых измерений в горных выработках в породах фундамента и определений механизмов очагов коровых землетрясений характеризуется в целом господством горизонтального сжатия и направлением оси максимальных сжимающих усилий СЗ–ЮВ (см. [Никонов, 2008]).

Во временном аспекте сопоставлялась выделенная сейсмическая энергия в Срединно-Атлантическом хребте и в Фенноскандии и при этом обнаружилась хорошая временная корреляция в период 1917-1987 гг. [Skordas et al., 1991]. Недавно выполненная двумя коллективами тщательная обработка сейсмических данных подтвердила вывод о существовании геодинамической связи («динамического контроля») сейсмической активности» соседних тектонических регионов [Мухаммедиев и др., 2008].

Для сравнения с сейсмичностью использован независимый признак, отражающий, в той или иной степени, изменения модуля региональных напряжений во времени, а именно, наблюдения за уровнем моря во многих пунктах региона. Как известно, в среднегодовом исчислении уровень моря в каждом пункте наблюдений является

функцией процессов атмосферных, гидрологических и тектонических. Здесь отметим лишь установленную многими специальными исследованиями тесную зависимость изменений уровня моря от современных вертикальных движений земной коры в разных пространственных масштабах, в том числе в связи с подготовкой и реализацией крупных сейсмических событий.

Наше рассмотрение импульсов тектонической активизации базируется на анализе длинных, до 200 лет, рядов уровневых наблюдений (среднегодовых значений) на опорных пунктах в разных частях региона от СЗ к ЮВ [Никонов, 2008]. Этот показатель, как известно, отражает, в той или иной степени, изменения модуля региональных напряжений во времени. Сопоставление обнаруживает пространственно-временную связь импульсов вертикальных движений коры с максимальными из известных за столетия землетрясений в регионе (1), миграцию очагов землетрясений с СЗ на ЮВ с убыванием значений магнитуд (2), распространение цепочек землетрясений в указанном направлении на расстояния до 800 и 1500-1600 км, т.е. с выходом на прилежащую платформу (3).

Пространственно-временная связь рассматриваемых явлений позволяет ставить вопрос и о генетической их связи. Если обнаруживаемые временные корреляции действительно имеют место, уместно заключить об охвате одновременными кратковременными (по нескольку лет, до 10 лет) деформациями (и меняющимися напряжениями) не только всей площади региона до 1 млн. км², но и верхней части коры до глубин 15–20 км, где сосредоточены очаги сильных землетрясений. Это не исключает возможности сильной трансформации поля напряжений и деформаций в зонах активных разломов и зонах их влияния.

Рассмотренные факты вполне укладываются в концепцию геодинамического воздействия расширяющегося Срединно-Атлантического хребта на весь регион, подтверждая и на этом примере дальное действие сеймотектонических импульсов от активной зоны, в данном случае спрединга в Срединно-Атлантическом хребте, в пределах прилежащей Восточно-Европейской платформы [Щукин, 2001; Юдахин и др., 2003].

В качестве обобщения можно отметить следующие положения. 1. Предваряющие сильные землетрясения (сопровождающие и последующие за ними) кратковременные деформации, отражающие импульсы сжатия, могут зарождаться в и распространяться от областей подготовки (будущих очагов) не только на сотни, но и на тысячи км, в том числе за пределы активных поясов. 2. Есть основания полагать, что первое

положение справедливо не только применительно к импульсам геодинамической активизации (и очагам сильных землетрясений) в орогенных поясах, но также к зонам активного спрединга в океанах и, возможно, во внутриконтинентальных зонах. 3. Приведенные выше примеры демонстрируют реальность не только передачи (аномальных) деформаций (и, соответственно, меняющихся напряжений) на указанные выше расстояния, и с переходом из активных коровых структур (подвижных поясов сжатия и горообразования и рифтовых, спрединговых образований) на малоподвижные платформенные структуры на сотни километров, как это допускается и доказывалось в последние годы рядом геофизиков

[Skordas et al., 1991; Шукин, 2001; Юдахин и др., 2003; Мухаммедиев и др., 2008]. 4. Деформационные предвестники, прямые и косвенные, в том числе удаленные (> 1000 км), могут наиболее отчетливо проявляться в чувствительных пунктах, которые локализируются или динамически связаны с зонами активных разломов.

Выявление реальности и некоторых особенностей далекодействующих сейсмических предвестников деформационного типа, по-видимому, открывает дополнительные возможности (как, вероятно, и создает дополнительные трудности) в подходах к разработке способов прогноза наиболее сильных землетрясений с очагами в пределах высокоактивных структур.

ЛИТЕРАТУРА

- 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.
- Кармалева Р.М., Кузьмин Ю.О.* Возможности геодинамического мониторинга при прогнозировании чрезвычайных ситуаций // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций. III научно-практическая конференция. М.: УРСС. 2004. С. 255-265.
- Кармалева 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.
- Каталог предвестников землетрясений. Гидрогеодинамические предвестники. Отв. ред. Зубков С.И. М.: ИФЗ АН СССР. 1983. 140 с.
- Киссин И.Г.* Высокоамплитудные предвестники землетрясений и «чувствительные зоны» земной коры // Физика Земли. 1988. № 6. С. 3-13.
- Киссин И.Г.* «Чувствительные зоны» земной коры как проявление динамики межблоковых взаимодействий // Доклады АН. 2006. Т. 407, № 3. С. 394-399.
- Киссин И.Г., Беликов В.М., Ишанкулиев Г.А.* Экстремальные вариации уровня подземных вод в сейсмоактивном районе // ДАН СССР. 1990. Т. 413, № 5. С. 1099-1103.
- Коштык Б., Никонов А.А., Передерин В.П., Сидорин А.Я., Энман С.В.* Мониторинг микросмещений по разрывам на Гармском геодинамическом полигоне // Физика Земли. 1992. № 9. С. 41-58.
- Коштык Б., Никонов А.А., Энман С.В.* Измерение смещений по трещинам и разрывам с помощью деформометра ТМ-71 // Гидротехническое строительство. 1993. № 6. С. 24-26.
- Коштык 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. С. 66-80.
- Маламуд А.С., Соболева О.В., Старков В.И.* Комплекс долговременных предвестников землетрясений на Душанбинском геодинамическом полигоне / Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука. 1980. С. 27-36.
- Мухаммедиев Ш.А., Грачев А.Ф., Юнга С.Л.* Нестационарный геодинамический контроль сейсмической активности платформенных областей со стороны срединно-океанических хребтов // Физика Земли. 2008. № 1. С. 12-22.
- Никонов А.А.* Активные разломы: определение и проблемы выделения // Геоэкология. Инж. геология. Гидрогеология. Геокриология. 1995. № 4. С. 16-27.
- 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.
- Никонов А.А.* Волны сеймотектонической активизации и миграция очагов землетрясений в земной коре Фенноскандии // Материалы 14 Междунар. конф. Петрозаводск, 27-31 октября 2008 г. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». 2008. Ч. 2. С. 76-79.
- Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А.* Сеймотектоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука. 1983. 240 с.
- Островский А.Е., Старков В.И., Старкова Э.Я.* Аномалии в амплитудах приливных наклонов по наблюдениям на станции Джерино / Прогноз землетрясений Душанбе–Москва. 1988.

- № 8. С. 78-103.
- Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 314 с.
- Старков В.И., Латынина Л.А., Кармалева. Р.М., Ризаева С.Д., Старкова Э.Я., Мардонов Б.* Параметры приливных деформаций в Джерино по результатам 19-летних наблюдений / Прогноз землетрясений Душанбе–Москва. 1988. № 8. С. 65-77.
- Щукин Ю.К.* Глубинное строение и геодинамика Восточно-Европейской платформы в связи с проблемой ее сейсмичности // Землетрясения Северной Евразии в 1986 году. М.: 2001.
- Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И.* Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: 2003. 300 с.
- Skordas E.S. et al.* Casualty between interplate (North Atlantic) and intraplate (Fennoscandia) seismicities // Tectonophysics. 1991. V. 185. P. 295-307.

ПРОЦЕССЫ РАЗУПРОЧНЕНИЯ В ОКРЕСТНОСТИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И В ЗОНАХ ФАЗОВЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

М.В. Родкин

Геофизический центр РАН, Москва, rodkin@wdecb.ru

Сопоставляются комплексы особенностей сейсмического режима присущие областям временной (окрестность сильных коровых землетрясений) и пространственной (интервалы глубин повышенной сейсмичности в верхней мантии) активизации сейсмического режима. Показано, что совокупность аномалий, выявленных в широкой пространственно-временной окрестности

сильного корового землетрясения аналогична особенностям режима, присущих интервалам глубин повышенной плотности числа очагов глубоких землетрясений. Выявленный единый комплекс признаков временной и пространственной активизации сейсмичности обсуждается в плане его возможной физической природы и в связи с задачей прогноза землетрясений.

ВВЕДЕНИЕ

Природа процессов, предшествующих реализации сильных землетрясений, несмотря на интенсивные исследования по проблеме прогноза землетрясений, остается неясной. Известно, что некоторые (называемые предвестниками) особенности сейсмического режима могут наблюдаться за довольно значительное время (за несколько лет) до момента сильного землетрясения. При этом обычно не вполне ясно, как ведут себя эти предвестники в постсейсмический период. Недостаточная изученность этого вопроса имеет ряд причин. Во-первых, постсейсмический интервал времени привлекает меньшее внимание исследователей, нацеленных на поиск предвестников сильных землетрясений. Во-вторых, возможное продолжение предвестниковых аномалий в постсейсмический интервал времени маскируется интенсивными афтершоковыми явлениями.

Возможны два основных варианта постсейсмического режима. Предвестниковые особенности режима могут действительно отвечать процессам подготовки данного сильного землетрясения, то есть, отражать рост нестабильности в форшоковый период и релаксационные процессы – в постсейсмический интервал времени. К такого рода эффектам относятся, прежде всего, обратный каскад роста сейсмической активности к моменту сильного землетрясения и степенной каскад афтершоков [Bowman et al., 1989; Ромашкова, Кособоков, 2001; и др.]. Как показано в [Родкин, 2008], степенные форшоковый и афтершоковый каскады сопровождаются также аномалиями значений ряда очаговых параметров; эти аномалии отвечают развитию деформационной неустойчивости и, по-видимому, характеризуются степенным законом роста величины аномалий к моменту главного события.

Однако возможно также, что некоторые пред-

вестниками аномалии отвечают не собственно процессу подготовки данного сильного землетрясения, но отражают развитие некоего процесса, отвечающего повышению вероятности реализации сильных землетрясений в некоторой, возможно достаточно большой пространственно-временной области. Такой процесс мог бы порождаться ростом напряженного состояния и/или уменьшением эффективной прочности пород (например, в связи с активизацией флюидного режима и процессов метаморфизма). Существование довольно разнообразных физических аномалий, предположительно связанных с возникновением сильных землетрясений, но не выявляющих явно выраженной связи с моментом и локализацией очага сильного землетрясения, неоднократно отмечалось разными авторами [Соболев, 1993; Geller, 1997]. В работе [Родкин, 2007] приведены статистические свидетельства в пользу аномального поведения ряда параметров сейсмического режима в широкой пространственно-временной окрестности сильных землетрясений, без явной связи величин аномалии с моментом и местом данного сильного события.

Таким образом, есть основания предполагать, что в окрестности сильных землетрясений могут существовать два типа аномалий. Первый тип аномалии отражает рост деформационно-прочностной неустойчивости в ближайшей окрестности сильного события. Такие аномалии характеризуются значительным (по-видимому, степенным) ростом величины аномалии к моменту главного события. Аномалии второго типа меньше по величине, но при этом проявляются в существенно более широкой пространственно-временной окрестности главного события. Для аномалий второго типа не наблюдается явной связи величины аномалии с моментом и точной локализацией сильного события. В работе [Род-

кин, 2007] аномалии второго типа наблюдаются в достаточно широкой (примерно ± 3 года) временной окрестности сильного (магнитудой около 7) события на расстояниях до 4-5 характерных размеров очага главного события. Легко видеть, что отмеченным двум типам аномалий должны отвечать существенно различные физические процессы; естественно, существенно различны будут также и возможности использования таких аномалий в задаче прогноза землетрясений.

В связи с выделением двух типов аномалий, возникает естественный вопрос, в какой степени

характер временных изменений параметров сейсмического режима, выявляемых в широкой пространственно-временной окрестности сильных землетрясений, аналогичен пространственной изменчивости этих же параметров для сейсмически активных и слабосейсмичных областей. В настоящей работе характер аномалий, выявляемых в широкой пространственно-временной окрестности сильных неглубоких землетрясений сравнивается с вариациями характеристик сейсмического режима в более и менее сейсмически активных интервалах глубин верхней мантии.

ХАРАКТЕР СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВЫХ АНОМАЛИЙ

Методика и результаты исследования предвестниковых аномалий, выявляемых при анализе обобщенной окрестности сильного неглубокого землетрясения, подробно описаны в работах [Родкин, 2008; 2008a]. Не вдаваясь в детали методики построения и анализа обобщенной окрестности сильного землетрясения и в подробности описания выявленных в результате такого анализа аномалий, отметим только основные моменты такого подхода. Анализ обобщенной окрестности сильного землетрясения основан на суммировании данных о характере сейсмического режима в окрестности большого числа сильных землетрясений. Такое объединение данных по многим землетрясениям позволило сформировать беспрецедентно большой объем информации и получить в результате ее анализа существенно более надежные выводы о пред-, ко- и постсейсмических особенностях режима сейсмичности, чем это было возможно ранее.

Другая важная особенность нашего подхода состояла в дополнении анализа использованием ряда редко рассматриваемых параметров. Кроме широко используемых параметров – плотности числа землетрясений ρ , наклона графика повторяемости величин сейсмического момента β и кажущегося напряжения σ_a использовались отношения магнитуд mb/mw и длительность сейсмического процесса Δt , оцениваемая по разности моментов времени в очаге по данным о первых вступлениях и по решению сейсмического момента. При суммировании данных из окрестности разных сильных землетрясений использовалась нормировка величины расстояния на размер очага данного сильного землетрясения.

Величины σ_a оценивались стандартным образом по данным Гарвардского каталога по значениям сейсмического момента M и сейсмической энергии E_s [Касахара, 1985; и др.]

$$\sigma_a = \mu E_s / M, \quad (1)$$

где μ – модуль сдвига, E_s – сейсмическая энер-

гия, рассчитываемая стандартным образом [Соболев, 1993] по магнитуде m_b . Значение модуля сдвига μ полагались зависящим от глубины в соответствии с моделью NB_1 [Буллен, 1978].

Величина наклона графика повторяемости для значений сейсмического момента M рассчитывалась оценивались методом максимального правдоподобия по формуле Хилла [Писаренко, Родкин, 2007]

$$\beta = \{1/m \sum \ln (M_i/A)\}^{-1}, \quad (2)$$

где m – число ранжированных по величине максимальных значений сейсмического момента ($M_1 \geq M_2 \geq M_3 \geq \dots \geq M_m$), $A = M_m$. В нашем случае, учитывая неполную представительность Гарвардского каталога в области более слабых событий, m принималось равным половине числа событий в анализируемой группе землетрясений. Напомним, что, среднее значение β для коровой сейсмичности, кроме зон срединно-океанических хребтов, близко к 0.66 [Писаренко, Родкин, 2007; и др.]. Величина отношения магнитуд mb/mw характеризует относительный вклад в сейсмическое излучение высокочастотной компоненты (по которой преимущественно определяется значение mb) и низкочастотной, используемой для определения mw .

В результате проведенного анализа были выявлены два типа аномалий. Аномалии первого типа характеризуются большей выраженностью и (в большинстве случаев) степенным характером роста к моменту главного события. Уверенного выявляемая характерная длительность таких аномалий для случая сильных ($M \cong 7$) землетрясений составляет около 10 дней для форшокового и около 100 дней для афтершокового процесса.

Для настоящего рассмотрения более существенно, однако, что близкие по своему характеру, но существенно более слабые аномалии выявляются также и в существенно более широкой пространственно-временной окрестности сильного

землетрясения. Для событий, происходящих в этой области характерны относительно пониженные значения кажущихся напряжений σ_a и величин отношения mb/mw , и несколько повышенная длительность сейсмического процесса Δt , оцениваемого по разности моментов времени в очаге по данным о первых вступлениях и по решению сейсмического момента. Для совокупности землетрясений, происшедших в окрестности сильного события характерны также несколько пониженные значения наклона графика повторяемости β .

Полученные результаты свидетельствуют о развитии в широкой пространственно-временной окрестности сильных землетрясений процес-

са(ов), вызывающего уменьшение эффективной прочности вещества литосферы при доминировании вязко-пластических механизмов разрушения (на что указывает увеличение относительно вклада низкочастотной компоненты сейсмического излучения и длительности сейсмического процесса). Отмеченные аномалии характеризуют основные черты сейсмического процесса, ответственного за активизацию сейсмичности в широкой (длительностью до 3-х лет) временной окрестности сильных землетрясений. Сопоставим эти особенности с изменчивостью параметров сейсмичности с глубиной, сравнивая особенности сейсмического режима в более и менее сейсмически активных горизонтах верхней мантии.

СПЕЦИФИКА СЕЙСМИЧНОСТИ ИНТЕРВАЛОВ ГЛУБИН ПОВЫШЕННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Будем рассматривать вариации различных параметров сейсмичности в зависимости от глубины, где под глубиной будем здесь понимать среднее значение глубины по определениям первых вступлений и по решению сейсмического момента. Будем оценивать различные средние параметры очагов землетрясений и групп землетрясений для событий с близкими значениями глубины очага.

На рис. 1 представлены данные по полученной таким образом плотности очагов землетрясений в зависимости от глубины. На рисунке выделены интервалы глубин относительно повышенной плотности очагов землетрясений. Эти интервалы глубин достаточно хорошо соотносятся с предполагаемыми характерными глубинами основных твердотельных превращений вещества погружающихся литосферных плит. Подобное соответствие отмечается в [Калинин и др., 1989], как свидетельство в пользу фазовой модели глубокофокусной сейсмичности.

Рассмотрим относительные изменения средних значений различных характеристик сейсмичности в интервалах глубин повышенной плотности числа очагов землетрясений. Изменчивость средних значений исследуемых параметров: σ_a , mb/mw , Δt и β от глубины довольно велика, причем выделяется как трендовая компонента такой изменчивости, так и более локальные вариации, близкие по захватываемому ими интервалу глубин с вариациями плотности числа событий на рис. 1. Рассмотрим трендовую и локальную компоненту изменчивости по отдельности.

На рис. 2 представлены трендовые компоненты изменения с глубиной значений mb/mw , $-\Delta t$ и β . Все приводимые величины приведены к единому масштабу путем нормировки на среднее значе-

ние и соответствующую дисперсию. Для лучшего зрительного восприятия единообразия в характере изменения всех трех кривых, вариации Δt даны с отрицательным знаком. Приведенные на рис. 2 графики единообразны и допускают простую физическую интерпретацию. В верхних горизонтах литосферы происходит быстрый рост давления и связанный с ним процесс закрытия микротрещин и отжиг неоднородностей вещества литосферы, соответственно вещество становится более жестким и более однородным. При этом увеличиваются величина кажущихся напряжений σ_a и отношение магнитуд mb/mw (расчет относительный вклад высокочастотной компоненты излучения), а средняя длительность процесса сейсмического излучения Δt уменьшается. С дальнейшим ростом глубины, под действием все увеличивающейся температуры, все больше начинают доминировать вязко-пластические эффекты. Соответственно с этим здесь наблюдаются уменьшение величин σ_a и отношения mb/mw и рост характерной длительности сейсмического процесса Δt . Отметим также, что резкая смена тенденции в изменении с глубиной средних значений σ_a , отношения mb/mw , Δt и β в области глубин 100 км может быть связана с тем, что ниже таких глубин флюид должен находиться преимущественно не в свободном, а в связанном состоянии ([Левин и др., 2007] см. также другую статью этих же авторов в материалах данного совещания).

