

## СТРУКТУРА СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЛЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

© 2022 г. В. Ф. Писаренко<sup>1</sup>, В. В. Ружич<sup>2</sup>, А. А. Скоркина<sup>1, \*</sup>, Е. А. Левина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

\*E-mail: anna@mitp.ru

Поступила в редакцию 15.11.2021 г.

После доработки 06.12.2021 г.

Принята к публикации 21.12.2021 г.

Проведен совместный анализ сейсмического режима Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) с использованием современных инструментальных данных (БФ ФИЦ ЕГС РАН, 1963–2021 гг.), а также исторических и палеосейсмологических данных о землетрясениях. С помощью новых, статистических методов исследована структура сейсмического поля БРЗ. Пространственная разрешающая способность составила в областях высокой сейсмичности 100–120 км. Были выявлены пятна сейсмической активности, перемежающиеся с областями относительного сейсмического затишья (сейсмическими брешами). Эти пятна образуют иерархическую структуру. На высшем уровне (масштаб 500–1800 км, время существования 300 лет и больше) в БРЗ наблюдаются 3 главных пятна, определяющих Саянский, Байкальский и Северомуйский субрегионы. Более мелкая структура пятен имеет масштаб 100–500 км, время существования 50–200 лет. Пятна сейсмической активности являются отражением сегментации активных разломов в процессах сеймотектонической эволюции земной коры. Проведено сравнение оценок максимальной региональной магнитуды  $M_{\max}$ , полученных по инструментальным данным 1963–2021 гг., а также по сейсмогеологическим сведениям. Показано, что оценки квантилей  $Q_q(T)$  максимальных землетрясений в будущем интервале времени  $T$  являются более предпочтительными, чем оценки  $M_{\max}$  для проблем сейсмического риска.

**Ключевые слова:** пространственная структура сейсмического поля, пятна сейсмической активности, сейсмические брешы, максимальная региональная магнитуда, квантили максимальных землетрясений в будущем интервале  $T$ .

DOI: 10.31857/S000233372203005X

### ВВЕДЕНИЕ

Изучению структуры сейсмического поля (интенсивность сейсмического потока, параметры закона повторяемости землетрясения, максимальная возможная региональная магнитуда и др.) в сейсмоактивных регионах в последнее время уделяется большое внимание [Pisarenko et al., 2010; Pisarenko, Rodkin, 2010; 2013; 2015; Lyubushin, Parvez, 2010; Holschneider et al., 2011; Kijko, Singh, 2011; Kijko, 2012; Zoller et al., 2013; Писаренко и др., 2020; Zentner et al., 2020; Pisarenko V.F., Pisarenko D.V., 2021]. В ряде работ предложены новые статистические методы обработки сейсмических данных. К ним относятся работы по оценке интенсивности сейсмического потока в заданном магнитудном диапазоне с помощью метода  $k$ -ближайших соседей ( $k$ -nearest neighbors method) [Pisarenko V.F., Pisarenko D.V., 2021], статистические методы оценки параметров закона повторяемости землетрясений, основанные на теории экстремальных значений (Extreme Value Theory –

EVT) [Pisarenko, Rodkin, 2010; 2021], методы, учитывающие смещение стандартных оценок параметров усеченного распределения Гутенберга–Рихтера (Truncated Gutenberg–Richter distribution – TGR) [Писаренко, 2021; Pisarenko, Rodkin, 2021; и др.].

Ранее для территории Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) была выполнена работа по оценке максимально возможной региональной магнитуды [Ружич и др., 1998]. В настоящей статье мы применим новые методы к каталогу землетрясений региона БРЗ, увеличенного, соответственно, на интервал в 1999–2021 гг., с учетом таких сильных землетрясений, как Култукское (27.08.2008 г.,  $M = 6.3$ ) и Хубсугульское (12.01.2021 г.,  $M = 6.8$ ). Будет оценена интенсивность сейсмического потока, максимально возможная региональная магнитуда  $M_{\max}$ , параметры закона повторяемости землетрясений. Кроме того, мы представим подробные статистические характеристики недавно введенного в сейсмологическую практику пара-

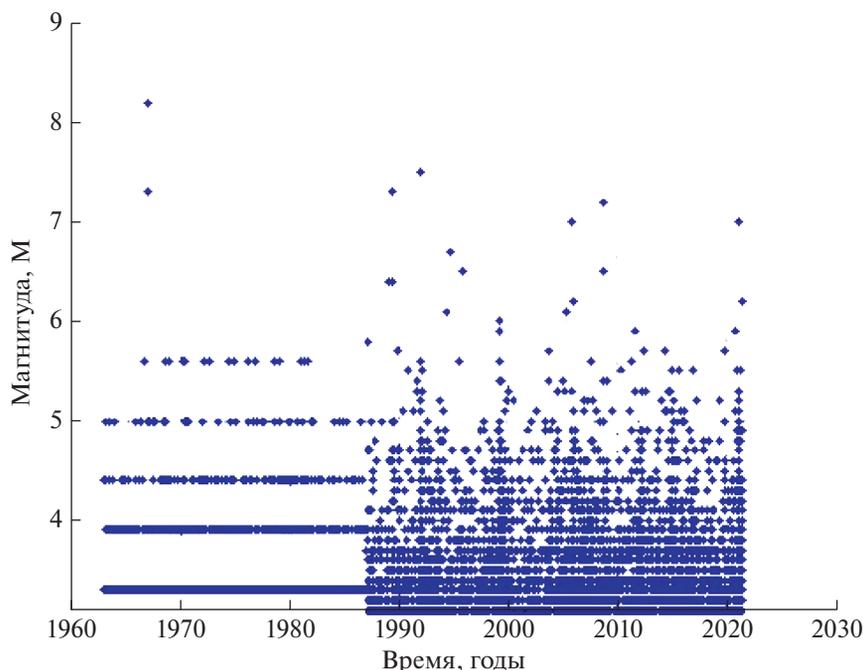


Рис. 1. График магнитуда–время для каталога БРЗ 1963–2021 гг.

метра – квантиля  $Q_q(T)$  максимального землетрясения в будущем интервале времени  $T$ , имеющего уровень  $q$  (см. [Pisarenko et al., 2010; Pisarenko, Rodkin, 2013; 2015]). Этот параметр является более устойчивым и стабильным по сравнению с  $M_{\max}$  и более подробно и адекватно характеризует сейсмический режим в диапазоне самых больших магнитуд.

### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Мы использовали каталог магнитуд  $M$  Байкальского филиала Единой геофизической службы РАН (БФ ФИЦ ЕГС РАН, [seis-bykl.ru](http://seis-bykl.ru)) за период 1963–2021 гг.;  $48.0 \leq \text{широта} \leq 58.93$ ;  $96.0 \leq \text{долгота} \leq 122.0$ ;  $2.6 \leq M \leq 8.2$  (моментная магнитуда получена пересчетом из энергетических классов по формулам

$$K = 4 + 1.8M, \text{ для } K \leq 14.0;$$

$$K = 8 + 1.1M, \text{ для } K > 14.0,$$

указанным на сайте БФ ФИЦ ЕГС РАН (раздел “Сила землетрясений”).

Стоит отметить, что использование переводных формул на больших магнитудах с точки зрения некоторых сейсмологов не является вполне корректной процедурой, однако авторы пошли на это с целью сохранения однородности получения магнитуд внутри исследуемого каталога.

График распределения магнитуд событий во времени показан на рис. 1. Мы видим, что каталог

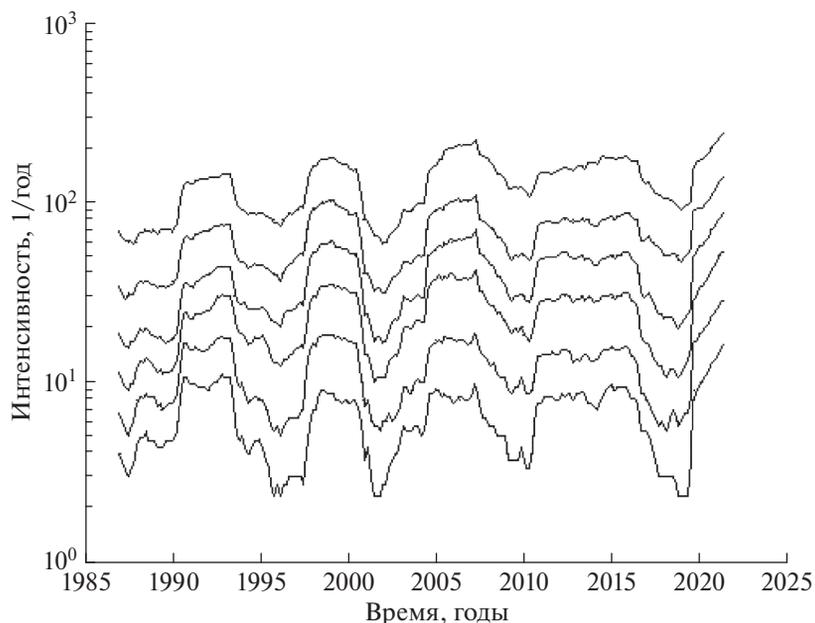
изменил детальность регистрации магнитуд в 1987 г., с этого года магнитуда начинает регистрироваться с точностью 0.1. В качестве представительного порога регистрации выбрали нижний порог 3.1.

Одним из методов анализа каталогов является расчет интенсивности сейсмического потока. Интенсивность сейсмического потока  $\lambda(t, x, y, z)$ , понимаемого как маркированный, точечный процесс [Vere-Jones, 1995] – это среднее значение числа землетрясений в дифференциальной окрестности точки  $(t, x, y, z)$ , отнесенное к объему этой окрестности  $dt \times dx \times dy \times dz$ . Интенсивность сейсмического потока в регионе и в данном интервале времени равна интегралу от  $\lambda(t, x, y, z)$  по объему региона на время. Рассмотрение параметра интенсивности сейсмического потока выявило следующие особенности исследуемого каталога для района БРЗ.

На рис. 2 показаны интенсивности сейсмического потока в плавающем временном окне для нескольких диапазонов магнитуд с различными нижними границами. Был исследован интервал времени 1987–2021 гг., поскольку на нем использовалась дискретизация магнитуд 0.1 (до этого была более грубая дискретизация). Длина плавающего временного окна  $\Delta T$  составляла 3 года. Приводим нижние границы магнитуд, соответствующие средние интенсивности в единицах 1/год и количества землетрясений:

$$M \geq 3.2; \text{Int} = 132.13 \text{ (1/год)}; n = 6610;$$

$$M \geq 3.5; \text{Int} = 85.18 \text{ (1/год)}; n = 2927;$$



**Рис. 2.** Интенсивности сейсмического потока в нескольких диапазонах с различными нижними границами  $h$ . Снизу вверх:  $h = 3.2; 3.5; 3.8; 4.1; 4.4; 4.7$ . Интервал времени 1987–2021 гг.; интервал усредняющего, плавающего временного окна  $\Delta T$  равен 3 годам.

$M \geq 3.8$ ; Int = 57.64 (1/год);  $n = 1983$ ;

$M \geq 4.1$ ; Int = 29.74 (1/год);  $n = 1023$ ;

$M \geq 4.4$ ; Int = 17.99 (1/год);  $n = 619$ ;

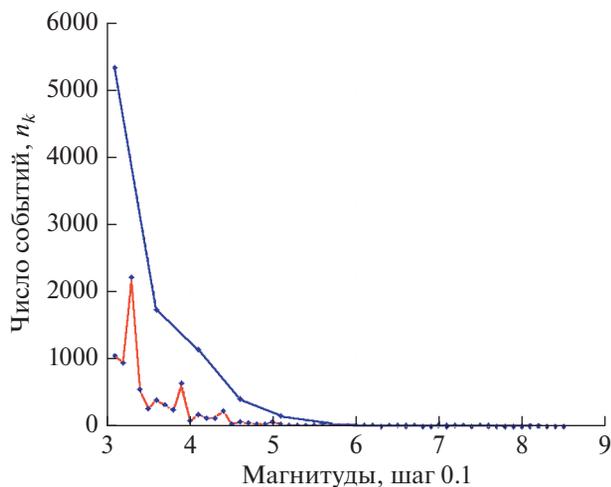
$M \geq 4.7$ ; Int = 8.57 (1/год);  $n = 295$ .

