

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРА b -value ЗАКОНА ГУТЕНБЕРГА–РИХТЕРА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГЛУБИНЫ И ЛАТЕРАЛЬНОГО ПОЛОЖЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ГАРМСКОГО РАЙОНА ТАДЖИКИСТАНА

© 2020 г. Г. А. Попандопуло*

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

*E-mail: gap@ifz.ru

Поступила в редакцию 11.03.2019 г.

После доработки 08.09.2019 г.

Принята к публикации 07.10.2019 г.

Проведены детальные исследования пространственно-временных вариаций параметра b закона Гутенберга–Рихтера (ГР) и минимальной магнитуды прогнозируемого землетрясения (МПЗ) в зависимости от глубины и латерального положения выборки данных землетрясений в Гармском районе Таджикистана. Временные вариации b , полученные по данным землетрясений из разных диапазонов глубин, указывают на то, что перед большинством из произошедших “сильных” землетрясений с $M \geq$ МПЗ наблюдаются значимые временные аномалии, сосредоточенные в окрестности глубин очагов этих событий. Причем максимальные амплитуды таких аномалий сосредоточены вблизи гипоцентров сильных землетрясений, с последующим их затуханием при удалении от него. Наблюдаемые временные аномалии b , которые имеют положительную бухтообразную форму, не являются случайными в силу их достаточной статистической представительности (18 событий). Делается вывод о том, что используемый подход позволит проводить оценку глубины очага будущего сильного землетрясения. Оценка показателя качества прогноза землетрясений, проведенная на основе 38-ми “сильных” землетрясений с $M \geq$ МПЗ, произошедших в 7 локальных районах за 23-летний период наблюдений, показывает, что в 84% случаев появление аномалий b сопровождается удачным прогнозом. В то время как общая оценка вероятности среднесрочного прогноза “сильных” землетрясений с учетом ложных тревог и пропуска цели составляет 71%. В то же время, качество прогноза сильных землетрясений существенно повышается при дифференцированном мониторинге временных вариаций b на разных диапазонах глубин земной коры. Показано, что параметр минимальной МПЗ, определяемый по правому краю линейной части закона ГР, является характеристикой структурных блоков земной коры и варьирует как по площади, так и по глубине. Делается предположение о возможном детектировании фронта деформационных волн, возникающих в определенные интервалы времени в ряде локальных районах выборки. Скорость распространения предполагаемых деформационных волн составляет 40–50 км/год, при распространении фронта в направлении СВ на ЮЗ. Полученные результаты исследования могут быть использованы для среднесрочного прогноза землетрясений с $M \geq$ МПЗ, оценки глубины прогнозируемого землетрясения и общей сейсмической опасности в сейсмоактивных регионах.

Ключевые слова: закон Гутенберга–Рихтера, положительная бухтообразная форма, детектирование фронта деформационных волн.

DOI: 10.31857/S000233720020088

1. ВВЕДЕНИЕ

Закон распределения числа землетрясений по магнитудам является одним из замечательных законов сейсмологии, позволяющих исследовать физические процессы, происходящие в недрах земной коры. Основоположниками этого закона являются японские и американские ученые, опубликовавшие в середине прошлого столетия свои наблюдения за частотно-магнитудным распределением (ЧМР) землетрясений [Ishimoto, Ii-

da, 1939; Gutenberg, Richter, 1944]. Впоследствии этот закон получил название закона Гутенберга–Рихтера (ГР). Уравнение, описывающее этот закон в логарифмическом масштабе, имеет простую и ясную форму:

$$\lg N = a - bM, \quad (1)$$

где: $\lg N$ – логарифм числа землетрясений с магнитудами M (или $\geq M$ для кумулятивного распределения), а параметры a и b – константы уравне-

ния. Параметр “ a ” характеризует степень сейсмической активности региона наблюдения или продуктивность исследуемого объема выборки, а “ b ” – это угол наклона линейной части распределения закона ГР, который в международной литературе обозначается как “ b -value”.