Достаточно простой, единообразный и позволяющий предложить правдоподобную физическую интерпретацию характер трендовой изменчивости с глубиной величин mb/mw , Δt и β дает некоторые основания для проведения более

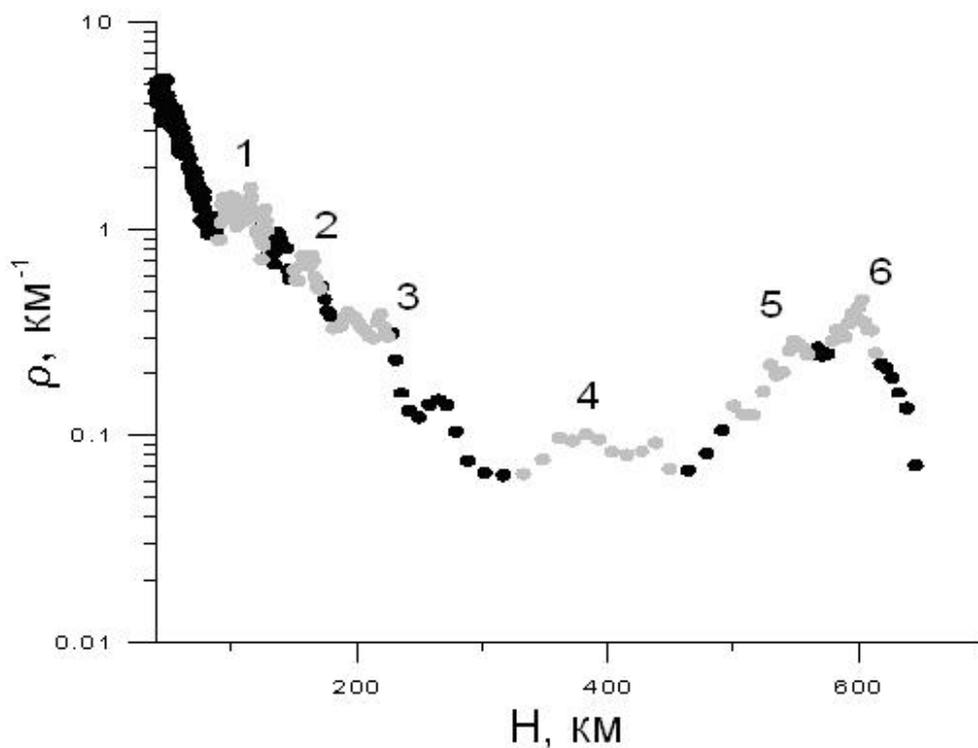


Рис. 1. Зависимость плотности числа событий ρ (по данным Гарвардского каталога) от глубины H . Серым цветом выделены максимумы плотности, соответствующие вероятным глубинам твердотельных превращений: 1 – десерпентинизация (двойная сейсмофокальная зона); 2 – эклогитизация; 3 – образование A -фазы [Liu, 1989]; 4 – $\alpha \leftrightarrow \beta$ превращение; 5 – $\beta \leftrightarrow \gamma$ превращение; 6 – γ -фаза $\leftrightarrow P\gamma+Mw$ переход

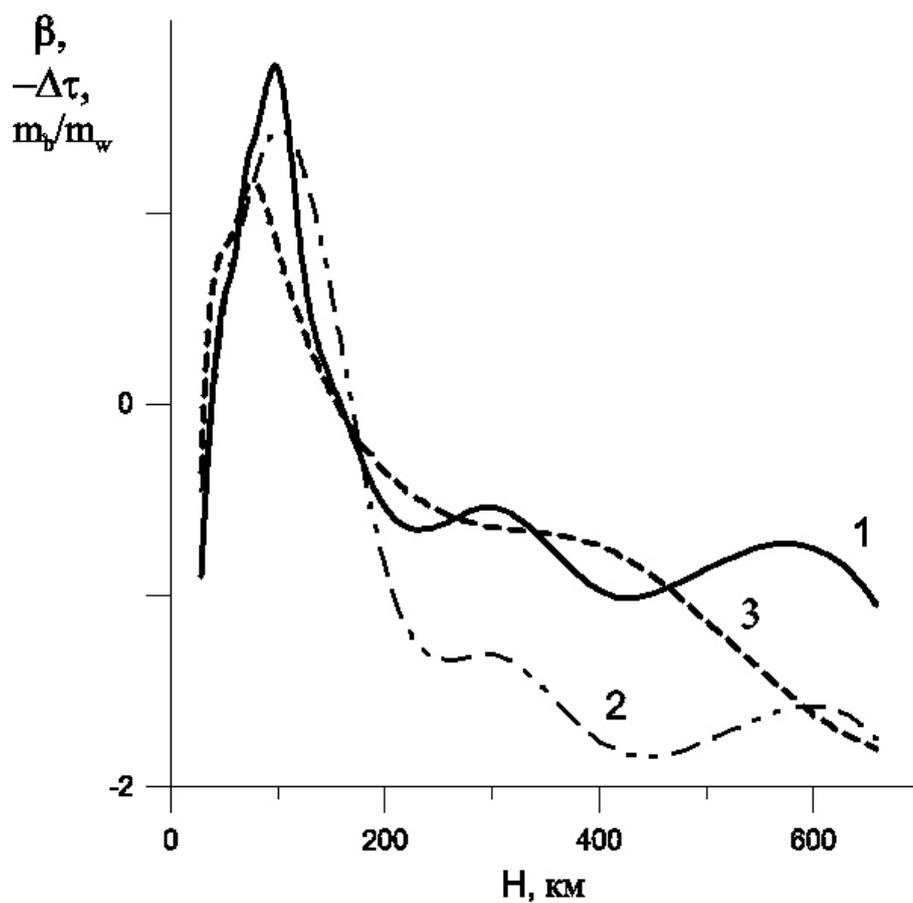


Рис. 2. Изменение с глубиной H нормированной трендовой компоненты средних значений величин β (1), mb/mw (2) и $\Delta\tau$ (3)

тщательного рассмотрения поведения этих параметров в области интервалов глубин повышенной сейсмичности, как они выделены на рис. 1. Рассмотрим разницы средних текущих значений этих параметров и их усредненных по глубине значений как они представлены на рис. 2.

С целью совместного рассмотрения данных по всем 6 выделенным интервалам глубины повышенной сейсмичности нормируем их на толщину соответствующего аномального слоя и на величину отклонения аномалии от среднего значения. На рис. 3 представлены такие нормированные локальные изменения величины наклона графика повторяемости β для всех 6-и интервалов глубины отмеченных на рис. 1, а также их среднее значение. Видно, что во всех 6-и интервалах величины β меняются сходным образом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Особенности сейсмического режима, присущие областям временной активизации сейсмичности в окрестности сильных неглубоких землетрясений сопоставляются с пространственной изменчивостью сейсмического режима в зависимости от глубины.

В результате анализа специфики сейсмического режима обобщенной окрестности сильного землетрясения выявлено, что эта окрестность

На рис. 4 представлены графики средних изменений (по совокупности 6-и отмеченных на рис. 1 интервалов глубины) рассматриваемых параметров: β , mb/mw и Δt . Как видно на рис. 4, интервалам глубин с повышенной плотностью числа глубоких землетрясений отвечает тенденция уменьшения значений наклона графика повторяемости β и отношения mb/mw и увеличение длительности сейсмического процесса Δt .

Отметим, что тенденция уменьшения отношения магнитуд mb/mw соответствует как увеличению в очагах землетрясений относительно более низкочастотной компоненты сейсмического излучения, так и тенденции уменьшения величин кажущихся напряжений, что вполне очевидно из вида формулы (1), используемой для расчета σ_a .

(примерно ± 3 года относительно главного события) отличается относительно повышенной плотностью числа землетрясений, пониженными величинами кажущихся напряжений, большим вкладом в излучение низкочастотных мод колебаний, относительно большей длительностью процесса сейсмического излучения и относительно пониженными значениями наклона графика повторяемости.

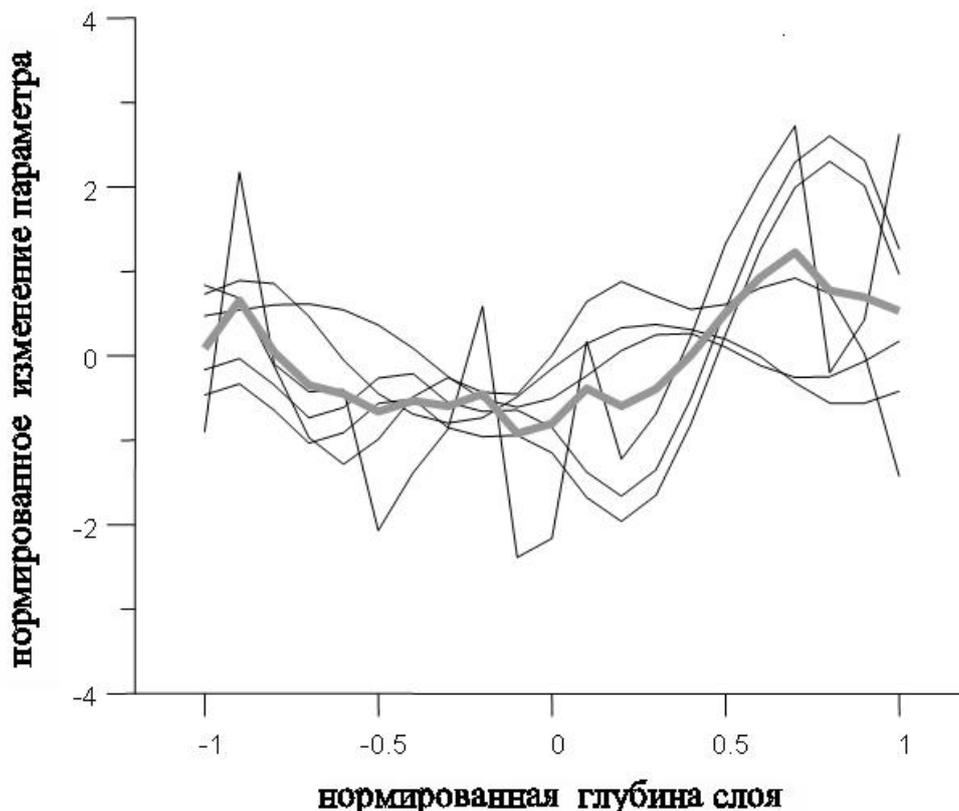


Рис. 3. Нормированные отклонения от тренда (рис. 2) величин наклона графика повторяемости для 6-и сейсмически активных интервалов глубины (рис. 1). Толстая линия – среднее изменение по всем 6-и интервалам

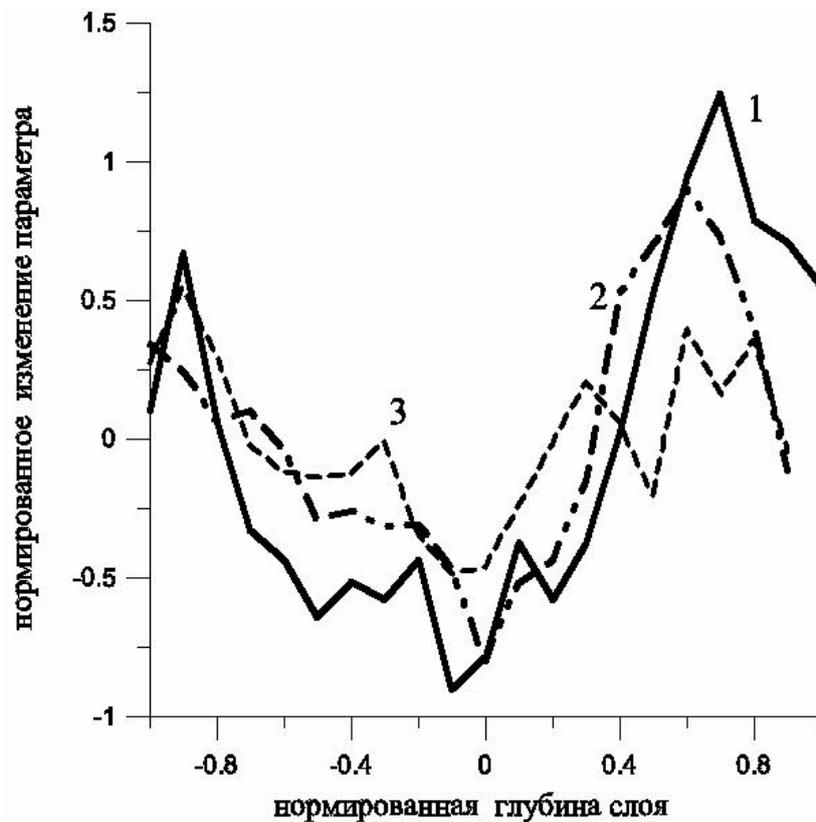


Рис. 4. Нормированные средние изменения параметров β (1), mb/mw (2) и Δt (3) в интервалах глубин, отвечающих процессам твердотельных превращений

Аналогичные параметры исследовались в плане особенностей сейсмического режима в интервалах глубин повышенной сейсмической активности, предположительно соответствующих глубинам основных фазовых превращений в верхней мантии. Для интервалов глубин повышенной сейсмической активности были выявлены, в основном, те же особенности режима, что присущи обобщенной пространственно-временной окрестности сильных землетрясений. А именно, для интервалов глубин повышенной сейсмической активности оказываются характерны относительно низкочастотные по характеру излучения и медленнее развивающиеся землетрясения с по-

ниженными значениями 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 свидетельство в пользу предложенных ранее автором флюидометаморфогенной ФМ модели коровых землетрясений и фазовой модели глубоких землетрясений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 06-05-64971 и 08-05-90448 и программы поддержки ведущих научных школ, грант НШ-799.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

- Буллен К.Е. Плотность Земли. М.: Мир. 1978. 442 с.
- Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде // М.: Наука. 1989. 158 с.
- Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.
- Левин Б.В., Родкин М.В., Сасорова Е.В. О возможной природе сейсмической границы на глубине 70 км. Доклады РАН. 2007. Т. 414, № 1. С. 101-104.
- Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Распределения с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф. В: Вычислительная сейсмология. М., ГЕОС. 2007. Вып. 38. 240 с.
- Родкин М.В. О процессе формирования «очага землетрясения»: новые данные и стохастическая модель развития неустойчивости. Физическая мезомеханика. 2007. Т. 10, № 1. С. 39-46.
- Родкин М.В. О режиме сейсмической активизации в обобщенной окрестности сильного землетрясения. Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11, № 1. С. 74-79.
- Родкин М.В. Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения. Вулка-

- нология и сейсмология. 2008а. № 6.
- Ромашкова Л.Л., Кособоков В.Г.* Динамика сейсмической активности до и после сильнейших землетрясений мира, 1985-2000. Серия «Вычислительная сейсмология». 2001. Вып. 32. С. 162-189.
- Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений.. М.: Наука. 1993. 314 с.
- Bowman D.D., Ouillon G., Sammis C.G., Sornette A., Sornette D.* An observational test of the critical earthquake concept. *J. Geophys. Res.*, 1998. V. 103. P. 24359-24372.
- Geller R.J.* Earthquake prediction: a critical review. *Geoph. J. Int.* 1997. V. 131, N3. P. 425-450.
- Liu L.-G.* Water, low-velocity zone and the descending lithosphere // *Tectonophysics*. 1989. V. 164, № 1. P. 41-48.
- Bowman D.D., Ouillon G., Sammis C.G., Sornette*

О СЕЙСМИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ ТЯНЬ-ШАНЯ

А.Б. Садыкова

Институт сейсмологии, пр. Аль-Фараби, 75а, 050060, Алматы, Казахстан, _aluadin@mail.ru

Тянь-Шаньская горная система простирается на 2500 км от западных границ Китая (СУАР КНР) через территории Кыргызстана, Казахстана, Узбекистана и Таджикистана и является одной из наиболее высокосейсмичных в мире. Сейсмичность этого региона, как и всей территории Средней Азии, стала изучаться лишь с конца XIX века. В пределах его известны такие крупные сейсмические события как землетрясение 1902 г. с $M = 7.8$, в Кашгарии, на границе Таджикистана и Китая. В 1955 и 1985 гг. здесь же возникли землетрясения с $M = 7.1$ и 7.0 соответственно. В отрогах Гиссарского хребта в 1907 г. произошли друг за другом два Каратагских землетрясения с $M = 7.4$ и 7.3 . Этот список можно дополнить Хаитским 1949 г. ($M = 7.5$), Маркансуйским 1974 г. ($M = 7.3$), Алайским 1978 г. ($M = 6.8$), Газлийскими 1976 и 1984 гг. ($M = 7.3$ и 7.2), Сусамырским 1992 г. ($M = 7.3$) и др. землетрясениями. В Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньском регионе произошло два землетрясения – Чиликское 1889 г. ($M = 8.3$) и Кеминское 1911 г. ($M = 8.2$) (интенсивность в эпицентре $J_0 = 10-11$ баллов), которые вошли в ранг мировых сейсмических катастроф и менее сильные события как Беловодское 1885 г., $M = 6.9$; Верненское 1887 г., $M = 7.3$; Кемино-Чуйское 1938 г., $M = 6.9$; Джунгарское 1958 г., $M = 6.4$; Жаланаш-Тюпское 1978 г., $M = 6.8$; Байсорунское 1990 г., $M = 6.3$; Текелийское 1993 г., $M = 5.6$ и др. [Сыдыков, 2004; Explanation, 1996; Джанузаков и др., 1997]. Сейсмичность в регионе остается высокой и в настоящее время.

Силами ученых-сейсмологов Центральной Азии, России и КНР на этой территории с конца 90 годов прошлого века проводятся комплексные научные исследования с целью оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений. В результате совместных работ разработан единый, унифицированный каталог землетрясений Тянь-Шаня. В него включены данные об основных параметрах землетрясений с $M \geq 4.7$ ($K \geq 12.6$) за 1900-1969 гг. и с $M \geq 3.0$ ($K \geq 10.0$) за 1951-2005 гг. [Explanation, 1996; Джанузаков и др., 1997; Землетрясения, 1997-2004]. На их основе построены карты эпицентров слабых и сильных (рис. 1) землетрясений, составившие базу для изучения особенностей распределения сейсмичности по площади.

Для количественной оценки сейсмичности и

сейсмической опасности составлены карты плотности эпицентров землетрясений, сейсмической активности (рис. 2), показывающие степень дифференциации территории по уровню сейсмической активности. Их анализ позволяет выделить основные сейсмоактивные зоны, в целом соответствующие главным сейсмогенерирующим структурам. Это, прежде всего, Северо-Тянь-Шаньская и Южно-Тянь-Шаньская зоны, которые с запада на восток протягиваются на 2000-2500 км. Эти две крупные зоны, называемые структурами первой категории, являются границами, отделяющими Тянь-Шаньскую горную систему с севера и с юга от сопредельных структур Таримской, Туранской плит и Казахского щита.

Южно-Тянь-Шаньская сейсмоактивная зона на всем своем протяжении уверенно выделяется по плотности как слабых, так и сильных землетрясений. Она начинается западнее г. Душанбе и следует в близширотном направлении по Гиссарскому, Алайскому и Кокшаальскому хребтам на восток. В районе 78-го меридиана она резко меняет направление на северо-восточное и далее по 42-ой широте продолжается по хребтам Халык-Тау и Куруктаг. Южно-Тянь-Шаньская зона характеризуется наивысшим в пределах Тянь-Шаня уровнем сейсмической активности, который на западе (до 78-го меридиана) достигает значения $A_{10} = 0.7-1.0$, а на востоке $A_{10} = 0.3-0.5$. Причем, уменьшение уровня активности отмечается там, где наблюдается резкий поворот простирания зоны от близширотного к северо-восточному. Район возникновения наиболее сильного в пределах этой зоны Кашгарского 1902 г. землетрясения с $M = 8.2$ в настоящее время характеризуется пониженным уровнем сейсмической активности $A_{10} = 0.1-0.2$.

Северо-Тянь-Шаньская сейсмоактивная зона четко трассируется в широтном направлении вдоль хр. Киргизский, Заилийский и Кунгей Алатау эпицентрами сильных землетрясений. Наибольшей плотности они достигают от 73-го до 79-го меридиана, куда попадают очаговые зоны сильнейших землетрясений (Кеминское 1911 г., $M = 8.2$; Чиликское 1883 г., $M = 8.3$) этой зоны. По характеру распределения слабых землетрясений она достаточно уверенно прослеживается на восток по хр. Кетмень до 85-го меридиана, где сливается с другими зонами. К западу от 73-го

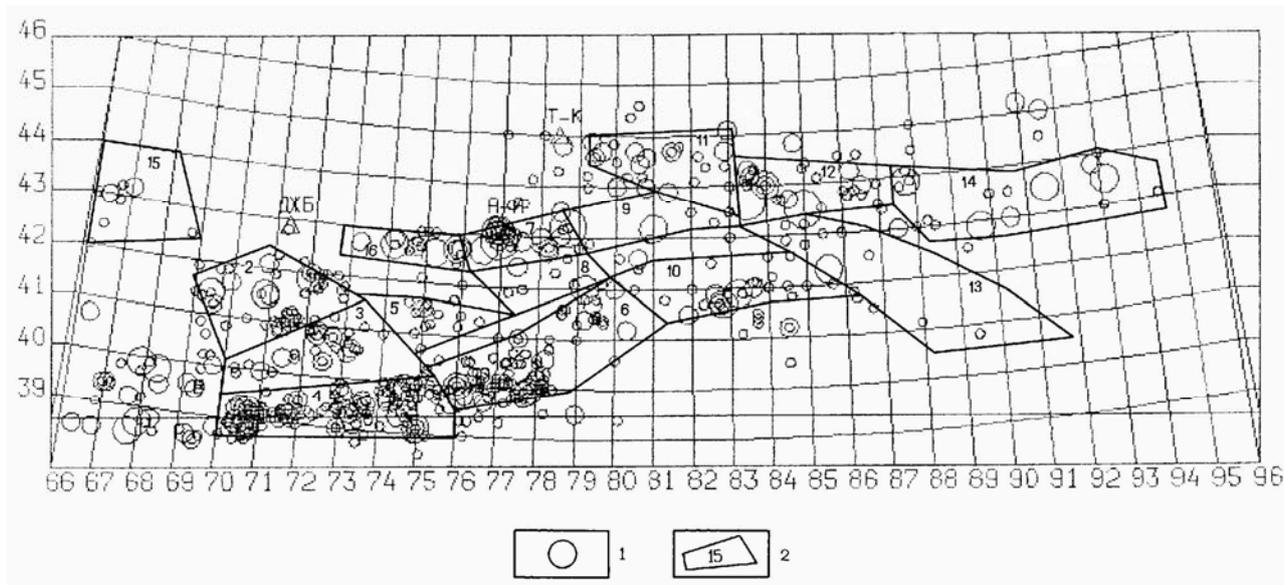


Рис. 1. Эпицентры сильных землетрясений ($M \geq 4,7$; $K \geq 12,6$) на территории Тянь-Шаня: 1 – эпицентр землетрясения; 2 – сейсмоактивные зоны

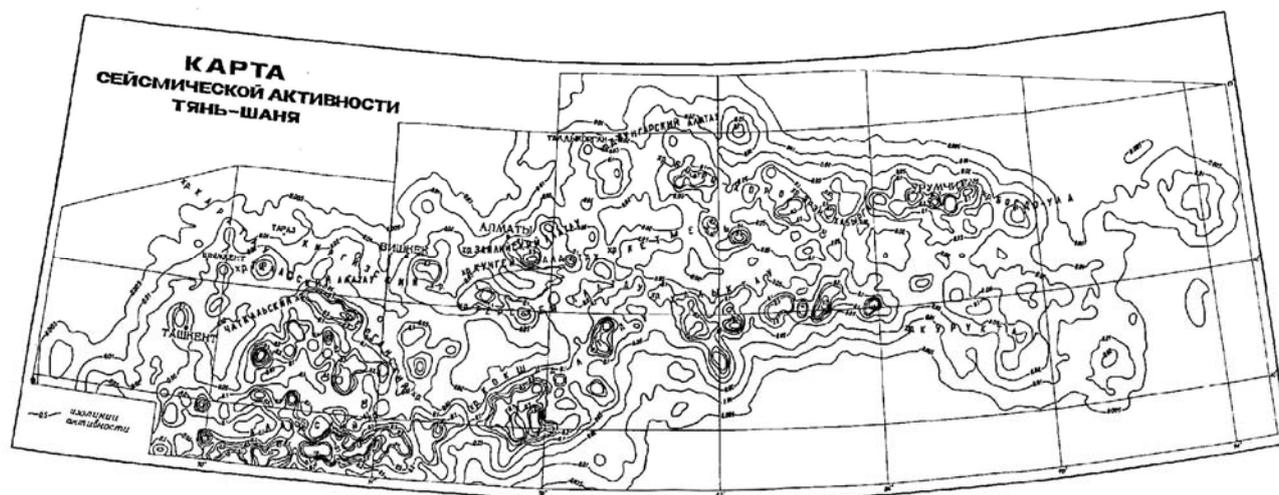


Рис. 2. Карта сейсмической активности Тянь-Шаня

меридиана Северо-Тянь-Шаньская зона по слабым землетрясениям проявляется не так отчетливо. Наибольшие значения сейсмической активности $A_{10} = 0.1-0.3$ в этой зоне достигаются в центральной и восточной частях хр. Заилийский и Кунгей Алатау и на восточной оконечности хр. Кетмень.