На рис. 2 ясно видны колебания интенсивности удивительно четко повторяющиеся во всех рассмотренных диапазонах магнитуд. Коэффициент корреляции между различными кривыми на рис. 2 достигает значений 0.83–0.87. Весьма четкое повторение зависимости колебаний от времени в разных диапазонах говорит о том, что графики закона повторяемости в движущемся трехлетнем временном окне для разных магнитудных диапазонов с большой точностью повторяют друг друга, меняя лишь свой средний уровень (текущую среднюю интенсивность). Иными словами, землетрясения разных магнитуд в одном временном окне действуют как бы согласованно. Повышение/понижение интенсивности в одном из диапазонов повторяется в других диапазонах. Как показывают аналогичные графики по другим регионам, форма этих вариаций может быть различной. На нашем графике она довольно близка к синусоидальной, но в других случаях она имеет нерегулярную форму, т.к. вызвана, по всей вероятности, случайными отклонениями интенсивности от своего среднего значения в текущем временном окне. Показанная на рис. 2 синхронность случайных отклонений интенсивности в разных магнитудных диапазонах свидетельствует о том, что закон Гутенберга–Рихтера как бы стре-

мится сохранять свою форму (наклон графика повторяемости в логарифмическом масштабе) даже на протяжении весьма коротких временных интервалов. Напомним, что интервал усредняющего, плавающего временного окна  $\Delta T$  равен 3 годам. Выражаясь несколько вольным языком, можно сказать так: “не может быть сильных толчков без соответствующего им по Гутенбергу–Рихтеру количества слабых толчков, и наоборот”. Это свойство дает возможность использовать данные по слабым толчкам для статистической оценки интенсивности сильных толчков. А слабых толчков гораздо больше и оценка интенсивности по ним надежней. Как отмечалось в работе [Садовский и др., 1987], слабые землетрясения – необходимое звено сейсмического режима, и даваемая ими информация о сейсмическом режиме по своей значимости намного выше их доли в энергии режима.

На рис. 3 приведена гистограмма каталога с ячейкой  $\Delta M = 0.1$  магнитуды (нижний график, красный цвет).

Видно, что на исходной гистограмме имеются пики. Они возникли из-за того, что, как видно из рис. 1, до 1987 г. дискретизация магнитуд имела шаг 0.5 или 0.6. Но аналогичные пики, хотя и меньшей величины, остаются и после 1987 г. Они обусловлены известным “эффектом предпочтения целочисленных значений”, при регистрации энергии землетрясений в виде классов  $K$ . Эти факторы, конечно, носят искусственный характер и не отражают никаких природных законо-



**Рис. 3.** Гистограмма каталога БРЗ (нижний график, красный цвет) с ячейкой  $\Delta M = 0.1$  магнитуды; общее число событий  $n = 7649$ ; укрупненная гистограмма (верхний график, синий цвет) с границами ячеек: [3.05; 3.55; 4.15; 4.65; 5.25; 5.75;  $\infty$ ]. Точками отмечены середины ячеек,  $n_k$  – число наблюдений в ячейке.

мерностей. Для их устранения мы укрупнили ячейки. После ряда численных прикидок были выбраны следующие границы укрупненных интервалов:

$$[3.05; 3.55; 4.15; 4.65; 5.25; 5.75; \infty]. \quad (1)$$

Таким образом, мы получили 6 укрупненных ячеек, со статистикой которых мы проводили дальнейший анализ. На этих укрупненных ячейках факторы, вызвавшие образование пиков гистограммы на рис. 3, были практически сведены к нулю (см. рис. 3). Применяемые методы статистической обработки каталогов рассчитаны на использование потока главных толчков, без афтершоков. Поэтому мы провели декластеризацию каталога с использованием метода, описанного в работе [Писаренко, Родкин, 2019]. После удаления афтершоков осталось 4779 главных толчков с магнитудами  $M \geq 3.1$ , 1963–2021 гг. По 6 укрупненным ячейкам (1) эти толчки распределились следующим образом:

$$[3008; 1174; 383; 145; 50; 19]. \quad (2)$$

Мы будем подгонять к этой выборке основанное на EVT обобщенное распределение Парето (Generalized Pareto Distribution – GPD), дискретный вариант (см. [Pisarenko et al., 2010]).

### ОЦЕНИВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ GPD

Функция распределения GPD имеет вид:

$$F(x|s, \xi) = 1 - \left(1 - \frac{\xi}{s}(x - h)\right)^{\frac{1}{\xi}}, \quad (3)$$

где:  $s$  – масштабный параметр;  $\xi$  – параметр формы;  $h$  – нижний порог распределения (предполагается известным). Максимальное значение распределения равно:  $M_{\max} = h - \frac{s}{\xi}$ . Если обозначить границы ячеек дискретизации  $[a_1, a_2, \dots, a_{r+1}]$ , то вероятности попадания в ячейки  $p_k$  равны:

$$p_k(s, \xi) = F(a_{k+1}|s, \xi) - F(a_k|s, \xi); \quad (4)$$

$$a_1 = h; \quad a_{r+1} = M_{\max}; \quad k = 1, \dots, r.$$

В качестве критерия согласия мы возьмем  $\chi^2$ -критерий, основанный на принципах теории информации (см. [Kullback, 1958]):

$$D = 2 \sum_{k=1}^r n_k \lg \left( \frac{n_k}{np_k} \right), \quad (5)$$

где  $n_k$  – число попаданий в  $k$ -ую ячейку;  $n = n_1 + \dots + n_r$ . Сумма  $D$  минимизируется по параметрам  $(s, \xi)$ , и этот минимум при условии справедливости распределения GPD (3) имеет  $\chi^2$ -распределение с  $(r - 3)$  степенями свободы, в нашем случае  $r = 6$ . Величина  $D$  характеризует отклонение данной выборки от ее наилучшего приближения (по критериям теории информации) с помощью распределения GPD (3). Если функцию распределения  $D$  обозначить  $\chi^2(x, r - 3)$ , то в качестве показателя качества подгонки можно использовать величину  $(1 - \chi^2(D, r - 3))$ , называемую доверительным уровнем (*pv-value*). Чем ближе *pv-value* к единице, тем лучше подгонка; если *pv-value* очень мало, то гипотеза справедливости GPD для данной выборки отвергается, обычно этот порог выбирают равным 0.1.

В нашем случае для укрупненных ячеек  $r = 6$  и для того, чтобы  $\chi^2(D, r - 3)$ -распределение было

**Таблица 1.** Оценки параметра  $M_{\max}$

Субрегион	Наблюденный максимум магнитуд 1963–2021гг., $\mu_n$	Оценка $\bar{M}$ (17)	Оценка $M_{\max}$ по палеосейсмологическим данным	Оценка $M_{\max}$ [Ружич и др., 1998]
Саяны	7.5	8.3	8.0–8.2	$8.39 \pm 0.64$
Байкал	7.2	7.9	7.4–7.7	$7.82 \pm 0.90$
Северомуйский	7.3	7.8	7.6–8.2	$8.41 \pm 0.53$

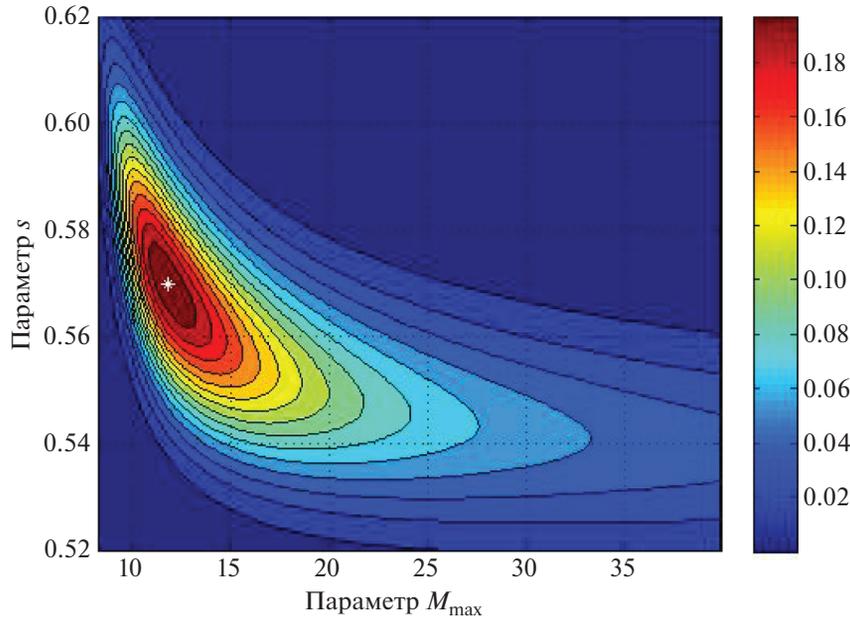


Рис. 4. Линии уровня  $pv$ -value;  $h = 3.55$ . Белой звездочкой показана точка максимума:  $s = 0.570$ ;  $\xi = -0.0692$ ; ( $M_{\max} = 11.82$ ).

невырожденным, мы можем использовать только 3 варианта для нижнего порога  $h$ . Ниже они указаны вместе с соответствующими  $pv$ -values:

$h = 3.05$ ;  $n = 4779$ ;  $pv$ -value = 0.0018;

$h = 3.55$ ;  $n = 1771$ ;  $pv$ -value = 0.22;

$h = 4.15$ ;  $n = 597$ ;  $pv$ -value = 0.095.

Мы видим, что приемлемым оказался только второй вариант, который мы и берем. Для этого варианта значения параметров  $(s, \xi)$ , дающие максимум  $pv$ -value, равны:

$$s = 0.570, \quad \xi = -0.0692.$$

Эти оценки практически совпадают с оценками максимального правдоподобия  $L$ :

$$L = \prod_{k=1}^r p_k^{n_k}; \quad \text{Lg}(L) = \sum_{k=1}^r n_k \text{lg}(p_k). \quad (6)$$

Линии уровня  $pv$ -value для варианта  $h = 3.55$  показаны на рис. 4.

Оценки максимального правдоподобия  $(\hat{s}, \hat{\xi})$  получаются как аргументы максимума выражения (6), в котором вероятности  $p_k = p_k(s, \xi)$  зависят от параметров  $(s, \xi)$  в соответствии с (6). В результате для оценок максимального правдоподобия получаем:

$$\hat{s} = 0.570; \quad \hat{\xi} = -0.0692. \quad (7)$$

Линии уровня функции правдоподобия в координатах  $(\xi, s)$  показаны на рис. 5.