С физической точки зрения величина b показывает степень изменения числа землетрясений малых и больших магнитуд в заданном интервале времени в фиксированном районе. Из закона следует, что высокие значения b характеризуют относительно малое число землетрясений больших магнитуд, а, соответственно, низкие значения свидетельствуют об обратном, т.е. об относительно большом числе землетрясений больших магнитуд. Поскольку магнитуда землетрясений пропорциональна размеру длины разрывных нарушений, учеными было показано, что величина параметра b характеризует как степень неоднородности среды, так и относительную величину тектонических напряжений [Mogi, 1962; Scholz, 1968; Mori, Abercrombie, 1997; Schorlemmer et al., 2004a; 2004b; 2005; Попандопуло, Баскутас, 2011; Попандопуло, Лукк, 2014; Baskoutas, Popandopoulos, 2014; Попандопуло, 2018].

Развитие сети сейсмических наблюдений и увеличение точности определения параметров землетрясений вызвал интерес к картированию параметра b по площади и глубине земной коры [Mori, Abercrombie, 1997; Wiermer, Wyss, 1998; Gerstenberger et al., 2001; Zhu et al., 2005; Wyss, Stefansson, 2006; Wyss et al., 2008; Попандопуло, Лукк, 2014; Popandopoulos, Chatziioannou, 2014; Spada et al., 2013; Scholz, 2015; Попандопуло и др., 2016]. Эти исследования рассматривали изменение b с глубиной на предмет их пространственной неоднородности среды. Как правило, в этих работах сообщалось об уменьшении величины b до глубин 8–15 км с последующим ее возрастанием.

Результаты трехмерного пространственного картирования параметра b по данным высокоточных сейсмологических наблюдений в Гармском районе Таджикистана были опубликованы в работе [Попандопуло, Лукк, 2014]. На основании проведенного исследования были выделены два горизонта (выше и ниже) глубин 15–16 км с различными трендами изменений b с глубиной. В верхнем горизонте, в основном, отмечалось понижение значений b с глубиной, с минимальным значением в районе 15–16 км, близким к 0.8, а в нижнем горизонте, в целом, отмечалось повышение b с глубиной, при среднем значении, колеблющимся в пределах 1.2. Обнаружено, что в нижнем горизонте более 15 км практически отсутствовали землетрясения с $M \geq 3.0$. Было установлено, что наблюдаемые изменения величин b определяются соотношением чисел слабых $M \geq 1.8$ и умеренных $M \geq 3.0$ землетрясений на

разных глубинах. Показано, что наблюдаемые изменения b с глубиной не являются случайными в силу достаточной статистической значимости полученных результатов и высокой точности определения координат гипоцентров землетрясений.

По данным того же каталога Гармских землетрясений было проведено исследование временных вариаций параметра b с целью анализа природы их проявления перед сильными землетрясениями [Попандопуло, 2018]. Было показано, что в большинстве случаев перед сильными землетрясениями с магнитудой больше минимальной магнитуды прогнозируемого землетрясения (МПЗ) наблюдаются “бухтообразные” выпуклые вверх временные изменения этого параметра, превышающие статистическую значимость. Здесь же была предложена феноменологическая модель подготовки сильных землетрясений, объясняющая поведение во времени параметра b .

Настоящая работа представляет собой логическое продолжение исследования закономерности поведения параметра b с целью изучения геодинамики земной коры и прогноза сильных землетрясений, опубликованного в работе [Попандопуло, 2018]. Цель настоящей работы заключается в попытке расширить наше представление о свойствах параметра b в зависимости от глубины и латерального простираения локальных районов (ЛР) выборки. Кроме того, площадное расположение ЛР предоставляет возможность исследовать возможные проявления деформационных волн в земной коре, вызванных миграцией очагов слабых землетрясений. Как и раньше, в работе используются данные каталога землетрясений, зарегистрированных сетью сейсмических станций КСЭ ИФЗ АН СССР, функционирующих в период с 1955 по 1992 гг. на Гармском прогностическом полигоне в Таджикистане.

2. РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ И СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЯ

Гармский район располагается в пределах зоны сочленения двух крупнейших горных образований – Памира и Тянь-Шаня (рис. 1). С геологической точки зрения район исследования включает в себя смежные части Памира и Тянь-Шаня, разделенные Таджикской депрессией. Эти структурные образования выражены в виде двух крупнейших разломных зон – Гиссаро-Кокшальской на севере и Дарваз-Каракульской на юге района [Лукк, Шевченко, 1990; Hamburger, 1992].

Сейсмологические наблюдения на Гармском геофизическом полигоне начались в январе 1955 г., когда были установлены 7 стационарных сейсмических станций, а с 1967 до 1992 гг. на полигоне функционировало 15 постоянно действующих станций регистрации. Площадь сейсмологических



Рис. 1. Элементы тектоники и система сейсмологических наблюдений на Гармском полигоне КСЭ ИФЗ АН СССР. Треугольники с номерами – сейсмические станции. Мелкие кружки – эпицентры землетрясений с $M \geq 0.5$, произошедших в период с 01.01.1955 по 31.03.1992 гг. Прямоугольный квадрат в центре – локальный район (ЛР) Каудаль, используемый для исследования временных вариаций b -value с глубиной.

наблюдений охватывала примерно 120×60 км, а среднее расстояние между пунктами регистрации составляло 10–15 км. Созданная система регистрации местных землетрясений позволила осуществлять вычисление координат эпицентров землетрясений в центре района наблюдения с точностью до 1–1.5 км, а по глубине до 2–3 км [Попандопуло, 1991].

За период существования сейсмологических наблюдений на Гармском полигоне было зарегистрировано 93035 землетрясений. Одновременно с этим, все сейсмограммы землетрясений обработаны одной камеральной группой под руководством Т.Ф. Котляр, и по единому алгоритму определены основные параметры землетрясений [Попандопуло, 1991]. Однородность обработки данных сейсмологических наблюдений на протяжении всего периода наблюдений и использование единого алгоритма обработки данных придают особую ценность каталогу землетрясений, полученному в КСЭ ИФЗ АН СССР, который является необходимым условием для исследования сейсмических процессов. Это особенно важно для исследования таких тонких деталей, как изучение временных вариаций b в зависимости от глубины очага землетрясения и

пространственного расположения локального района (ЛР) выборки.

На рис. 1 представлено пространственное распределение поля всех землетрясений с $M \geq 0.5$, произошедших в период с 1955 по 1992 гг., (здесь и далее под M подразумеваем локальную магнитуду M_l) Более подробную информацию о районе исследования, системе наблюдения и обработке экспериментального материала можно найти в работах [Лукк, Попандопуло, 2012; Попандопуло, Лукк, 2014; Попандопуло, 2018]. В частности, в этих работах показано, что в пределах системы наблюдения наиболее однородные данные землетрясений с минимальной представительной магнитудой $M_c \approx 1.0$ находятся во временном интервале с 1967 по 1992 гг.

3. МЕТОДОЛОГИЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ ПАРАМЕТРА b И ПОСТРОЕНИЕ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ

Для вычисления выбранных параметров b и построения временных рядов использовалась программа *FastBEE* [Papadopoulos, Baskoutas, 2009].