Борохоринская сейсмоактивная зона по всем данным уверенно прослеживается в субширотном направлении вдоль одноименного хребта от г. Талдыкорган в Республике Казахстан до г. Урумчи в СУАР КНР. Длина ее составляет порядка 800 км, максимальная магнитуда произошедшего в ней землетрясения равна 8.0 (1812 г.), а уровень сейсмической активности находится в пределах 0.1-0.3.

Кроме указанных выше зон, на территории Западного Тянь-Шаня выделяются *Южно-*

Ферганская и *Чаткало-Ферганская* зоны, в пределах которых значения уровня сейсмической активности достигают величин $A_{10} = 0.3-0.5$. Указанные зоны также имеют линейный характер простираения различной ориентации.

Таким образом, приведенные данные показывают, что в пределах Тянь-Шаня подавляющее большинство как слабых, так и сильных землетрясений, приурочены к нескольким линейным зонам в основном близширотного простираения. Следует отметить, что в их пределах очаги землетрясений распределены неравномерно: наблюдается чередование участков с пониженными и повышенными значениями сейсмической активности. Согласно результатам экспериментальных исследований в пространственно-временном распределении сейсмичности присутствуют достаточно ярко выраженные элементы организации

[Сейсмичность, 1990; Сыдыков, 1996; Сыдыков, 1997; Sydykov, 1985]. Сильные землетрясения, как правило, приурочены к границам блоков разного ранга и образуют линейно вытянутые зоны разного направления (рис. 3). Это характерно для Северо-Тянь-Шаньской, Алтын-Эмельской и Южно-Джунгарской сейсмоактивных зон, в которых эпицентры сильных землетрясений образуют небольшие по ширине полосы близширотного простирания протяженностью от нескольких сот до первых тысяч километров. Подавляющее большинство землетрясений с $M \geq 6-6.5$ приурочено к этим зонам. Аналогичные линейные зоны с повышенной плотностью сильных землетрясений могут быть выделены и по другим направлениям. Одна из них (север-северо-западного простирания) располагается в восточной части планшета и включает эпицентры Кокшаалских 1965-1987 гг. ($M = 5.8-6.6$), Сарыкамышского 1970 г. ($M = 6.8$), Жаланаш-Тюпского 1978 г. ($M = 6.8$), Баканасского 1979 г. ($M = 5.9$) и других менее сильных землетрясений. Линии максимальной плотности эпицентров слабых землетрясений, приведенные на рис. 3, в некоторых местах совпадают с выделенными зонами, а в других делят блоки третьего ранга на более мелкие участки.

Таким образом, в пространственной структуре сейсмичности выделяется несколько рангов сейсмоактивных структур с определенными размерами. Наиболее крупные из них связаны с зонами контакта Тянь-Шаньской горной системы с Индостанской и Таримской платформами на юге, Казахским щитом на севере и Туранской плитой на западе. Сильные землетрясения приурочиваются к границам блоков, причем, чем больше их размеры, тем выше магнитуда происходящих в

них землетрясений.

Развитие сейсмического процесса во времени есть закономерное чередование периодов накопления и высвобождения условных деформаций (рис. 4). Первый период, в течение которого отсутствуют землетрясения, близкие 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, причем сильнейшее землетрясение в группе может наблюдаться как в начале, так и в конце этого интервала. В последнем случае общее нарастание сейсмичности, начало которого оценивается по излому графика Бень-оффа, свидетельствует о наступлении очередного периода активизации и имеет прогностический смысл [Сыдыков, 2004].

Как видно из графиков, наблюдается закономерное изменение экспериментальных данных во времени. Так, для района хребта Кокшаалтау отмечается следующая закономерность: до 1933 г. наблюдается увеличение величины деформации, в 1933 г. она стала наибольшей, после чего вплоть до 1940 г. произошла разрядка. С 1940 г. с небольшими колебаниями идет накопление и, наконец, за период времени 1965-1970 гг. – разрядка накопленных упругих деформаций. Далее, с 1979 г., начинается следующий сейсмический цикл, который завершился в 1987 г. Такая же закономерность наблюдается и для Джунгарской зоны, где до 1958 г. шел процесс накопления, а за 1958-1962 гг. – разрядка упругих деформаций. Очередной процесс накопления здесь начинается с 1963 г. и завершается в начале 1990-ых годов. Для Нарынской зоны за рассматриваемый про-

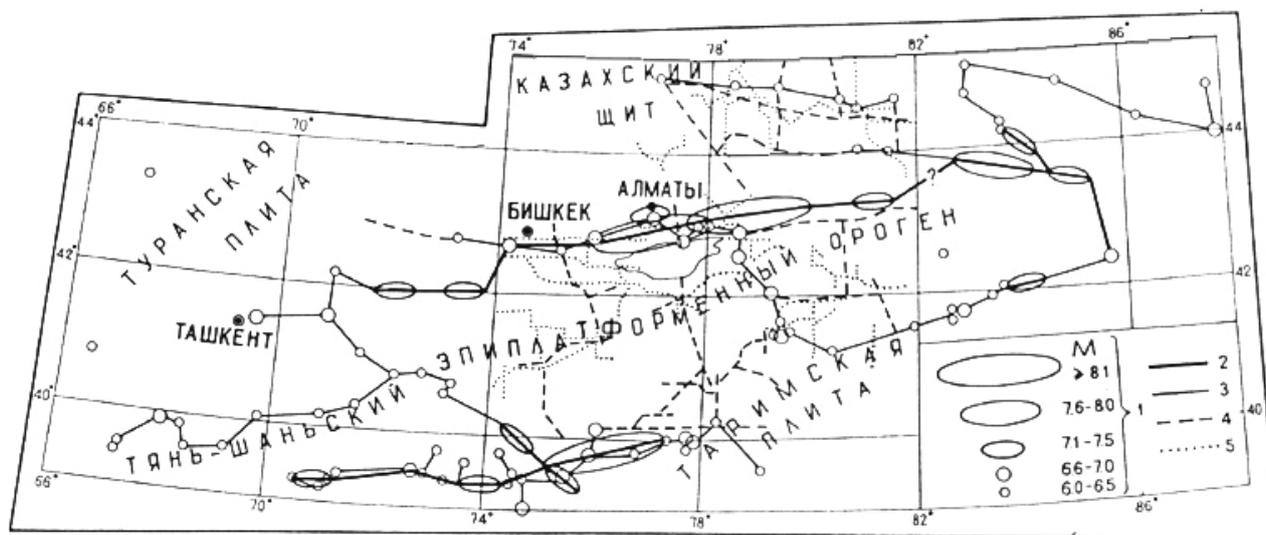


Рис. 3. Пространственная структура сейсмичности по землетрясениям с очагами разных энергий: 1 – магнитудная классификация землетрясений; 2–4 – линейные зоны сейсмичности, образованные землетрясениями с $M = 7.1-8.3$ (2); с $M = 6.0-7.0$ (3); с $M = 4.7-5.9$ (4); 5 – ЛМПЭ по слабым землетрясениям ($K \geq 7.0-8.6$)



Рис. 4. Графики Бенюффа для различных сейсмоактивных зон Тянь-Шаня

межуток времени сейсмическая активизация наблюдалась дважды: в первой половине 50-ых и в начале 90-ых годов.

Анализ приведенных графиков позволяет сделать вывод о том, что характер изменения сейсмического режима во времени в пределах крупных сейсмоактивных зон носит квазициклический характер, под которым понимается закономерное чередование периодов активизации и затихия сейсмического процесса в целом.

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

Исследована зависимость времени возникновения землетрясений (T , годы) от долготы эпицентра (λ°). Эти данные приведены на рис. 5, откуда видно, что множество точек на плоскости (λ° , T) располагается не случайным образом, а группируясь в пределах параллельных друг к

другу полос, составляющих с осью времени некоторый угол. Это позволяет сделать вывод о наличии волн миграции эпицентров землетрясений. Причиной их могут быть сверхдлиннопериодные деформационные возмущения, которые могут обеспечивать подкачку энергии в сейсмоактивные объемы земной коры для восполнения ее дефицита в результате фоновой сейсмичности и, возможно, оказать 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 простираения сейсмогенных зон [Sydykov, 1985].

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 [Сыдыков, 2004; Маламуд, Николаевский, 1989].

В соответствии с [Маламуд, Николаевский, 1989; Невский, 1994; Уломов, 1993] указанные волны, обладая солитоновой природой, по видимому, играют важную роль в направленности пространственно-временного развития сейсмического процесса и приносят ярко выраженный эффект организации в стохастический поток событий. Они стабильно выдерживают свои динамические и кинематические параметры в течение длительного периода времени.

Наиболее важным следствием, вытекающим из данных рис. 4, является повторяемость волн тектонических деформаций через определенные промежутки времени, 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 [Сыдыков, Садыкова, 1998].

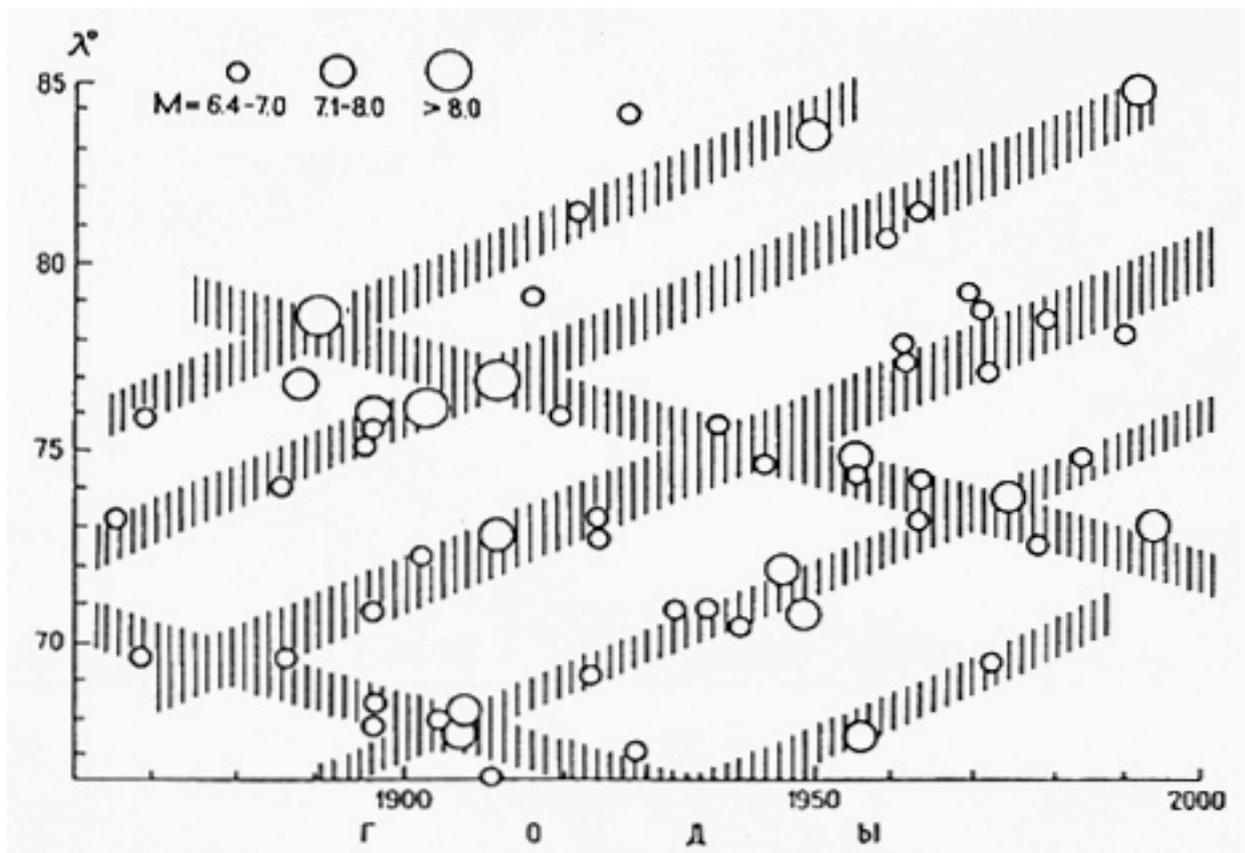


Рис. 5. График миграции эпицентров землетрясений с $M \geq 6.4$ на территории Средней Азии и Казахстана (заштрихованы пространственно-временные каналы миграции сейсмичности)

ЛИТЕРАТУРА

- Землетрясения Северной Евразии в 1992-2000 гг. М.: РАН. 1997-2004.
- Джанузаков К.Д., Шукурова Р., Власова А.А. и др. Каталог землетрясений Тянь-Шаня // *Journal of Earthquake Engineering*. 1997. V. 11. 183 p.
- Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе, 1989. 140 с.
- Невский М.В. Сверхдлиннопериодные волны деформаций на границе литосферных плит // *Динамические процессы в геофизической среде*. М.: Наука. 1994. С. 40-55.
- Сейсмичность территории Узбекистана / Уломов В.И., Яковлева И.Б., Якубов М.С. и др. Ташкент: Фан. 1990. 343 с.
- Сыдыков А. Закономерности накопления и высвобождения сейсмической энергии на примере некоторых сейсмоактивных зон // *Докл. МН-АН РК*. 1996. № 5. С. 56-60.
- Сыдыков А. Сейсмический режим земной коры Казахстана и долгосрочный прогноз землетрясений // *Геология Казахстана*. 1997. № 2. С. 10-20.
- Сыдыков А. Сейсмический режим территории Казахстана. Алматы: Ғылым. 2004. 270 с.
- Сыдыков А., Садыкова А.Б. Блочно-циклическая модель сейсмического режима // *Тез. докл. 2-го междунар. геоф. конгресса Казахстана 19-22 мая 1998 г.* Алматы. 1998. С. 184.
- Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // *Физика Земли*. 1993. № 4. С. 43-53.
- Explanation of Tianshan seismic intensity zoning map (scale 1:2 000 000). 1996. 15 p.
- Sydykov A. Regularities of seismic manifestation and long-time prediction of strong earthquakes in the North Tien-Shan // *Proceedings of the 3-rd Intern. Symposium on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk*. Liblice Castle, Czechoslovakia. 1985. P. 100-104.

ДИНАМИКА КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ ПО ДАННЫМ GPS

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

¹ – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, steblov@ifz.ru

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

³ – Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, Санкт-Петербург

Курило-Камчатская зона субдукции является наиболее подвижным и сейсмоактивным регионом в северо-восточной части Евразии, где скорость пододвигания океанической литосферной плиты под континентальную составляет ~8 см/год. Здесь происходят как наиболее крупные (с магнитудой более 8), так и самые глубокие (более 600 км) землетрясения. Кроме того, анализ расположения очаговых зон крупных исторических землетрясений в данном регионе [Алексин и др., 1995; Балакина и др., 1993; Федотов, 1965] показывает определенную особенность в их распределении: в средней части Курил они происходят гораздо реже, а именно, за последние 100 лет сильное событие здесь отмечалось лишь в 1915 г. [Федотов, 1965; Ammon et al., 2008]. Подобная неравномерность привела к предположениям об отсутствии здесь межплитового каплинга, обусловленного субдукцией, и, следовательно, невозможности крупных событий в средней части Курильской гряды в ближайшее время [Song, Simons, 2003]. Однако Симуширские землетрясения, произошедшие 15 ноября 2006 г. с $M_w = 8.3$ и 13 января 2007 г. с $M_w = 8.1$, опровергли такие гипотезы и обусловили интерес ко всему данному региону с точки зрения распределения деформаций и их эволюции во времени. Исследовать эти вопросы удалось по измерениям региональных сетей GPS. На Камчатке первые станции GPS были установлены в 1997 г., они стали основой для развития современной постоянной сети этого региона. В то же время, Курильская островная дуга – один из немногих тектонически активных регионов, где до недавнего времени не было региональной сети космической геодезии. С 2006 г. на островах Курильской гряды от Камчатки до о. Хоккайдо также развернута сеть станций GPS в рамках сотрудничества Института морской геологии и геофизики ДВО РАН и Геофизической службы РАН. Курильская сеть вместе с уже существующей Камчатской сетью GPS дала обширный экспериментальный материал для геодинамического исследования всего региона (рис. 1).

Чтобы изучить распределение деформаций, обусловленных пододвиганием океанской плиты и ее сцеплением с континентальной, мы рассматриваем модель, в которой предполагается, что океанская плита сохраняет жесткость после про-

хождения перегиба в районе глубоководного желоба до погружения в более горячие слои мантии. Тогда скорость погружающейся части океанской плиты относительно континентальной совпадает со скоростью сближения обеих плит, и с той же скоростью движется нижний край нависающей континентальной коры в части, сцепленной с океанической (рис. 2, а).

В общем случае, поле скоростей смещений $\bar{v}(\bar{r})$ в континентальной плите можно представить в виде свертки скорости субдукции $\bar{v}_{subduc}(\bar{r})$ с функцией отклика среды $G(\bar{r}, \bar{r}_s)$ в точке \bar{r} на точечную дислокацию в точке \bar{r}_s :

$$\bar{v}[\bar{r}, w(x)] = \iint_{S[w(x)]} G(\bar{r}, \bar{r}_s) \bar{v}_{subduc}(\bar{r}_s) dS \quad (1)$$

где интегрирование выполняется по поверхности сцепления S ; нижний край S задается шириной по падению как функцией $w(x)$ расстояния x вдоль простираия желоба (рис. 2, б). Различные методы вычисления функции отклика $G(\bar{r}, \bar{r}_s)$ представлены: в [Okada, 1985] – в явном конечном виде для однородного упругого изотропного полупространства и в [Pollitz, 1996] – в виде разложения по сферическим функциям для сферической слоистой упругой среды.

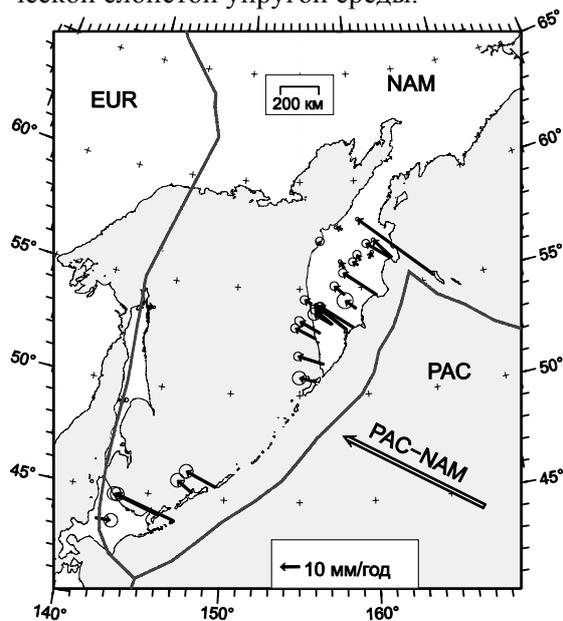


Рис. 1. Скорости пунктов GPS Курильской и Камчатской региональных сетей до Симуширских землетрясений 2006-2007 гг. с доверительными эллипсами уровня одной средне-квадратической ошибки

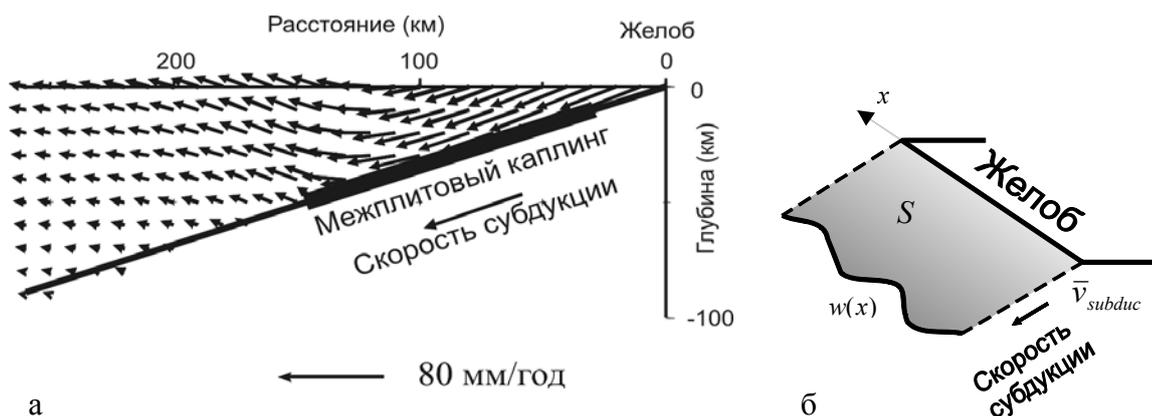


Рис. 2. Модель деформирования зоны субдукции.