Разброс оценок мы будем оценивать с помощью метода, описанного в работе [Писаренко

и др., 2021]. Сформируем каталог магнитуд, имеющих распределение GPD с параметрами  $(\hat{s}, \hat{\xi})$ . Для этого оценки  $(\hat{s}, \hat{\xi})$  подставим в функцию распределения GPD (3). Случайное, выборочное значение магнитуды  $M$  получается как решение уравнения:

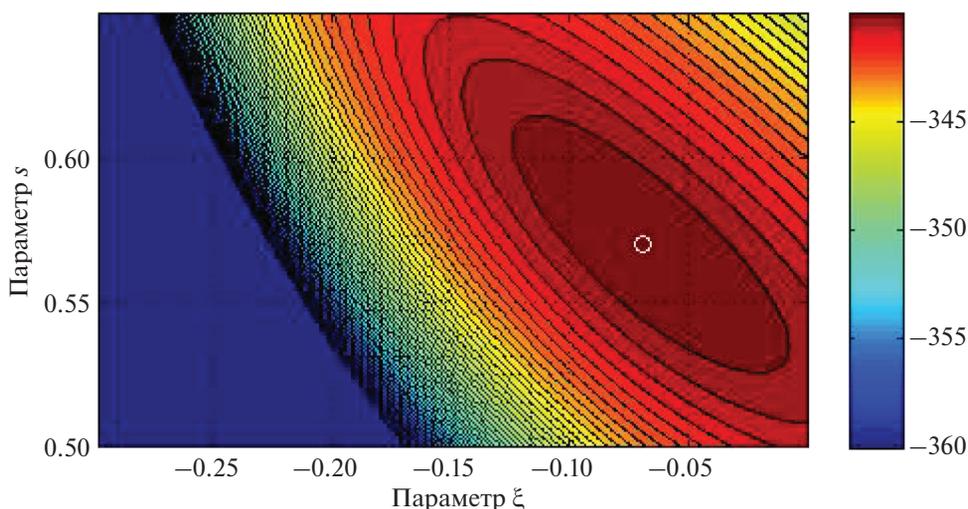
$$F(m|\hat{s}, \hat{\xi}) = r, \quad (8)$$

где  $r$  — стандартная случайная величина, равномерно распределенная на интервале  $[0; 1]$ . Таким способом можно формировать искусственные каталоги магнитуд, имеющих распределение GPD с заданными параметрами. Если брать большое число (например, 10000) искусственных каталогов нужного объема, то выборочные значения любых статистик с большой точностью совпадают с теоретическими средними значениями. Используя 10000 искусственных каталогов с параметрами, равными оценкам максимального правдоподобия, мы получили следующие значения стандартного отклонения:

$$\text{Std}(\hat{s}) = 0.0227; \quad \text{Std}(\hat{\xi}) = 0.0397.$$

Std оценки  $\hat{\xi}$  составляет 1.74 от абсолютного значения самого параметра. Отсюда следует, что вероятность того, что истинное значение этого параметра окажется сколь угодно близким к нулю, существенна и ею нельзя пренебречь. Поэтому

параметр  $M_{\max} = h - \frac{s}{\xi}$  может принимать очень большие значения с вероятностью, которой нельзя пренебречь. Вычислительный экспери-



**Рис. 5.** Линии уровня правдоподобия  $Lg(L)$  (6); белым кружком показана точка максимума:  $s = 0.570$ ;  $\xi = -0.0692$ ; ( $M_{\max} = 11.82$ ).

мент с искусственными каталогами подтверждает этот вывод. Из 10000 каталогов с параметрами  $s = 0.570$ ;  $\xi = -0.0692$ , 9% выборочных максимумов превосходят 20 и 0.66% превосходят  $10^7$ . Поэтому измерять разброс оценок параметра  $M_{\max}$  с помощью Std некорректно. Для этого мы предлагаем использовать порядковые статистики. В качестве аналога стандартного отклонения мы предлагаем показатель  $p$ :

$$p = \frac{Q(0.84) - Q(0.16)}{2}, \quad (9)$$

где  $Q(q)$  – квантиль уровня  $q$  изучаемой случайной величины. Показатель  $p$  существует для всех случайных величин, в отличие от Std; для Гауссовской случайной величины  $p$  совпадает с Std. По выборке из 10000 искусственных каталогов с параметрами  $s = 0.570$ ;  $\xi = -0.0692$  мы получили для параметров показатели:

$$p(\hat{s}) = 0.0225; \quad p(\hat{\xi}) = 0.0355; \quad p(\hat{M}_{\max}) = 3.39. \quad (10)$$

Мы видим, что для параметра  $s$  показатель  $p$  близок к стандартному отклонению и мал по сравнению со средним значением 0.571. Это значит, что параметр оценивается надежно и достаточно точно. Для параметра  $\xi$  показатель  $p$  также довольно близок к стандартному отклонению, но он уже сравним по модулю со средним значением  $-0.0692$ . Поэтому возможны значения оценок этого параметра очень близкие к нулю, что влечет за собой очень большие значения оценок параметра

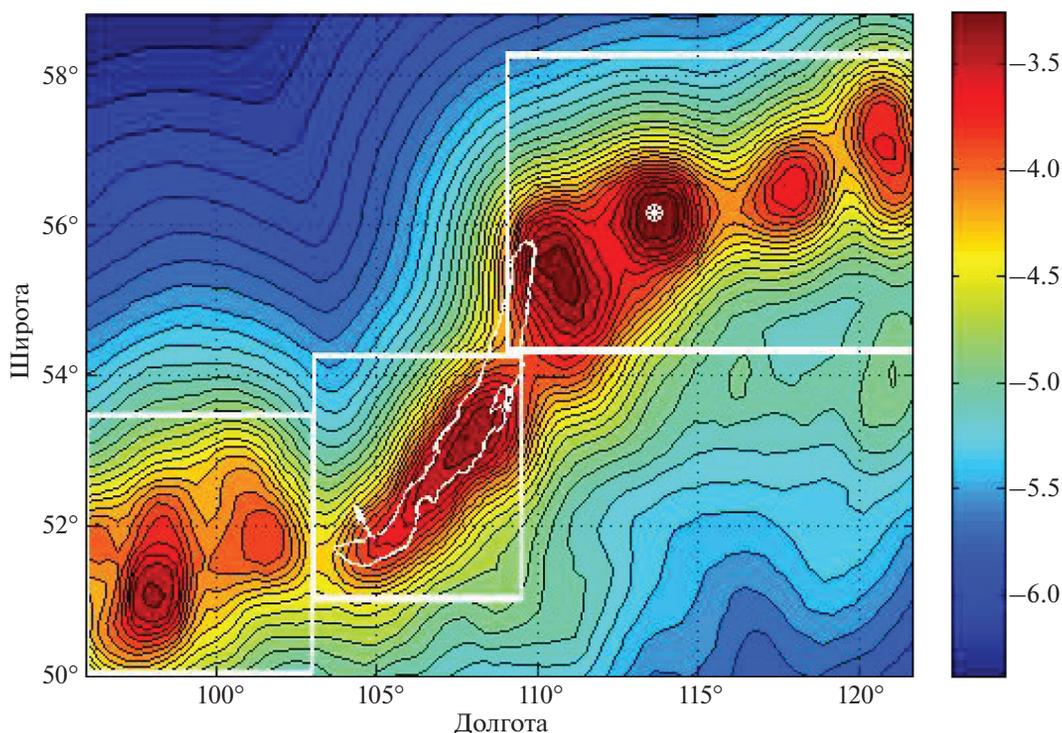
$M_{\max} = h - \frac{s}{\xi}$ . Для параметра  $M_{\max}$  показатель  $p$  составляет примерно 0.3 от среднего значения 11.82, что говорит о большой неопределенности и неточности оценки (обычно оценку считают надеж-

ной, если  $p$  не превосходит 0.1 от абсолютной величины среднего значения, т.е. коэффициент вариации  $\frac{\text{Std}}{|\text{mean}|}$  не превосходит 0.1).

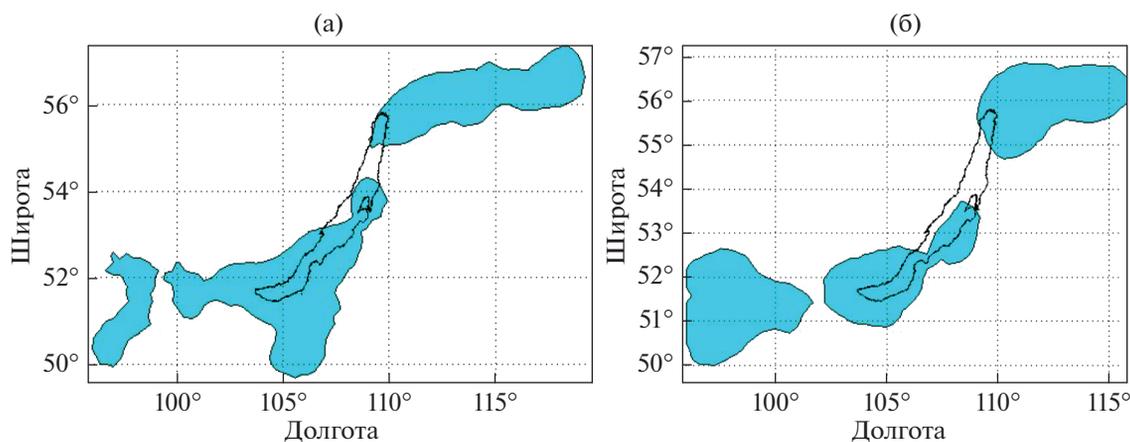
#### ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ $\lambda$ МЕТОДОМ $K$ -БЛИЖАЙШИХ СОСЕДЕЙ

В работе [Pisarenko V.F., Pisarenko D.V., 2021] изложен эффективный метод статистической оценки интенсивности потока сейсмических событий. Предполагается, что поток стационарен по времени, а его интенсивность  $\lambda(x, y)$  является функцией от координат точки наблюдения  $(x, y)$ . Метод позволяет по каталогу землетрясений данного региона строить на произвольно заданной сетке  $(X \times Y)$  оценки интенсивности  $\lambda(x, y)$  и оценивать разброс этих оценок. На рис. 6 приведены изолинии оценок поля десятичного логарифма интенсивности  $\lg(\lambda(x, y))$  на сетке  $20 \text{ км} \times 20 \text{ км}$  указанным методом для нижнего порога регистрации  $h = 3.1$ ,  $n = 4360$ , 1963–2021 гг. Число ближайших соседей выбиралось равным 30.

Интенсивность  $\lambda(x, y)$  вычислялась в единицах  $\frac{1}{\text{год} \cdot \text{км}^2}$ . Точка максимальной интенсивности отмечена на рис. 4 белым кружком, широта = 56.18, долгота = 113.94, значение интенсивности  $\lambda = 6.907 \times 10^{-4}$ . Из этого рисунка видно, что сейсмичность БРЗ сконцентрирована в относительно узкой полосе 150–300 км, охватывающей Байкал и простирающейся от Саян до Якутии. На рис. 7а и 7б показаны контуры изолинии интенсивности  $\max(\lambda(x, y))/10$ . Иными словами, эта линия отделяет районы повышенной интенсивности от районов с интенсивностью в 10 раз



**Рис. 6.** Логарифм интенсивности  $\lg(\lambda(x, y))$ , 1963–2021 гг. Нижний порог  $h = 3.1$ ,  $n = 4360$ . Белая точка – максимальное значение  $\lg(\lambda(x_m, y_m)) = -3.16 \frac{10^{-4}}{\text{год-км}^2}$ .



**Рис. 7.** Изолинии интенсивности  $\max(\lambda(x, y))/10$ ;  $M \geq 5.6$ ; (а) – 1725–2021 гг.,  $n = 138$ ; (б) – 1963–2021 гг.,  $n = 45$ .

меньше максимальной. Рис. 7а относится к интервалу времени 1725–2021 гг. Для этого интервала использовался исторический каталог землетрясений БРЗ 1725–1962 гг. [Кондорская, Шебалин, 1977], который сочленялся с упомянутым выше каталогом (БФ ФИЦ ЕГС РАН, г. Иркутск) за период 1963–2021 г. При нижнем пороге  $M = 5.6$  оказалось 138 событий (1725–2021 гг.).

