

УДК: 550.34.01 + 550.348.433

ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ ЦИКЛА РАЗРУШЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ РЕГИОНАЛЬНЫХ КАТАЛОГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2019 г. В. Б. Смирнов^{1,2,3*}, S. Omri⁴, М. Г. Потанина^{1,2},
В. О. Михайлов^{1,2,3}, А. Г. Петров^{1,2}, Н. М. Шапиро^{2,3}, А. В. Пономарев²

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
физический факультет, г. Москва, Россия

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

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

⁴International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

*E-mail: vs60@mail.ru

Поступила в редакцию 28.05.2018 г.

Принята в печать 18.12.2018 г.

На основе обобщенного закона повторяемости землетрясений выполнены оценки параметров цикла разрушения по данным региональных каталогов землетрясений в областях с различными характерными тектоническими режимами – зонах субдукции и сдвиговых разломных зонах. Для зон субдукции использованы каталоги Камчатки и Японии. Сдвиговые разломные зоны представлены разломами Сан-Андреас (каталог Северной Калифорнии), Северо-Анатолийским (каталог Греции) и сдвиговой зоной Загрос (каталог Ирана). Построены карты распределения длительности цикла разрушения и параметра q , характеризующего зависимость длительности цикла разрушения от размера области разрушения. Показано, что в среднем для каждого региона значения q близки к нулю, что свидетельствует о независимости вероятности разрушения структурных элементов среды от их размеров и указывает на согласованное, в среднем, распределение прочности и напряжений по размерам неоднородностей.

Пространственные вариации значений параметра q внутри регионов выходят за рамки статистических погрешностей оценок, что можно интерпретировать как наличие вариаций распределения напряжений по размерам неоднородностей. Оценка величин таких вариаций, проведенная в рамках кинетической концепции разрушения Журкова, дает значения, сравнимые с величинами напряжений, сбрасываемых при землетрясениях.

Статистический диапазон региональных вариаций длительности цикла разрушения составляет примерно два порядка, величины длительностей обратно пропорциональны средним по региону скоростям относительного движения плит по разломным зонам. Это свидетельствует, что длительности цикла разрушения определяются, в основном, скоростями тектонических деформаций. Существенный разброс значений длительности цикла разрушения внутри регионов указывает на значительную неоднородность распределения скоростей деформации и прочности в пределах региона, что согласуется с современными представлениями об иерархичном строении геологической среды и мозаичном характере поля напряжений.

Ключевые слова: зона субдукции, длительность цикла разрушения, скорость тектонических деформаций.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-3337201953-21>

ВВЕДЕНИЕ

Современные представления физики разрушения опираются на механику трещин и кинетику системы разномасштабных дефектов, находящихся в поле напряжений. Эти представления

содержат ряд ключевых параметров, (таких, как долговечность материала в кинетической концепции прочности или критическая концентрация трещин в механике), которые определяют характер процесса разрушения. Оценить эти физические параметры применительно

к сейсмогенному слою Земли можно по данным каталогов землетрясений, опираясь на представления о структуре сейсмичности [Смирнов, 2003; Смирнов, Завьялов, 1996].

Принципиальная проблема количественного сопоставления результатов сейсмической статистики с выводами физических теорий разрушения материалов заключается в несоответствии размеров их пространственных областей. Характерным пространственным размером в физике разрушения является размер разрушающейся области, применительно к сейсмологии это – размер очага землетрясения. Оценки сейсмической статистики относятся к областям, включающим множество очагов землетрясений и, соответственно, значительно превосходящим их по своим размерам. Перенесение натуральных статистических оценок в теоретическую область является их экстраполяцией в шкале пространственных масштабов. Такая экстраполяция корректна только при адекватном учете возможной зависимости оцениваемых величин от размера области (пространственного масштаба), для которой они оцениваются. В настоящее время выработались достаточно надежные представления о фрактальном характере пространственной структуры сейсмичности, позволяющие привести оценки сейсмической статистики к актуальным для физики разрушения масштабам [Смирнов, 2003; Смирнов, Пономарев, 2004].

В настоящей работе выполнен анализ параметров, характеризующих длительность цикла разрушения литосферы, по данным ряда региональных каталогов землетрясений в областях с различными характерными тектоническими режимами – зонах субдукции и континентальных сдвиговых трансформных разломных зонах. Под длительностью цикла разрушения понимается среднее время между двумя последовательными разрушениями одной и той же области среды. Оценки параметров цикла разрушения осуществляются на основе обобщенного закона повторяемости землетрясений [Kossobokov, Mazhkenov, 1988] по ранее разработанной методике [Смирнов, 2003].

ПАРАМЕТРЫ ЦИКЛА РАЗРУШЕНИЯ

Закон Гутенберга–Рихтера и фрактальная геометрия сейсмичности отражают фундаментальное свойство процесса разрушения – его

самоподобие. Закон Гутенберга–Рихтера отражает статистику размеров очагов землетрясений – он показывает, как изменяется количество землетрясений при изменении их размеров. Фрактальная геометрия определяет зависимость плотности землетрясений в пространстве от размера рассматриваемой области. Обе закономерности были объединены в одну, получившую известность как обобщенный закон повторяемости [Kossobokov, Mazhkenov, 1988; Кейлис-Борок и др., 1989; Kossobokov, Mazhkenov, 1994] и независимо [Челидзе, 1990] или, в другой терминологии, единый закон подобия для землетрясений (unified scaling law for earthquakes) [Bak et al., 2002]:

$$\lg N = -b \lg E + d \lg L + \lg T + \lg B, \quad (1)$$

где: N – количество землетрясений с энергией E , произошедших в области, размером L за время T ; b – наклон графика повторяемости (параметр Гутенберга–Рихтера); d – фрактальная размерность геометрии сейсмичности; B – обобщенная сейсмическая активность (приведена принятая в сейсмологии форма с логарифмированием размерных величин, подразумевающая, что единицы измерения оговариваются особо). Позже первые авторы обобщенного закона повторяемости землетрясений стали называть его «общий закон подобия для землетрясений» [Кособоков, Некрасова, 2004; Некрасова, 2008; Некрасова, Кособоков, 2005; 2006; Nekrasova et al., 2011; Некрасова и др., 2015; Кособоков, Соловьёв, 2018]. Мы, однако, сохраняем исходное название, поскольку оно, по нашему мнению, более точно отражает содержание этого закона.

Обобщенный закон объединяет оценки повторяемости землетрясений, полученные в областях различного размера для событий различных энергий, что позволяет корректно пересчитывать статистики, полученные в областях различного размера. В частности, он позволяет корректно экстраполировать представительные статистические оценки параметров сейсмичности, полученные в различных объемах среды, в область «физически актуальных» пространственных размеров разрушающихся частей среды.

Полагая в (1) размер области L равным размеру очага землетрясения l и подставляя выражение энергии землетрясения через размер его очага $E = E_0 l^a$ [Садовский и др., 1983], получим выражение для среднего количества землетрясений N_0 , происходящих в области с размером

равным размеру их очагов в течение интервала времени T , т. е. для среднего количества (за время T) актов разрушения области размера l : $\lg N_0 = -(ab-d)\lg l + \lg T - b\lg E_0 + \lg B$. Средняя частота актов разрушения $\nu_0 = N_0/T$ равна в таком случае:

$$\nu_0 = \frac{B}{E_0^b} l^{-(ab-d)}. \quad (2)$$

Длительность цикла разрушения оценивается как интервал времени обратный средней частоте повторяемости землетрясений в области, размер которой равен размеру их очагов. Из (2) следует, что выражение для зависимости длительности цикла разрушения от размера области разрушения (размера очага) l имеет вид:

$$\tau(l) = \tau_0 (l/l_0)^q. \quad (3)$$

Здесь τ_0 – длительность цикла разрушения для области l_0 (равной размеру очага землетрясения с магнитудой M_0) и

$$q = \alpha b - d, \quad (4)$$

где α определяется связью магнитуды с размером очага землетрясения:

$$M = \alpha \lg l + \beta. \quad (5)$$

Оценки параметров b , d и B , входящих в (2), и, соответственно, τ_0 и q , входящих в (3), могут быть получены для сейсмоактивных регионов по данным каталогов землетрясений. Процедура их оценки подробно описана в работе [Смирнов, 2003].

В качестве исходных данных для оценки длительности цикла разрушения τ используются следующие статистики, получаемые по данным каталогов землетрясений в выбранной ячейке пространства: число событий N с магнитудой $M \geq M_{\min}$, произошедших в течение интервала времени T в области пространства размера L ; наклон графика повторяемости b ; фрактальная размерность множества гипоцентров d . Оценка τ производится для событий в диапазоне магнитуд $[M-\Delta M, M+\Delta M]$, что отвечает повторяемости разрушений области среды, размер которой лежит в интервале $[l_1, l_2]$. Предполагается, что сейсмический режим подчиняется обобщенному закону повторяемости (1) в диапазоне представительных магнитуд $M \geq M_c$ и в некотором диапазоне

пространственных размеров $[L_1, L_2]$, известным, как область скейлинга.

Оценка длительности цикла разрушения для землетрясений с магнитудой M_0 имеет вид [Смирнов, 2003]:

$$\tau_0 = \frac{T}{N} \cdot 10^{-bM_{\min}} \cdot (10^{b\Delta M} - 10^{-b\Delta M})^{-1} \times \left(\frac{10^{-\beta/\alpha}}{L} \right)^{-d} \cdot 10^{\frac{q}{\alpha} M_0}. \quad (6)$$

Величина q рассчитывается по формуле (4).

Отметим, что выражение (3) схоже с классическим законом повторяемости землетрясений Гутенберга–Рихтера, переписанным в шкале размеров очагов:

$$\tau(l) = \tau_0 (l/l_0)^{\alpha b}, \quad (7)$$

но учитывает не только степенную зависимость частоты землетрясений от их энергии, но и степенную зависимость частоты землетрясений от размера сейсмогенной области, обусловленную фрактальной геометрией сейсмичности. Действительно, пусть в регионе размера L за время T произошло n_M землетрясений с магнитудой M . Обозначим среднюю частоту повторяемости землетрясений в этой области как $\nu(L) = n_M/T$. Если бы землетрясения были распределены в пространстве равномерно, то средняя частота повторяемости в области размера l была бы в $(L/l)^3$ раз меньше: $\nu(l) = \nu(L)(l/L)^3$. Однако распределение землетрясений в пространстве неравномерно. Если принять, что геометрия сейсмичности фрактальна, то при расчете $\nu(l)$ вместо множителя $(l/L)^3$ следует использовать $(l/L)^d$, где фрактальная размерность (точнее – размерность кластера) равна d . Эта «фрактальная поправка» и входит в формулу (3), позволяя рассчитывать среднюю частоту повторяемости землетрясений в области размера l на основе средней частоты повторяемости в области большего размера L , в которой количество событий достаточно для получения статистически представительных оценок.