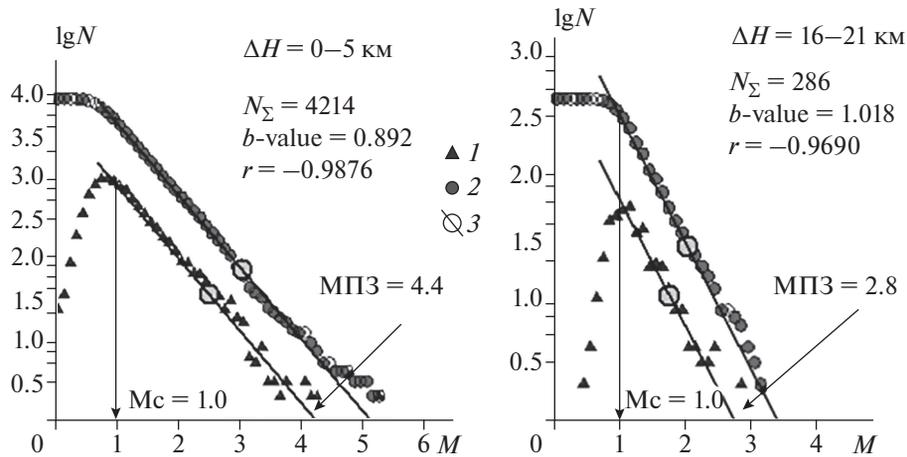


Рис. 2. Частотно-магнитудные распределения (ЧМР) землетрясений для двух диапазонов глубин из ЛР Каудаль. Определение минимально представительной магнитуды M_c , параметра Гутенберга–Рихтера b (b -value) и минимальной магнитуды прогнозируемого землетрясения (МПЗ): 1 – дискретное ЧМР; 2 – кумулятивное ЧМР; 3 – положение средней точки M^* и LgN^* .

Параметр b вычисляется согласно известной формуле из работы [Аки, 1965] по методу максимального правдоподобия:

$$b(t) = \frac{\lg e}{\bar{M}(t) - (M_c - \Delta M/2)}, \quad (2)$$

где: $\lg e$ – постоянная величина; M_c – минимальная представительная магнитуда; $\bar{M}(t)$ – средняя магнитуда землетрясений, полученная по данным выборки землетрясений во временном окне сглаживания w , для $M \geq M_c$; ΔM – интервал ячейки ранжирования (binned) магнитуды, в нашем случае $\Delta M = 0.1$. Среднеквадратическая погрешность величины b вычисляется согласно модифицированной формуле, предложенной в работе [Shi, Bolt, 1982]:

$$\sigma_b = 2.30b^2 \sqrt{\sum_{i=1}^n (M_i - \bar{M})^2 / n(n-1)}. \quad (3)$$

Одним из необходимых условий вычисления b является знание величины минимальной представительной магнитуды M_c для конкретной выборки данных землетрясений. В литературе известно множество методов оценки этой величины M_c , [Gomb erg, 1991; Kijko, Sellevoll, 1992; Rydelek, Sacks, 1989; Смирнов, 1997; Wiemer, Wyss, 2000; 2002; Wiemer, 2001; Woessner, Wiemer, 2005; Papadopoulos, Baskoutas, 2009; Mignan, Woessner, 2012]. В то же время известно, что использование ЧМР землетрясений для оценки величины M_c является самым простым и надежным способом [Wiemer, Wyss, 2000; Попандопуло, Лукк, 2014].

В программе *FastBEE* величина M_c определяется путем визуального сканирования магнитуды на дискретном ЧМР землетрясений, выведе-

денным непосредственно на дисплее компьютера, и определение такой точки на графике, при которой начинается линейный тренд падения чисел землетрясений с увеличением магнитуды землетрясений (рис. 2). За критерий надежности определения величины M_c принимается коэффициент корреляции r между наблюдаемыми данными ЧМР и аппроксимирующей прямой, соответствующей закону ГР. Ранние работы [Papadopoulos, Baskoutas, 2009; Лукк, Попандопуло 2012] показали, что надежное определение M_c достигается при коэффициенте корреляции $r \geq 0.95$.

Точность вычисления величины M_c определяется величиной ячейки ранжирования (binned), используемой при построении ЧМР, и равна половине ее величины. В нашем случае величина ячейки ранжирования $\Delta M = 0.1$, что указывает на то, что точность определения параметра M_c составляет ± 0.05 . Детальное описание алгоритма *FastBEE* и анализ надежности определения M_c и b были рассмотрены в работах [Papadopoulos, Baskoutas, 2009; Лукк, Попандопуло, 2012; Попандопуло, Лукк, 2014; Papandopoulos, Chatziioannou, 2014; Попандопуло и др., 2016; Попандопуло, 2018].