а – вертикальный разрез смещений; *б* – параметризация геометрии межплитового каплинга

Таким образом, деформация континентальной коры в районе субдукции определяется скоростью субдукции и геометрией межплитового сцепления. Сопоставление модельных скоростей (1) с измерениями на поверхности позволяет решить обратную задачу: восстановить по этим измерениям геометрию сцепленной зоны $w(x)$. Для этого необходимо минимизировать среднеквадратическую невязку измеренных и модельных скоростей как функционал от $w(x)$:

$$\min_{w(x)} \sum_i |\bar{v}_{i,GPS} - \bar{v}[\bar{r}_i, w(x)]|^2 \quad (2)$$

Скорость взаимного сближения двух плит на их общей границе, входящую как $\bar{v}_{subduc}(\bar{r})$ в (1), можно получить, зная векторы Эйлера $\bar{\Omega}_i$, описывающие движение плит на сфере:

$$\bar{v}_{subduc} = (\bar{\Omega}_2 - \bar{\Omega}_1) \times \bar{r}, \quad (3)$$

где \bar{r} – радиус-вектор точки на общей границе плит. Найти эти векторы позволяет анализ глобальной сети GPS: в [Kogan, Steblou, 2008] из 192 станций GPS за период 1995-2007 были отобраны 71 станция, расположенные во внутренних стабильных областях плит, удаленных от пограничных деформируемых поясов. Скорости таких станций и их координаты должны удовлетворять уравнениям движения литосферных плит в системе координат с началом в центре сферы вращения плит:

$$\bar{v}_{ij} = \bar{\Omega}_j \times \bar{r}_{ij}, \quad (4)$$

где $\bar{v}_{ij}, \bar{r}_{ij}$ – скорости и координаты i -той станции, лежащей на j -той плите с вектором вращения $\bar{\Omega}_j$. Решение системы линейных уравнений (4) и результирующая оценка вектора Эйлера $(\bar{\Omega}_{PAC} - \bar{\Omega}_{NAM})$ взаимного вращения Тихоокеан-

ской (PAC) и Североамериканской (NAM) плит представлена в [Kogan, Steblou, 2008] в виде координат полюса: 286.17° в.д., 51.16° с.ш. и угловой скорости $0.766 \cdot 10^{-6}$ град/год. Соответствующая оценка скорости субдукции вдоль Курило-Камчатского желоба по формуле (3) составляет от 76 мм/год на севере (у стыка с Алеутским желобом) до 84 мм/год на юге (в районе о. Хокайдо), при этом вектор скорости направлен практически перпендикулярно желобу.

Решение обратной задачи (2) для Курило-Камчатской дуги по указанным выше региональным и глобальным данным GPS представлено на рис. 3. В общем случае, такая задача имеет не единственное решение, поэтому искомая функция $w(x)$ в (2) была представлена в виде аппроксимации сплайнами, что позволило наложить ограничения по гладкости на область возможных решений и перейти от поиска решений в бесконечномерном функциональном пространстве к поиску конечномерного набора сплайн-аппроксимаций. Минимизация функционала в (2) выполнялась при таком подходе стандартными численными методами поиска минимума функции нескольких переменных.

В целом, получившееся решение характеризуется наибольшей шириной сцепленной сейсмогенной зоны на юге Камчатки и южных Курилах, где должно происходить максимальное накопление деформационных напряжений. Кроме того, выделяются два фрагмента расширения зоны сцепления: в районе м. Кроноцкий и о. Уруп. В отношении средней и северной части Курил, данное построение является в большой степени результатом интерполяции. Отсутствие измерений скоростей в этой части Курил объясняется упомянутыми выше Симуширскими землетрясениями, которые произошли через полгода после установки первых пунктов GPS в этом районе.

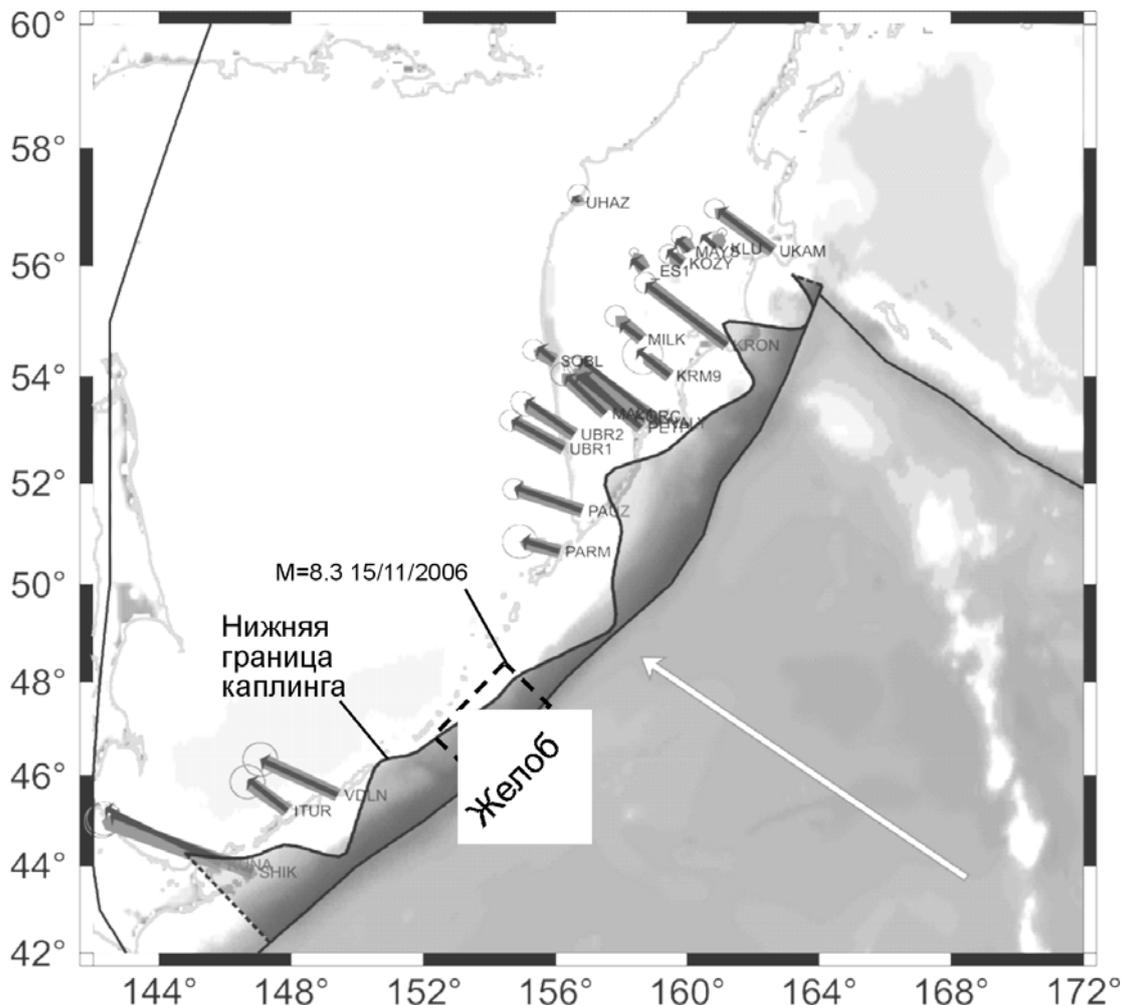


Рис. 3. Решение задачи определения геометрии межплитового каплинга вдоль Курило-Камчатского желоба по GPS-измерениям скоростей до Симуширских землетрясений (рис. 1). Серыми стрелками указаны измеренные скорости с доверительными эллипсами уровня одной средне-квадратической ошибки, черными стрелками указаны модельные значения при построенной геометрии каплинга. Штриховая линия указывает очаговую зону первого из Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. с магнитудой $M_w = 8.3$ по облаку афтершоков (Геологическая служба США)

При этом пункты на островах Матуа и Кетой, наиболее близких к этим событиям, первоначально не были постоянными станциями GPS, а планировались как пункты периодических повторных наблюдений. Однако имеющаяся сеть позволила зафиксировать значительные сейсмические смещения в результате Симуширских событий на всех установленных станциях Курильской сети, даже на станции в г. Южно-Сахалинске, удаленной от очагов на ~ 500 км [Steblov et al., 2007; Steblov et al., 2008]. При этом очаговая зона первого события находится в области достаточно обширного, по данной интерполяции, сцепления (рис. 3), поэтому землетрясения здесь следовало когда-нибудь ожидать, что подтверждает также и состоятельность самой интерполяции.

Помимо расположения очаговой зоны, с построенной геометрией сцепления согласуется

также и распределение подвижки по разрыву для первого из Симуширских событий (рис. 3, 4): 1) почти отсутствует подвижка в нижней части разрыва за пределами границы сцепления и 2) величина подвижки и ширина сцепления убывают к северо-востоку. Обратная задача поиска распределенной подвижки по измерениям смещений решалась аналогично описанной выше задаче по скоростям, через представление смещений $\bar{u}(\bar{r})$ в виде свертки функции отклика среды $G(\bar{r}, \bar{r}_s)$ с подвижкой элементарной площадки по разрыву $\bar{U}(\bar{r}_s)$:

$$\bar{u}(\bar{r}) = \iint_S G(\bar{r}, \bar{r}_s) \bar{U}(\bar{r}_s) dS, \quad (5)$$

где интегрирование выполняется по поверхности разрыва S . Искомое распределение подвижки $\bar{U}(\bar{r}_s)$ аппроксимировалось конечным набором значений по прямоугольным элементам разби-

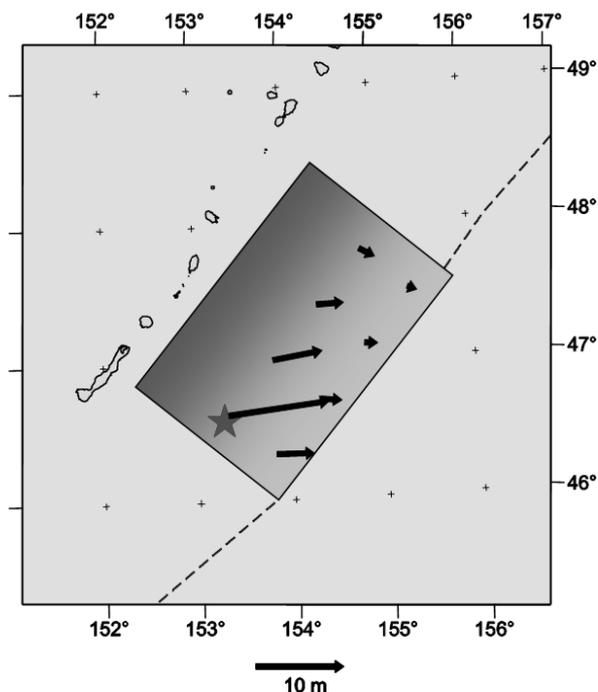


Рис. 4. Модель подвижек в очаге первого из Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. с магнитудой $M_w = 8.3$ (Global CMT) по сейсмическим смещениям, зарегистрированным на станциях Курильской региональной сети GPS

ния поверхности S , и на искомый набор значений также накладывалось условие гладкости. В данном случае поверхность S считалась заданной и определялась по облаку афтершоков, сопровождавших землетрясение.

При сопоставлении результатов оценки подвижек первого и второго Симуширского землетрясения прослеживается пространственная взаимосвязь между распределениями подвижек (максимальные смещения сосредоточены в юго-западной части и убывают к северо-востоку), что является одним из аргументов (хотя и не единственным) в пользу парности этих событий [Steblov et al., 2008].

Кроме сейсмических смещений, на ближайших к Симуширским событиям станциях отмечены также и заметные постсейсмические движения в течение многих месяцев, которые отражают либо постсейсмическое развитие разрыва, либо релаксацию вязких напряжений в мантии, либо их комбинацию (что наиболее вероятно). Особенно заметно это для станции на острове Уруп (рис. 5) [Steblov et al., 2008]. Подобный постсейсмический эффект наблюдался также и во время Кроноцкого землетрясения (на станциях Ключи и Эссо) [Bürgmann et al., 2001].

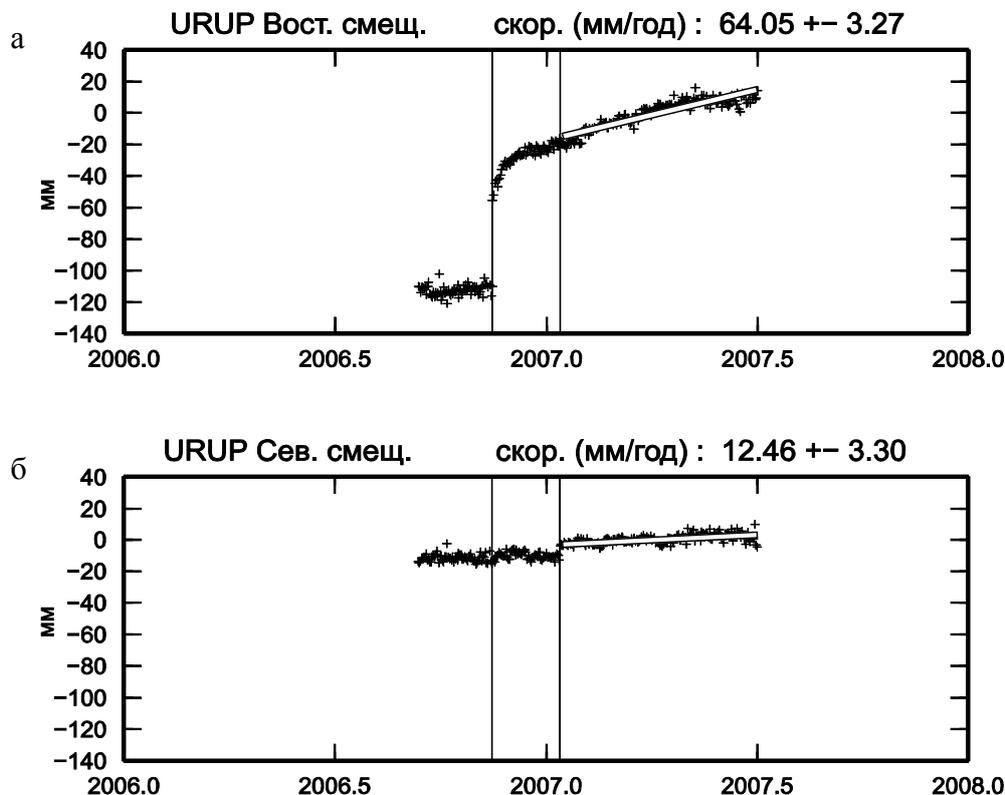


Рис. 5. Временные ряды смещений станции URUP (о. Уруп) Курильской региональной сети GPS:

a – восточная компонента; b – северная компонента. Вертикальными линиями на графиках отмечены моменты Симуширских землетрясений: 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. Белыми линиями выделен линейный тренд, отражающий скорости смещений после событий; скорости указаны над графиками

По-видимому, это характерная особенность крупных межплитовых субдукционных землетрясений в районе Курило-Камчатской дуги, и, возможно, в других аналогичных регионах, как, например, Суматринское землетрясение 26 декабря 2004 г. с $M_w \approx 9$ [Рогожин, Захарова, 2006; Paul et al., 2007; Pollitz et al., 2006], что объясняется продолжительным развитием разрыва вследствие пологого угла надвига.

Постсейсмические эффекты Симуширских землетрясений наблюдаются и по прошествии полугода после них: аномальная высокая скорость острова Уруп в восточном направлении (противоположно предсейсмическому направлению) сохраняется до середины 2007 г. (рис. 5, а) [Steblov et al., 2008]. Это говорит о существенном изменении конфигурации сцепления, найденной до землетрясений на рис. 3 и может сви-

детельствовать о начале продолжительного переходного процесса. Начиная с середины 2007 г., ряд пунктов, включая ближайшие к очагам острова Матуа и Кетой, переоборудованы в постоянные станции, так что предстоящие наблюдения со временем покажут, как долго будет длиться такой процесс. Возможно, подобные многолетние эффекты вязкой постсейсмической релаксации объясняют, почему так редко происходят крупные землетрясения в средней части Курил по сравнению с северной и южной частями Курил. Таким образом, к настоящему времени на основании собранных геодезических данных (с 1997 г. по Камчатке и с 2006 г. по Курилам) удалось выявить геометрию межплитового каплинга в этом районе, а также оценить параметры очагов и их особенности для ряда крупных землетрясений в районе Курило-Камчатской дуги.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексин П.А., Антекман Ж.Я., Арефьев С.С. и др. Шикотанское землетрясение 1994 г.: Эпицентральные наблюдения и очаг землетрясения. М.: ОИФЗ РАН. 1995. 136 с.
- Балакина Л.М., Захарова А.И., Москвина А.Г., Чепкунас Л.С. Исследования механизмов очагов сильных коровых землетрясений Северной Евразии 1927-1991 гг // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ИФЗ РАН. 1993. Вып. 1. С. 123-131.
- Федотов С.А. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Сейсмическое микрорайонирование. М.: ИФЗ АН СССР. 1965. С. 66-93 (Тр. ИФЗ АН СССР; № 36 (203).
- Ammon C.J., Kanamori H., Lay T. A great earthquake doublet and seismic stress transfer cycle in the central Kuril islands // Nature. 2008. V. 451, N. 7178. P.561-565..
- Song T.-R. A., Simons M. Large, trench-parallel gravity variations predict seismogenic behavior in subduction zones // Science. 2003. V. 301. N. 5633. P. 630-633.
- 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.
- Pollitz F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical earth // Geophys. J. Int. 1996. V. 125, N. 1. P. 1-14.
- Kogan M.G., Steblov G.M. Current global plate kinematics from GPS (1995-2007) with the plate-consistent reference frame // J. Geophys. Res. 2008. V. 113, B04416.
- 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.
- Steblov G.M., Kogan M.G., Levin B.V., Vasilenko N.F., Prytkov A.S., Frolov D.I. Spatially linked asperities of the 2006–2007 great Kuril earthquakes revealed by GPS // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35, L22306..
- 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.
- Рогожин Е.А., Захарова А.И. Сейсмотектоника очаговых зон цунамигенных землетрясений // Геоф. иссл. 2006. Вып. 6. С. 3-12.
- Paul J., Lowry A.R., Bilham R., Sen S., Smalley Jr.R. Postseismic deformation of the Andaman Islands following the 26 December, 2004 Great Sumatra-Andaman earthquake // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. L19309.
- Pollitz F., Bürgmann R., Banerjee P. Post-seismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake on a compressible self-gravitating Earth // Geophys. J. Int. 2006. V. 167, N. 1 P. 397-420.

ДИНАМИКА СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ОЛЕКМО – СТАНОВОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (ОСЗ)

С.В. Трофименко

Технический институт (филиал) ГОУ ВПО «Якутский государственный университет», Нерюнгри

ВВЕДЕНИЕ

На территории Южной Якутии в области сочленения Алданского щита Сибирской платформы и Становой складчатой системы по данным инструментальных наблюдений выделена Олекмо – Становая сейсмическая зона (ОСЗ). В региональном плане по распределению эпицентров землетрясений данная сейсмогенерирующая зона представляет собой полосу шириной до 200 км, которая в широтном направлении протягивается от среднего течения р. Олекма до Удской губы Охотского моря [Козьмин, Ларионов, 1975]. Комплексный анализ сейсмичности подтверждает современные взгляды на природу сейсмичности Олекмо-Становой сейсмической зоны, активность которой определяется сближением крупных Евразийской и Амурской плит, что подтверждается как распределением эпицентров фоновой составляющей сейсмического процесса (рис. 1), так и механизмами сильных землетрясений [Имаев и др., 2000, Имаев и др., 2007]

Характер поля сейсмичности существенно различается в западной, центральной и восточной части изучаемой территории [Имаев и др., 2007]. На западном фланге Олекмо-Становой сейсмической зоны 120-122° ВД в тектоническом узле, образованном активными Северо-Становым субширотной ориентировки и меридиональным Олекминским разломами, произошло три землетрясения. Наиболее сильное из них Тас-Юрхское землетрясение 1967 г. имело магнитуду М7.0. Повышенный сейсмический потенциал проявляется здесь вследствие динамического взаимодействия структур с различным типом современного напряженного состояния земной коры (Становой и Байкальской) и подтверждается наличием сейсмодислокаций в левых притоках р. Олекма возрастом в первые сотни лет [Имаев и др., 2000]. Область с невысоким уровнем инструментально зарегистрированной сейсмичности расположена к востоку от р. Олекма (121-122° ВД, 57-57.5° СШ). Данный блок является естественной границей для распространения деформационного процесса байкальского типа на восток. К восточному окончанию данного блока приурочен очаг Южно-Якутского землетрясения 1989 г. магнитудой М6.6.

Для участка (122-126° ВД) расположенного севернее Южно-Становой зоны разломов харак-

терны широтные поля распределений эпицентров слабых землетрясений, параллельные активизированным структурам. В то же время, в более мелком масштабе вся область эпицентров имеет субмеридиональное простирание, т.е. ортогональное активизированным структурам.

В пределах 123-124° ВД ориентировка области сгущения эпицентров слабых землетрясений подворачивается на восток, оставаясь, тем не менее, ортогональной системе активных разломов. Следовательно, сейсмический процесс в данной области формируется последовательными подвижками (сдвигами, сдвиго-взбросами) по активизированным структурам, каждая из которых оказывает демпфирующее воздействие на соседние структуры. Историческая сейсмическая активность здесь подтверждается также детальными палеосейсмогеологическими исследованиями. Обнаруженные в зонах Южно-Якутского, Нижне-Нерюнгринского и Южно-Станового разломов первичные сейсмодислокации позволяют уверенно отождествлять эти структуры с очаговыми зонами возможных землетрясений магнитудой М6-М6.5. То же самое относится к Кабактинскому, Беркакитскому и Северо-Становому разломам, в зонах которых трассируются интенсивные деформации молодых отложений и форм рельефа [Рогожин и др., 2007].

Восточная часть представленной области (>126° ВД, >56° СШ) по распределению плотности очагов землетрясений формируется под действием активных тектонических разломов северо-западной ориентировки (рис. 1). Здесь в пределах Токинского Становика выявлена компактная площадь сейсмодислокаций [Николаев и др., 1982] возрастом от 100 до 1000 лет. Выделенная сейсмогенная структура Алгама по генезису и размерам могла быть порождена землетрясением магнитудой не менее М7.0 в соответствии с сейсмогеологическим исследованиям Солоненко В.П. [Имаев и др., 2007; Солоненко, 1962].