В соответствии с (3), параметр q и величина τ_0 рассматриваются нами как физические параметры цикла разрушения. Мы использовали для параметра q англоязычное название q -value, по аналогии с названием b -value для параметра Гутенберга–Рихтера [Смирнов, 2003].

Параметры цикла разрушения оцениваются в пространственных ячейках сферической формы с радиусом R_0 , скользящих по пространству с шагом ΔD в горизонтальных направлениях и ΔZ по глубине. До начала расчетов каталог землетрясений очищается от афтершоков. Для идентификации афтершоков использовалось авторское программное обеспечение [Смирнов, 1997а; 2009], реализующее алгоритм Молчана–Дмитриевой [Молчан, Дмитриева, 1991; 1993; Молчан и др., 1996].

ПОГРЕШНОСТИ ОЦЕНОК ПАРАМЕТРОВ ЦИКЛА РАЗРУШЕНИЯ

Оценка τ_0 вычисляется как величина, обратная к средней частоте повторяемости землетрясений n_{Ml} выбранной магнитуды \tilde{M} в области пространства размера \tilde{L} , соответствующего размеру очага события с магнитудой \tilde{M} . Согласно (6), выражение для n_{Ml} включает в себя три сомножителя (выделенные фигурными скобками):

$$n_{Ml} = \left\{ \frac{N}{T} \right\} \times \left\{ 10^{-b\tilde{M}} 10^{bM_{\min}} \left(10^{b\Delta M} - 10^{-b\Delta M} \right) \right\} \cdot \left\{ \left(\frac{\tilde{L}}{L} \right)^d \right\}, \quad (8)$$

где \tilde{L} и \tilde{M} связаны соотношением (5).

Первый сомножитель в (8) определяется частотой всех землетрясений (во всем диапазоне магнитуд $[M_{\min}, \infty]$) в области размера L за время T ; второй – обеспечивает пересчет этой частоты к выбранной магнитуде, точнее к диапазону $[\tilde{M} - \Delta M, \tilde{M} + \Delta M]$; третий – обеспечивает пересчет оценки от области размера L к области очага \tilde{L} . Соответственно, погрешность оценки величины $\lg n_{Ml}$ и равная ей погрешность $\lg \tau_0$ складывается из трех величин:

$$\Delta \lg \left(\frac{N}{T} \right); \Delta b (\tilde{M} - M_{\min}) + \Delta \lg (10^{b\Delta M} - 10^{-b\Delta M});$$

$$\Delta d \lg \left(\frac{\tilde{L}}{L} \right).$$

Случайная компонента $\Delta \lg \tau_0$ обусловлена погрешностями оценок N , b и d по конечной выборке, отвечающей рассматриваемому

пространственно-временному окну, а систематическая, одинаковая для всех окон – погрешностями коэффициентов α и β (остальные параметры – T , \tilde{M} , M_{\min} , ΔM и L – задаются точно).

В точках расчетной сетки погрешность $\Delta \lg \tau_0$ оценивается по формуле:

$$\Delta \lg \tau_0 = \sqrt{\frac{1}{(\ln 10)^2 N} + \left(\Delta b (\tilde{M} - M_{\min} + \Delta M) \right)^2 + \left(\Delta d \lg (L/\tilde{L}) \right)^2}. \quad (9)$$

Погрешность параметра q рассчитывается стандартным образом на основе погрешностей параметров b и d :

$$\Delta q = \sqrt{(\alpha \Delta b)^2 + \Delta d^2}. \quad (9')$$

ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ ЦИКЛА РАЗРУШЕНИЯ

Первые статистические оценки длительности цикла разрушения получены на основании (1) в работе [Кейлис-Борок и др., 1989] для нескольких регионов, выбор которых определялся набором использованных в работе каталогов. Ниже представлены результаты оценок параметров цикла разрушения и их пространственных распределений в зонах субдвигции на примере Камчатки и Японии и в сдвиговых областях, на трансформных границах плит на примере районов разломов Сан-Андреас и Северо-Анатолийского, а также зоны Загрос в Иране.

Камчатка

Каталог землетрясений представлен на сайте Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН¹ (версия без вулканических землетрясений). Камчатский каталог доступен с 1962 г. Более чем за 50 лет он претерпел значительные изменения. Изменялась как конфигурация сети, так и методы обработки исходных данных и расчета параметров землетрясений [Гордеев и др., 2011; 2013]. Каталог землетрясений содержит сведения о времени в очаге, координатах эпицентра и глубине, энергетическом классе, свя-

¹ <http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php>

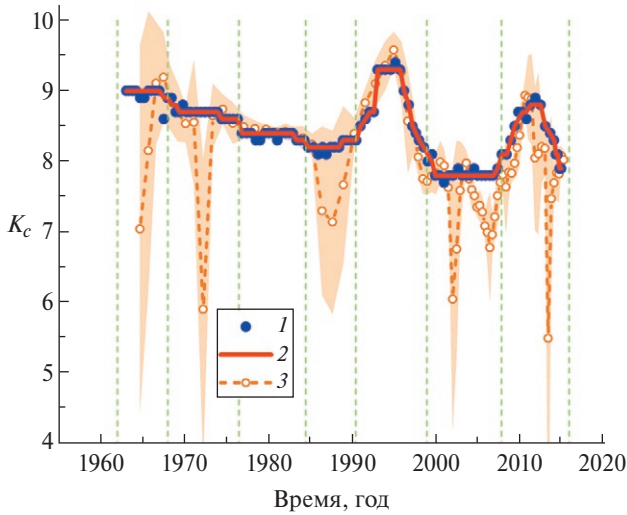


Рис. 1. Изменение представительного класса K_c каталога Камчатки во времени по данным во всем регионе: 1, 2 – авторское программное обеспечение (1 – исходные оценки, 2 – сглаженная кривая); 3 – пакет z -map, заливкой показаны доверительные интервалы. Вертикальными пунктирными линиями показаны выделенные интервалы развития сейсмической сети.

Представительность камчатского каталога была исследована по двум методикам: с помощью пакета z -map³ и с помощью авторского программного обеспечения [Смирнов, 1997а; 2009], реализующего методику [Писаренко, 1989; Садовский, Писаренко, 1991]. Результаты представлены на рис. 1 и рис. 2. Оба метода дали согласующиеся между собой оценки изменения представительности каталога во времени и распределения в пространственно-временных областях.

Результаты оценок представительного класса свидетельствуют, что он колеблется от 6.5 до 9.5 в зависимости от времени и места и превышает уровень $K_c = 9.5$ только в отдельные моменты времени в самой южной части региона. Исходя из этого, для обеспечения однородности рабочего каталога за весь период с 1964 г. в каталог были включены события с $K \geq 9.5$.

Результаты оценок τ_0 и q по данным каталога землетрясений Камчатки представлены на рис. 3, величина τ_0 отвечает 16-му энергетическому классу. В расчетных формулах (6) и (9) магнитуда M заменяется на класс K , параметры в (5) имеют значения $\alpha = 3$, $\beta = 11$ согласно работе [Садовский и др., 1983]. Значение ΔK выбиралось из условия $I_2 / I_1 = 3$ [Смирнов, 2003],

³ <http://www.geociencias.unam.mx/~ramon/ZMAP/intro.html>

зависимом с энергией землетрясения соотношением $K = \lg E$, где E – выражена в Дж².

² Это соотношение следует рассматривать не как физическое, а как статистическое, поскольку энергетический класс относится к типу оценки магнитуды [Абубакиров и др., 2018].

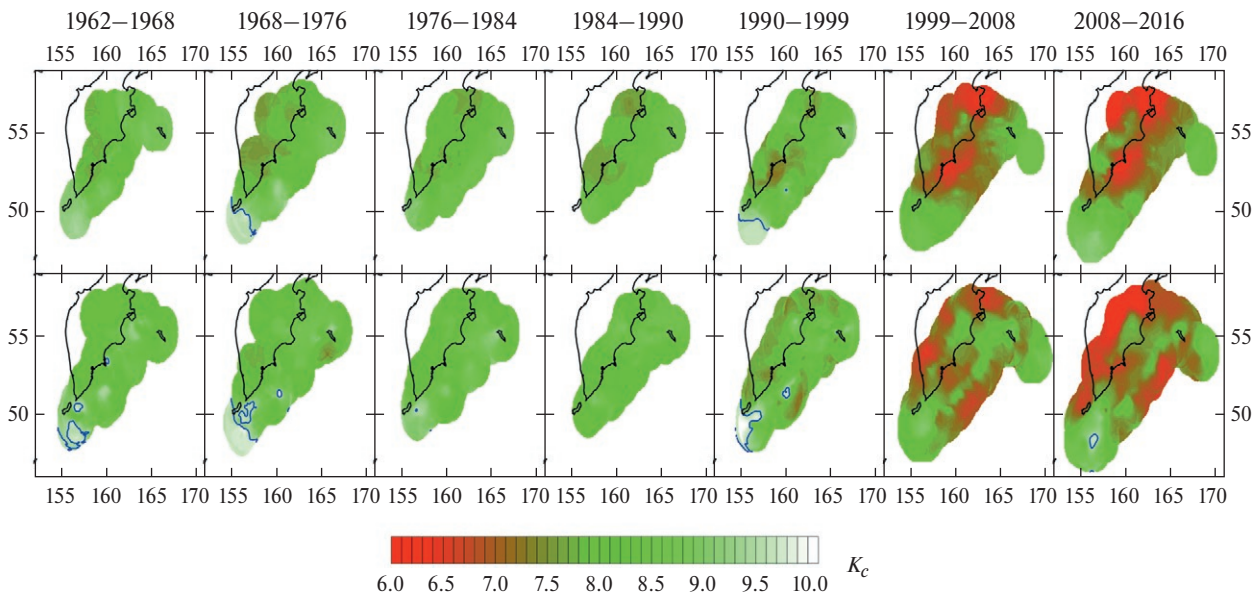


Рис. 2. Изменение представительного класса K_c каталога Камчатки в пространстве в интервалы времени, выделенные на рис. 1. Верхний ряд – авторское программное обеспечение, нижний – пакет z -map. Синей линией показан контур $K_c = 9.5$.