На рис. 7б использовался только каталог БФ ФИЦ ЕГС РАН. При нижнем пороге  $M = 5.6$  оказалось 45 событий (1963–2021 гг.). Выбор нижнего порога магнитуд  $M = 5.6$  обусловлен тем, что для более низких порогов исторический каталог становится непредставительным в области магнитуд  $M < 5.6$ . Из рис. 7а, 7б видно, что сейсмическая активность, характеризуемая повышенными

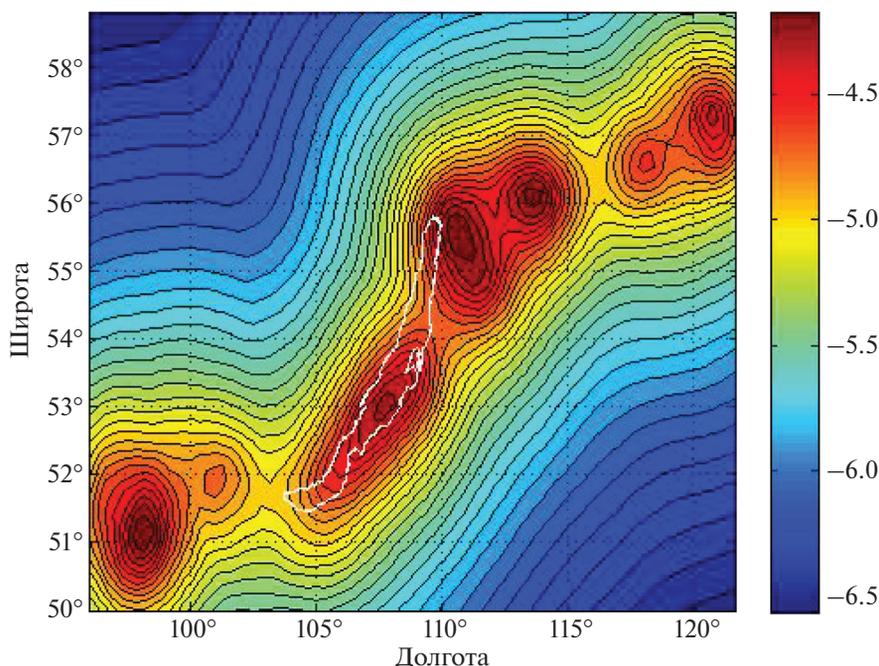


Рис. 8. Логарифм интенсивности  $\lg(\lambda(x, y))$ . Нижний порог  $h = 4.0$ ,  $n = 747$ . Долгота, град.

значениями интенсивности  $\lambda(x, y)$ , сосредоточена в трех пятнах, особенно отчетливо видных на рис. 7б. Как мы видим, структура пятен в основном сохраняется. Это позволяет говорить о том, что структура поля сейсмической активности БРЗ на высшем уровне (весь регион, состоящий из 3-х основных пятен масштаба 500–3000 км) может сохраняться на интервалах времени порядка 300 лет. Эти факты, а также геолого-тектонические рассуждения, изложенные ниже в разделе “СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СУБРЕГИОНОВ В БРЗ” дают нам основания выделить 3 сейсмоактивных субрегиона в БРЗ:

Саяны: широта  $50^\circ$ – $53.5^\circ$ ; долгота  $96^\circ$ – $103^\circ$ ;

Байкал: широта  $51^\circ$ – $54.3^\circ$ ; долгота  $103^\circ$ – $109.5^\circ$ ;

Северомуйский: широта  $54.3^\circ$ – $58.3^\circ$ ; долгота  $109^\circ$ – $122^\circ$ .

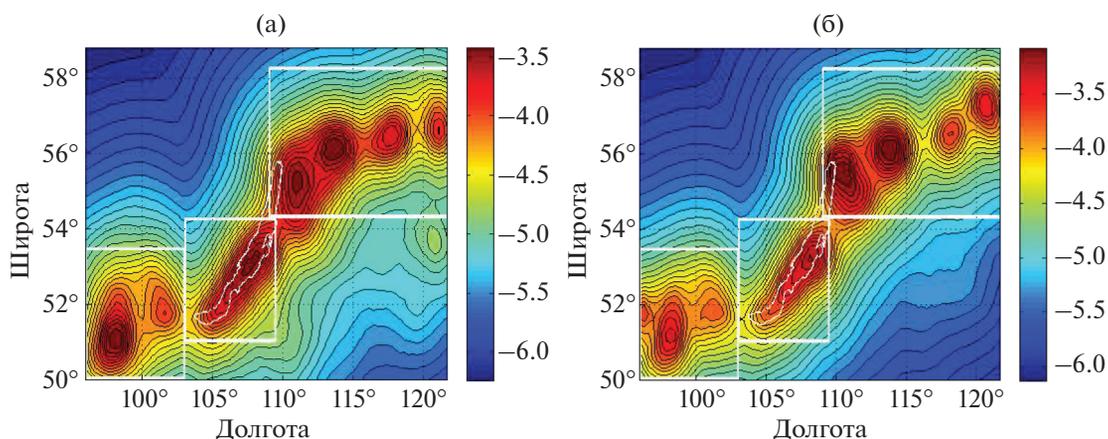
Эти субрегионы выделены на рис. 6 белыми прямоугольниками.

Для сравнения пятен интенсивности в разных магнитудных диапазонах приведем на рис. 8 график изолиний для другого порога магнитуд  $h = 4.0$ , 1963–2021 гг.,  $n = 673$ . Несмотря на то, что число событий для этого порога уменьшилось в 8.3 раза, основные очертания линий уровня сохранились. Это показывает устойчивость выбранного метода  $k$ -ближайших соседей при оценивании интенсивности и определенную стабильность выделенных пятен повышенной сейсмической интенсивности.

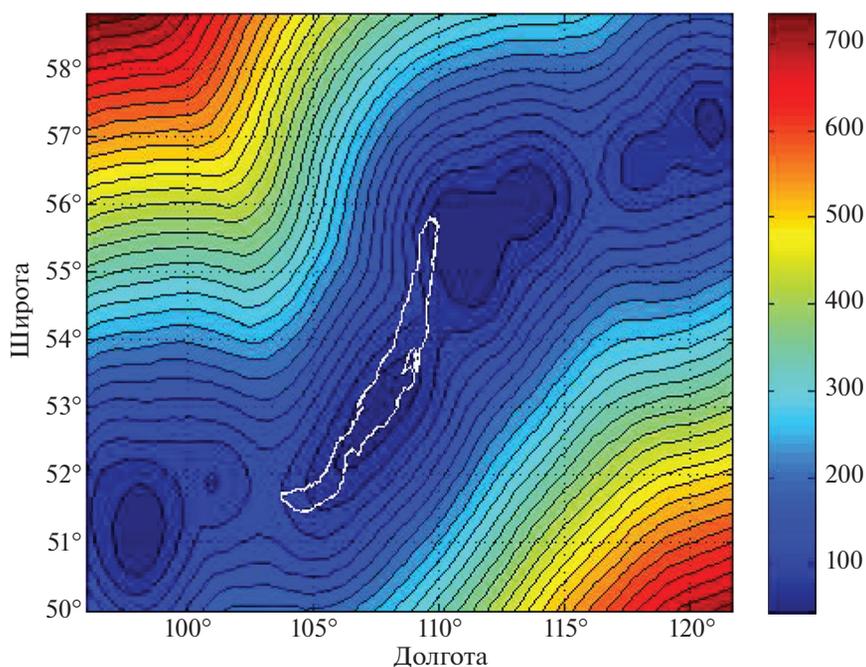
Проиллюстрируем устойчивость по времени выделенных на рис. 6–рис. 8 структур сейсмической активности. Для этого разделим на 2 равные части каталог землетрясений, представленный на рис. 6. Первая часть: 06.01.1963–22.10.1996 гг.,  $n = 2180$ ; вторая часть: 23.10.1996–28.05.2021 гг.,  $n = 2180$ . Изолинии интенсивности для этих частей показаны на рис. 9. Мы видим, что основные структуры поля сейсмической интенсивности (“пятна” повышенной сейсмической активности) устойчиво сохраняются, хотя землетрясения взяты из двух, не перекрывающихся интервалов времени.

Из рис. 9 видно, что несмотря на то, что землетрясения (основные толчки) принадлежат к непересекающимся интервалам времени, структуры пятен сейсмической активности удивительным образом схожи по своей конфигурации. Это говорит об определенной устойчивости сейсмического режима и об эффективности метода, примененного для их пространственного анализа. Можно говорить о том, что на нижнем уровне иерархии (субрегионы, масштаб 100–500 км) пятна высокой сейсмической активности сохраняют в основном свою структуру на интервалах времени порядка 50 лет и, возможно, больше.

Проиллюстрируем пространственную разрешающую способность метода  $k$ -ближайших соседей. Для этого построим карту изолиний радиусов  $R$  кругов, в которых для данной точки, совпадающей с центром круга, происходит осреднение интенсивности  $\lambda(x, y)$ . Эти радиусы подбираются



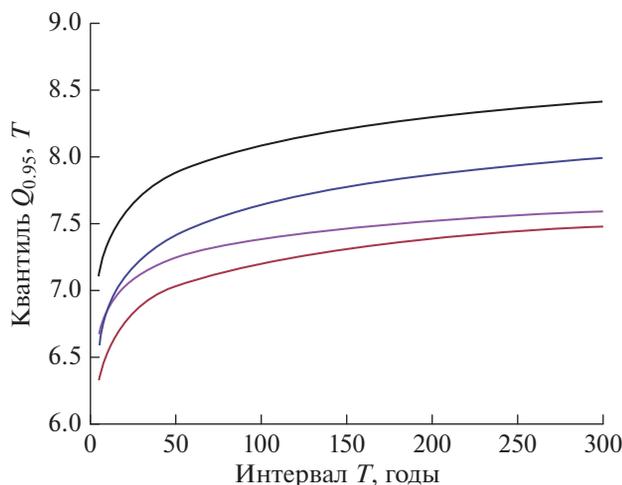
**Рис. 9.** Логарифм интенсивности  $\lg(\lambda(x, y))$ : (а) – 1963–1996 гг.,  $n = 2180$ ; (б) – 1996–2021 гг.,  $n = 2180$ . Нижний порог  $h = 3.1$ .



**Рис. 10.**  $R(x, y)$  – радиус круга осреднения интенсивности, км. Нижний порог  $h = 3.1$ ,  $n = 4771$ . Темно-синий цвет соответствует точкам, где радиус осреднения меньше 100 км.

так, что для каждой точки  $(x, y)$  круг радиуса  $R$  содержит одно и то же число ближайших соседей (в нашем случае это число равно 30). В точках, отстоящих друг от друга больше, чем на  $2R$  интенсивность оценивается по разным событиям и оценки можно считать независимыми. Величина  $R$  зависит от координат  $(x, y)$ . Чем меньше  $R$ , тем выше разрешающая способность в соответствующей точке. На рис. 10 показаны изолинии  $R(x, y)$ . Мы видим, что в полосе повышенной сейсмической активности, показанной на рис. 6, рис. 8, радиус круга  $R$ , в котором осредняется интенсивность (число событий деленое на площадь кру-

га), принимает значения, не превосходящие 100–120 км. Это значит, что в точках, отстоящих друг от друга дальше, чем на 250 км, интенсивность оценивается фактически по различным событиям. Поскольку основные скопления событий, группирующиеся около центров пятен повышенной интенсивности на рис. 4, рис. 6, расположены друг от друга дальше, чем на 250 км, можно заключить, что пятна повышенной сейсмической активности не являются случайными скоплениями событий, а отражают некоторые реальные пространственные особенности поля сей-



**Рис. 11.** Квантили  $Q_{0,95}(T)$ . Снизу вверх показаны значения для субрегионов: Байкальского, Северомуйского, Саянского и всей БРЗ. Уровень значимости квантиля  $q = 0.95$

смичности и функционируют до известной степени автономно, независимо друг от друга.

#### ОЦЕНКА КВАНТИЛЕЙ МАКСИМАЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В БУДУЩЕМ ИНТЕРВАЛЕ ВРЕМЕНИ $T$

Как было показано ранее (см. например, [Pisarenko, Rodkin, 2021]), статистические оценки параметра  $M_{\max}$ , в большинстве практически интересных случаев являются неустойчивыми и неробастными. Такой вывод можно сделать для ситуаций, когда в диапазоне сильных землетрясений нет достаточно большого числа наблюдений, позволяющих надежно оценить хвост распределения магнитуд. Кроме того, как правило, остается неясно, к какому интервалу времени относится понятие “максимальная магнитуда”: 100 лет, 1000 лет или “на все времена”. С учетом этих причин и других обстоятельств были выдвинуты предложения характеризовать сейсмичность в диапазоне сильных землетрясений с помощью физически понятной и статистически корректной случайной величины — максимальной магнитуды землетрясения, которое произойдет в будущем интервале времени  $T$  (в данном регионе). Эту случайную величину можно характеризовать с помощью ее функции распределения или плотности, но удобнее использовать обратную функцию по отношению к функции распределения — функцию квантилей  $Q_q(T)$  с переменным уровнем  $q$ . Функция распределения и функция квантилей для непрерывного распределения однозначно определяют друг друга. Квантили  $Q_q(T)$  оцениваются гораздо устойчивее, чем параметр  $M_{\max}$ , если не брать уровень  $q$  слишком близ-

ко к 1 и слишком большой интервал  $T$ . Варьируя эти два параметра, можно получить подробное адекватное статистическое описание распределения сильнейших событий в зависимости от длины интервала времени  $T$ . Заметим, что квантиль  $Q_q(T)$  можно рассматривать как верхнюю доверительную границу для будущей максимальной в интервале  $T$  магнитуды с уровнем доверия  $q$ .