Для более полного описания результатов анализа необходимо вкратце остановиться на методике проведения исследования. В меню программы *FastBEE* задаются пространственные характеристики локального района (ЛР) выборки, параметры данных землетрясений и параметры фильтра для построения временных рядов.

Расположение и размер ЛР, как правило, обусловлен априорными сейсмологическими и геотектоническими особенностями региона и представляет собой прямоугольник любого размера, ориентированный в произвольном азимуте (см. рис. 1).

В результате, в зависимости от целей задачи, ЛР можно выбрать как вдоль, так и вкрест простирания сейсмотектонических структур (рис. 1). Параметры выборки данных землетрясений, к которым относятся временной интервал исследования T , диапазон интересующих магнитуд M_{\min} и M_{\max} , интервал выборки глубин очагов землетрясений H_{\min} и H_{\max} и временное окно сглаживания w подбираются таким образом, чтобы удовлетворить критериям проведения эксперимента, и в дальнейшем сохраняются в информационном файле для последующего использования.

Кроме того, для каждого ЛР задается параметр, определяющий порог минимальной магнитуды прогнозируемого землетрясения (МПЗ). Параметр МПЗ указывает на такую минимальную магнитуду сильного землетрясения, процесс подготовки которого возможно начинает проявляться на временных рядах исследуемых параметров. Для вычисления этой величины используется, как и для определения M_c , дискретное ЧМР землетрясений, построенное за исследуемый интервал времени T . С этой целью определяется величина наибольшей магнитуды M_{larg} исследуемой выборки, которая соответствует точке пересечения прямой закона ГР с осью магнитуд M (рис. 2). Минимальная величина МПЗ берется в пределах $M_{\text{larg}} \approx \pm 0.3$. С физической точки зрения, выбор минимальной МПЗ обусловлен тем, что анализ временных вариаций различных прогностических параметров должен опираться на прогнозируемое землетрясение, магнитуда которого должна быть достаточно большой по сравнению с магнитудами фоновых землетрясений. Одновременно частота возникновения МПЗ должна быть сравнительно редкой, чтобы была возможность провести анализ кривых временных вариаций в период подготовки таких событий. Рассматривая ЧМР в целом, мы видим, что такие землетрясения расположены в правой области пересечения прямой закона ГР с осью магнитуд M . Понятно что, при наличии в выборке максимальной магнитуды одного землетрясения, произошедшего в исследуемый период времени, оно не будет отмечено на ЧМР, поскольку $\lg(1) = 0$, и только начиная от двух и более землетрясений, происходит их влияние на построение прямой ГР. Как раз эти наибольшие магнитуды землетрясений нас интересуют с точки зрения анализа поведения кривых временных вариаций b . Временной интервал исследования, при котором относительно надежно проявляются МПЗ на временных рядах b , зависит от времени насыщения, при котором формируется ЧМР землетрясений с точки зрения определения его параметров. Для Гармского района временной интервал насыщения составляет 23 года. Моменты возникновения землетрясений с $M \geq \text{МПЗ}$ про-

граммой автоматически наносятся на временную ось временных рядов.

Построение временных рядов проводится путем осреднения месячных сумм массивов чисел ΔM (магнитуд, попадающих в диапазон (binned) ранжирования) фильтром треугольной формы, и затем вычисляется величина b [Попандопуло, Баскутас, 2011; Попандопуло, 2018]. Как известно, фильтр треугольной формы является фильтром низких частот, который без искажения пропускает сигналы с периодами, равными более половины длины окна сглаживания, и практически не имеет побочных эффектов [Bath, 1974]. Полученные значения b приписываются к концу окна сглаживания. Отметим, что длина временного окна сглаживания W_{month} зависит от сейсмоактивности ЛР выборки и определяется минимальным числом данных, попадающих в это окно. Напомним, что минимальное число землетрясений N , попадающее в окно сглаживания, должно быть не менее 50, что является одним из основных условий оценки неопределенности вычисления b [Marzocchi, Sandri, 2004; Sandri, Marzocchi, 2007; Woessner, Wiemer, 2005; Mignan, Woessner, 2012].

4. ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ b В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГЛУБИНЫ ГОРИЗОНТА ЗЕМНОЙ КОРЫ

В работе [Попандопуло, 2018] детально исследованы временные вариации b для одного из наиболее сейсмоактивных локальных районов (ЛР Каудаль) Гармского полигона. В частности, было показано, что перед большинством сильных землетрясений с магнитудой $M \geq \text{МПЗ}$ наблюдались характерные временные аномалии b , превышающие статистическую значимость на уровне 1σ . Было показано, что предвестник временных изменений b представляет собой положительную “бухтообразную” форму. В упомянутой работе для исследования использовались данные землетрясений, произошедшие в диапазоне глубин 0–16 км. В то же время известно, что одним из замечательных свойств закона ГР является то, что он несет в себе информацию о тектонических напряжениях земной коры непосредственно в зоне выборки данных землетрясений [Mogi, 1962; Scholz, 1968; 2015; Main et al., 1992; Mori, Abercrombie, 1997; Wyss et al., 2001; Schorlemmer et al., 2004a; 2004b; 2005; Spada, 2013]. Этот фактор можно использовать для исследования временных изменений тектонических напряжений на различных глубинах земной коры. Иными словами, закон ГР представляет возможность проведения “глубинного зондирования” зон ЛР выборки на предмет исследования геодинамических процессов на разных диапазонах глубинах.

Для проведения такого эксперимента нами были исследованы временные вариации парамет-

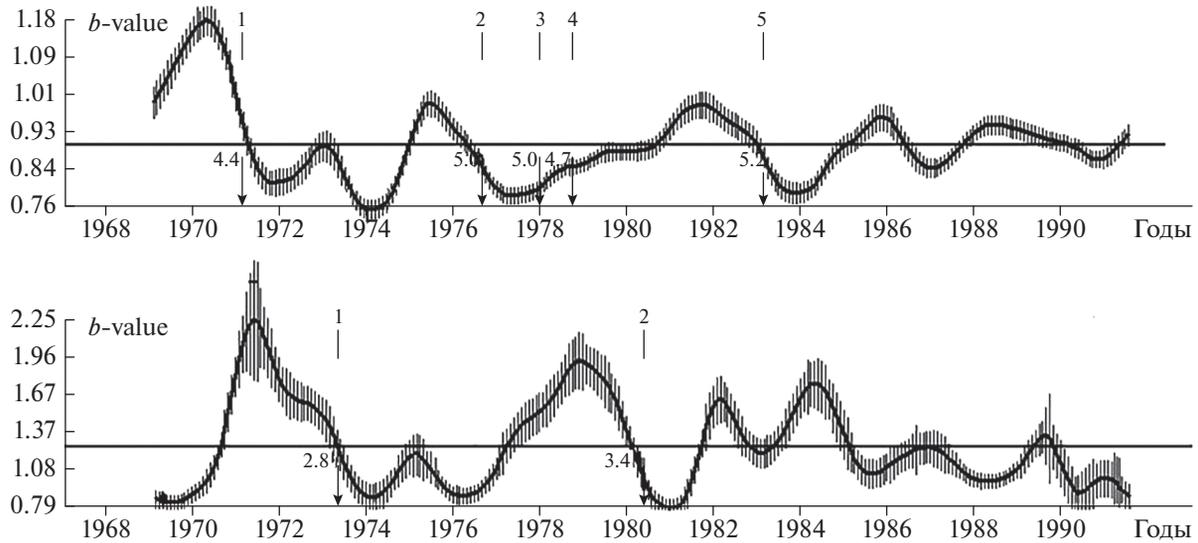


Рис. 3. Временные вариации b -value по данным землетрясений из ЛР Каудаль (рис. 1) для диапазонов глубин 0–5 (верхний) и 16–21 км (нижний). Стрелками отмечены моменты возникновения “сильных” землетрясений с магнитудой $M \geq \text{МПЗ}$. На кривых 70% доверительный интервал отмечен вертикальными отрезками.