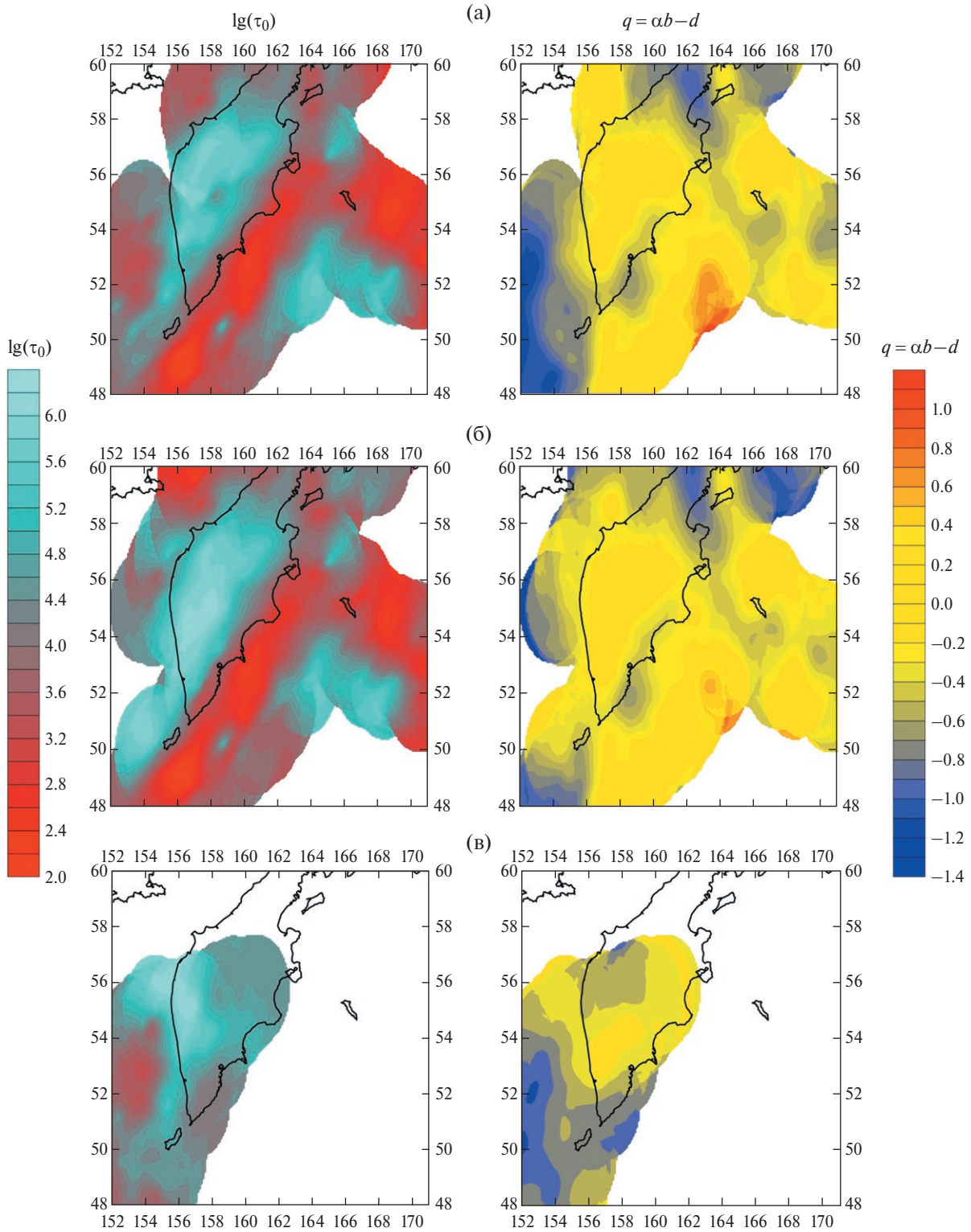


Рис. 3. Длительность цикла разрушения τ_0 (в годах, для $K_0 = 16$) и параметр q , по данным регионального каталога землетрясений Камчатки. Желтым цветом залиты области с нулевыми в пределах погрешностей значениями q ; (а) – по всему сейсмогенному слою; (б) – для глубин менее 150 км; (в) – для глубин более 150 км.

отвечающего соседним уровням иерархии неоднородностей литосферы по Садовскому [Садовский, Писаренко, 1991], и составило 0.72 единицы энергетического класса.

Верхний предел области скейлинга для оценки фрактальной размерности в скользящих пространственных окнах составил 100 км, что позволило разделить оценки параметров цикла разрушения по двум диапазонам глубин. На рис. 3а представлена карта, построенная для всего сейсмогенного слоя, а на рис. 3б и рис. 3в результаты расчетов разделены на два слоя по глубине.

Межквартильный диапазон оценок длительности цикла разрушения по всему региону составляет от 400 до 2000 лет. На рис. 3 видно, что наименьшая длительность цикла разрушения относится к основной сейсмофокальной зоне субдукции. В ее верхней части, простирающейся вдоль побережья Камчатки, величина длительности цикла разрушения составляет первые сотни лет, что, как отмечалось в работе [Смирнов, 2003], согласуется с оценками длительности сейсмического цикла С.А. Федотова [Федотов, 1968] (с учетом методики, использованной С.А. Федотовым). С увеличением глубины сейсмогенной области вдоль погружающейся океанической плиты длительность цикла увеличивается примерно на порядок. Вне основной сейсмофокальной зоны длительность цикла разрушения почти на 3 порядка больше, чем внутри нее.

Распределение параметра q не демонстрирует какой-либо связи этого параметра с главными структурными особенностями региона. На рис. 3 видно, что почти на всей территории значение параметра q близко к нулю с учетом средней погрешности его оценки – область таких значений показана на рис. 3 желтым цветом.

Аномальные значения параметров цикла разрушения на самых краях выбранного планшета могут быть обусловлены неоднородностью данных на периферии области покрытия сейсмического каталога.

Для прояснения вопроса о наличии статистически значимых вариаций параметров цикла разрушения в пространстве был произведен дисперсионный анализ по данным для всего региона. Сравнивалась сериальная дисперсия множества оценок, полученных по набору выбранных сферических ячеек, со средней статистической погрешностью индивидуальных оценок в каж-

дой ячейке, полученных по формулам (9) и (9'). Результаты представлены в табл. 1.

Таблица 1. Результаты дисперсионного анализа оценок длительности цикла разрушения по данным каталога Камчатки

Параметр	Корень из сериальной дисперсии σ_s	Средняя погрешность индивидуальных оценок σ_0	$R = \frac{\sigma_s}{\sigma_0}$
q	0.43	0.25	1.7
$\lg \tau_0$ (год)	0.82	0.34	2.4

Из последней колонки табл. 1 видно, что для обоих параметров сериальная дисперсия больше статистической погрешности оценок, что свидетельствует о наличии значимых вариаций параметров цикла разрушения в пространстве.

Япония

В качестве исходных данных использовались записи из каталога Международного сейсмологического центра, ISC⁴, представленные в нем Японским метеорологическим агентством (Japan Meteorological Agency, JMA). В каталоге приведены локальные магнитуды. Ортогональная регрессия значений M_W из Гарвардского каталога центроид-моментов и магнитуды M из отобранного нами каталога JMA дает соотношение:

$$M_W = (0.98 \pm 0.02)M + (0.24 \pm 1),$$

которое близко к соотношению $M = M_W$. С учетом соотношения $\lg l(\text{км}) = \frac{1}{3} \lg M_0(\text{Н} \cdot \text{м}) - 5.07$ [Гусев, Мельникова, 1990], получаем для параметров в (5): $\alpha = 2.04$ и $\beta = 3.91$.

Анализ представительной магнитуды показал, что начиная с 1981 г. на всей территории представительны события с $M \geq 3.3$.

На рис. 4 представлены карты распределения параметров q и τ_0 по всему сейсмогенному слою. Каталог JMA позволяет также получить оценки параметров цикла разрушения для двух слоев по глубине: 0–50 и 50–100 км; соответствующие карты приведены на рис. 5.

⁴ <ftp://isc-mirror.iris.washington.edu/pub/>

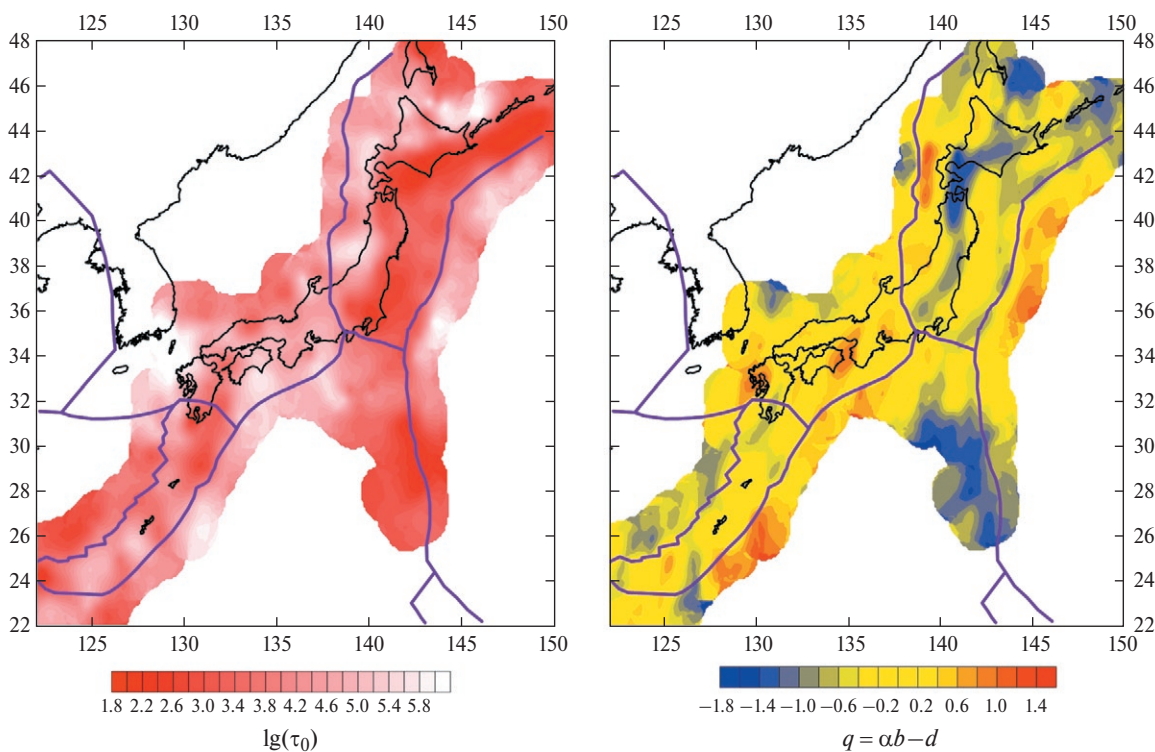


Рис. 4. Длительность цикла разрушения τ_0 (в годах, для $M_0=7.5$) и параметр q , по данным регионального каталога землетрясений Японии. Желтым цветом залиты области с нулевыми в пределах погрешностей значениями q .