Таким образом, сейсмический потенциал отдельных участков Олекмо-Становой сейсмической зоны, определенный по результатам инструментальных наблюдений и палеосейсмологических исследований может быть оценен не ниже чем М6. Это означает, что при моделировании сейсмического процесса для целей долго-

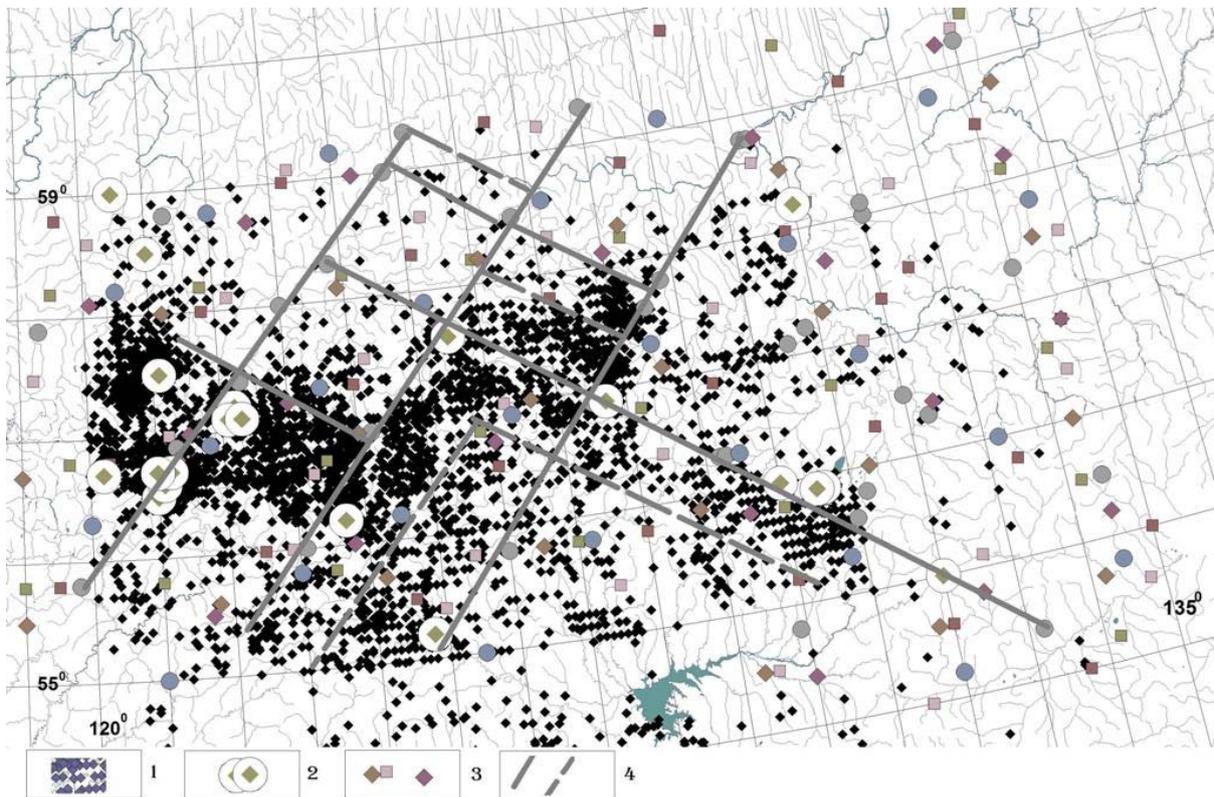


Рис. 1. Распределение эпицентров землетрясений Олекмо – Становой сейсмической зоны (ОСЗ)
 1 – эпицентры землетрясений, 2 – сильные землетрясения, 3 – узлы ортогональных систем разломов, 4 – зоны ортогональной системы (40-310°) 1 и 2-го порядков

срочного прогнозирования места и времени сильного землетрясения необходимо рассматривать как процессы во всей ОСЗ так и в отдельных её частях.

Предварительные данные моделирования сейсмического процесса ОСЗ. 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 [Трофименко, 2007]. 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; количество ежегодно происходящих событий с энергией больше 10^8 Дж в 1999 г. вышло на уровень событий 1980-1989 годов; за пять лет не произошло ни одного события с энергией $E > 10^{12}$ Дж; землетрясение 1989 г. произошло на относительном минимуме высвобождаемой энергии. Было пред-

положено, 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 (рис. 1) [Козьмин, Ларионов, 1975]. 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.

Пространственно-временные закономерности сейсмического процесса ОСЗ. Для анализа сейсмической активности было предложено [Трофименко, 2007] рассматривать временные ряды изменения суммарной энергии землетрясений в интегральном виде, график которого (рис. 2) по сути, представляет собой модифицированный график Бенъофа.

В отличие от энергетических (магнитудных) представлений Бенъофа данный график носит более регулярный характер. Это связано с тем, что в расчет энергии принимаются данные без сильных землетрясений и их афтершоков. Особые точки графика (точки перегиба) связаны с сейсмическими событиями и, в данном случае, могут быть проинтерпретированы следующим образом. После 1967 г. (Тас-Юряхское землетрясение) скорость диссипативных процессов оставалась постоянной до 1981 г. Величина наклона графика практически совпадает с трендовой прямой, что можно принять за нормальную скорость диссипативных процессов V_d . Более детальное рассмотрение приводит к следующему: 1968-1971 гг. – $V_d = 4.45 \times 10^{11}$ Дж/год. В конце периода землетрясение с энергией $E = 10^{15}$ Дж. Период 1981-1989 гг с $V_d = 5.16 \times 10^{11}$ Дж/год закончился землетрясением с энергией $E = 10^{16.6}$ Дж. В конце периода 1999-2005 гг. с $V_d = 5.16 \times 10^{11}$ Дж/год в течение месяца произошло два землетрясения общей энергией $E = 10^{14.8}$ Дж. Окончание периода 1991-1996 гг. с $V_d = 2.93 \times 10^{11}$ Дж/год отмечено всплеском сейсмической активности, сопровождавшегося землетрясениями 11-12 классов. Значимого события в ОСЗ не произошло. Однако в Сейсмическом поясе Черского (СПЧ) зарегистрировано событие с энергией $E = 10^{13}$ Дж 08.08.1996 г., аналогичное событие в ОСЗ произошло 24.10.1997 г. В периоды повышенной сейсмической активности с видимой скоростью диссипативных процессов V_d от 1.1×10^{12} до $V_d = 2.2 \times 10^{12}$ Дж/год не произошло ни одного значимого события в ОСЗ.

Таким образом, видимая скорость диссипатив

ных процессов вследствие упругих деформаций, проявляющаяся в виде изменений скорости высвобождаемой энергии землетрясений, может служить индикатором готовящегося сильного землетрясения. Если рассмотреть график, начиная с 1978 г., то можно обратить внимание на то, что величина временного интервала накопления энергии упругих деформаций (её вариативной составляющей) с $V_d < 1.0 \times 10^{11}$ Дж/год больше либо равна периоду повышенной разгрузки среды с $V_d > 1.0 \times 10^{11}$ Дж/год. Это может быть необходимым критерием прогноза времени повышенной сейсмической опасности и сильного землетрясения в частности.

Для части ОСЗ (124-126° ВД, 56-57° СШ), которая на рис. 1 отмечена в виде выделенной сейсмогенерирующей области, ограниченной асейсмическими зонами, график изменения энергии представлен стационарным рядом (рис. 3). За весь инструментальный период здесь зарегистрировано одно землетрясение с энергией 10^{12} Дж (Нерюнгринское землетрясение 23.10.1964, М4.5 [Имаев и др., 2000]). Средняя величина скорости диссипативных процессов линейно снизилась с $V_d = 1.8 \times 10^{10}$ Дж/год в 1965-1977 гг. до $V_d = 9.4 \times 10^9$ Дж/год в 1991-2003 гг. Повышение сейсмической активности по всей ОСЗ в 1989 и 2005 гг. не отразилось на состоянии среды в данной области.

В области 122-124° ВД произошло два землетрясения магнитудами М5.9 14.06.1971 г. 13^h49^m УТ с энергией в очаге 10^{15} Дж в южной части блока и М6.6 20.04.1989 г. 22^h59^m УТ – в северной. Распределение среднегодовой энергии землетрясений показано на рис. 4. Изменение

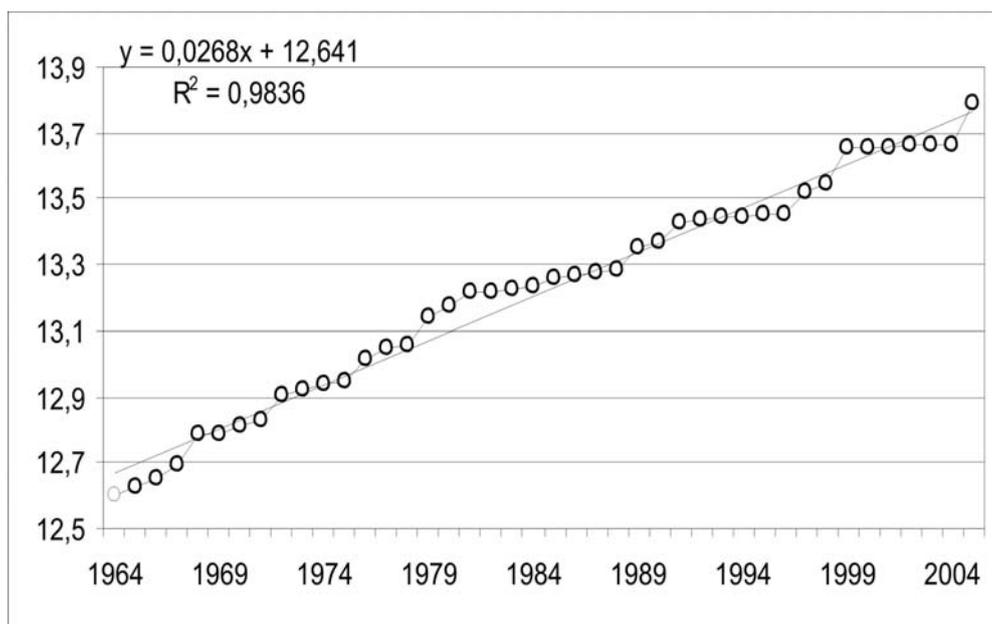


Рис. 2. Среднегодовое выделение энергии землетрясений с накоплением по всей ОСЗ (каталог ИЗК). Вертикальная ось – логарифм высвобождаемой энергии $\lg(E)$, где E в Дж

скорости диссипативных процессов в данной области не связано с энергией произошедших землетрясений. Так в периоды 1966-1969 гг., 1983-1988 гг., 1992-1998 гг. и 2001-2005 гг., в конце которых в ОСЗ отмечена повышенная сейсмическая активность, скорость V_d изменялась в пределах $(2.3-3.4) \times 10^{10}$ Дж/год, а перед землетрясениями 1980-1981 гг. с энергией 10^{12} Дж (в период 1975-1979 гг.) снизилась до 2.5×10^{10} Дж/год.

Таким образом, характерное изменение во времени суммарной энергии землетрясений по всей ОСЗ перед повышением сейсмической ак-

тивности не отражается в её отдельных частях. Это может свидетельствовать о том, что в данной области действуют региональные напряжения плиттектонической природы, а видимая скорость диссипации энергии V_d определяется упруго-пластическими свойствами горных пород в отдельных частях Олекмо – Становой сейсмической зоны. Вследствие этого, понятие «формирование очага землетрясения» как некоторой локальной области для ОСЗ в настоящий период развития сейсмотектонического процесса не применимо.



Рис. 3. Среднегодовое выделение энергии землетрясений по области ОСЗ в пределах 124-126° ВД, 56-57° СШ. (каталог ИЗК)

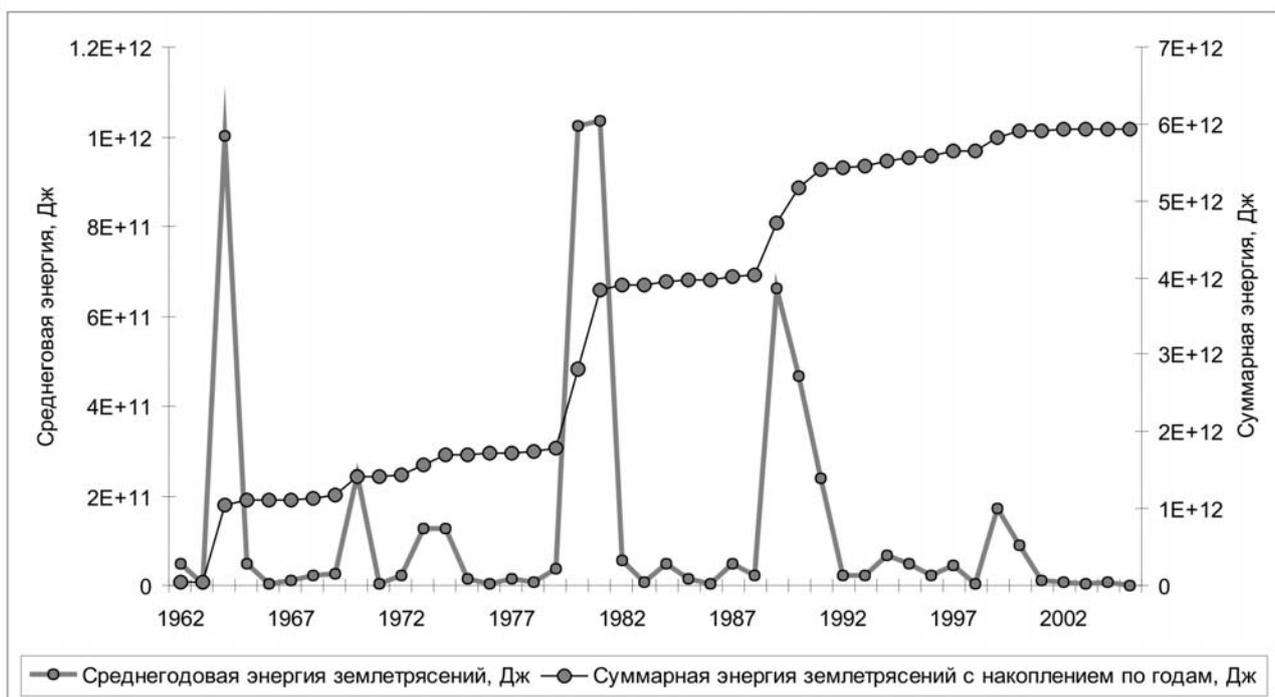


Рис. 4. Среднегодовое выделение энергии землетрясений по области ОСЗ в пределах 122-124° ВД, 56-57° СШ. (каталог ИЗК)

Распределение количества землетрясений в течение суток. Если принять во внимание независимость распределения очагов землетрясений во времени, то логично было бы предположить, что за длительный период наблюдений средняя величина энергии и количества землетрясений при достаточной статистике в течение суток должны стремиться к равномерному распределению, как равновероятные события. Построенный график распределения количества событий за 1970-1982 гг. по часам (оперативный каталог ЯФ ГС СО РАН) показал (рис. 5) наличие статистически значимого максимума, что может означать наличие общего возмущающего фактора во всей ОСЗ. Форма графика определяется землетрясениями с энергией 10^8 - 10^9 Дж, количество которых составляет 90% от их общего количества.

Распределение энергии землетрясений по часам на уровне энергии 10^{12} Дж носит равномерный характер за исключением отдельных пиков, связанных с произошедшими землетрясениями с энергией 10^{15} - 10^{13} Дж (Зейское, Тукурингское, Ларбинское и т.д.).

График распределения количества событий от времени суток, построенный для афтершоков Южно-Якутского землетрясения 1989 г. (рис. 6), также выявил неоднородность их распределения. Максимум событий приходится на 13-19 часов UT и совпадает с максимумом землетрясений по всей ОСЗ в 1970-1982 гг. (рис. 5). Сравнение результатов моделирования для всей ОСЗ и отдельных ее частей выявило идентичность формы кривых, которые не изменились за 30 лет инст-

рументальных наблюдений. Один из максимумов событий приходится на 13-16 часов UT и предварительно сдвинулся на один час вправо после землетрясения 1989г. Крупнейшие сейсмические события ОСЗ с энергией от 10^{15} до 10^{17} произошли в минимумах суточной сейсмической активности (5, 13, 23 UT, рис. 7).

Для центральной и западной частей ОСЗ графики распределения количества землетрясений по часам в течение суток практически находятся в противофазе (рис. 8).

Пространственное распределение эпицентров землетрясений в особых точках суточной активности. Для центрального участка ОСЗ (рис. 1), с известным пространственным положением активных разломов [Рогожин и др., 2007], было выделено 3 максимума суточной сейсмической активности (рис. 8, 0-9^h UT). Землетрясения, локализованные вблизи каждого максимума, укладываются в выделенные активные структуры (рис. 9-10). Это дало основание полагать, что активные разломы не только формируют поле сейсмичности, но и определяют время происхождения (в статистическом смысле) землетрясений. Для второго максимума (рис. 8) центральной части ОСЗ характерно преимущественное северо-восточное простираение пространственного распределения эпицентров землетрясений (рис. 9). В период третьего максимума (рис. 8, 6-9^h UT) дополнительно активизируются структуры северо-западного простираения (рис. 10). Распределение эпицентров землетрясений

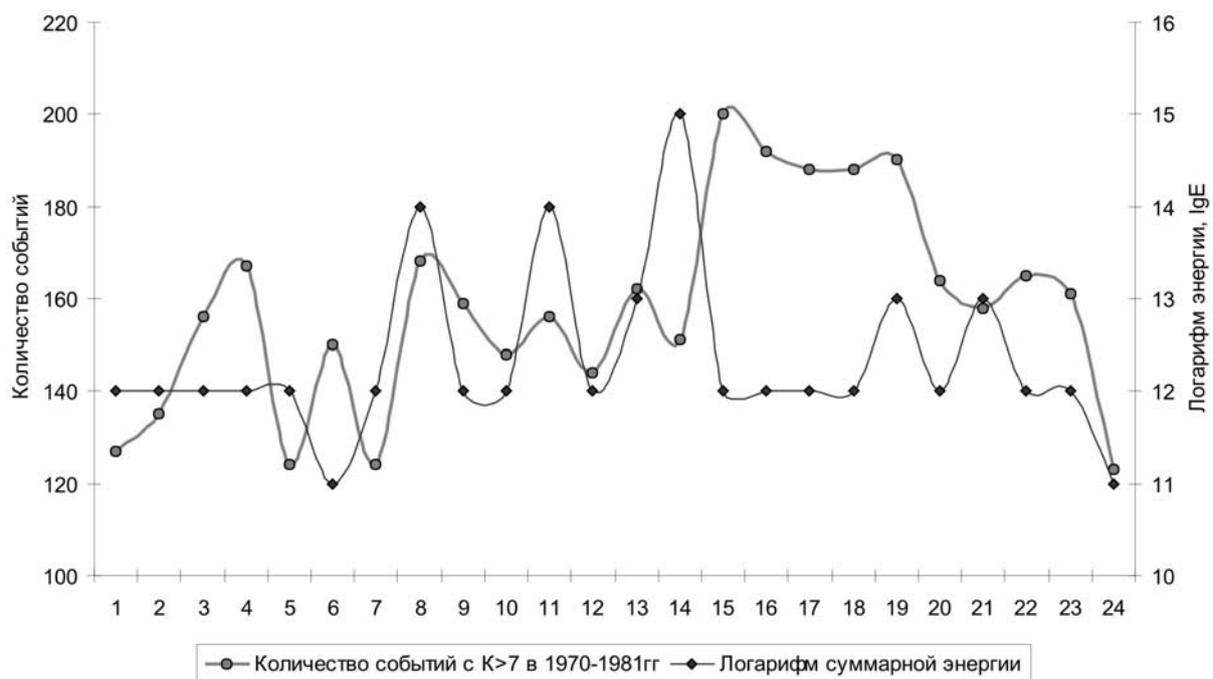


Рис. 5. Распределение количества землетрясений и энергии по часам (UT) за 1970-1982 гг. по всей ОСЗ

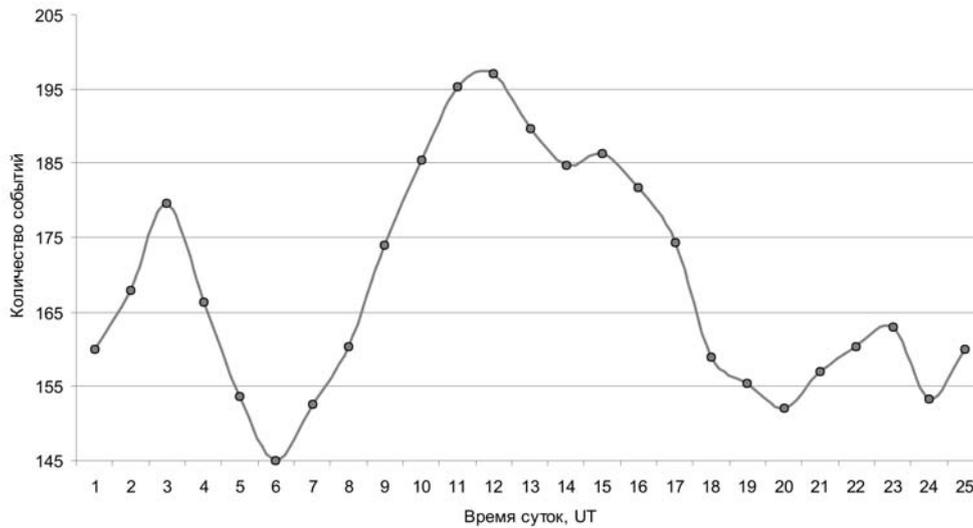


Рис. 6. Распределение количества афтершоков Южно-Якутского землетрясения 1989 г. с $K>7$ по часам (UT)

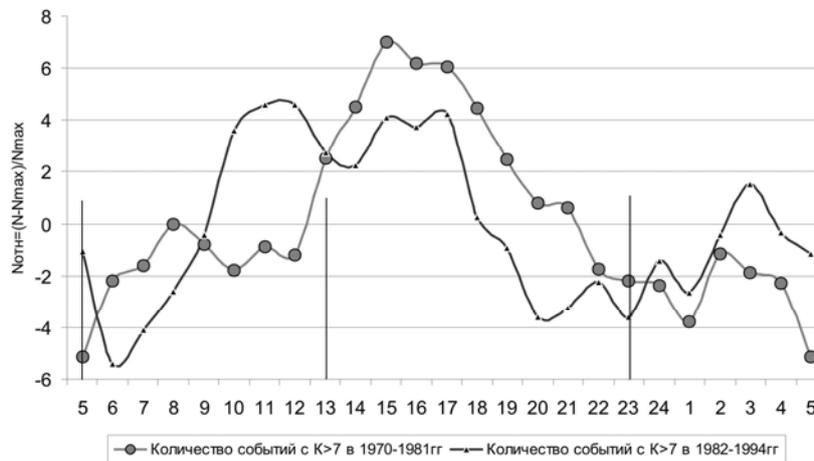


Рис. 7. Кривая распределения количества землетрясений с $K>7$ в ОСЗ по часам (UT) до 1994 г.