ра b по данным землетрясений, происходящих в диапазоне глубин 0–21 км в пределах того же ЛР Каудаль (рис. 1). Как было упомянуто ранее, данный район расположен в центре системы наблюдения, где точность определения координат гипоцентров землетрясений колеблется в пределах $\pm 1\text{--}2$ км, а минимально представительная магнитуда $M_c \approx 1.0$. [Попандопуло, 1991; 2018; Попандопуло, Нерсесов, 1991; Попандопуло, Лукк, 2014].

Методику такого “глубинного зондирования” продемонстрируем на примере двух выборок данных землетрясений, полученных из разных диапазонов глубин. На рис. 2 представлены ЧМР землетрясений, построенные для глубин 0–5 и 16–21 км соответственно. Полученные ЧМР показывают, что для обоих горизонтов величина $M_c = 1.0$, в то время как среднее значение b для верхнего и нижнего горизонтов существенно различно и равно 0.89 и 1.02 соответственно. За исследуемый период времени общее число землетрясений (N_Σ), произошедших в верхнем слое ЛР выборки, равно 4214, в то время как для нижнего слоя $N_\Sigma = 286$. Важно отметить, что магнитуды МПЗ для двух горизонтов, относящихся к одному и тому же локальному району (ЛР) Каудаль, существенно различаются. Так, для диапазона глубин $\Delta H = 0\text{--}5$ км величина МПЗ = 4.4, в то время как для диапазона глубин $\Delta H = 16\text{--}21$ км величина МПЗ = 2.8.

На рис. 3 представлены временные вариации b для соответствующих глубин. Временные ряды строились с окном сглаживания 17 мес., с шагом в 1 мес. Заметим, что при анализе временных рядов с различными статистическими характеристиками длина окна сглаживания должна быть универ-

сальна (т.е. одна и та же) для всех временных рядов, для которых на протяжении всего интервала исследования минимальное число данных землетрясений, попадающих во временное окно сглаживания, должно превышать величину $N \geq 50$ [Marzocchi, Sandri, 2004]. Другими словами, при совместном анализе временных рядов, с целью приведения их к однородному частотному составу, длина окна сглаживания определяется по временному ряду с наименьшим числом данных, при котором соблюдается условие $N \geq 50$. В нашем случае минимальное окно сглаживания, при котором удовлетворялись требования для получения статистически значимых результатов для всех используемых временных рядов, составило 17 мес.

На рисунке вертикальными отрезками на кривых b показан 70% доверительный интервал, соответствующий величине σ_b , вычисляемый на каждом шаге осреднения данных по формуле (3). Вертикальными стрелками отмечены моменты возникновения сильных землетрясений, произошедших в исследуемом горизонте с $M \geq \text{МПЗ}$. Вверху над стрелками отмечены номера землетрясений в порядке их возникновения, а внизу указаны их магнитуды. Видно, что в диапазоне глубин $\Delta H = 0\text{--}5$ км за период исследования произошло 5 землетрясений с $M \geq \text{МПЗ} = 4.4$, а для глубин $\Delta H = 16\text{--}21$ км землетрясений с $M \geq \text{МПЗ} = 2.8$ всего два.