В табл. 2 представлены результаты дисперсионного анализа полученных оценок параметров цикла разрушения, позволяющие сравнить степень их изменчивости в пространстве (корень из сериальной дисперсии σ_s) со средней статистической погрешностью оценки σ_0 .

Таблица 2. Результаты дисперсионного анализа оценок длительности цикла разрушения по данным каталога Японии

Параметр	Корень из сериальной дисперсии σ_s	Средняя погрешность индивидуальных оценок σ_0	$R = \frac{\sigma_s}{\sigma_0}$
q	0.63	0.4	1.6
$\lg\tau_0$ (год)	0.95	0.6	1.6

Среднее значение параметра q составляет для Японии -0.07 . С учетом приведенных дисперсий среднее значение можно считать равными нулю, т. е. в среднем длительность цикла разрушения не зависит от размера области разрушения. При этом из приведенных выше дисперсионных оценок видно, что пространственная изменчивость параметров в 1.6 раза

превосходит статистические погрешности, что свидетельствует о реальности (статистической значимости) изменения рассмотренных параметров в пространстве.

Распределение параметра q в пространстве демонстрирует области положительных и отрицательных значений. Положительные значения q приурочены к границам плит в океанической части зоны субдукции. Отрицательные значения q расположены позади глубоководных желобов, они приходятся на область контакта океанической и континентальной плит, а также и на погружающуюся часть плиты (это особенно заметно на рис. 5 для глубин 50–100 км).

Вопрос о природе такой структуры распределения параметра q остается открытым. Однако можно предположить, что она связана с различием характерных напряжений – в области положительных значений q плита испытывает изгиб, и в ее верхней части могут быть растягивающие напряжения. Отметим, что по данным мирового каталога землетрясений ранее были обнаружены положительные значения q для рифтовых зон – характерных областей растяжения [Смирнов,

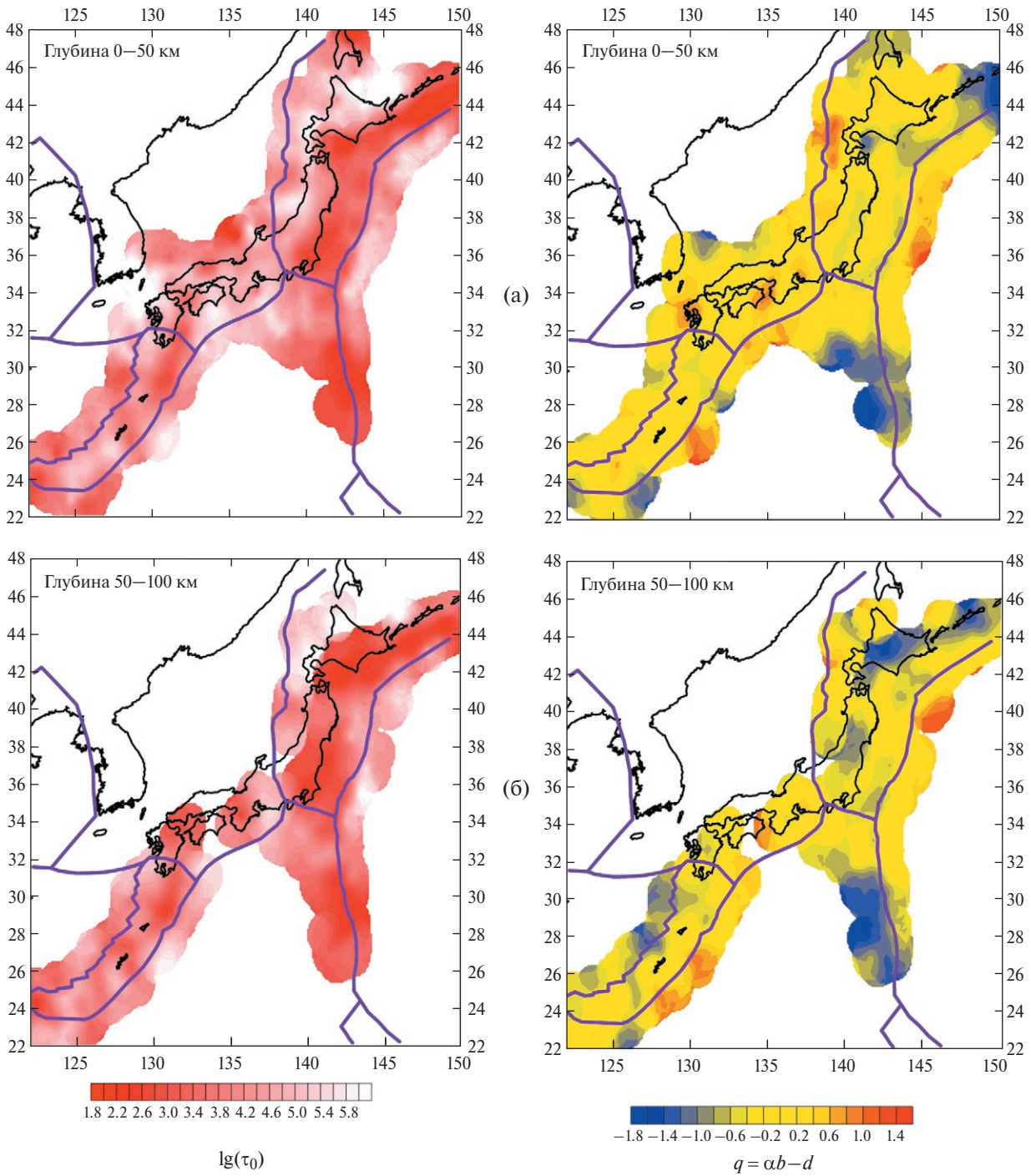


Рис. 5. Длительность цикла разрушения τ_0 (в годах, для $M_0=7.5$) и параметр q , по данным регионального каталога землетрясений Японии для глубин 0–50 км (а) и 50–100 км (б). Желтым цветом залиты области с нулевыми в пределах погрешностей значениями q .

2003]. Область отрицательных значений q для Японии отвечает области сжатия.

Межквартильный диапазон оценок длительности цикла разрушения по всему региону – от 900 до 5700 лет.

Северная Калифорния

В качестве исходных данных использовался каталог Центра данных Северной Калифорнии⁵. Основным типом магнитуды в каталоге

⁵ <http://quake.geo.berkeley.edu/ncedc/catalog-search.html>

Северной Калифорнии является магнитуда по длительности коды M_d . Однако эта магнитуда «насыщается» при значениях 4.5 и более. Поэтому авторы каталога приводят поле Preferred Magnitude для составной шкалы, которую они рекомендуют использовать. В ней относительно сильные события, с магнитудой более 4, снабжены значениями магнитуды шкал отличных от M_d (в основном магнитудами Рихтера M_L). Судя по графику повторяемости эту составную шкалу можно считать достаточно однородной для решения нашей задачи.

Ортогональная регрессия значений M_w по данным Гарвардского каталога центроид-моментов и «составной» магнитуды M в каталоге Северной Калифорнии дает соотношение:

$$M_w = (0.99 \pm 0.1)M + (0.19 \pm 0.5).$$

Как и в случае каталога Японии, это близко к соотношению $M = M_w$. Значения параметров в (5): $\alpha = 2.02$ и $\beta = 3.93$. Начиная с 1978 г. на всей территории можно принять в качестве представительной магнитуды значение 2.3.

На рис. 6 представлены карты распределения параметров q и τ_0 . Результаты дисперсионного анализа приведены в табл. 3.

Таблица 3. Результаты дисперсионного анализа оценок длительности цикла разрушения по данным каталога Северной Калифорнии

Параметр	Корень из сериальной дисперсии σ_s	Средняя погрешность индивидуальных оценок σ_0	$R = \frac{\sigma_s}{\sigma_0}$
q	0.56	0.2	2.8
$\lg \tau_0$ (год)	0.98	0.4	2.4

Среднее по всему региону значение $q = 0.2$ не превосходит средней погрешности оценки. На рис. 6б видно, что аномально высокие по абсолютной величине значения q приходятся на края региона, где данные каталога наименее надежны; погрешности оценок q в этих местах наиболее высокие – относительная погрешность достигает 100%. В остальном, большей части региона отвеча-

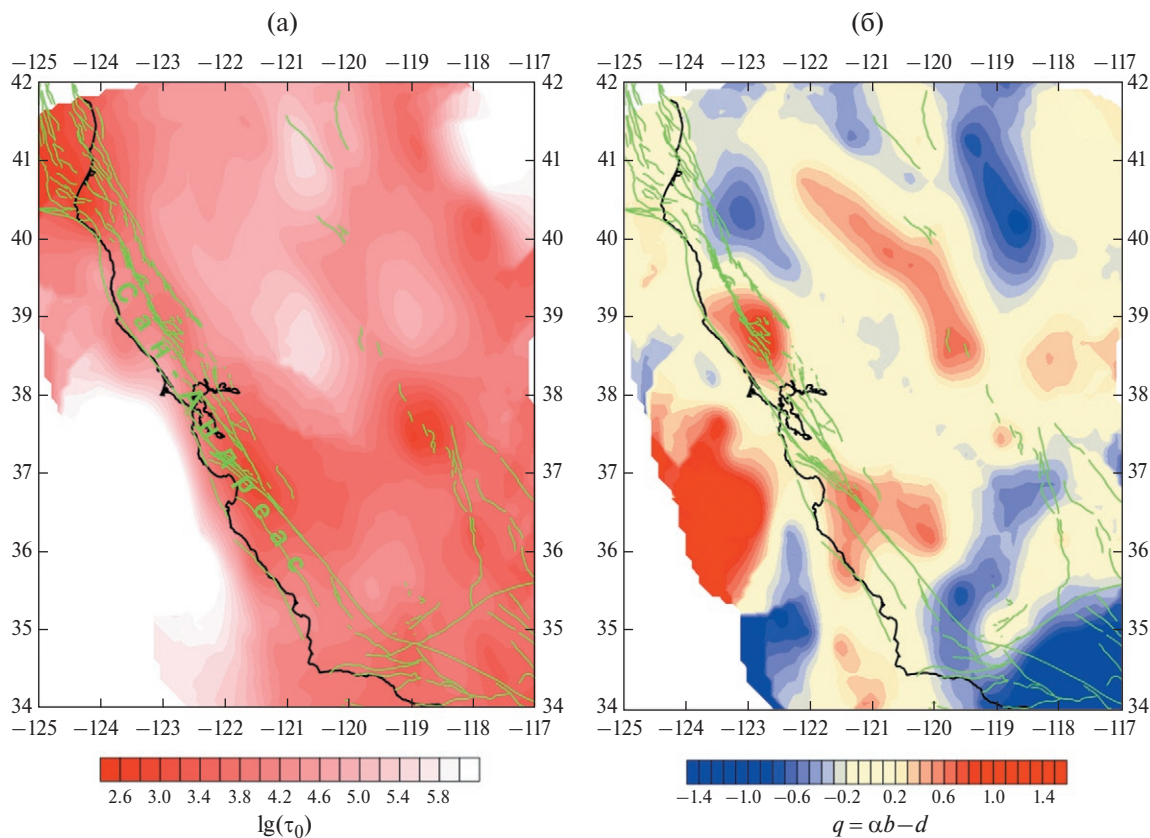


Рис. 6. Длительность цикла разрушения τ_0 (в годах, для $M_0 = 7.5$) и параметр q , по данным регионального каталога землетрясений Северной Калифорнии. На рисунке (б) желтым цветом залиты области с нулевыми в пределах погрешностей значениями q .