Мы будем предполагать, что декластеризованный поток сейсмических событий (в данном регионе) является стационарным Пуассоновским потоком с некоторой средней интенсивностью  $\lambda = \frac{N_h}{T_{\text{cat}}}$ , где  $N_h$  — число землетрясений с магнитудами выше  $h$ ;  $T_{\text{cat}}$  — длительность каталога (в годах). В нашем случае  $T_{\text{cat}} = 58.39$ . Для используемого нами порога  $h = 3.55$ ,  $N_h = 1771$ ,  $\lambda = 30.33 \frac{1}{\text{год}}$ .

Функция распределения максимума  $F_T(x)$  для Пуассоновского потока с точностью до членов порядка  $\exp(-\lambda T)$  равна:

$$F_T(x) = \exp[-\lambda T(1 - F(x))], \quad (11)$$

где  $F(x)$  — функция распределения магнитуд (см. [Pisarenko, Rodkin, 2010a]). Для распределения GPD (3) имеем:

$$F_T(Q) = \exp[-\lambda T(1 - F(Q|\beta, \xi))] = q; \quad (12)$$

$$Q_q(T|\beta, \xi) = h + \frac{\lg \frac{1}{q}}{\beta \xi \lambda T}.$$

На рис. 11 приведена серия графиков  $Q_q(T|\beta, \xi)$ ,  $q = 0.95$ , для 3-х субрегионов и для БРЗ; параметры равны оценкам максимального правдоподобия.

Из рис. 11 мы видим, что несмотря на то, что оценка максимального правдоподобия для параметра  $M_{\max}$  для всей зоны БРЗ велика ( $M_{\max} = 11.82$ ), большие значения максимальных магнитуд случаются относительно редко: максимальные магнитуды более 8.5 с вероятностью 0.95 происходят на больших интервалах времени  $T \approx 300$  лет или более. Из рис. 11 видно, что с позиций оценки сейсмического риска параметр  $M_{\max}$  является не вполне адекватным. 95%-ная верхняя доверительная граница для максимального землетрясения существенным образом зависит от того, на какой интервал времени  $T$  мы хотим предсказать это максимальное землетрясение. Если нас интересует  $T = 10$  лет, то прогноз не превышает  $M_{\max} = 7.1$ . Но если взять большие значения  $T$  порядка 300 лет и больше, то можем получить прогноз  $M_{\max} \approx 8.0$  и более. По этой причине для проблем оценки сейсмического риска квантили  $Q_q(T)$  гораздо эффективнее и адекватнее, чем параметр  $M_{\max}$ . Кроме того, как показано в

работах [Писаренко, Родкин, 2009; Писаренко и др., 2021; Pisarenko, Rodkin, 2021] оценки квантилей имеют меньший разброс при не слишком больших значениях  $T$  и для не слишком близких к единице значений  $q$ .

Квантили  $Q_q(T)$  учитывают не только потенциально возможные для данного региона магнитуды  $M_{\max}$ , но и частоты (характерные времена повторяемости) сильных землетрясений. По этой причине на рис. 11 квантиль всей БРЗ идет существенно выше, чем квантиль субрегиона Саяны, хотя величины максимального, потенциально опасного землетрясения у них, по-видимому, одинаковы или, по крайней мере, близки.

На рис. 12 мы приводим график плотности GPD с параметрами максимального правдоподобия:  $\beta = 1.754$ ,  $\xi = -0.0692$ , ( $M_{\max} = 11.82$ ).

Из рис. 12 видно, что хотя ненулевые значения плотности имеются вплоть до  $M = 11.82$ , плотность становится очень малой уже при  $M = 7.0$ . Более подробную информацию о частоте максимальных землетрясений можно получить как раз из квантилей  $Q_q(T)$ . При выборе для квантилей параметров ( $T$ ,  $q$ ) важно отметить эквивалентность интервала  $T$  и логарифма уровня  $q$ , задаваемую согласно формуле (12) отношением  $\frac{\lg\left(\frac{1}{q}\right)}{\lambda T}$ :

квантиль  $Q_q(T)$  зависит только от этого отношения, при этом  $T$  и  $q$  могут изменяться произвольно. Разброс оценок квантилей  $Q_q(T)$  существенно меньше разброса оценок параметра  $M_{\max}$  [Писаренко и др., 2021].

#### ОЦЕНКА $M_{\max}$ ПО КАТАЛОГУ БРЗ 1963–2021 ГГ. НА ОСНОВЕ МОДЕЛИ УСЕЧЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГУТЕНБЕРГА–РИХТЕРА

Усеченный закон Гутенберга–Рихтера (УГР), записанный через экспоненциальную функцию имеет вид:

функция распределения:

$$F(m|M, \beta) = \frac{1 - \exp(-\beta(m - m_0))}{1 - \exp(-\beta(M - m_0))}, \quad (13)$$

$$m_0 \leq m \leq M,$$

плотность распределения:

$$f(m|M, \beta) = \frac{\beta \exp(-\beta(m - m_0))}{1 - \exp(-\beta(M - m_0))}. \quad (14)$$

Параметр  $M$  называют максимально возможной, региональной магнитудой. Как мы видим, закон УГР имеет резкое обрезание плотности на правом конце, что нельзя считать обоснованным с физической точки зрения. Тем не менее, УГР находит очень широкое применение в сейсмо-

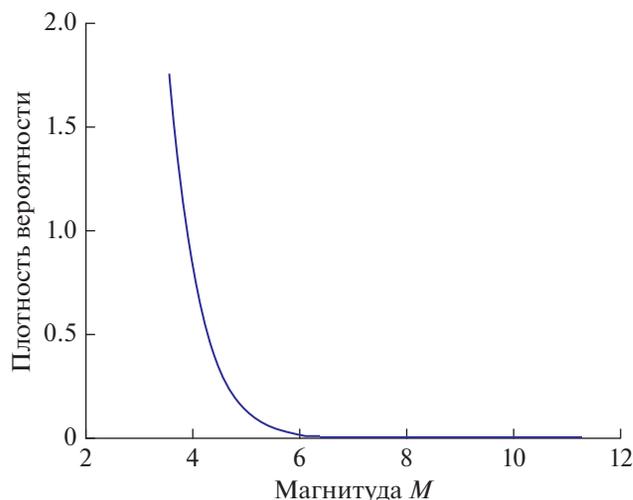


Рис. 12. Плотность вероятности GPD;  $\beta = 1.754$ ,  $\xi = -0.0692$ ; ( $M_{\max} = 11.82$ ).

гической практике. Это обусловлено тем, что эта модель оставляет в основной части диапазона свойства самоподобия, присущие классическому закону Гутенберга–Рихтера, не противоречит конечности энергии землетрясений и содержит всего 2 параметра.

Оценка максимально возможной региональной магнитуды  $M$  занимает важное место в проблеме оценки сейсмического риска (см. [Писаренко, 1991; 2021; Писаренко и др., 2021; Kijko, Sellevoll, 1989; 1992; Kijko, Graham, 1998; Kagan, Schoenberg, 2001; Kijko, 2004; Pisarenko et al., 1996; Pisarenko, Rodkin, 2010; Zoller, Holschneider, 2016; Vermeulen, Kijko, 2017; Beirlant et al., 2019]). В нашей постановке максимальная региональная магнитуда выражается параметром  $M$ . Общая схема оценивания параметра  $M$ , предлагаемая нами, такова. Сначала рассматривается оценка параметров ( $M$ ,  $\beta$ ) стандартным методом правдоподобия. Обозначим имеющуюся выборку магнитуд (каталог)  $\mathbf{x} = (x_1, \dots, x_n)$ . Функция правдоподобия имеет вид:

$$L(M, \beta | \mathbf{x}) = \prod_{k=1}^n f(x_k | M, \beta). \quad (15)$$

Как известно (см. например, [Pisarenko et al., 1996]), оценкой максимального правдоподобия для параметра  $M$  в УГР при любом значении  $s$  является максимальная магнитуда наблюдаемой выборки  $\mu_n$ :

$$\mu_n = \max(x_1, \dots, x_n). \quad (16)$$

Оценка максимального правдоподобия для параметра  $\beta$  находится как максимум правдоподобия для распределения УГР (15), в котором параметр  $M$  заменен на  $\mu_n$ , т.е. как максимум функции от  $\beta$ :

$$L(\mu_n, \beta | \mathbf{x}) = \prod_{k=1}^n f(x_k | \mu_n, \beta).$$

Полученная оценка  $\mu_n$  максимального правдоподобия для параметра  $M$  будет иметь систематическое, отрицательное смещение относительно истинного значения параметра  $M$ , особенно сильное при умеренных значениях  $n$ . В работе [Писаренко, 2021] предложена новая оценка параметра  $M$ , заметно уменьшающая это смещение. Эта оценка, обозначаемая  $\bar{M}$ , имеет вид:

$$\bar{M} = \mu_n - \frac{1}{\beta u^n} [\lg(1 - \bar{U}) + \bar{W}_n], \quad (17)$$

где:  $\bar{U} = 1 - \exp[-\bar{\beta}(\mu_n - m_0)]$ ;  $\bar{W}_n = \bar{U} + \frac{\bar{U}^2}{2} + \dots + \frac{\bar{U}^n}{n}$ ;  $\bar{\beta}$  – оценка максимального правдоподобия для  $\beta$ ;  $m_0$  – нижний порог магнитуды.

### СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СУБРЕГИОНОВ В БРЗ

При анализе современного сейсмотектонического режима в пределах земной коры БРЗ по геоструктурным признакам мы выделяем три крупномасштабных сегмента (рис. 13): юго-западный фланг, центральную часть БРЗ и ее северо-восточный фланг [Ружич, 1997]. Им присущи собственные геолого-структурные отличия, нашедшие отражение в современном сейсмическом режиме за взятый период 1963–2021 гг., характеризующийся наиболее детальными сейсмометрическими наблюдениями. При выявлении современных особенностей структуры сейсмического поля в виде трех сейсмических субрегионов нами учитывались не только геоструктурные особенности, но и выраженные в рельефе характерные геоморфологические признаки, характерные для них. Отсюда субрегионам также даны названия: Саянский, Байкальский и Северомуйский. Далее обратимся к краткому рассмотрению их сейсмического режима, обусловленного местными особенностями процессов рифтогенного разломообразования в земной коре.