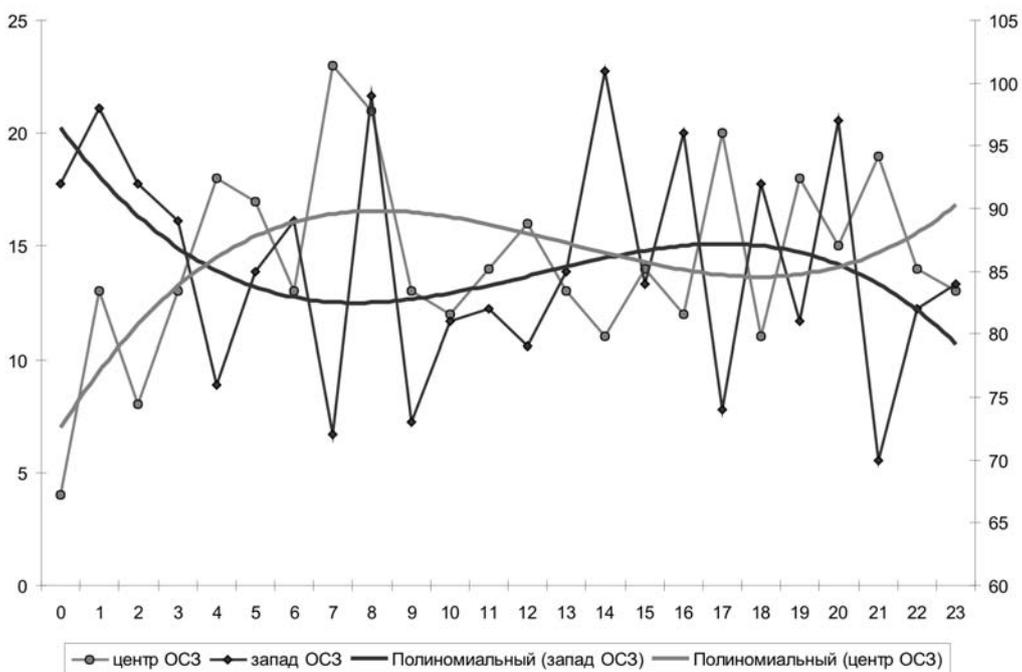


Рис. 8. Распределение количества землетрясений с $K>7$ в центральной и западной частях ОСЗ по часам (UT) до 2005 г.

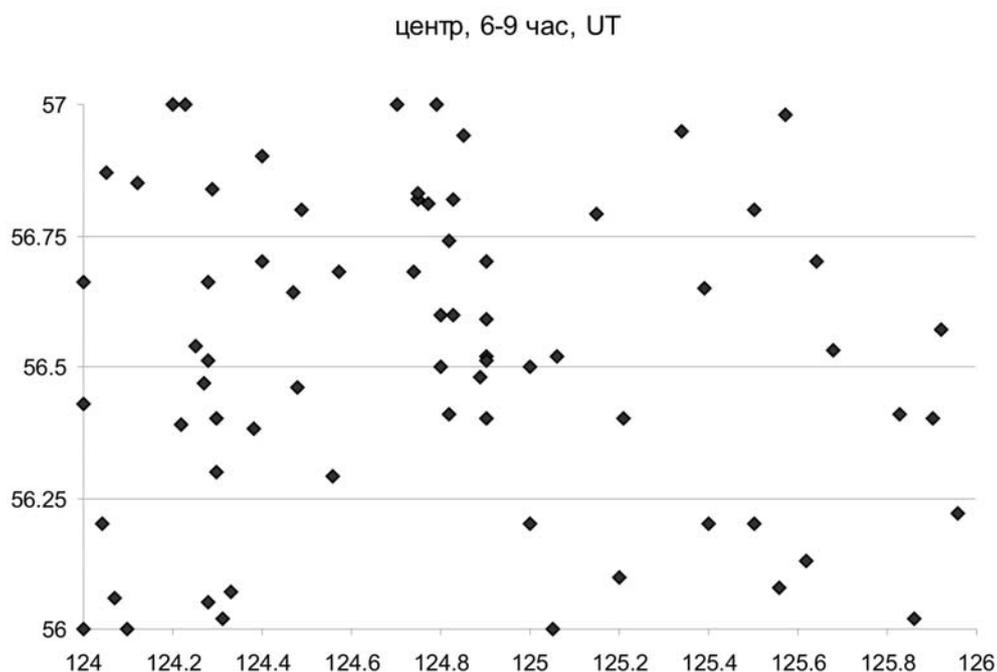


Рис. 9. Распределение эпицентров землетрясений в центральной части ОСЗ в период от 3 до 6 часов UT

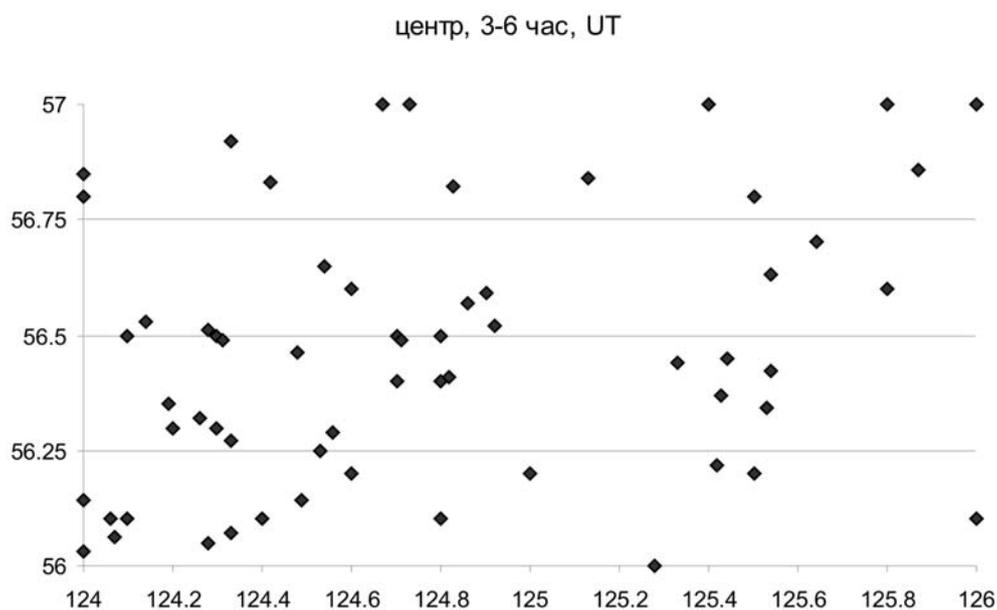


Рис. 10. Распределение эпицентров землетрясений в центральной части ОСЗ в период от 6 до 9 часов UT

контролируется выделенной взаимортогональной системой разломов азимутами простирания (40-310°) (рис. 1). Аналогичные особенности в распределениях эпицентров землетрясений обна-

ружены и для других частей ОСЗ, что дало основание предположить, что поле сейсмичности на энергетическом уровне 10^8 Дж и ниже формируется в векторном поле внешних сил.

ВЫВОДЫ

Моделирование сейсмических процессов Олекмо – Становой сейсмической зоны (ОСЗ), проведенные расчеты и графические представления диссипации энергии для ОСЗ уменьшается до $V_d < 10^{12}$ Дж/год. На графике суммарной ежегодной энергии землетрясений начало периода повышенной сейсмической активности фиксируется в виде точки перегиба кривой.

Длительность периода повышенной сейсмической опасности ($V_d < 10^{12}$ Дж/год) равна или превышает длительность периода повышенной сейсмической активности ($V_d > 10^{12}$ Дж/год).

Сейсмический процесс Олекмо – Становой сейсмической зоны развивается под действием региональных напряжений плейтктонической

ния позволяют сделать следующие выводы:

Перед началом периода повышенной сейсмической активности средняя видимая скорость природы, а видимая скорость диссипации энергии V_d в отдельных частях ОСЗ определяется упруго пластическими свойствами горных пород.

Распределение количества землетрясений по часам в течение суток не равномерно и имеет характерные участки, отличающиеся для центральной и западной частей ОСЗ.

Пространственное распределение эпицентров землетрясений в характерных точках суточной активности показывает наличие упорядоченных структур, укладываемых в систему активных разломов.

ЛИТЕРАТУРА

- Козьмин Б.М., Ларионов А.Г.* Особенности пространственного распределения землетрясений Якутии // Сейсмическое районирование Якутии и сопредельных территорий. Якутск: ЯФ АН СССР. 1975. С. 20-28.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмо-тектоника Якутии. М.: Геос. 2000.
- Имаев В.С., Трофименко С.В., Гриб Н.Н. и др.* Разломная тектоника и геодинамика в моделях очаговых зон сильных землетрясений Южной Якутии. Томск: Изд-во Томского политехнического университета. 2007. 274 с.
- Николаев В.В., Семенов Р.Ф., Семенова В.Г., Солоненко В.П.* Сейсмо-тектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового. Новосибирск: Наука. 1982. 150 с.
- Солоненко В.П.* Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11. С. 58-74.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Трофименко С.В. и др.* Сейсмо-тектоника зоны сочленения структур Байкальской рифтовой зоны и орогенного поднятия Станового хребта. Геофизические исследования. М.: Изд. ИФЗ. 2007. Вып. 8. С. 81-116.
- Трофименко С.В.* Проявление землетрясений и их фор-афтершоков на фоне стационарного сейсмического процесса / Материалы всероссийского совещания с международным участием 18-24 сентября 2007 г. «Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии». Иркутск: Изд. ИЗК СО РАН. 2007. В 2-х томах. Т. 2. С. 171-175.

СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТИХООКЕАНСКОГО И АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ И ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНОВ: ВЛИЯНИЕ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ И ЗЕМНЫХ ПРИЛИВОВ, ПРОГНОЗ СОБЫТИЙ ДО 2027 г.

В.А. Широков¹, Ю.К. Серафимова²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бул. Пийпа, 9, Петропавловск-Камч., shirokov@kscnet.ru

²Камчатский филиал Геофизической службы РАН, бул. Пийпа, 9, Петропавловск-Камч., yulka@emsd.ru

ВВЕДЕНИЕ

В связи с продолжающимся ростом населения Земли и расширением ареала осваиваемых урбанизированных территорий изучение природы и механизмов возникновения опасных стихийных бедствий, а также разработка методов их прогноза становятся все более актуальными проблемами наук о Земле. К числу потенциально опасных и разрушительных природных явлений относятся тектонические землетрясения и вулканические извержения. Актуальность изучения опасных природных процессов объясняется тем, что при решении задач снижения риска катастрофических процессов переплетаются экономические, демографические, социальные и даже политические проблемы. Это предопределяет необходимость разработки новых методических подходов при решении проблем сейсмической и вулканической опасности.

К настоящему времени при разработке методов долгосрочного прогноза землетрясений и вулканических извержений наметились два различающихся между собой подхода. Первый основан на статистическом анализе временных рядов и частоты повторяемости наиболее сильных событий. При этом рассматриваются два варианта: поток событий является случайным или его сильные события (или кластеры) имеют тенденцию к квазипериодичности. Тезис о квазипериодичности возникновения сильнейших землетрясений в одном и том же месте впервые был сформулирован М.В. Гзовским [Гзовский, 1975], а для вулканических извержений, на примере Ключевского вулкана (Камчатка), Б.И. Пийпом [Пийп, 1956], который пришел к выводу о существовании 20-летней в среднем цикличности пароксизмальных извержений. В дальнейшем эти подходы более детально обосновывались в работах [Токарев, 1975; Федотов, 2005 и др.].

Второй подход основывается на выявлении статистически значимой связи событий с различными общепланетарными космическими ритмами, такими как земные приливы, солнечная активность, неравномерность вращения Земли, пе-

ремещения географических полюсов и др. [Абдурахманов и др., 1976; Гусев, Петухин, 1993; Ламакин, 1966; Широков 1977, 1978, 2007, 2008; Серафимова, 2006; Сытинский, 1989; Hamilton, 1973 и др.].

Исследования последних десятилетий показывают, что изучение современных геодинамических процессов в оболочках Земли и выяснение их причинной обусловленности невозможно без учета роли общепланетарных космических факторов [Ламакин, 1966; Кропоткин, 1970, Широков, 1977 и др.]. Основываясь на литературных данных, в работе [Широков, 1977] в схематичном виде представлен механизм влияния космических воздействий на возникновение землетрясений и извержений вулканов и сделан вывод, что на временных интервалах менее нескольких столетий 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 долгопериодическим вращением узлов орбиты Луны и изменением ее склонения от 18° до 28°.

В работах [Широков, Серафимова, 2006, 2007] впервые для восьми регионов Тихоокеанского тектонического пояса изучено совместное влияние 19-летнего лунного и 22-летнего солнечного ритмов на возникновение сильных землетрясений XVIII-XXI веков и разработан новый метод фазовых траекторий (МФТ) для решения задач долгосрочного прогноза сильных событий.

Настоящая работа является продолжением этих исследований. В ней метод МФТ реализован также для землетрясений Альпийско-Гималайского пояса сейсмичности и для вулканических извержений восьми регионов Тихоокеанского пояса.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Описание метода фазовых траекторий, разработанного для совместного анализа связи двух космических ритмов с сильными событиями, сделаем на примере камчатских землетрясений.

1. Для исследуемого региона составляется представительный каталог землетрясений с магнитудами $M \geq M_0$ и для каждого события рассчитываются значение фазы Φ_1 лунного прилива и фазы Φ_2 22-летнего в среднем цикла Хейла.

2. Обычно применяемый при анализе временных рядов метод наложения эпох нами реализован не для одного параметра, а для двух, т.е. для двумерного случая. В совмещенных двумерных фазовых окнах (Φ_1, Φ_2) для каждого цикла Хейла строятся фазовые траектории (рис. 1) в виде отрезков прямых, соединяющих начало и конец Хейловских циклов. Траекториям каждого цикла Хейла приписываются номера четных 11-летних циклов (согласно общепринятой цюрихской классификации) с добавлением английской буквы Н (Hale). Например, текущий цикл Хейла, начавшийся в декабре 2007 г., обозначается как *H24*. Так называемый 22-летний солнечный цикл, открытый Хейлом в 1913 г., является магнитной характеристикой активности Солнца. При переходе от одного 11-летнего цикла к другому полярность магнитных характеристик ведущих групп солнечных пятен в обоих полушариях Солнца меняет знак на противоположный [Витинский, 1973].

За нулевые фазы 19-летнего прилива приняты эпохи максимального склонения Луны, а за нулевые фазы циклов Хейла взяты эпохи начала четных 11-летних циклов по данным [ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNS_POT_NUMBERS/].

3. В объединённом фазовом окне анализируется распределение землетрясений по фазовым координатам (Φ_1, Φ_2) (рис. 1) и находится такой минимальный магнитудный порог $M_{\text{пор}}$, начиная с которого можно выделить в площади прямоугольников статистически значимые кластеры, в которые должно входить подавляющее число землетрясений с $M \geq M_{\text{пор}}$. Для событий такой силы и дается затем долгосрочный прогноз, причем эффективность прогноза I для землетрясений с $M \geq M_{\text{пор}}$ должна быть статистически значимой ($I > 2.0$) и больше, чем для любой другой пороговой магнитуды.

Для камчатских землетрясений пороговая магнитуда $M_{\text{пор}} = 7.6$. На рис. 1 показано, что события с $M_0 = 7.5$ уже не соответствуют нашей схе-

ме, так как статистика для событий с $M \geq 7.5$ не является значимой.

Под эффективностью I понимается отношение доли событий N_1 , попавших в выделенные "опасные окна", относительно общего числа событий N с магнитудой $M \geq M_{\text{пор}}$, к доле площади "опасных окон" $S_{\text{опас}}$ относительно общей площади фазового окна, принимаемой за единицу. Таким образом, $I = (N_1/N)/S_{\text{опас}}$. Поскольку для "случайного" прогнозирования эффективность в пределе равна единице, то величина I показывает, во сколько раз предложенная методика прогноза лучше. Величина $I > 2.0$ соответствует прогнозу с уровнем доверия 0.95 и более, $I > 3.0$ – с уровнем доверия 0.99 и более и т.д. Долгосрочные прогнозы составлены нами только для тех регионов, где $I > 2.0$.

4. "Опасные" временные интервалы для будущих событий текущего цикла Хейла *H24* определяются на основе расчета времени пересечений траектории текущего цикла Хейла с выделенными "опасными окнами". Длительность текущего цикла *H24* приравнивается к среднему, с начала прошлого века, значению 21.3 г. Расхождение (с вероятностью более 0.95 до 3%), принятой за 21.3 г. расчетной и реальной длительности цикла *H24* может сместить "опасные" временные интервалы лишь во второй половине цикла. При выделении кластеров в работах [Широков, Се-рафимова, 2006, 2007] выявлена статистически значимая "опасная" фаза цикла Хейла, имеющая планетарную природу. Она приурочена к эпохам минимумов 22-летних циклов и имеет длительность около полутора лет. "Опасная" Хейловская фаза ("коридор") начинается примерно за год до начала следующего цикла. Хейловский "коридор", считающийся также "опасным" фазовым окном, в различных регионах Тихоокеанского пояса может иметь разную ширину, но не должен превышать 16-месячного интервала. Остальные "опасные" окна (рис. 1) определяются местоположением кластеров в фазовом окне и имеют региональную природу. Поскольку реальная длительность текущего цикла Хейла может отличаться примерно до одного года от значения 21.3 г., точность временной привязки "опасной" Хейловской фазы в конце цикла *H24* невелика. Чтобы избежать возможной ошибки в ее выделении по времени, долгосрочные прогнозы нами даны только до 2027 г., т.е. примерно за 1-2 года до срока вероятного окончания текущего цикла Хейла.

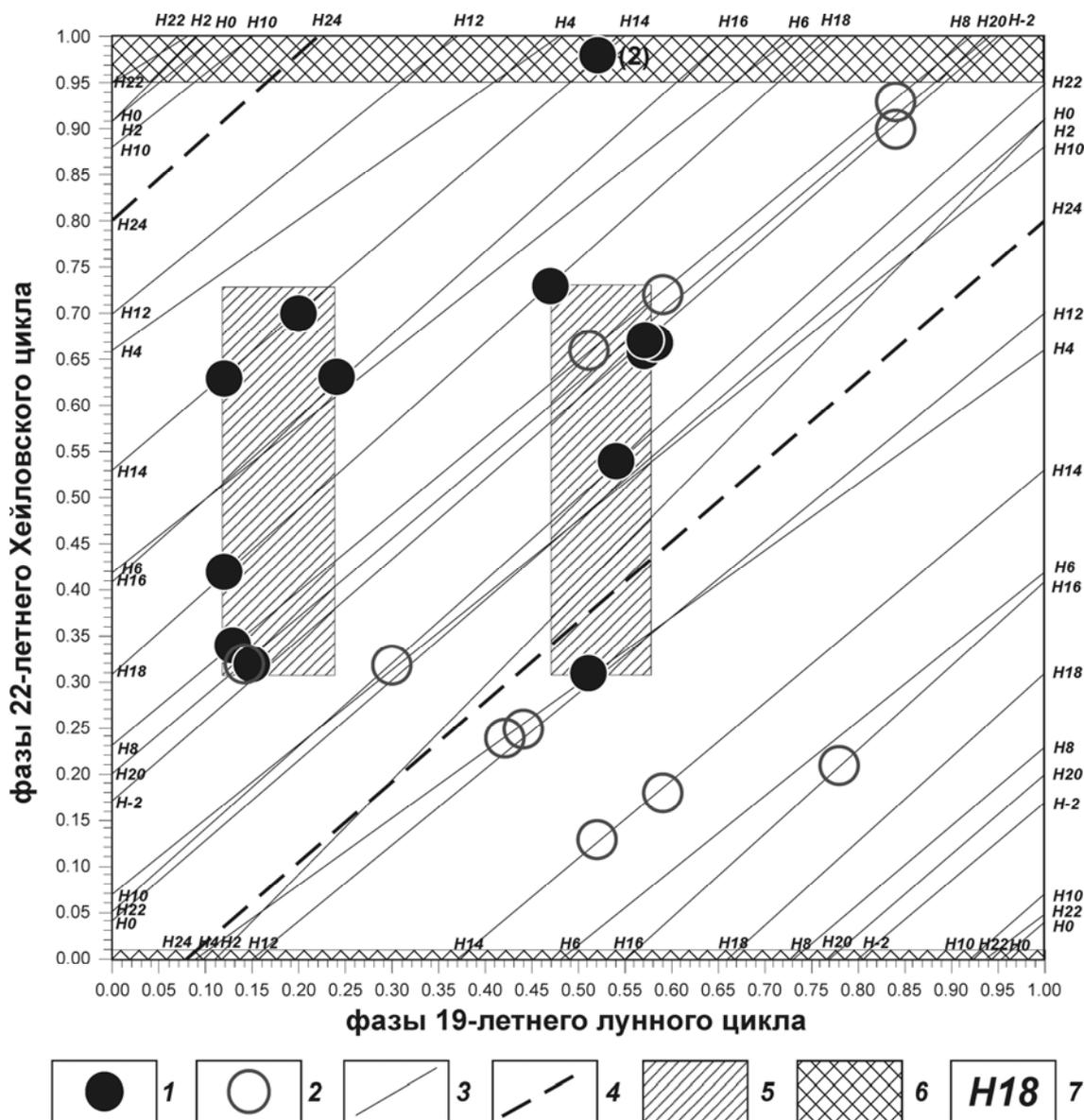


Рис. 1. Распределение камчатских землетрясений в зависимости от фаз лунного и Хейловского циклов за период 1737 – 2007 гг.: 1 – события с магнитудой $M \geq M_{\text{пор}} = 7.6$; 2 – события с $M_0 = 7.5$; 3 – фазовые траектории; 4 – траектория предполагаемого Хейловского цикла H_{24} ; 5 – "опасные" фазовые окна, выделенные для событий с $M \geq M_{\text{пор}} = 7.6$; 6 – "опасный" Хейловский "коридор"; 7 – нумерация Хейловских циклов. Пояснения в тексте

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Для землетрясений регионов Тихоокеанского пояса, кроме Камчатки, использовались каталоги Геологической службы (ГС) США [http://neic.usgs.gov/neis/epic/; Широков, Серафимова, 2006, 2007]. Для камчатских землетрясений использовалась шкала моментных магнитуд [Гусев, Шумилина, 2004] (табл. 1). Данные о сильных извержениях для Камчатки взяты из [Гуценко, 1979; Федотов, Жаринов, 2007], для остальных семи регионов Тихоокеанского вулканического пояса по [Simkin, Siebert, 1994]. Для Камчатки к сильным событиям относились извержения с объемом изверженных вулканических продуктов $V \geq 0.3 \text{ км}^3$. Для остальных семи

регионов выбраны извержения до 1993 г. включительно масштаба $VEI \geq 3$ (Volcanic Explosivity Index) по определению [Simkin, Siebert, 1994]. Из каталога Курильских извержений исключены 2 события, которые по данным работы [Гуценко, 1979] считаются слабыми (табл. 2).