ют значения q , близкие к нулю, на рис. 6б значения $q = 0 \pm \sigma_0$ показаны желтым цветом.

Межквартильный диапазон оценок длительности цикла разрушения по всему региону составляет 3500–7500 лет.

Дисперсионный анализ (табл. 3) свидетельствует, что внутрирегиональные вариации параметров цикла разрушения статистически значимы.

Греция

В качестве исходных данных использовался каталог Афинской национальной обсерватории Института геодинамики⁶. В каталоге приведены

⁶ <http://www.gein.noa.gr/en/>
<http://www.gein.noa.gr/services/cat.html>

локальные магнитуды M_L . Сопоставление данных регионального каталога Греции с каталогом ISC и Гарвардским каталогом центроид-моментов показало, что магнитудная шкала регионального каталога однородна во времени.

Согласно работе [Papazachos, Papazachou, 1997] локальные магнитуды M_L связаны с моментной магнитудой M_W соотношением:

$$M_W = (0.97 \pm 0.02)M_L + (0.58 \pm 0.09)$$

для $3.0 \leq M_L \leq 6.0$,

что дает для параметров в (5): $\alpha = 2.0$ и $\beta = 3.28$.

Карты параметров цикла разрушения приведены на рис. 7. Они совмещены с тектонической схемой региона из работы [Papazachos, Papazachou, 1997].

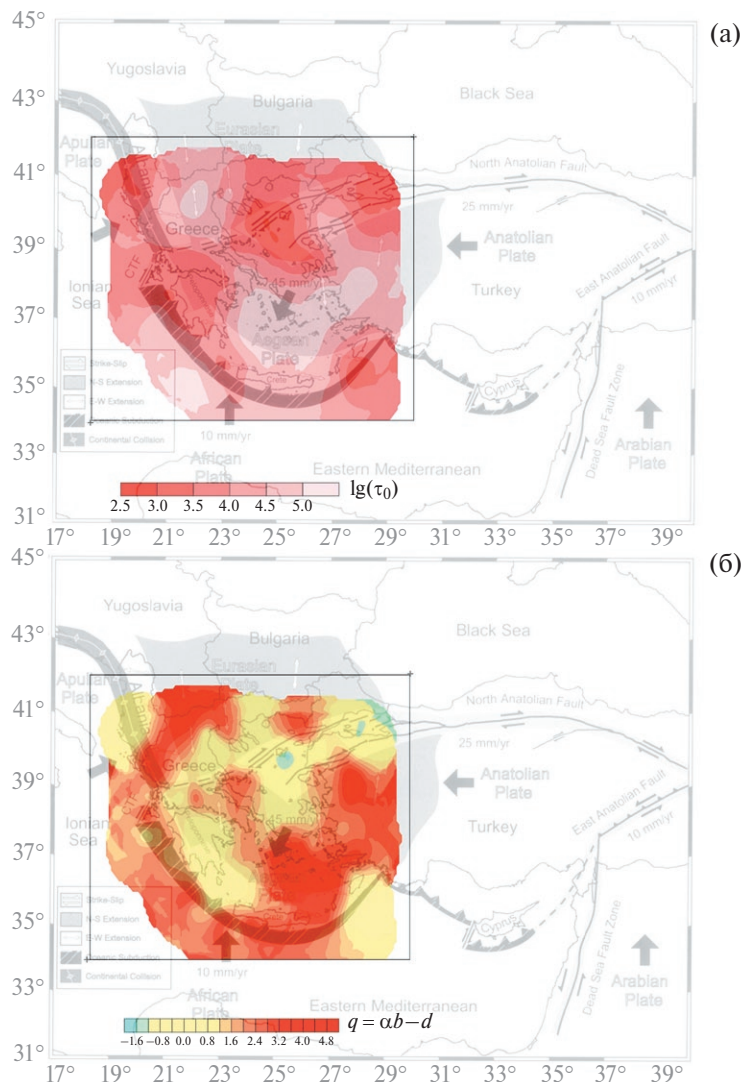


Рис. 7. Длительность цикла разрушения τ_0 (в годах, для $M_0 = 7.2$) и параметр q , по данным регионального каталога землетрясений Греции. На рисунке (б) желтым цветом залиты области с нулевыми в пределах погрешностей значениями q .

Обращает на себя внимание, что область наименьших значений длительности цикла разрушения приурочена к области западного окончания Северо-Анатолийского разлома и простирается дальше на запад вплоть до Кефалонийского трансформного разлома (Cephalonia Transform Fault, СТФ), соединяющего зону континентальной коллизии на севере с зоной субдукции на юге. В этой области преобладают в основном сдвиговые сеймотектонические деформации [Papazachos, Papazachou, 1997]. На рис. 7б видно, что в этой области значения q близки к нулю – отличия их от нуля не выходят за диапазон статистической погрешности (этот диапазон показан на рис. 7б желтым цветом).

Межквартильный диапазон оценок длительности цикла разрушения по всему региону составляет от 6300 до 12 500 лет.

Иран

Региональный каталог Ирана был составлен Международным институтом инженерной сейсмологии Ирана (International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, IIEES).

Для обеспечения однородности рабочего каталога для расчетов параметров цикла разрушения порог селекции по магнитуде был выбран равным 4.5. В период до 1995 г. значительная доля событий в каталоге Ирана представлена по данным каталога NEIC. Исследования однородности каталога показали, что данные иранской сети, заменяющие и дополняющие данные NEIC в последующие годы, по своей магнитудной шкале соответствуют каталогу NEIC. На основании этого для параметров связи магнитуды с размером очага (5) использовались оценки, полученные в работе [Смирнов, 2003]: $\alpha = 1.11$ и $\beta = 4.73$.

Результаты расчетов параметров цикла разрушения приведены на рис. 8 (длительность цикла разрушения отнесена к $m_b = 7$). На рисунке видно, что для наиболее активной части Ирана – сдвиговой зоны Загрос – характерны значения q , близкие к нулю.

Межквартильный диапазон оценок длительности цикла разрушения по всему региону составляет от 5000 до 11 600 лет, наибольшая активность (минимальные значения длительности)

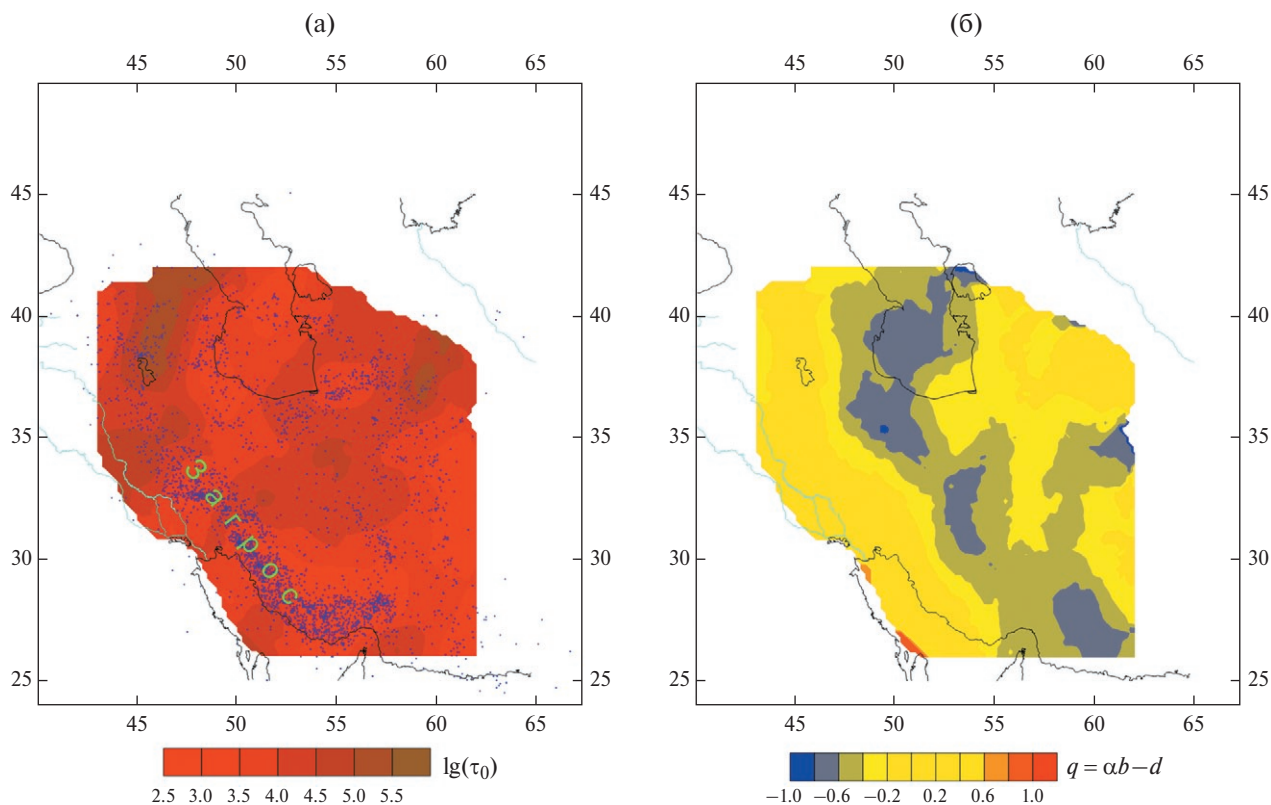


Рис. 8. Длительность цикла разрушения τ_0 (в годах, для $m_b = 7.0$) и параметр q , по данным регионального каталога землетрясений Ирана. На рисунке (а) точками показаны эпицентры землетрясений и обозначено положение зоны Загрос. На рисунке (б) желтым цветом залиты области с нулевыми в пределах погрешностей значениями q .