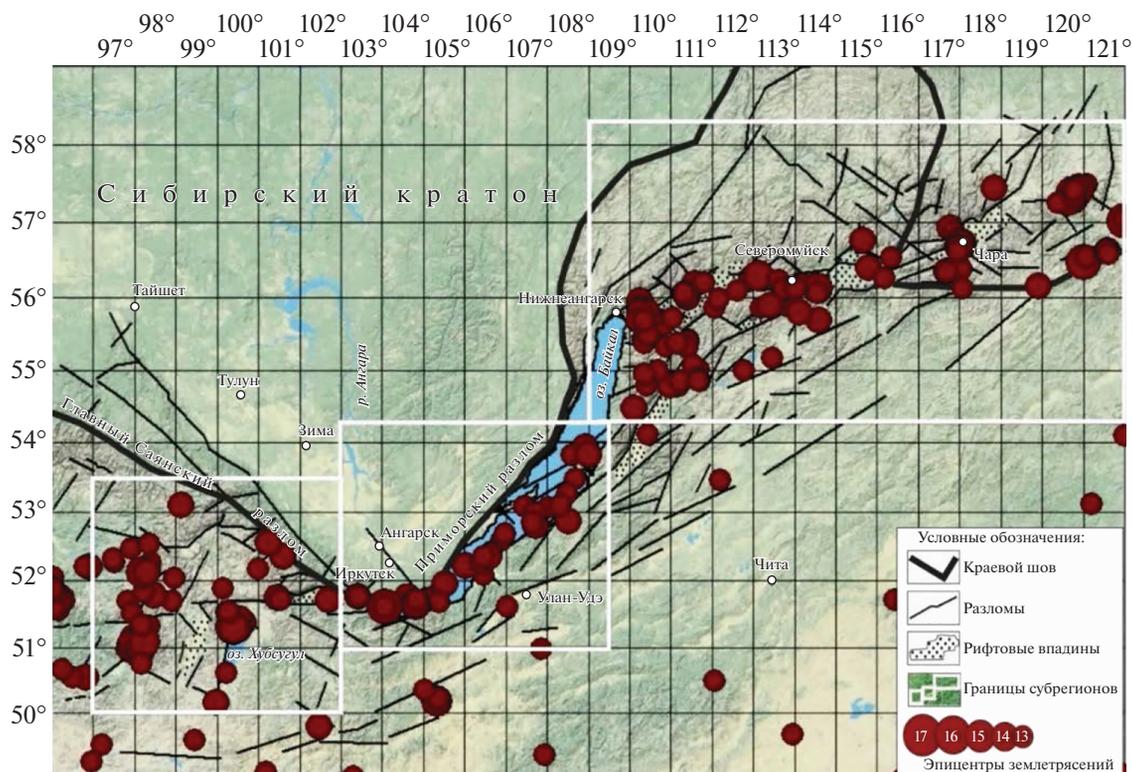
#### Саянский сейсмический субрегион

Он располагается на юго-западном фланге БРЗ, где наряду с типичными признаками рифтогенной деструкции на фоне горизонтального растяжения земной коры, выявлены признаки горизонтального сжатия, ось главного тектонического напряжения которого имеет северо-восточное, ортогональное к оси растяжения направление. Это усложненное силовое поле, согласно сей-

смогеологическим данным, фиксируется по расположению в горном обрамлении Тункинской рифтовой впадины разломов взбросо-надвигового типа. Их установленный миоцен-плейстоценовый возраст активизации свидетельствует о практически синхронном развитии с рифтогенными сбросами, что было показано ранее [Ружич, 1997]. Указанное взаимодействие двух силовых полей подтверждается сейсмологическими данными о механизмах очагов землетрясений, что свидетельствует о специфических отличиях рифтогенеза в пределах данного сегмента БРЗ и соответственно сейсмического субрегиона. Главное геолого-структурное отличие рассматриваемого Саянского сейсмического субрегиона характеризуется существованием сейсмоопасной зоны Главного Саянского разлома взбросо-сдвигового типа, расположенного в Восточно-Саянской ветви краевого шва Сибирского кратона. Его юго-восточный сегмент оказался в области влияния рифтогенного растяжения, что привело к трансформации взбросо-сдвиговых смещений в рифтогенные сбросо-сдвиговые и это нашло отражение в механизмах очагов сильных землетрясений. Ярко выраженная сейсмотектоническая активизация на юго-западном фланге БРЗ наглядно проявилась при недавнем Бусийнгольском сильном 9-и балльном землетрясении 27.12.1991 г. ( $K = 16.2$ ,  $M = 7.0$ ), а также при трех недавних землетрясениях с  $M = 5.4$ – $6.8$  со взбросо-сдвиговой и сбросовой подвижками в очагах, что подтверждает практически синхронное в геологическом понимании современное проявление разнонаправленных силовых полей в виде горизонтального сжатия и рифтогенного растяжения [Ружич и др., 1972; Шерман и др., 1973].

#### Байкальский сейсмический субрегион

Отличительной особенностью деструктивных сейсмотектонических процессов в земной коре Байкальского субрегиона можно назвать наличие уникальной по огромным размерам и большой глубине водной линзы в пределах Байкальской рифтовой впадины. Ее борта обрамлены протяженными сейсмоактивными сбросами, включая сейсмоопасный Приморский разлом. Очаги землетрясений, приуроченные к сбросам, имеют в подавляющем большинстве соответствующий сбросовый, иногда сбросо-сдвиговый механизм, что закономерно отражает процесс современного косоуго рифтогенного растяжения земной коры [Гилева и др., 2021]. На современном этапе сейсмического режима в пределах Байкальского субрегиона зафиксированы эпицентры сильных исторических землетрясений, например, Большого Южнобайкальского 27.06.1742 г. с  $M = 7.7$ ,  $I_0 = 10$  баллов, с эпицентром в районе южного



**Рис. 13.** Упрощенная схема строения БРЗ, выполненная с использованием космоснимков. Показано расположение рифтовых впадин, шовной зоны Сибирского кратона, расположение сейсмоактивных систем магистральных и региональных разломов, отчетливо выраженных в рельефе, расположение скоплений эпицентров (сейсмических пятен). Белыми прямоугольниками обозначены границы трех выделенных субрегионов: Саянского (юго-западный фланг), Байкальского (центральная часть БРЗ) и Северомуйского (северо-восточный фланг). Внизу приведена шкала эпицентров землетрясений с  $K = 13-16$ , возникших за период наблюдений 1963–2021 гг.

Байкала. В пределах г. Иркутска оно проявилось 7–8-балльными разрушительными эффектами. 12.01.1862 г. в районе дельты р. Селенги также по историческим документам, зафиксировано еще Цаганское катастрофическое землетрясение с  $M = 7.5$ ,  $I_0 = 10$  баллов, при котором возникло опускание большого участка Цаганской степи на глубины до 7–8 м [Кондорская, Шебалин, 1977]. Такие землетрясения как Среднебайкальское, 28.08.1959 г., с интенсивностью сотрясений 8–9 баллов при  $M = 6.8$ , Южнобайкальское 25.02.1999 г.,  $M = 6.1$ , а также Култукское 27.08.2008 г.,  $M = 6.3$  подтверждают высокий уровень сейсмической активности в БРЗ в настоящее время. Недавно в Саянском и Байкальском субрегионах произошли еще три землетрясения, из которых самое значительное Хубсугульское 11.01.2021 г. имело магнитуду  $M = 6.8$  [Гилева и др., 2021].

#### Северомуйский сейсмический субрегион

Его западная граница проведена вдоль оси Северобайкальской впадины, где в настоящее время наблюдается относительно умеренный сейсмический режим. Палеосейсмологическими

исследованиями в данном районе выявлены сейсмодислокации: “Мыс Рытый”, “Шартлай”, “Средне-Кедровая” [Кондорская, Шебалин, 1977]. Их магнитуда, судя по протяженности палеосейсмодислокаций, составляет не менее 7.5, а возраст – порядка 1.2. тыс. лет [Лунина и др., 2018]. Важно отметить, что палеосейсмологические данные однозначно свидетельствуют о том, что более молодая по возрасту Северобайкальская впадина многие сотни–первые тысячи лет назад являлась сеймоопасным сегментом в БРЗ. Но на протяжении последних примерно 300 лет в сейсмическом режиме она в значительной мере проявляется как сейсмическая брешь в строении сейсмического поля БРЗ, что отчетливо видно на рис. 7а и 7б.

Примечательно, что в пределах Северомуйского субрегиона, самого большого по площади, есть также отличия по геолого-структурным признакам и по параметрам сейсмической активности. В его пределы входят пять крупных рифтовых впадин: Баргузинская, Верхне- и Нижне-Ангарские впадины, а также Муйская и Чарская. В сравнении с Байкальской впадиной они имеют более молодой возраст, меньшие размеры и более

сложное строение, унаследованное от геологического строения древнего консолидированного субстрата земной коры. Далее к востоку в пределах Северо-Муйского субрегиона по расположению среднемасштабных сейсмических пятен выделены еще два меньших по размерам субрегиона: Муйский и Чарский. Они также разделены сейсмической брешью, но меньшего ранга, расположенной в районе 117 меридиана. Согласно историческим сведениям о сильнейших землетрясениях 18–19 веков для рассматриваемого района имеются данные о Великом Восточно-Сибирском землетрясении 01.02.1725 г.,  $M \approx 8.2$   $I_0 = 11$  баллов (!). Его предполагаемый эпицентр с координатами  $56.5^\circ$  с.ш. и  $118.5^\circ$  в.д., по мнению В.П. Солоненко, располагался в пределах геодинамического влияния субширотного сегмента расположенной здесь зоны краевого шва Сибирского кратона, где находится оставшаяся после него Чино-Вакатская палеосейсмодислокация [Кондорская, Шебалин, 1977; Татевосян и др., 2009]. Есть еще примеры проявления современных сильных землетрясений в виде Тас-Юряхского (1967 г.), Южнокутского (1989 г.) и др. Примечательно, что в районе восточной окраины Муйской рифтовой впадины располагается субмеридиональный сегмент зоны краевого шва Сибирского кратона, который южнее резко меняет свое простираание на субширотное и далее прослеживается в восточном направлении к Становому выступу Сибирского кратона (рис. 13). В итоге Чарская рифтовая впадина, как единственная в БРЗ, возникла в пределах высокопрочной земной коры Сибирского кратона, в районе, где происходили опасные сейсмические события с  $M \geq 6.9$  [Zamaraev, Ruzhich, 1978]. По современным сейсмологическим данным в сложно устроенном Северомуйском субрегионе закономерно выявляются сочетания разнообразных сбросовых и взбросо-сдвиговых механизмов очагов землетрясений и фиксируются многочисленные палеосейсмодислокации с возрастными интервалами во многие сотни—первые тысячи лет [Солоненко и др., 1966]. При анализе каталога землетрясений, произошедших за 63 года, Северомуйский субрегион характеризуется очень высокой по энергетическим показателям сейсмической активностью. В районе краевого углового сочленения зоны шва зарегистрировано самое сильное за период инструментальных наблюдений Муйское землетрясение в 1957 г. с  $M = 7.6$ , интенсивность сотрясений которого, согласно проведенному опросу местного населения и геолого-геоморфологическому изучению, достигала 10, а возможно и 11 баллов [Татевосян и др., 2009]. Важно отметить, что после многолетней афтершоковой последовательности в пределах его плейстоценовой области осталась до настоящего времени выраженная сейсмическая брешья, которая в районе 117 меридиана

разделяет два сейсмических пятна. Если привлечь к анализу дополнительные сейсмогеологические сведения о палеосейсмодислокациях, выявленных в этом районе [Хромовских и др., 1993], то можно сделать вывод о том, что в настоящее время, как и в исторический и доисторический временные интервалы длительностью во многие сотни—первые тысячи лет, в данном субрегионе проявлялась высокая сейсмическая активность с магнитудами порядка  $M_{\max} = 8.2$ .

С позиции представлений о процессах разномасштабной сегментации межплитных разломов можно отметить, что в сеймотектонической эволюции они проявляются на разных иерархических уровнях: вся БРЗ (как мегаразлом), три ее субрегиона, затем отдельные сегменты краевого шва Сибирского кратона в виде Приморского и Главного Саянского разломов, и далее до уровня других, меньших по размерам, участков концентрации активных разломов и разломных сочленений. Каждый из перечисленных деструктивных сегментов в свою очередь характеризуется совокупностью скоплений эпицентров землетрясений разных энергетических уровней, которые образуют сейсмические пятна, разделенные брешьями. Пространственно-временное постоянство сейсмических пятен и брешей является относительным. В больших масштабах всю БРЗ в первом приближении можно интерпретировать как единое сейсмическое пятно, развивающееся на протяжении десятков миллионов лет. При более детальном рассмотрении ее сегментами могут быть представлены три выделенных субрегиона, возникшие за временные интервалы порядка 50–300 лет. Для более низшего масштабного уровня сегментной иерархии в пределах субрегионов могут быть распознаны сегменты разломов в пределах краевого шва Сибирского кратона с примерной протяженностью 50–70 км, соизмеримых с размерами очага Муйского землетрясения 1957 г. ( $M = 7.6$ ), или Цаганского землетрясения 1862 г. ( $M = 7.4$ ). Сейсмические циклы формирования их очагов, включая латентную стадию развития на фоне медленного крипа, а также периоды афтершоковой активизации и последующего сейсмического затишья (брешья) могут длиться многие сотни лет, если исходить из оценок повторяемости землетрясений, определяемых палеосейсмологическим методом, не только в БРЗ, но и в Монголии [Ружич, Кочарян, 2017].