Для землетрясений Альпийско-Гималайского пояса анализировались отдельно каталоги событий Кавказа, Туркмении, Средней Азии. Для периода до 1974 г. использовались данные работы [Новый каталог..., 1977], далее – каталоги ГС США. Для района Китая использовались данные ГС США для всего периода наблюдений (табл. 1).

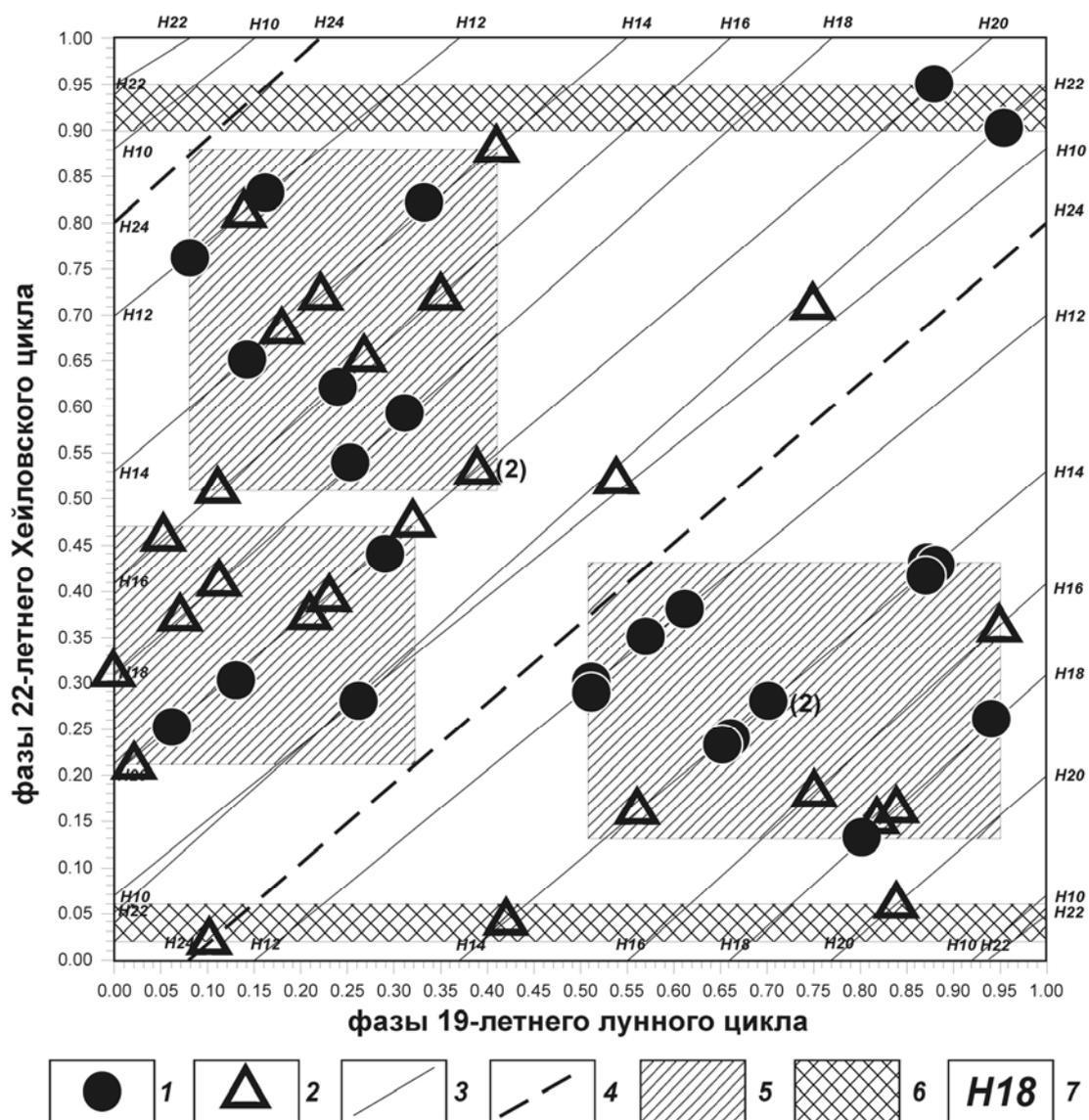


Рис. 2. Совместное распределение землетрясений двух регионов – Средней Азии и Китая на фазовой плоскости: 1 – землетрясения Средней Азии с $M \geq M_{\text{пор}} = 6.7$ (1885-1974 гг.) и $M \geq M_{\text{пор}} = 7.2$ (1975-2008 гг.); 2 – землетрясения Китая с $M \geq M_{\text{пор}} = 7.3$ (1897-2008 гг.); 3 – фазовые траектории; 4 – траектория предполагаемого Хейловского цикла H24; 5 – "опасные" фазовые окна, выделенные для событий с $M \geq M_{\text{пор}}$; 6 – "опасный" Хейловский "коридор"; 7 – нумерация Хейловских циклов

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В качестве примера на рис. 2 приведено совместное распределение на фазовой плоскости землетрясений двух регионов – Средней Азии и Китая. Видно, что распределение событий не является равномерным. Гипотеза о равномерности распределения событий отвергается с уровнем доверия более 0.95 [Большев, Смирнов, 1965]. С другой стороны видно, что землетрясения соседних регионов приурочены к выделенным кластерам и Хейловским "коридорам". Вне выделенных "опасных" зон отмечено только два события из 53.

Рассчитанное значение эффективности для данного примера $I = 2.1$. Отметим также, что в текущем цикле H24 произошло Сычуаньское

землетрясение 12.05.2008 г. с $M = 8.1$, соответствующее нашей схеме.

На рис. 3 в качестве примера приведено распределение извержений камчатских вулканов 1854 – 2007 гг. с $V \geq 0.3 \text{ км}^3$ в координатах (Φ_1, Φ_2) . На рисунке выделены два компактных кластера. Гипотеза о случайном распределении событий в фазовом окне отвергается с уровнем доверия более 0.99 [Большев, Смирнов, 1965]. Отметим, что вне "опасных окон" событий нет. Видно, что фазовая траектория текущего цикла Хейла H24 с рассчитанными для извержений "опасными фазовыми окнами" не пересекается. Согласно нашим расчетам, сильные камчатские извержения не ожидаются и далее, до 2050 г.

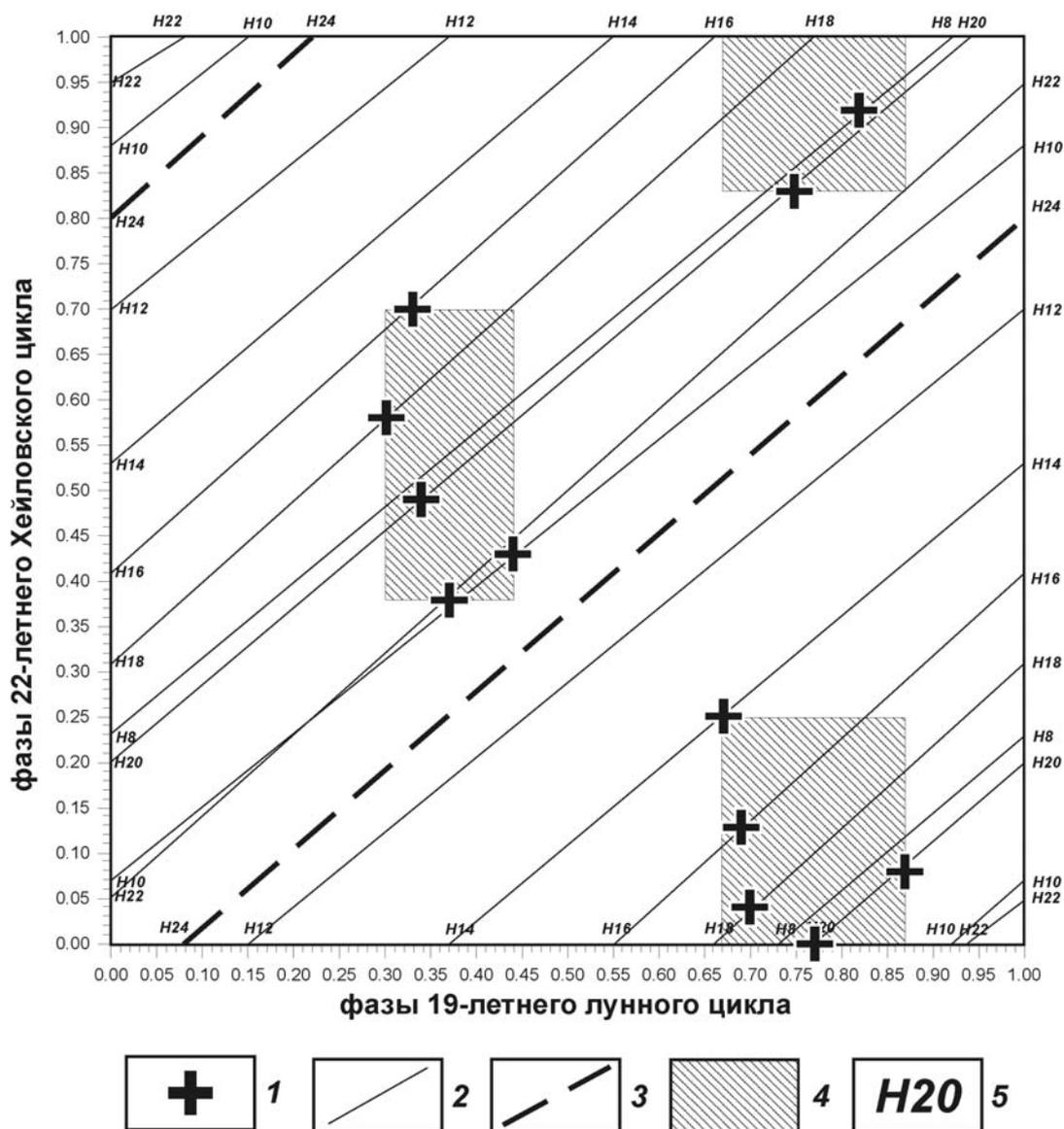


Рис. 3. Распределение вулканических извержений Камчатки за период 1854-2007 гг. в зависимости от фаз лунного и Хейловского циклов: 1 – события с объемом изверженного материала $V \geq 0.3 \text{ км}^3$; 2 – фазовые траектории; 3 – текущий Хейловский цикл $H24$; 4 – "опасные" фазовые окна; 5 – нумерация Хейловских циклов

ДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ НА БЛИЖАЙШИЕ 20 ЛЕТ

Результаты расчетов "опасных" временных интервалов для землетрясений восьми регионов Тихоокеанского и четырех регионов Альпийско-Гималайского поясов представлены в табл. 1. Здесь же приведены значения эффективности долгосрочных прогнозов в регионах по ретроспективным данным. Возможные ошибки сделанных прогнозов по времени зависят, главным образом, от точности определения границ выде-

ленных кластеров и несоответствия ожидаемой длительности текущего цикла Хейла $H24$ и реальной. Эффективность прогнозов в реальном времени, вероятнее всего, будет меньше, чем по ретроспективным данным.

Долгосрочные прогнозы для вулканических извержений восьми регионов Тихоокеанского пояса с оценкой их эффективности приведены в табл. 2.

ВЫВОДЫ

1. Впервые на основе метода фазовых траекторий дан прогноз сильных вулканических извержений для восьми регионов Тихоокеанского поя-

са и прогноз землетрясений для четырех регионов Альпийско-Гималайского пояса до 2027 г. 2. Сделаны ретроспективные оценки эффективно-

сти долгосрочных прогнозов для каждого из исследуемых регионов. Применение метода фазовых траекторий позволяет примерно в 2-4 раза увеличить эффективность долгосрочных прогно-

зов по сравнению с другими методами.

Авторы выражают благодарность д.г.-м.н. И.В. Мелекесцеву за внимание к работе и полезные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдурахманов А.А., Фирстов П.П., Широков В.А.* Возможная связь вулканических извержений с 11-летней цикличностью солнечной активности // Бюлл. вулкан. станций. М.: Наука. 1976. № 52. С. 3-10.
- Большев Л.Н., Смирнов Н.В.* Таблицы математической статистики. М.: Наука. 1965. 464 с.
- Витинский Ю.И.* Цикличность и прогнозы солнечной активности. Л.: Наука. 1973. 257 с.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
- Гусев А.А., Петухин А.Г.* О возможной синхронизации сильных землетрясений лунным 18.6-летним циклом, его долями и кратными // Вулканология и сейсмология. 1997. № 3. С. 64-79.
- Гусев А.А., Шумилина Л.С.* Повторяемость сильных землетрясений Камчатки в шкале моментных магнитуд // Физика Земли. 2004. № 3. С. 34-42.
- Гуценко И.И.* Извержения вулканов мира. М.: Наука, 1979. 475 с.
- Кропоткин П.Н.* Возможная роль космических факторов в геотектонике // Геотектоника. 1970. № 2. С. 30-76.
- Ламакин В.В.* О периодичности байкальских землетрясений // ДАН СССР. 1966. Т. 170. № 2. С. 210-213.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / (Ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шибалин). М.: Наука. 1977. 536 с.
- Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом // Тр. лабор. вулканол. 1956. Вып. 11. 309 с.
- Серафимова Ю.К.* О связи сильных ($M_w \geq 7.5$) землетрясений Камчатки с солнечной активностью // Геофизический мониторинг Камчатки. Материалы научно-технической конференции 17-18 января 2006 г., г. Петропавловск-Камчатский. Петропавловск-Камчатский: "Оттиск". 2006. С. 171-177.
- Сытинский А.Д.* О связи землетрясений с солнечной активностью // Физика Земли. 1989. № 2. С. 13-30.
- Федотов С.А.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской зоны. М.: Наука. 2005. 302 с.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А.* Об извержениях, деформациях, сейсмичности Ключевского вулкана (Камчатка) в 1986-2005 гг. и механизме его деятельности // Вулканология и сейсмология. 2007. № 2. С. 3-31.
- Широков В.А.* Влияние космических факторов на геодинамическую обстановку и ее долгосрочный прогноз для северо-западного участка Тихоокеанской тектонической зоны // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука. 1977. С. 103-115.
- Широков В.А.* Влияние 19-летнего лунного прилива на возникновение больших камчатских извержений и землетрясений и их долгосрочный прогноз // Геологические и геофизические данные о БТТИ 1975-1976 гг. / Отв. ред. С.А. Федотов, Е.К. Мархинин. М.: Наука. 1978. С. 164-170.
- Широков В.А.* Опыт краткосрочного прогноза времени, места и силы камчатских землетрясений 1996-2000 гг. с магнитудой $M = 6-7.8$ по комплексу сейсмологических данных // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы / Отв. ред. Б.В. Иванов. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН. 2001. С. 95-116.
- Широков В.А.* Влияние общепланетарных факторов на возникновение сильных вулканических извержений Земли и проблема их долгосрочного прогноза // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога, 27-29 марта 2008 г., Петропавловск-Камчатский. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2008. С. 305-314.
- Широков В.А.* Разработка новых методов долгосрочного прогноза вулканических извержений на основе изучения влияния на них общепланетарных космических факторов // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога, 27-29 марта 2008 г., г. Петропавловск-Камчатский. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 315-322.
- 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.
- 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. Сб. докл. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН. 2007. С. 482-489.
Hamilton W.L. Tidal Cycles of Volcanic Eruptions: Fortnightly to 19 Yearly Periods // *JGR*. 1973.

V. 78, № 17. P. 3356 – 3362.
Simkin T., Siebert L. Volcanoes of the World. Smithsonian Institution, Global Volcanism Program. Geoscience Press. Tucson. Arizona. 1994. 349 p.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

Ф.Н. Юдахин

Институт экологических проблем Севера АНЦ УрО РАН. г. Архангельск, arhsc@mail.ru

Как известно, континенты составляют по площади существенную часть литосферных плит, за исключением Тихоокеанской, которая является целиком океанической. В свою очередь большую часть континентов занимают древние платформы – кратоны, фундамент которых образует континентальная кора докембрийского, в основном, раннедокембрийского возраста, состоящая из гнейсов, кристаллических сланцев амфиболитовой и гранулитовой фаций и гранитов.

Помимо древних платформ в строении континентов участвуют фанерозойские (или позднепротрозойско-фанерозойские) – складчатые пояса – орогены, выраженные в рельефе горными сооружениями, в противоположность равнинному, в основном, рельефу кратонов. Мощность коры в пределах древних платформ составляет 30-40 км, увеличиваясь до 50-70 км в пределах орогенов [Хаин, 2001].

Ниже будет рассмотрен характер внутриконтинентальной сейсмичности на примере Фенноскандинавского щита, который может рассматриваться как активизированная часть Восточно-Европейской платформы, и орогена Тянь-Шаня.

Области высокой континентальной сейсмичности как на платформах, так и в орогенах связаны с неоднородностями в верхней мантии, точнее с областями, где ее скоростные характеристики уменьшены, а значения теплового потока повышены. По независимым данным Н.В. Шарова и др. [Шаров и др., 1998], Т.А. Цветковой и др. [Цветкова и др., 2008] в центральной части Фенноскандии по материалам сейсмологических томографических исследований на глубинах 40-60 км отмечаются низкие скорости прохождения продольных волн в пределах 7.2-7.8 км/с на фоне 8.6-8.8 км/с (нормальная мантия на глубине больше 60-80 км). Отмечается связь мантийных структур под западной частью Свекофенского мегаблока с мантийными структурами под Атлантикой. Это может свидетельствовать об ответвлении под Фенноскандию крупного Исландского плюма. Характерно, что именно в пределах Свекофенского блока и вблизи его границ наблюдаются наиболее высокие значения теплового потока 64-97 мВт/м².

Т.М. Сабитова и др. [Сабитова и др., 2005] показала, что на Тянь-Шане к северо-востоку от Таласо-Ферганского разлома развита низкоскоростная мантия, которая на глубинах 50-65 км характеризуется скоростями прохождения про-

дольных волн 6.6-6.9 км/с. 60% территории Тянь-Шаня характеризуется повышенными значениями теплового потока – более 60 мВт/м² [Дучков, Соколова, 2005].

Низкоскоростные неоднородности верхней мантии четко отражаются в характере гравитационного поля. Фенноскандия выделяется пониженным гравитационным полем (- 50: -100 мгл) на фоне поля окружающих площадей Восточно-Европейской платформы (50-100 мгл) [Егорова, 2002]. Земная кора в пределах Фенноскандии отличается увеличением мощности до 45, а на некоторых площадях до 55-64 км.

Тянь-Шань находится в области обширного регионального гравитационного минимума силы тяжести [Юдахин, 2003]. О природе этого минимума можно сказать, что он обусловлен, во-первых, увеличением мощности земной коры в пределах горных сооружений. Вклад ее мощности в создание отрицательного гравитационного эффекта варьирует от 53 до 66%. Во-вторых, оставшаяся часть эффекта объясняется наличием слоя разуплотненной мантии. По отношению к нормальной мантии ее плотность уменьшена на 0.2 г/см³. Мощность земной коры на большей части территории Тянь-Шаня превышает 50 км, достигая 65 км.

Несмотря на то, что кратоны и орогены представляют собой различные по определению структуры континентов, в них наблюдается много и других общих геолого-геофизических особенностей. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что очаги землетрясений и в орогенах, и на платформах располагаются в пределах земной коры, т.е. являются коровыми. Их преобладающие глубины составляют 8-17 км (рис. 1) за исключением глубокофокусных землетрясений таких, например, как в Гиндукуше и Вранче, являющихся «запечатанными» зонами субдукции после закрытия океанов.

На тех же глубинах, что и очаги коровых землетрясений, отмечаются т.н. волноводы – субгоризонтальные зоны трещиноватых пород, насыщенных минерализованными растворами, которые отмечаются пониженными (на 0.1-0.4 км/с) скоростями прохождения упругих волн и пониженными (в десятки и сотни раз по сравнению с выше – и нижезалегающими породами) электрическими сопротивлениями.

Волноводы в земной коре, как правило, разделяют верхнюю хрупко-жесткую часть земной

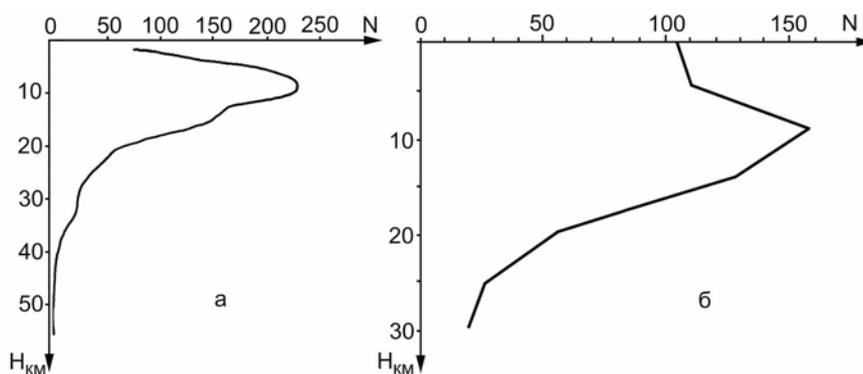


Рис. 1. Распределение очагов землетрясений по глубинам: а – в Фенноскандии, б – на Тянь-Шане. По вертикальной оси отложены глубины в км, по горизонтальной – число очагов землетрясений

коры и нижнюю – псевдопластичную. Первая проскальзывает по второй под действием горизонтального сжатия. В Фенноскандии оно идет со стороны Северо-Атлантической зоны спрединга, в Тянь-Шане – со стороны коллизионной зоны Гималаев, образованной в результате столкновения Индо-Австралийской плиты с Евроазиатской [Юдахин, 2002]. Волноводы при проскальзывании играют роль смазки. Совпадение глубин залегания волноводов и очагов землетрясений позволяет сделать предположение, что последние связаны с горизонтальным перемещением верхней части коры. Волноводы носят прерывистый характер [Шаров, 1993], т. е. на одних участках они выражены, на других исчезают. Однако, подстилающая их сейсмическая граница отмечается почти повсеместно. В работе [Юдахин, 2002] дается объяснение природе прерывистости волноводов и возникновению в них при определенных условиях жестких перемычек. При проскальзывании верхней части земной коры по нижней происходит разрушение перемычек, что сопровождается землетрясениями.