приходятся на сдвиговую зону Загрос, максимальная активность отвечает сочленению этой зоны на юге с областью сжатия.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Параметр q

Из формул (2) и (3) следует, что параметр $q = ab - d$ показывает зависимость длительности цикла разрушения от масштаба (размера области) разрушения. Если $q = 0$, то разрушение равномерно распределено по масштабам: вероятность разрушения дефекта (неоднородности среды) не зависит от его размера. Если $q < 0$, то разрушение идет интенсивнее на старших масштабах, а при $q > 0$ – на младших.

В рамках модели разрушения разномасштабных дефектов среды и в предположении степенного распределения дефектов по размерам (в частности, для фрактальной геометрии системы дефектов) при $q = 0$, закон Гуттенберга–Рихтера определяется только распределением дефектов по их размерам. Действительно, в рамках этой модели количество землетрясений dN с энергией E и размером очага l в некоторой области среды, произошедших за фиксированный интервал времени, определяется произведением количества n дефектов соответствующего размера и вероятностью их разрушения p :

$$dN(E) = n(l)p(l)dl, \quad (10)$$

где сейсмическая энергия и размер связаны соотношением (5), в обозначениях (10) эта связь имеет вид $\lg E = \alpha \lg l + \beta$. Вероятность разрушения дефекта размера l в течение некоторого интервала времени оценивается частотой ν разрушения таких дефектов, обратной к длительности цикла разрушения (3): $\nu(l) = \nu_0 (l/l_0)^{-q}$. Если $q = 0$, то $p(l) \propto \nu(l) = \text{const}$, и $dN(E) \propto n(l)dl$, то есть распределение землетрясений по энергиям определяется только распределением дефектов по размерам. Если при этом распределение дефектов по размерам степенное: $n(l) \propto l^d$, то получаем $dN(E) \propto l^d dl$, или с учетом пересчета размера к энергии согласно (5):

$$dN(E) \propto E^{-d/\alpha} dE. \quad (11)$$

Сопоставляя (11) с законом Гуттенберга–Рихтера $dN(E) \propto E^{-b} dE$, обнаруживаем, что $b = d/\alpha$ или:

$$d = \alpha b. \quad (12)$$

Соотношение (12), как отражение структуры неоднородностей литосферы в энергетической структуре сейсмичности, было впервые в явном виде предложено в работе [Aki, 1981], и затем неоднократно обсуждалось многими авторами применительно к фоновой сейсмичности [King, 1983; Григорян, 1988; Turkott, 1992; Смирнов, 1995, 1997б; Смирнов, Исполинова, 1995; Vak et al., 2002; Смирнов, 2003; Corral, 2005]. В более широком смысле, опирающемся на мультифрактальные меры, взаимосвязь пространственной и энергетической структуры сейсмичности была рассмотрена в работах [Стаховский, 2001; 2004а; б] и обобщена в работе [Стаховский, 2017].

В работе [Смирнов, 1995] для объяснения соотношения между показателями самоподобия сейсмического процесса, и, в частности, соотношения (12) была сформулирована постулативная модель, формализовавшая сложившиеся к тому времени представления [Aki, 1981; Григорян, 1988; Уломов, 1987; 1993]. Суть модели заключается во введении (постулировании) запрета на возникновение в очаговой области произошедшего землетрясения других землетрясений той же величины в течение некоторого времени. В теории активных сред это время называют временем рефрактерности и связывают с исчерпанием ресурса для следующего события. Соотношение (12) получается в предположении независимости времени рефрактерности от величины землетрясения и при фрактальной геометрии сейсмогенной области. Этот подход, фактически, эквивалентен представлению о пропорциональности расстояния между очагами землетрясений и их размерами [Смирнов, Пономарев, 2004].

Параметр $q = ab - d$ характеризует отклонение сейсмического процесса от соотношения (12). Он показывает различие скейлингов (показателей степеней) статистических распределений размеров очагов землетрясений (показатель степени αb) и расстояний между землетрясениями (показатель степени d). Если эти распределения находятся в согласии, то мы имеем соотношение (12) и, как отмечалось выше, закон повторяемости Гуттенберга–Рихтера определяется только геометрической структурой неоднородностей среды.

Среднее значение параметра q

Полученные оценки параметра q свидетельствуют, что в среднем значение этого параметра близко к нулю. Этот главный результат

согласуется с оценками, полученными как на глобальном, так и на региональном уровнях [Кейлис-Борок и др., 1989; Смирнов, 2003; Кособоков, Некрасова, 2004; Некрасова, Кособоков, 2006; Некрасова, 2008; Nekrasova et al., 2011; Некрасова и др., 2015]. Таким образом, сейсмическая статистика свидетельствует, что в фоновом режиме длительность цикла разрушения не зависит (или зависит очень слабо) от размера области разрушения.

С точки зрения физики разрушения величина, обратная к длительности цикла разрушения – средняя частота актов разрушения одной и той же области среды размера l – характеризует среднюю вероятность разрушения области среды размера l . Эта вероятность может быть рассчитана в рамках той или иной теории разрушения. Конкретные выражения будут различаться в зависимости от выбранного подхода (концепция критического состояния системы трещин, кинетическая концепция прочности и т.д.). Но в любом случае вероятность разрушения определяется соотношением прочностных свойств и действующих напряжений. Статистический результат $q \approx 0$ свидетельствует, что применительно к литосфере долговременные значения вероятности разрушения не зависят от размера разрушающейся области. Это означает, что долговременное поле напряжений согласовано с «полем» прочности так, что вероятность разрушения элементов среды различных размеров оказывается примерно одной и той же.

Отклонения q от среднего значения

Проведенный в настоящей работе дисперсионный анализ пространственных вариаций параметра q на региональном уровне показал, что величина стандартного отклонения этих вариаций выходит за рамки статистической погрешности оценок параметра q . Это означает, что справедливое в среднем соотношение (12) нарушается локально в некоторых областях литосферы.

По данным мирового каталога землетрясений среднее значение абсолютной величины q составляет 0.45 [Смирнов, 2003]. По данным региональных каталогов средние абсолютных значений q лежат в диапазоне 0.4–0.7, что согласуется с диапазоном значений сериальных дисперсий (табл. 1–табл. 3). Большая изменчивость параметра q на региональном уровне по сравнению с планетарным связана, по-видимому, с меньшей пространственной ячейкой осреднения на региональном уровне. В качестве

характерной величины отклонения параметра q от среднего нулевого значения будем использовать значение $q = 0.5$.

В работе [Смирнов, 2003] на основе формулы Журкова [Журков, 1968]:

$$\tau = \theta_0 e^{\frac{U_0 - \gamma \sigma}{kT}}, \quad (13)$$

(где: θ_0 – период тепловых колебаний; k – постоянная Больцмана; T – температура; U_0 – энергия диссоциации связи; γ – структурно-чувствительный параметр Журкова; σ – макроскопические напряжения) оценивалась степень неравномерности распределения напряжений по неоднородностям литосферы, обеспечивающей отклонение значений q от нуля в предположении равномерного распределения прочности по иерархическим уровням системы дефектов геофизической среды. Для разности напряжений σ_2 и σ_1 , действующих, соответственно, на элементах с размерами l_2 и l_1 , было получено выражение:

$$\Delta \sigma = \sigma_2 - \sigma_1 = \frac{kT}{\gamma} q \ln \frac{l_2}{l_1}. \quad (14)$$

Принимая для параметра γ диапазон значений (1000 ÷ 4000) Дж/(моль · МПа), известный из лабораторных исследований [Ставрогин, Тарасов, 2001], и постулируя, что γ не зависит от масштаба разрушения, при $q = 0.5$ найдем из (14) для соседних уровней иерархии неоднородностей по Садовскому⁷ (при $l_2/l_1 = 3$): $\Delta \sigma = (0.3 \div 1.2)$ МПа (при $T = 300$ К). Эти значения соизмеримы с величинами характерных сбросов напряжений при землетрясениях [Earthquakes..., 2000], что поддерживает предположение о возможности вариаций напряжений такого порядка по иерархическим уровням.

В работе [Смирнов, 2003] отмечалось, что принятое при оценках согласно (14) постоянство структурно чувствительного параметра γ условно. Зависимость этого параметра от масштаба разрушения в экспериментальных исследованиях изучена слабо [Регель и др., 1974; Ставрогин, Тарасов, 2001]. В работе [Смирнов, 2003] подчеркивалось, что наличие такой зависимости можно ожидать, исходя из представлений о γ как о коэффициенте перегрузки (или коэффициенте перенапряжения), характеризующем отношение

⁷ Оправданность применения этого соотношения к сейсмическому режиму была показана, в частности, в работе [Смирнов, Исполинова, 1995], в которой была выявлена логарифмически равномерная полимодальность отклонений распределения сейсмических моментов землетрясений мира от закона Гутенберга–Рихтера.

микроскопических и макроскопических напряжений [Регель и др., 1974]. Это отношение может быть обусловлено, в частности, наличием трещин, и, в случае уединенной гриффитсовской трещины, оно пропорционально корню из ее длины. Для системы трещин с перекрывающимися полями напряжений (то есть при достаточно высокой концентрации трещин) следует ожидать еще более сильную зависимость. Поскольку с увеличением размера области среды увеличивается и вероятность наличия в ней больших трещин и, соответственно, увеличивается коэффициент перегрузки, можно ожидать увеличения γ с увеличением размера области среды. Это согласуется с известным из экспериментов уменьшением прочности с увеличением размера образца [Scholz, 2019].

В таком случае выявленная по данным сейсмических каталогов независимость вероятности разрушения элементов литосферы от размера указывает на то, что в согласованном состоянии, когда выполняется соотношение (12), напряжения (в рамках кинетической концепции прочности) или скорость роста напряжений (в рамках теории трещин) распределены неравномерно по размерам дефектов среды: на меньших дефектах напряжения или скорость их нарастания больше, чем на больших. В этом случае оценки по формуле (14) следует рассматривать как отклонения от такого неравномерного базового распределения.

Прямых данных измерений распределения напряжений на разномасштабных дефектах среды (в естественных или в лабораторных условиях) нам найти не удалось, однако в пользу увеличения напряжений при переходе к микроскопическим масштабам свидетельствуют экспериментальные работы Г.А. Соболева с коллегами по разрушению образцов горных пород под контролем нейтронной томографии параметров кристаллической решетки [Соболев и др., 2004; Никитин и др., 2004].