#### Оценки $M_{\max}$ по сейсмогеологическим данным

В сейсмологии оценки энергии палеоземлетрясений получают из регрессионного соотношения протяженности  $L$  сейсмодислокаций, отождествляемых с косейсмическими разрывами, и магнитудой. Для геодинамических условий БРЗ, где преобладают сейсмодислокации с про-

тяженностью в несколько десятков километров, применено в работах [Ризниченко, 1974; Шебалин, 1971; Садовский и др., 1987] соотношение:

$$M = 4 + 1.43 \lg(L), \quad (18)$$

где  $M$  – магнитуда, а  $L$  – длина косейсмического разрыва в км.

Следует отметить объективную неизбежность значительного разброса коэффициентов выявленных соотношений  $L/M$  при оценках типа (18). Точность многочисленных полевых измерений параметра  $L$  зависит во многом от местных геодинамических условий подготовки землетрясений, различий морфогенетических типов сейсмоактивных разломов и особенностей строения земной коры в различных сейсмоактивных регионах. Количественные оценки точности палеосейсмологического метода для оценок  $M_{\max}$  весьма затруднены, но по опыту авторов осредненные отклонения могут составлять порядка 0.5–0.7 значений магнитуды [Ружич, 1997]. Тем не менее, оценки  $M$  по палеосейсмогеологическим данным остаются актуальными и весьма востребованными при выяснении сейсмического потенциала разломов при нередком отсутствии других критериев оценок энергии катастрофических землетрясений.

Обратимся к некоторым примерам выявленных оценок соотношения  $L/M$  для разных сегментов разломов по историческим и палеосейсмогеологическим данным, полученным сейсмогеологами применительно к БРЗ [Хромовских и др., 1993]. На западной окраине Тункинской рифтовой впадины в 1950 г. произошло Мондинское 9-и балльное землетрясение с  $M = 7.0$  [Кондорская, Шебалин, 1977]. По данным сейсмогеологов в районе Тункинского сброса у п. Аршан, выявлены следы 4-х сильных палеоземлетрясений с магнитудами  $M = 7.2–7.4$ , возраста их проявления лежат в интервале значений 1–8 тыс. лет [Ritz et al., 2018]. Заслуживают упоминания и исторические сведения о Туранском землетрясении 08.03.1829 г. с  $M \approx 7.0$ , эпицентр которого вероятнее всего располагался в западной части Тункинской впадины в зоне Мондинского широтного разлома [Радзиминович, Щетников, 2020]. Также следует учесть, что в пределы юго-западного фланга БРЗ (Саянского субрегиона) входит юго-восточная часть сейсмоопасного Главного Саянского разлома, характеризующегося левосторонним взбросо-сдвиговым типом смещений. По наличию нескольких выявленных при полевых исследованиях многокилометровых палеосейсмодислокаций было установлено, что предельный энергетический уровень доисторических землетрясений мог достигать значений  $M = 8.0–8.2$  [Чипизубов, Смекалин, 1999]. Период повторяемости событий подобного энергетического уровня оценивается по возрастам палеосей-

смодислокаций, поэтому он может исчисляться интервалами длительностью во многие сотни–первые тысячи лет [Sankov et al., 2004].

Таким образом, на основании приведенных данных для Саянского субрегиона БРЗ, с учетом роли Главного Саянского разлома, оценка  $M_{\max} = 8.0–8.2$  может рассматриваться как допустимая за временные интервалы порядка сотен лет. Это соответствует оценкам, представленным выше на рис. 12 (квантиль  $Q_{0.95}(T)$ ).

При обсуждении Байкальского сегмента БРЗ (или Байкальского субрегиона) следует обратить внимание на геоструктурные особенности устройства Байкальской рифтовой впадины. Согласно историческим сведениям в 1742 г. на южном Байкале произошло сильное землетрясение, отдаленные от эпицентра последствия которого ощущались в Иркутске как 8-и балльные и это обстоятельство позволило оценить его энергию равной  $M = 7.7$  [Кондорская, Шебалин, 1977]. При Мондинском землетрясении 04.04.1950 г., с эпицентром, расположенным на западной окраине Тункинской рифтовой впадины, его энергия составила  $M = 7.0$ . По историческим данным в зоне Приморского разлома в центральной части Байкальской впадины в январе 1862 г. произошло катастрофическое Цаганское землетрясение с  $M = 7.4–7.5$ . Сейсмогеологическими исследованиями в этом же разломе выявлена серия палеосейсмодислокаций с  $M = 6.8–7.6$  с возрастными порядками 1.5 тыс. лет назад [Лунина, Денисенко, 2020]. Современными сейсмологическими наблюдениями также зафиксирована серия сильных землетрясений 1959 г. в частности Среднебайкальское с  $M = 6.9$  [Кондорская, Шебалин 1977] и более поздние Южнобайкальское в 1999 г.  $M = 6.4$  и Култукское  $M = 6.3$ . В итоге для Байкальского субрегиона можно принять значения  $M_{\max} = 7.4–7.7$  для землетрясений, возникающих в пределах временных интервалов порядка сотен лет.

В районе северо-восточного фланга БРЗ (Северомуйский субрегион) современный сеймотектонический режим отличается проявлениями наиболее значительных по магнитуде землетрясений, среди которых особо выделяется Муйское 1957 г. с  $M = 7.6$  [Кондорская, Шебалин, 1977]. По выше представленным историческим сведениям следует упомянуть о Великом Восточно-Сибирском землетрясении 1725 г. с  $M = 8.2$ . Высокая сейсмическая активность в рассматриваемом Северомуйском субрегионе за инструментальный 63-летний период регистрации землетрясений подтверждается серией из пяти современных опасных землетрясений с  $M = 6.1–7.0$ . Зарегистрированные за последние десятилетия сильные, разрушительные землетрясения в Северомуйском субрегионе позволяют предполагать,

что в данном сегменте БРЗ на достаточно больших интервалах времени порядка сотен лет возможны землетрясения с  $M = 7.6\text{--}8.2$ .

Рассмотренные исторические и особенно палеосейсмогеологические сведения, несмотря на их невысокую точность, позволяют составить определенное представление о максимальной магнитуде  $M_{\max}$  и о местах возможных будущих сильных землетрясений в разных субрегионах БРЗ на длительные периоды ожидания (сотни—первые тысячи лет).

Подводя итоги совместного анализа для более уточненных оценок влияния геологического строения и режима современного тектонического развития БРЗ на современную структуру сейсмического поля, можно отметить следующее. Фиксируемое сочетание в пределах БРЗ разномасштабных сейсмических пятен и разделяющих их сейсмических брешей непосредственно связано с проявлением избирательной особенности распределения тектонических напряжений в зонах разломов и разломных узлов различного иерархического уровня. Также отчетливо проявляется приуроченность сейсмических пятен к краевому шву Сибирского кратона, судя по расположению очагов сильных современных и исторических землетрясений и палеоземлетрясений. Сделан вывод о том, что наблюдаемая в БРЗ структура сейсмического поля в виде сочетания разномасштабных пятен повышенной сейсмической активности и разделяющих их сейсмических брешей, является характерной чертой процессов сегментации, а также геологического механизма высвобождения упругой эндогенной энергии земной коры в режиме рифтогенной деструкции. Данный вывод хорошо согласуется с высказанными ранее представлениями о блоковой, иерархической модели геофизической среды в работах [Садовский и др., 1986; 1987], согласно которым деформирование геофизической среды сопровождается появлением пространственных структурных образований (“блоков консолидации”), состоящих из элементов среды, принадлежащих к одному и тому же уровню иерархии [Дрешер, де Йонг, 1975]. Образование структур из составляющих ее блоков является следствием постоянного деформирования геофизической среды, что можно рассматривать как своего рода самоорганизацию среды, служащую для трансформации поступающей в нее энергии. Пятна повышенной сейсмической активности также можно интерпретировать как отражение этой блоковой структуры в сейсмическом режиме. Более того, сам закон повторяемости землетрясений Гутенберга—Рихтера выступает как энергетическое отражение распределения “блоков консолидации” по размерам.

В табл. 1 наряду с оценками (18), полученными по каталогу БРЗ 1963—2021 гг., приведены оценки

параметра  $M_{\max}$ , основанные на палеосейсмологических данных. Также отметим, что увеличилась точность определения оценок по сравнению с результатами, полученными ранее с применением байесовского подхода [Ружич и др., 1998].

Мы видим, что палеосейсмологические оценки хорошо согласуются с оценками (18), основанными на инструментальном каталоге 1963—2021 гг., хотя первые являются гораздо менее точными и относящимися к другой эпохе, когда сейсмический режим мог быть другим. Впрочем, следует иметь в виду, что сам параметр  $M_{\max}$  имеет присущие ему неопределенности, отмечавшиеся неоднократно в работах [Pisarenko et al., 2008; Писаренко, Родкин, 2008; Pisarenko, Rodkin, 2021] и для оценки сейсмического риска предпочтительнее использовать описанные выше квантили  $Q_q(T)$ , с учетом временного интервала, для которого необходимо дать оценку вероятной максимальной магнитуды.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Проведен повторный анализ сейсмического режима Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) с учетом новых данных о землетрясениях за 1999—2021 гг., а также с применением новых, более эффективных методов статистического анализа сейсмичности. При этом были использованы как современные, инструментальные данные (каталог БФ ФИЦ ЕГС РАН), так и исторические данные по землетрясениям, а также палеосейсмологические данные по землетрясениям из различных источников. Обработка инструментальных данных проводилась с использованием новых, статистических методов анализа пространственной структуры сейсмического поля и оценки его параметров [Pisarenko V.F., Pisarenko D.V., 2021; Писаренко, 2021]. Эти методы имеют высокую пространственную разрешающую способность, которая, как это видно из рис. 10 (синий цвет), составила в областях высокой сейсмичности 100—120 км. Были выявлены пятна сейсмической активности, перемежающиеся с областями относительного сейсмического затишья (сейсмическими брешами). Эти пятна образуют иерархическую структуру. На высшем уровне (масштаб 500—1800 км, время существования 300 лет и, возможно, даже больше) в БРЗ наблюдаются 3 главных пятна, определяющие выделенные субрегионы: Саянский, Байкальский и Северомуйский. Эти главные пятна, имеют свою более мелкую структуру (масштаб 100—500 км, время существования 50—200 лет). Пятна сейсмической активности являются отражением процессов сегментации геологической среды на протяжении сеймотектонической эволюции. Деформирование геофизической среды сопровождается появлением пространственных структурных образова-

ний (“блоков консолидации”). Пятна повышенной сейсмической активности можно рассматривать, как отражение этой блоковой структуры в сейсмическом режиме.

Пятна повышенной сейсмичности наблюдались и ранее, но с низкой разрешающей способностью по пространству и их обсуждение носило, как правило, качественный характер. В работе [Stock, Smith, 2002] выявлены пятна повышенной сейсмичности на территории Австралии (1976–1996 гг.,  $M \geq 4.0$ ) и Новой Зеландии (1962–1997 гг.,  $M \geq 4.0$ ) с помощью сложной трехстадийной процедуры, основанной на методе ядерной оценки плотности вероятности распределения землетрясений по пространству. Следует отметить, что плотность вероятности дает лишь *относительную* интенсивность сейсмического поля (из-за нормировки плотности), и такой подход влечет за собой необходимость четкого выделения анализируемой области, что неизбежно включает элементы субъективности, которая отсутствует при использовании метода  $k$ -ближайших соседей для оценки непосредственно интенсивности сейсмического поля. В ряде работ (см., например, [Pisarenko, Rodkin, 2020; Salahshoor et al., 2018] и указанную там литературу) обнаружены пятна другой характеристики сейсмической активности – пятна пиковых ускорений грунта (PGA). Используемые при этом методы также имели довольно низкую пространственную разрешающую способность, но сама структура пятен PGA в основном согласуется со структурой рассмотренных в данной работе пятен сейсмической активности.