В работах [Базавлук, Юдахин, 1993; Yudakhin, Bazavluk, 1997] на примере Тянь-Шаня сделано заключение, что тектонические напряжения в земной коре носят волновой характер и порождают деформационные волны, вызывающие циклы в проявлении сейсмичности. К такому выводу авторы пришли, анализируя разрезы земной коры, полученные методом обменных волн землетрясений. Наблюдая поведение во времени границ обмена под одними и теми же стационарными сейсмическими станциями, авторы отметили, что границы перемещаются последовательно вверх и вниз по разрезу, совершая колебательные движения с определенной частотой. Одновременно в разрезе аналогично перемещались и другие площадки обмена, но уже с другими частотами колебаний. Соответственно различались и скорости распространения деформации

онных волн. В последние годы были выполнены исследования циклов в проявлении сейсмичности [Юдахин, Французова, 2001] в Фенноскандии и на Тянь-Шане с применением спектрально-волнового анализа (СВАН). Были составлены графики изменения координат очагов землетрясений во времени отдельно по долготе (λ) и широте (φ) (верхняя часть рисунка 2), затем проведен спектрально-временной анализ (СВАН) этих рядов в скользящем временном окне с шагом 1 месяц и построены СВАН-диаграммы (нижняя часть рисунка 2) [Атлас..., 1994].

Значения по оси абсцисс СВАН-диаграмм соответствуют центрам временных окон, на вертикальной оси откладываются величины частот в циклах, отнесенных к единице времени. Каждый столбец представляет собой амплитудный спектр Фурье, рассчитанный в данном скользящем временном окне. Более сильная зачерненность на диаграммах соответствует большей амплитуде спектра. Повторяемость доминирующих ритмов отражается в виде более или менее продолжительных зачерненных полос.

Этот признак показывает продолжительность существования ритмических изменений. Интенсивность процессов отражена на легендах, прилагаемых справа от СВАН – диаграмм.

Из представленных на рис. 2 СВАН-диаграммы видна отчетливая ритмичность. Источниками напряжений, порождающих деформационные волны, служат в случае Фенноскандии Северо-Атлантическая зона спрединга в случае Тянь-Шаня – Гималайская зона коллизии. Деформационные волны характеризуются различными периодами – от нескольких месяцев до десятков лет. Одна из наиболее выраженных волн распространяется от зоны спрединга в сторону Восточно-Европейской платформы со скоростью 60 км/год, другая от коллизионной зоны Гималаев в сторону Тянь-Шаня – 130 км/год.

При сравнении СВАН-диаграмм, рассчитанных

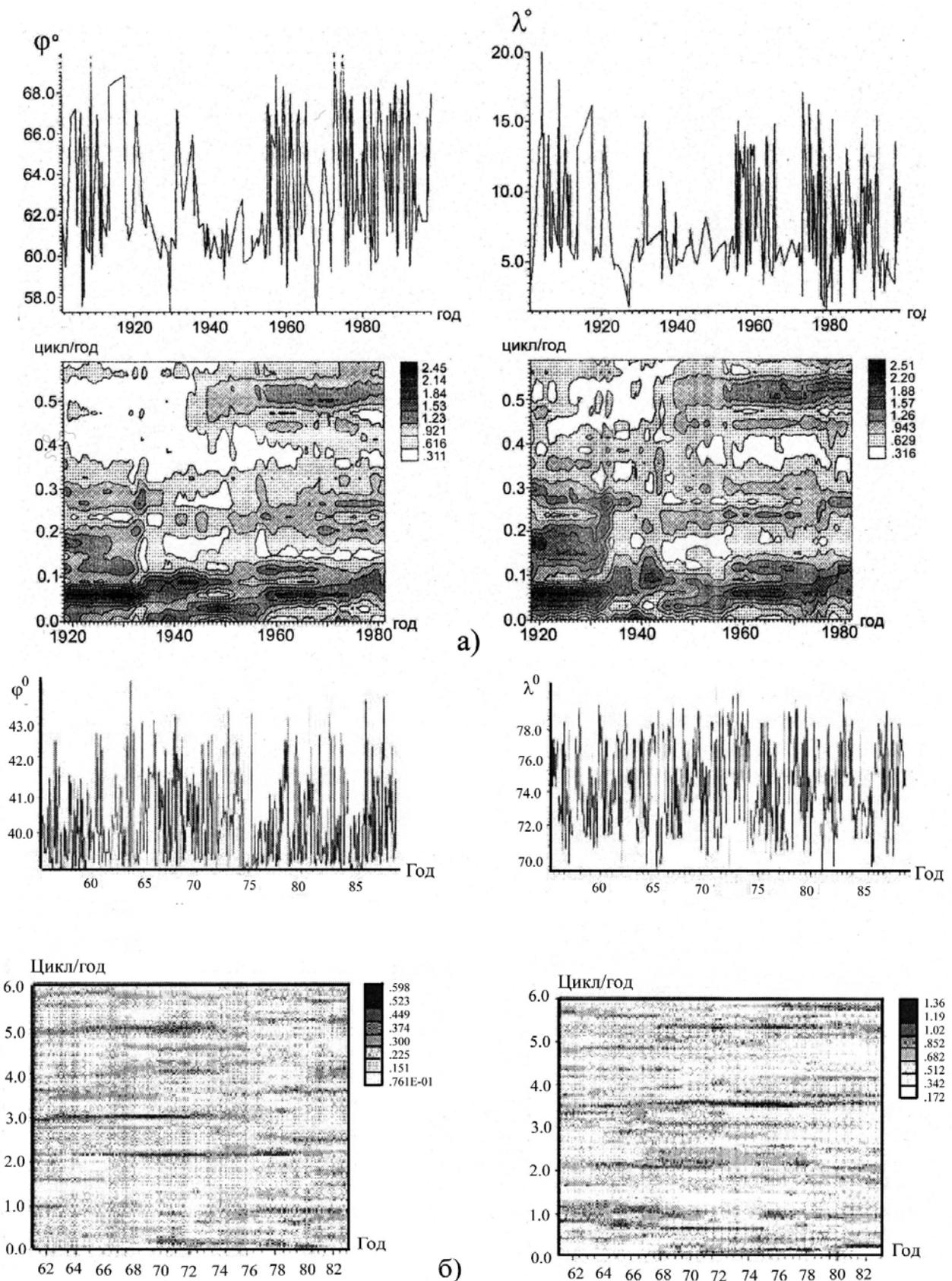


Рис. 2. Временные ряды и СВАН – диаграммы проявления очагов землетрясений по широте (ϕ) и долготе (λ): а) в Фенноскандии; б) в Тянь-Шане

по временным распределениям максимальной выделенной энергии M_{max} за один и тот же период 1978-1992 гг. в регионах Фенноскандия и

Тянь-Шань, наряду с различиями, наблюдается определенная корреляция ритмов для обоих регионов. Характерны четко выраженные, доволь

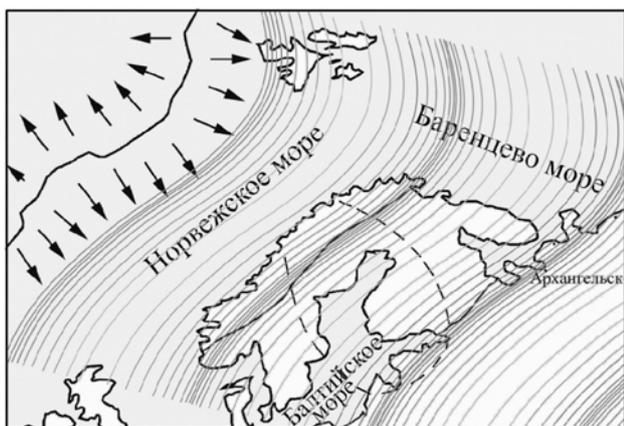


Рис. 3. Схематическое изображение распространения деформационных волн от Северо-Атлантической зоны спрединга

но продолжительные по времени проявления 3-5-летние и годовой ритмы, что позволяет предположить, что они связаны с влиянием одного и того же фактора глобального характера. По-видимому, на геодинамику напряженно-деформированной среды оказывают влияние космические причины – приливные воздействия на Землю Луны и Солнца, солнечный ветер, изменения скорости вращения Земли и др.

Аналогичные результаты по другим районам несколько позднее получили другие исследователи [Александров, Гамбурцев, 1998; Галаганов и др., 1994; Касьянова, 1998; Лукк, Юнга, 1994]. Общий вывод был о том, что в земной коре присутствуют деформационные волны, распространяющиеся в горизонтальном направлении со скоростями 10-150 км/год.

Проходя по какой-либо территории, деформационная волна меняет физическое состояние среды, поочередно вызывая ее растрескивание и консолидацию, т.е. расширение и сжатие (рис. 3).

Наряду с возможным провоцированием подземных толчков деформационные волны сами по себе представляют большую опасность для объектов высокого экологического риска.

Подводя итог вышесказанному, можно сделать следующие выводы. Континентальная сейсмичность как в пределах орогенов, так и кратонов имеет ряд общих черт.

Сейсмичность проявляется в регионах, где отмечаются неоднородности в верхней мантии, а точнее там, где она характеризуется пониженными скоростными параметрами.

На сейсмически активных площадях наблюдается повышенный тепловой поток.

На этих же площадях выявлены пониженные значения гравитационного поля.

Континентальная сейсмичность тяготеет к областям с повышенной мощностью земной коры.

Очаги землетрясений на континентах являются коровыми, т.е. расположены в пределах земной коры. Их преобладающие глубины составляют 8-17 км за исключением зон Вранча и Гиндукуша на Евро-Азиатской плите, являющихся «запечатанными» зонами субдукции.

На этих же глубинах отмечаются субгоризонтальные волноводы – зоны трещиноватости, насыщенные минерализованными растворами.

Отмечается совпадение глубин очагов землетрясений и залегания волноводов, что приводит к выводу об их связи. Землетрясения могут быть вызваны в результате проскальзывания верхней хрупко-жесткой части земной коры по нижней псевдо-пластичной.

В пределах орогенов и кратонов отмечаются гравитационные волны, источником которых для Фенноскандии служит Северо-Атлантическая зона спрединга, а для Тянь-Шаня – коллизионная зона Гималаев.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас временных вариаций природных процессов. Порядок и хаос в литосфере и других средах // М.: ОИФЗ РАН, 1994. 176 с.
- Александров С.И., Гамбурцев А.Г. О ритмической миграции очагов землетрясений вдоль Левантского разлома. // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. М.: Научный мир. 1998. С. 136-139.
- Базавлук Т.А., Юдахин Ф.Н. Деформационные волны в земной коре Тянь-Шаня по сейсмологическим данным // Доклады ДАН. 1993. Т. 329, № 5. С. 565-570.
- Галаганов О.Н., Журавлев В.И., Лукк А.А. Волновые возмущения геофизических полей, наблюдаемые на Гармском полигоне в Таджикистане // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука. 1994. С. 55-75.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С. Тепловой поток // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир. 2005. 400 с.
- Егорова Т.П. Трехмерная плотностная модель литосферы Европы. I // Физика Земли. 2002. № 5. С. 3-16.
- Касьянова Н.А. Волновая миграция сейсмической активности в пределах Кавказа и Предкавказья // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. М.: Научный мир. 1998. С. 245-247.

- Лукк А.А., Юнга С.Л. Волновые возмущения сеймотектонических деформаций и напряжений, регистрируемых по механизмам очагов землетрясений // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука. 1994. С. 21-39.
- Сабитова Т.М., Адамова А.А. и др. Трехмерная скоростная модель земной коры Тянь-Шаня по данным сейсмотомографических исследований // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир. 2005. 400 с.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир. 2001. 606 с.
- Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А. и др. Трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Матер. 14 межд. конф. 27-31 окт. 2008. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2 часть. 2008. С. 326-328.
- Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным // Апатиты: Изд. Кольского научного центра. 1993. 146 с.
- Шаров Н.В., Мишенькина З.Р., Крылов С.В. и др. Трехмерная скоростная модель верхней мантии Балтийского щита // Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1998. Ч. I. С. 79-92.
- Юдахин Ф.Н., Французова В.И. Особенности проявления геодинамических процессов и внутриплитной сейсмичности на Северо-Западе Восточно-Европейской платформы // Матер. межд. конф. «Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов». Воронеж: ВГУ. 2001. С. 223-225.
- Юдахин Ф.Н. Геодинамические процессы в земной коре и сейсмичность континентальной части Европейского Севера // Литосфера. 2002. № 2. С. 3-23.
- Юдахин Ф.Н. О некоторых общих чертах глубинного строения и геодинамики платформ и горно-складчатых областей // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Сборник мат. Второго межд. симп. Отв. ред. С.В. Гольдин, Ю.Г. Леонов. Москва – Бишкек. 2003. С. 47-68.
- Yudakhin F.N., Bazavluk T.A. Oscillatory processes in the Earth lithosphere // XXII General Assembly of European Geophysical Society. Annales Geophysicae. Pt. 1. Society Symp. Solid Earth Geophysics and Natural Hazards. Suppl. 1, V. 15, Vienna. 1997.

Глава 4. Разлом как особое геологическое и физическое тело

<i>Бобров А.А.</i> Отражение некоторых особенностей разломных зон Приольхонья и южного Приангарья в эманациях радона	5
<i>Вахнин М.Г.</i> Влияние разломов на формирование локальных структур и нефтегазоносность региона на примере севера Предуральяского прогиба	10
<i>Виноградов А.М., Бушарина С.В.</i> Дизъюнктивные и инъективные дислокации разломных структур, минерализация и углеводородогенерация Урало-Западно-Сибирской тектоно-магматической системы	15
<i>Геншафт Ю.С., Баженова Г.Н.</i> Роль сдвиговых напряжений в минеральных преобразованиях	21
<i>Зверев С.М.</i> Активные разломы в зоне конвергенции: внутреннее строение (по данным ГСЗ, ОГТ), сейсмичность	27
<i>Киссин И.Г.</i> Роль флюидов в формировании сдвиговых деформаций	34
<i>Козырев А.А., Каспарьян Э.В., Жиров Д.В., Смагина Ю.Г.</i> Аномальный характер современных дифференцированных деформаций в районе Саамского разлома (Хибины)	41
<i>Кочарян Г.Г.</i> Динамика деформационных характеристик разломных зон	49
<i>Кузин А.М.</i> О внутреннем строении зон разрывных нарушений по сейсмическим данным и его взаимосвязи с геологическими процессами	55
<i>Летников Ф.А.</i> Синергетика процессов в зонах глубинных разломов	63
<i>Милановский С.Ю., Николаевский В.Н.</i> Роль трещиноватости в эволюции земной коры	71
<i>Осокина Д.Н.</i> Поля локальных напряжений разных уровней и нарушений второго порядка вблизи окончания сдвигового разрыва	104
<i>Павленкова Н.И.</i> Типы зон разломов и глубоких нарушений континентальной литосферы по сейсмическим данным	115
<i>Ребецкий Ю.Л.</i> Разлом – особое геофизическое тело в земной коре	123
<i>Ружич В.В.</i> Геологический путь к очагу землетрясения	132
<i>Ручьев А.М.</i> Аллохимический стресс-метаморфизм пород беломорского комплекса Балтийского щита	142
<i>Салтыковский А.Я., Патонин А.В., Ладыгин В.М., Виноградов Ю.К.</i> О возможных изменениях петромагнитных свойств базальтов при одноосном сжатии	148
<i>Семинский К.Ж., Черемных А.В., Бобров А.А., Кожевников Н.О.</i> Разломные зоны Прибайкалья: внутренняя структура и геофизические поля	151
<i>Соколова Ю.Ф.</i> Сдвиговая деформация и ее роль в формировании этажности континентальной земной коры	157
<i>Спивак А.А.</i> Тектонические разломы как зоны интенсивных межгеосферных взаимодействий	160
<i>Травин В.В., Козлова Н.Е.</i> Пластическая деформация как фактор эклогитизации на примере пластических зон сдвига района села Гридино, Беломорский подвижный	

пояс	166
<i>Траскин В.Ю.</i> Эффект Ребиндера в тектонофизике	171

Глава 5. Тектонофизика в решении проблем поиска и разработки месторождений полезных ископаемых

<i>Авагимов А.А., Зейгарник В.А.</i> Закономерности образования и особенности строения зон горизонтального сдвига (по результатам физического моделирования)	185
<i>Вострецов А.Г., Яковицкая Г.Е., Кривецкий А.В., Бизяев А.А.</i> Прогнозные критерии разрушения образцов горных пород и массивов на основе структуры и параметров сигналов электромагнитного излучения	192
<i>Казанкова Э.Р., Корнилова Н.В., Судо Р.М.</i> Геофлюидодинамика Восточно-Перевального месторождениям	199
<i>Ловчиков А.В.</i> Взаимосвязь техногенной сейсмичности и структурно-блокового строения массива на Ловозерском редкометальном месторождении	205
<i>Мартышко П.С., Пьянков В.А.</i> Вариации магнитных параметров платиноносных дунитов массива Кондер и их связь с локализацией пластической деформации на разных иерархических уровнях	212
<i>Мартышко П.С., Пьянков В.А.</i> Мезомеханический сценарий деформирования массива Денежкин Камень и его проявление в магнитоакустических характеристиках горных пород	217
<i>Мартышко П.С., Пьянков В.А.</i> Пространственно-временные особенности вековых вариаций геомагнитного поля как инструмент сейсмического районирования	223
<i>Опарин В.Н., Леонтьев А.В., Козырев А.А., Саиурин А.Д., Ружич В.В., Еманов А.Ф.</i> Деструкция земной коры и процессы самоорганизации в областях сильного техногенного воздействия	229
<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	242
<i>Хазан Я.М.</i> Геодинамические и тектонофизические аспекты проблемы происхождения кимберлитов	249
<i>Чанышев А.И., Белоусова О.Е.</i> Математическая модель запредельного деформирования горных пород и ее применение в расчетах зональной дезинтеграции массива пород вокруг выработок	256

Глава 6. Региональная тектоника, геофизические и сейсмологические данные

<i>Акманова Д.Р., Викулин А.В., Осипова Н.А.</i> Миграция сейсмической и вулканической активности как тектонофизический процесс	265
---	-----

<i>Баранов А.А.</i> Комплексная структура коры для Азиатского региона – начальный этап для построения региональной геодинамической модели	271
<i>Бормотов В.А., Меркулова Т.В.</i> Связь сейсмического режима Танлу-Охотской рифтовой системы с разломной тектоникой, прочностными свойствами и геодинамическим деформированием литосферы	278
<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	284
<i>Бушенкова Н.А., Деев Е.В., Червов В.В.</i> Природа пермо-триасового магматизма Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы: сопоставление геолого-структурных данных с результатами 3D моделирования скоростной и тепловой структуры верхней мантии	290
<i>Гаврилов В.А.</i> Динамика микротрещиноватости геосреды в связи с катастрофическими Симуширскими землетрясениями 2006 – 2007 гг. по данным комплексных скважинных измерений на Камчатке	295
<i>Горбунова Е.А.</i> Графики повторяемости землетрясений как критерий опасных разломов Байкало-Монгольского сейсмического пояса	303
<i>Гуфельд И.Л.</i> О проблемах прогноза сильных коровых землетрясений и регулирования сейсмического процесса.....	306
<i>Дамаскинская Е.Е., Томилин Н.Г.</i> Кинетическая природа stick-slip: эксперимент и подготовка Симуширских землетрясений	312
<i>Добрынина А.А., Саньков В.А.</i> Скорости и направления распространения разрывов в очагах землетрясений Байкальской рифтовой системы	317
<i>Злобин Т.К., Полец А.Ю.</i> Сейсмодислокации и разломы земной коры по профилю Шантары – Северный Сахалина – Поднятие АН СССР – Матуа	324
<i>Копылова Г.Н., Серафимова Ю.К.</i> Особенности сейсмического режима и деформирования земной коры Восточной Камчатки на стадиях подготовки сильных землетрясений.....	330
<i>Кучай О.А., Бушенкова Н.А.</i> Механизмы очагов землетрясений Центральной Азии и некоторые элементы геодинамики	338
<i>Левин Б.В., Родкин М.В., Сасорова Е.В.</i> Особенности сейсмического режима литосферы – проявления воздействия глубинного водного флюида	345
<i>Лементуева Р.А., Хромов А.А., Ирисова Е.Л., Борисова Л.Е.</i> Общие закономерности естественных электрических полей и их связь с геотектоническими структурами (Камчатка)	354
<i>Лунева М.Н.</i> Распределение сейсмической анизотропии в зонах субдукции Камчатки и Хоккайдо	359
<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	366
<i>Никонов А.А.</i> О дальнедействии сейсмических предвестниковых явлений деформационного типа при сильных, $M \geq 7.5$, коровых землетрясениях	378
<i>Родкин М.В.</i> Процессы разупрочнения в окрестности сильных землетрясений и в зонах фазовых превращений в верхней мантии	386

<i>Садыкова А.Б.</i> О сейсмическом режиме Тянь-Шаня	393
<i>Стеблов Г.М., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Фролов Д.И., Грекова Т.А.</i> Динамика Курило-Камчатской зоны субдукции по данным GPS	398
<i>Трофименко С.В.</i> Динамика сейсмического режима Олекмо-Становой сейсмической зоны (ОСЗ)	403
<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 2027 г.	411
<i>Юдахин Ф.Н.</i> Некоторые особенности континентальной сейсмичности	418