Длительность цикла разрушения τ_0

Анализ полученного множества оценок τ_0 свидетельствует, что 70% значений τ_0 заключены в диапазоне от 300 до 30 000 лет. Этот диапазон согласуется с имеющимися в настоящее время прямыми оценками длительности сейсмического цикла, полученными сейсмологическими, палеосейсмологическими и геологическими методами — они составляют в разных регионах и по данным разных авторов сотни, тысячи и десятки тысяч лет [Scholz, 2002; Grant, 2015].

В работе [Смирнов, 2003] мы предположили, что вариации длительности цикла разрушения в пространстве могут быть обусловлены соответствующими вариациями свойств и напряженного состояния литосферы. Если принять, что механические свойства литосферы изменяются вдоль сейсмоактивных поясов не очень значительно (не более, чем в несколько раз), то обнаруженные по сейсмическим данным изменения τ_0 на несколько порядков нужно объяснять различиями скоростей деформаций на несколько порядков, что не противоречит представлениям о величинах возможных региональных различий в скоростях тектонических деформаций [Кукал, 1987].

Предположим, что длительность цикла разрушения определяется в грубом приближении прочностью среды и скоростью деформации: $\tau_0 \approx \varepsilon^* / \dot{\varepsilon}$, где ε^* — деформационная прочность. Полагая, что предел прочности на разломе по порядку величины близок к сброшенным напряжениям, получим для ε^* оценку: $\varepsilon^* \approx \Delta\sigma / \mu \approx 10^{-4}$. Характерные значения $\dot{\varepsilon}$ в тектонически активных областях составляют 10^{-7} 1/год ($3 \cdot 10^{-15}$ 1/с). Следовательно, для характерных значений τ_0 получаем оценку 10^3 лет, которая по порядку величины согласуется с диапазоном наших оценок длительности цикла разрушения.

Современные данные позволяют количественно сопоставить на региональном уровне длительность цикла разрушения со скоростью тектонических деформаций. В качестве характеристики последней мы выбрали среднюю скорость относительного движения плит в регионах с ярко выраженными тектоническими структурами трансформных разломов — в зоне субдукции и в сдвиговых зонах.

Данные о скоростях современных движений по выбранным нами регионам были взяты из литературных источников. По всем регионам это — данные GPS, комплексированные в некоторых случаях с результатами наземной геодезии. Исследуемые регионы хорошо изучены, по ним имеются многочисленные региональные публикации, а также сводки в монографиях и учебниках [Turcotte, Schubert, 2002; Papazachos, Papazachou, 1977; Stein, Wysession, 2003; Fowler, 2005].

Результаты сопоставления региональных оценок длительностей цикла разрушения и скоростей относительного движения плит V представлены на рис. 9. Усами «погрешностей» на рисунке показаны сериальные разбросы (корни из сериальных дисперсий), которые превосходят

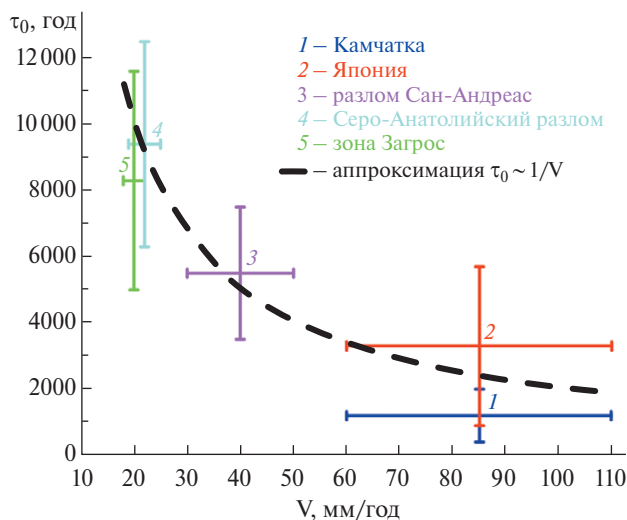


Рис. 9. Зависимость длительности цикла разрушения литосферы от скорости относительного движения плит.

в 2–3 раза статистические погрешности оценок, представляя тем самым реальный разброс (диапазон) значений внутри каждого региона. На рисунке видно, что несмотря на значительную величину этого разброса эмпирические данные приемлемо аппроксимируются зависимостью $\tau_0 \propto 1/V$.

Таким образом, в первом приближении можно считать, что средняя для региона длительность цикла разрушения литосферы определяется в основном скоростью тектонических деформаций. Однако, как отмечалось выше, даже в пределах относительно небольших регионов, рассмотренных нами, значения τ_0 варьируют в диапазоне двух порядков. Это указывает на значительную неоднородность распределения скоростей деформации и прочности в пределах региона и эмпирически подтверждает современные представления об иерархичном строении геологической среды и неоднородном мозаичном характере поля напряжений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщенный закон повторяемости землетрясений был в явном виде опубликован независимо двумя группами авторов [Kosobokov, Mazhkenov, 1988; Челидзе, 1990]. В работе [Кейлис-Борок и др., 1989] впервые были получены оценки периода повторяемости землетрясений, приведенные к области их очага, осредненные для нескольких регионов.

В 2002 г. в работе [Bak et al., 2002] фактически был переоткрыт обобщенный закон

повторяемости, названный единым масштабным законом для землетрясений (unified scaling law for earthquakes). Дальнейшее развитие идеи автора этой работы получили в немногочисленных работах, в основном математиков и физиков [Corral, 2003; 2004; 2005; Carbone et al., 2005; Davidsen, Goltz, 2004; Lindman et al., 2005; Livina et al., 2005; Shcherbakov et al., 2006]. В этих работах фактически речь идет о наличии статистического самоподобия сейсмичности в пространстве–времени–энергии; приводится взаимосвязь показателей самоподобия в пространстве (фрактальная размерность), во времени и в энергетической области (параметр Гутенберга–Рихтера), обеспечивающая такое согласованное самоподобие. Это эквивалентно утверждению о равенстве нулю введенного нами параметра q [Смирнов, 1995].

Оценки параметров цикла разрушения на региональном уровне свидетельствуют, что в фоновом режиме (при осреднении за десятилетия) длительность цикла разрушения литосферы не зависит от размера области разрушения — параметр q близок к нулю. Это означает, что в фоновом режиме процесс разрушения на разных пространственных масштабах развивается примерно с одинаковой интенсивностью, то есть вероятность разрушения элементов среды равномерно распределена по их размерам. Такая ситуация имеет место, когда поле напряжений определенным образом согласовано с «полем» прочности. В этом случае распределение землетрясений по энергиям (закон повторяемости Гутенберга–Рихтера) определяется только геометрией структуры системы неоднородностей литосферы (в предположении фрактальности этой геометрии). Параметр q характеризует различие скейлингов (показателей степеней) статистических распределений размеров очагов землетрясений и расстояний между землетрясениями. Близость q к нулю означает, что эти скейлинги в фоновом режиме близки друг к другу, и среднее расстояние между землетрясениями пропорционально размеру очага [Смирнов, Пономарев, 2004].

Вариации величины q в пространстве могут объясняться неравномерностью распределения напряжений или скоростей их нарастания по неоднородностям литосферы различных размеров. Это предположение согласуется со значительными отклонениями q от нуля во временных вариациях в переходных режимах сейсмического процесса, когда поле напряжений, а, возможно, и прочность среды в локальных областях меняются существенным образом [Смирнов,

Пономарев, 2004; Bayrak et al., 2017; Смирнов и др., 2018].

Средняя для региона длительность цикла разрушения литосферы определяется, в основном, скоростью тектонических деформаций. При этом значительный диапазон изменения длительности цикла разрушения внутри относительно небольших регионов указывает на значительную неоднородность распределения скоростей деформации и прочности в пределах региона, что согласуется с современными представлениями об иерархичном строении геологической среды и мозаичном характере поля напряжений.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Мегагранта Минобрнауки РФ 14.W03.31.0033 «Геофизические исследования, мониторинг и прогноз развития катастрофических геодинамических процессов на Дальнем Востоке РФ».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абубакиров И.Р., Гусев А.А., Гусева Е.М., Павлов В.М., Скоркина А.А. Массовое определение моментных магнитуд m_w и установление связи между m_w и m_l для умеренных и слабых камчатских землетрясений // *Физика Земли*. 2018. № 1. С. 37–51.

Григорян С.С. О механизме возникновения землетрясений и содержании эмпирических закономерностей сейсмологии // *Докл. АН СССР*. 1988. Т. 299. № 5.

Гордеев Е.И., Федотов С.А., Чебров В.Н. Основные результаты сейсмологических исследований на Камчатке по данным детальных наблюдений 1961–2011 гг. Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке. К 50-летию детальных сейсмологических наблюдений. Петропавловск-Камчатский. 2012. С. 9–35.

Гордеев Е.И., Федотов С.А., Чебров В.Н. Детальные сейсмологические исследования на Камчатке в 1961–2011 гг., основные результаты // *Вулканология и сейсмология*. 2013. № 1. С. 3–17. (*Journal of Volcanology and Seismology*. 2013. V. 7 № 1. P. 1–15.).

Гусев А.А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами – среднемировые и для Камчатки // *Вулканология и сейсмология*. 1990. № 6. С. 55–63.

Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // *Вестн. АН СССР*. 1968. № 3. С. 46–52.

Кейлис-Борк В.И., Кособоков В.Г., Мажженов С.А. О подобии в пространственном распределении сейсмичности // *Вычислительная сейсмология*. 1989. № 22. С. 28–40.

Кособоков В.Г., Некрасова А.К. Общий закон подобия для землетрясений: глобальная карта параметров.

Анализ геодинамических и сейсмических процессов. Вычислительная сейсмология. М.: Наука. 2004. Т. 35. С. 160–176.

Кособоков В.Г., Соловьёв А.А. Распознавание образов в задачах оценки сейсмической опасности // *Чебышевский сборник*. 2018. Т. 19. Вып. 4. С. 55–90.

Кукал З. Скорость геологических процессов. М.: Мир. 1987. 246 с.

Молчан Г.М., Дмитриева О.Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // *Вычислительная сейсмология*. 1991. Вып. 24. С. 19–50.

Молчан Г.М., Дмитриева О.Е. Целевой подход к проблеме идентификации афтершоков. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ИФЗ РАН. 1993. С. 62–69.

Молчан Г.М., Кронрод Т.Л., Дмитриева О.Е., Некрасова А.К. Многомасштабная модель сейсмичности в задачах сейсмического риска: Италия. Вычислительная сейсмология. 1996. Вып. 28. С. 193–224.

Некрасова А.К. Общий закон подобия для землетрясений. Применение к сейсмически активным регионам мира. Дисс. ... канд. физ.мат. наук. 2008. М.: МИТР РАН. 179 с.