Проведено сравнение оценок максимальной региональной магнитуды  $M_{\max}$ , полученных по инструментальным данным 1963–2021 гг. и по палеосейсмологическим данным, причем выявлено довольно хорошее согласие этих оценок. Показано, что предложенные ранее оценки квантилей  $Q_q(T)$  максимальных землетрясений в будущем интервале времени  $T$  являются более предпочтительными чем оценки  $M_{\max}$  для задач оценки сейсмического риска.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант № 20-05-00433 (соавторы В.Ф. Писаренко, А.А. Скоркина), и в рамках базового бюджетного проекта “Современная геодинамика, механизмы деструкции литосферы и опасные геологические процессы в Центральной Азии”, № FWEF-2021-0009 (соавторы В.В. Ружич, Е.А. Левина).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Я.Б., Тубанов Ц.А. Сильные землетрясения Прибайкалья в 2020–

2021. Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы, тектонофизический анализ. Тезисы докладов Всерос. совещ. памяти профессора С.И. Шермана, 2021. Иркутск: изд-во ИГУ. 233 с.

Денисенко И.А., Лунина О.В. Сейсмогенные смещения в зоне Зундукского разлома по данным георадиолокации (Байкальский регион). Структура, вещественный состав, свойства, современная геодинамика и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. 2020. С. 120–123.

Дрешер Ф., де Йонг Ж. Проверка механической модели течения гранулированного материала методами фотопругости. Определяющие законы механики грунтов. М.: Мир. 1975. С. 144–165.

Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука. 1977. 506 с.

Лунина О.В., Гладков А.С., Гладков А.А., Денисенко И.А. Среднекедровая палеосейсмодислокация в Байкальском хребте: структура и оценка смещений по данным георадиолокации // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 2. С. 531–555.

Писаренко В.Ф. Статистическая оценка максимального возможного землетрясения // Физика Земли. 1991. № 9. С. 38–46.

Писаренко В.Ф. Оценка параметров усеченного распределения Гутенберга–Рихтера // Физика Земли. 2021. № . С.

Писаренко В.Ф., Любушин А.А., Родкин М.В. Максимальные землетрясения в будущих интервалах времени // Физика Земли. 2021. № 2. Р. 1–19.

Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Непараметрические методы исследования сейсмического режима // Физика Земли. 2008. № 1. С. 3–11.

Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Нестабильность параметра  $M_{\max}$  и альтернатива его использования // Физика Земли. 2009. № 12. С. 48–59.

Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Декластеризация сейсмического потока, статистический анализ // Физика Земли. 2019. № 5. С. 38–52.

Писаренко В.Ф., Родкин М.В., Рукавишников Т.А. Стабильная модификация закона повторяемости землетрясений и перспективы ее применения в сейсмическом районировании // Физика Земли. 2020. № 1. С. 62–76.

Радзиминович Я.Б., Щетников А.А. Сильное землетрясение 8 марта 1829 г. на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны. Уточненные данные // Вулканология и сейсмология. 2005. № 3. С. 42–50.

Ризниченко Ю.В. Проблема величины землетрясения. Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М. 1974. С. 43–78.

Ружич В.В. Сеймотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: изд-во СО РАН. 1997. 144 с.

Ружич В.В., Левина Е.А., Писаренко В.Ф., Любушин А.А. Статистическая оценка максимальной возможной магнитуды землетрясения для Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 10. С. 1443–1455.

Ружич В.В., Кочарян Г.Г. О строении и формировании очагов землетрясений в разломах на приповерхност-

- ном и глубинном уровне земной коры. Статья I. Приповерхностный уровень // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 1021–1034.
- Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И.* Новые данные о надвигах в юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205. № 4. С. 920–924.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. С. 56–67.
- Садовский М.А., Голубева Т.В., Наркунская Г.С., Писаренко В.Ф., Шварц Г.Ф., Шнирман М.Г.* Структура геофизической среды и сейсмический процесс, прогноз землетрясений. Душанбе: ДОНИШ. 1986. № 6. С. 323–336.
- Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А.* Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука. 1966. 230 с.
- Татевосян Р.Э., Мокрушина Н.Г., Овсяченко А.Н., Татевосян Т.Н.* Геологические и макросейсмические эффекты Муйского землетрясения 1957 г. и палеоземлетрясения Прибайкалья // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36. № 2. С. 5–30.
- Хромовских В.С., Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Курушин Р.А., Дельянский Е.А.* Новые данные о палеосейсмодислокациях Байкальской рифтовой зоны. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Москва. 1993. С. 256–264.
- Чипизубов А.В., Смекалин О.П.* Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 6. С. 936–947.
- Шебалин Н.В.* Замечания о преобладающем периоде, спектре и очаге сильного землетрясения. Сейсмические исследования для строительства. Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 14. М.: Наука. 1971. С. 50–78.
- Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В.* и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части БРЗ. М.: Наука. 1973. 136 с.
- Beirlant J., Kijko A., Reynkens T., Einmahl J.* Estimating the maximum possible earthquake magnitude using extreme value methodology: the Groningen case // Natural Hazards. 2019. V. 98. P. 1091–1113.
- Holschneider M., Zoller G., Hainzl S.* Estimation of the maximum possible magnitude in the framework of the doubly truncated Gutenberg–Richter model // BSSA. 2011. V. 101. № 4. P. 1649–1659.
- Kagan Y.Y., Schoenberg F.* Estimation of the upper cutoff parameter for the tapered Pareto distribution // J. Appl. Probab. 2001. V. 38(A). P. 158–175.
- Kijko A.* Estimation of the maximum earthquake magnitude  $M_{max}$  // Pure Appl. Geophys. 2004. V. 161. № 8. P. 1655–1681.
- Kijko A.* On Bayesian procedure for maximum earthquake magnitude estimation // Res. Geophys. 2012. V. 2. № 1. P. 46–51.
- Kijko A., Graham G.* Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis part I: Estimation of maximum regional magnitude  $M_{max}$  // Pure Appl. Geophys. 1998. V. 152. № 3. P. 413–442.
- Kijko A., Sellevoll M.A.* Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part I. Utilization of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes // BSSA. 1989. V. 79. P. 645–654.
- Kijko A., Sellevoll M.A.* Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity // BSSA. V. 82. P. 120–134.
- Kijko A., Singh M.* Statistical tools for maximum possible earthquake estimation // Acta Geophys. 2011. V. 59. № 4. P. 674–700.
- Kullback S.* Information theory and statistics. New York, Chapman & Hall. 1958.
- Lyubushin A.A., Parvez I.A.* Map of seismic hazard of India using Bayesian approach // Natural Hazards. 2010. V. 55. № 2. P. 543–556.
- Pisarenko V., Sornette D., Rodkin M.* Distribution of maximum earthquake magnitudes in future time intervals: application to the seismicity of Japan (1923–2007) // Earth Planets Space. 2010. V. 62. P. 567–578.
- Pisarenko, V., Sornette A., Sornette D., Rodkin M.* New approach to characterization of  $M_{max}$  and the tail of distribution of earthquake magnitudes // Pure and Applied Geophysics. 2008. V. 65. P. 847–888.
- Pisarenko V.F., Pisarenko D.V.* A modified k-nearest neighbors method and its application to estimation of seismic intensity // Pure and Applied Geophysics. 2021.
- Pisarenko V.F., Lyubushin A.A., Lysenko V.B., Golubeva T.V.* Statistical estimation of seismic hazard parameters: maximal possible magnitude and related parameters // BSSA. 1996. V. 86. № 3. P. 691–700.
- Pisarenko V.F., Rodkin M.V.* The maximum earthquake in future T years: Checking by a real catalog // Chaos, Solitons & Fractals. 2015. V. 74. P. 89–98.
- Pisarenko V.F., Rodkin M.V.* Approaches to solving the maximum possible earthquake magnitude ( $M_{max}$ ) problem // Surveys in Geophysics. 2021.
- Pisarenko V.F., Rodkin M.V.* Statistics and spatial-temporal structure of ground acceleration caused by earthquakes in the North-Western Pacific // Pure and Applied Geophysics. 2020. V. 177. № 6. P. 2563–2578.
- Pisarenko V.F., Rodkin M.V.* Heavy-tailed distributions in disaster analysis. New York: Springer. 2010.
- Pisarenko V.F., Rodkin M.V.* The new quantile approach: application to the seismic risk assessment. *Rascobic B., Mrdja S.*, (Eds.). Natural disasters: prevention, risk factors and management. New York: NOVA Publishers. 2013. P. 141–174.
- Ritz J.-F., Arzhannikova A., Vassallo R., Arzhannikov S., Larroque C., Michelot J.-L., Massault, M.* Characterizing the present-day activity of the Tunka and Sayan faults within their relay zone (western Baikal rift system, Russia) // Tectonics. 2018. V. 37.
- Salahshoor H., Lyubushin A., Shabani E., Kazemian J.* Comparison of Bayesian estimates of peak ground acceleration ( $A_{max}$ ) with PSHA in Iran // J. Seismology. 2018. V. 22. P. 1515–1527.
- Sankov V.A., Chipizubov A.V., Likhnev A.V. et al.* Assessment of strong earthquake hazard in the Main Sayan Fault Zone from GPS data and paleoseismological evidence // Geol. Geofiz. 2004. V. 45. №11. P. 1369–1376.
- Stock C., Smith E.G.C.* Adaptive kernel estimation and continuous probability representation of historical earthquake catalogs // BSSA. 2002. V. 92. № 3. P. 904–912.

- Vere-Jones D.* Forecasting earthquakes and earthquake risk // International J. Forecasting. 1995. V. 11. P. 503–538.
- Vermeulen P., Kijko A.* More statistical tools for maximum possible earthquake magnitude estimation // Acta Geophysica. 2017.
- Zamarayev S.M., Ruzhich V.V.* On relationships between the Baikal rift and ancient structures // Tectonophysics. 1978. V. 45. № 1. P. 41–47.
- Zentner I., Ameri G., Viallet E.* Bayesian estimation of the maximum magnitude  $m_{\max}$  based on the extreme value distribution for probabilistic seismic hazard analysis // Pure Appl. Geophys. 2020. V. 177. P. 5643–5660.
- Zoller G., Holschneider M., Hainzl S.* The maximum earthquake magnitude in a time horizon: theory and case studies // BSSA. 2013. V. 103. № 2A. P. 860–875.
- Zoller G., Holschneider M.* The maximum possible and the maximum expected earthquake magnitude for production-induced earthquakes at the gas field in Groningen, The Netherlands // BSSA. 2016. V. 106. № 6. P. 2917–2921.

## The Structure of the Seismicity Field in the Baikal Rift Zone

V. F. Pisarenko<sup>a</sup>, V. V. Ruzhich<sup>b</sup>, A. A. Skorkina<sup>a, \*</sup>, and E. A. Levina<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

\*e-mail: anna@mitp.ru

A joint analysis of seismicity in the Baikal Rift Zone (BRZ) is carried out using modern instrumental data (Baikal Branch of the Federal Research Center “Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences,” 1963–2021) combined with the historical and paleoseismological data on the earthquakes. The structure of the seismicity field within BRZ is studied by the new statistical methods. The spatial resolution in the seismically active regions is 100–120 km. The analysis has revealed patches of seismic activity alternating with areas of relative seismic quiescence (seismic gaps). The seismic patches form a hierarchical structure. At the highest level (a spatial scale of 500–1800 km and a lifetime of 300 years and longer), three main patches of seismicity are identified within BRZ, defining the Sayan, Baikal, and Severomuiskii (North Muya) subregions. The smaller patches form a structure with a spatial scale of 100–500 km and a lifetime of 50–200 years. The patches of seismic activity reflect the segmentation of active faults during the processes of seismotectonic evolution of the Earth crust. The estimates of the maximum regional magnitude  $M_{\max}$  from the instrumental data for 1963–2021 and from the seismogeological data have been compared. It is shown that the quantile estimates  $Q_q(T)$  of the maximum earthquakes in the future time interval  $T$  are preferable to the  $M_{\max}$  estimates for seismic risk problems.

**Keywords:** spatial structure of seismicity field, patches of seismic activity, seismic gaps, maximum regional magnitude, quantiles of maximum earthquakes in future interval  $T$