Некрасова А.К., Кособоков В.Г. Временные вариации параметров Общего закона подобия для землетрясений на востоке острова Хонсю (Япония) // *Докл. РАН*. 2005. Т. 405. № 4. С. 529–532.

Некрасова А.К., Кособоков В.Г. Общий закон подобия для землетрясений. Прибайкалье // *Докл. РАН*. 2006. Т. 407. № 5. С. 679–681.

Некрасова А.К., Кособоков В.Г., Парвез И.А. Оценка сейсмической опасности и сейсмического риска на основе общего закона подобия для землетрясений: Гималаи и прилегающие регионы // *Физика Земли*. 2015. № 2. С. 116–125.

Никитин А.Н., Иванкина Т.И., Соболев Г.А., Шефцук К., Фришбуттер А., Вальтер К. Нейтронографические исследования внутрикристаллических деформаций и напряжений в образце мрамора при повышенных температурах и внешних механических нагрузках // *Физика Земли*. 2004. № 1. С. 88–92.

Писаренко В.Ф. О законе повторяемости землетрясений // *Дискретные свойства геофизической среды*. М.: Наука. 1989. С. 47–60.

Регель В.Р., Слуцкер А.И., Томашевский Э.Е. Кинетическая природа прочности твердых тел. М.: Наука. 1974. 560 с.

Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнберг В.В. О зависимости энергии землетрясения от объема сейсмического очага // *Докл. АН СССР*. 1983. Т. 271. № 3. С. 598–602.

Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.

Смирнов В.Б. Повторяемость землетрясений и параметры сейсмического режима // *Вулканология и сейсмология*. 1995. № 3. С. 59–70.

Смирнов В.Б. Опыт оценки представительности данных каталогов землетрясений // *Вулканология и сейсмология*. 1997а. № 4. С. 93–105.

- Смирнов В.Б. Пространственные и временные вариации показателей самоподобия сейсмичности // Вулканология и сейсмология. 1997б. № 6. С. 31–41.
- Смирнов В.Б. Оценка длительности цикла разрушения литосферы Земли по данным каталогов землетрясений // Физика Земли. 2003. № 10. С. 13–32.
- Смирнов В.Б. Прогностические аномалии сейсмического режима. I. Методические основы подготовки исходных данных // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 7–22.
- Смирнов В.Б., Завьялов А.Д. Концентрационный критерий разрушения с учетом фрактального распределения разрывов // Вулканология и сейсмология. 1996. № 4. С. 75–80.
- Смирнов В.Б., Исполинова С.И. О дискретности энергетической структуры сейсмичности // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 6. С. 809–811.
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В. Закономерности релаксации сейсмического режима по натурным и лабораторным данным // Физика Земли. 2004. № 10. С. 26–36.
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Карцева Т.И., Михайлов В.О., Chadha R.K., Айдаров Ф. Динамика наведенной сейсмичности при заполнении Нурекского водохранилища // Физика Земли. 2018. № 4. С. 110–120.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В., Никитин А.Н., Балагуров А.М., Васин Р.Н. Исследование динамики полиморфного α - β -перехода в кварците методами нейтронной дифрактометрии и акустической эмиссии // Физика Земли. 2004. № 10. С. 5–15.
- Ставрогин А.Н., Тарасов Б.Г. Экспериментальная физика и механика горных пород. С.-Пб.: Наука. 2001. 344 с.
- Стаховский И.Р. Модель согласования скейлингов разломных и сейсмических полей // Физика Земли. 2001. № 7. С. 21–26.
- Стаховский И.Р. Некоторые обобщения модели согласования скейлингов разломного и сейсмического полей земной коры // Физика Земли. 2004а. № 9. С. 51–57.
- Стаховский И.Р. Взаимосвязь пространственного и энергетического скейлингов сейсмического процесса // Физика Земли. 2004б. № 10. С. 73–80.
- Стаховский И.Р. Масштабная инвариантность коровой сейсмичности и прогностические признаки землетрясений // УФН. 2017. Т. 187. № 5. С. 505–524.
- Уломов В.И. Решеточная модель очаговой сейсмичности и прогноз сейсмической опасности // Узб. геолог. ж. 1987. № 6. С. 20–25
- Уломов В.И. Глобальная упорядоченность сейсмогеодинамических структур и некоторые аспекты сейсмического районирования и долгосрочного прогноза землетрясений. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ИФЗ РАН. 1993. С. 24–44.
- Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе. Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука. 1968. С. 121–150.
- Челудзе Т.Л. Обобщенный фрактальный закон сейсмичности // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 5. С. 1104–1105.
- Aki K. Probabilistic synthesis of precursory phenomena in earthquake prediction. Amer. Geophys. Union, Wash. An International Review. 1981. P. 556–574.
- Bak P., Christensen K., Danon L., Scanlon T. Unified scaling law for earthquakes // Phys. Rev. Lett. 2002. V. 88. № 17. doi: 10.1103/PhysRevLett.88.178501
- Bayrak E., Yilmaz S., Bayrak Y. Temporal and spatial variations of Gutenberg-Richter parameter and fractal dimension in Western Anatolia, Turkey // Journal of Asian Earth Sciences. 2017. V. 138. № 1. P. 1–11.
- Carbone V., Sornio-Valvo L., Harabaglia P., Guerra I. Unified scaling law for waiting times between seismic events // Europhysics Letters. 2005. V. 71 (6). P. 1036–1042.
- Corral A. Local distributions and rate fluctuations in a unified scaling law for earthquakes // Physical Review E. 2003. 68. 035102 (R).
- Corral A. Long-Term Clustering, Scaling, and Universality in the Temporal Occurrence of Earthquakes // Phys. Rev. Lett. 2004. V. 92. № 10. 108501-1.
- Corral A. Renormalization-group transformations and correlations of seismicity // Phys. Rev. Lett. 2005. V. 95. doi: 10.1103/PhysRevLett.95.028501
- Davidson J., Goltz Ch. Are seismic waiting time distributions universal? // Geophysical Research Letters. 2004. V. 31. L21612. doi:10.1029/2004 GL020892
- Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting/R. Abercombie et al. AGU Geophysical monograph 170. 2000. 327 p.
- Fowler C.M.R. The solid Earth. An introduction to global geophysics. Cambridge Univ. Press. 2005. 685 p.
- Grant L.B. Paleoseismology // Treatise on Geophysics (Second Edition), V.4: Earthquake Seismology. 2015. P. 560–578.
- King G. The accommodation of large strain in the upper lithosphere of the Earth and other solids by self-similar fault system: the geometrical origin of b-value // Pure Appl. Geophys. 1983. V. 121. P. 761–815.
- Kossobokov V.G., Mazhkenov S.A. On similarity in the spatial distribution of seismicity, Computational seismology and geodynamics. Selected papers from Vychislitel'naya seismologiya. V. 22&23. AGU, Washington, D.C.: The Union. 1994. P. 6–15.
- Kossobokov V.G., Mazhkenov S.A. Spatial characteristics of similarity for earthquake sequences: Fractality of seismicity. Lecture notes of the workshop on Global Geophysical Informatics Application to Research in Earthquake Prediction and Reduction of Seismic Risk (15 Nov.–16 Dec., 1988). ICTP. Trieste. 1988. P. 1–15.
- Lindman M., Jonsdottir K., Roberts R., Lund B., Bodvarsson R. Earthquakes descaled: On waiting time distributions and scaling laws // Physical Review Letters. 2005. V. 94 (10). 108501.

- Livina V.N., Havlin S., Bunde A.* Memory in the occurrence of earthquakes // *Phys Rev Lett.* 2005. V. 95 (20). 208501.
- Nekrasova A., Kossobokov V., Peresan A., Aoudia A., Panza G.F.* A Multiscale application of the unified scaling law for earthquakes in the Central Mediterranean Area and Alpine Region // *Pure Appl. Geophys.* 2011. V. 168. P. 297–327.
- Papazachos B., Papazachou C.* The earthquakes of Greece. Thessaloniki. 1997. 304 p.
- Scholz C.H.* The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge Univ. Press. 2019. 493 p.
- Shcherbakov R., Turcotte D.L., Rundle J.B.* Scaling properties of the Parkfield aftershock sequence // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2006. V. 94. S 376–384. doi:10.1785/0120050815
- Stein S., Wysession M.* An introduction to seismology. Blackwell Publishing. 2003. 498 p.
- Turcotte D., Schubert G.* Geodynamics. Cambridge Univ. Press. 2002. 456 p.
- Turcotte D.L.* Fractals and chaos in geology and geophysics. New York: Cambridge University Press. 1992. 220 p.

Estimates of the Lithospheric Failure Cycle Parameters Based on Regional Earthquake Catalogs

V. B. Smirnov^{a,b,c,*}, S. Ommi^d, M. G. Potanina^b, V. O. Mikhailov^{a,b,c},
A. G. Petrov^{a,b}, N. M. Shapiro^{b,c}, and A. V. Ponomarev^b

^a*Faculty of Physics, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^c*Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, 75005 France*

^d*International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, 19537-14453 Iran*

*e-mail: vs60@mail.ru

Received September 20, 2018

Based on the generalized magnitude-frequency relation, the failure cycle parameters are estimated from regional earthquake catalogs for the zones with different characteristic tectonic regimes: subduction and shear faults. For the subduction zones, the Kamchatka and Japan catalogs are used. The shear zones considered in the study are the San Andreas fault (Northern California catalog), North Anatolian fault (catalog for Greece), and Zagros shear zone (Iran catalog). The distribution maps for failure cycle duration and for parameter q characterizing the dependence of failure cycle duration on the size of the fracture area are constructed. It is shown that on average for each region, the q values are close to zero which indicates that the probability of fracture for structural elements of the medium does not depend on their size and that the strength and stress distributions by size of inhomogeneities are, on average, consistent with each other.

Intraregional spatial variations of parameter q exceed the statistical error of estimates, which can be interpreted as the presence of variations in stress distribution by size of inhomogeneities. The intensities of these variations estimated under the Zhurkov's kinetic fracture concept are comparable to the stresses released by the earthquakes.

Regional variations in the duration of failure cycle statistically range within approximately two orders of magnitude; the durations are inversely proportional to the region-mean velocities of relative plate motion along the fault zones. This indicates that the durations of failure cycle are mainly determined by the rates of tectonic deformations. The significant scatter in the durations of the failure cycle within regions testifies to the substantially heterogeneous intraregional distribution of the strain rates and strengths which is consistent with the up-to-date notions concerning the hierarchical structure of the geological medium and the mosaicity of the stress field.

Keywords: subduction zone, failure cycle duration, tectonic strain rate