Кривые, представленные на рис. 3, показывают, что из пяти событий, произошедших на глубине в $\Delta H = 0\text{--}5$ км, только перед тремя, № 1, 2 и 5, можно заметить аномальные положительные “бухтообразные” изменения b , превышающие уровень значимости в $2\sigma_b$. Видно, что перед зем-

Таблица 1. Диапазоны условных горизонтов ΔH , среднее значение b и его дисперсия σ , вариабельность временного ряда $Var(\%)$, минимальная магнитуда прогнозируемого землетрясения МПЗ, число землетрясений N_{Σ} с $M \geq M_c$, произошедших в условном горизонте ΔH

№	ΔH , км	$b \pm \sigma$	$Var(\%)$	МПЗ	N_{Σ}
	1	2	3	4	5
1	0–5	0.906 ± 0.0086	9.5	4.4	4214
2	2–7	0.922 ± 0.0082	8.9	4.4	4936
3	4–9	0.941 ± 0.0077	8.15	4.2	4923
4	6–11	0.890 ± 0.0085	9.55	4.1	3633
5	8–13	0.878 ± 0.0125	14.2	4.1	2383
6	10–15	0.833 ± 0.0115	13.9	4.1	1559
7	12–17	1.047 ± 0.0253	24.1	3.7	851
8	14–19	1.170 ± 0.0280	23.9	3.0	464
9	16–21	1.283 ± 0.0349	27.2	2.8	286

летрясениями № 3 и 4 существенных изменений не наблюдается. Возможные причины такого поведения временных вариаций пред землетрясениями с $M \geq$ МПЗ будут рассмотрены позже.

Аналогичные аномалии b наблюдаются в диапазоне глубин $\Delta H = 16–21$ км перед землетрясением № 1 и 2, но с магнитудами $M = 2.8$ и $M = 3.4$ соответственно. Здесь можно отметить, что наблюдаемые значимые вариации b в этом диапазоне глубин в период 1982 и 1984 гг. не сопровождаются возникновением сильных событий с $M \geq$ МПЗ. Картина и возможные причины такого поведения временных вариаций также будут рассмотрены ниже. Однако стоит заметить, что за 23-летний период исследования в этом диапазоне глубин произошло всего два землетрясения с $M \geq 2.8$, и перед ними наблюдаются наибольшие по амплитуде и продолжительности “бухтообразные” аномалии. Можно сказать, что землетрясения такой магнитуды для данной глубины являются практически таким же редким явлением, как и для глубин $\Delta H = 0–5$ км для землетрясений с $M \geq 4.4$, где их произошло пять. Отсюда следует, что возникновение землетрясений с $M \geq$ МПЗ = 2.8 для глубин $\Delta H = 16–21$ км являются таким же значимым событием с точки зрения временных изменений тектонических напряжений среды в пределах этого горизонта, как и возникновение землетрясений с $M \geq$ МПЗ = 4.4 в диапазоне глубин $\Delta H = 0–5$ км. Отметим также, что видимой корреляции между кривыми, представленными на рис. 3 для двух условных горизонтов (0–5 и 16–21 км), не наблюдается. На основании проведенного выше анализа была продемонстрирована методика исследования временных изменений b для разных горизонтов. Показано, что поведение временных вариаций b и характер ЧМР землетрясений для двух диапазонов глубин из одного и того же ЛР выборки имеют разную картину.

Распространяя такую методику анализа для всего диапазона глубин 0–21 км, были проведены исследования временных вариаций b в скользящей последовательности условных горизонтов мощностью 5 км, при шаге по глубине, равном 2 км. Как и прежде, для каждого условного горизонта строилось ЧМР землетрясений, по которым определялись величины: минимальная представительная магнитуда M_c , средняя величина b и ее среднеквадратическая ошибка σ , минимальная МПЗ и общее число землетрясений N_{Σ} (табл. 1). Отметим, что для всех условных горизонтов для данного ЛР величина M_c оставалась равной 1.0. Представленная в табл. 1 среднеквадратическая ошибка σ вычисления b для каждого условного горизонта свидетельствует о значимых изменениях этого параметра с глубиной.

Согласно данным, представленным в колонке 2 (табл. 1), видно, что в верхних горизонтах земной коры в пределах глубин от $\Delta H = 0–5$ км и до $\Delta H = 4–9$ км величина b варьирует от 0.90 до 0.94. Затем в диапазоне глубин $\Delta H = 10–15$ км наблюдается ее резкое падение до величины 0.83, и, в дальнейшем, на глубинах $\Delta H = 16–21$ км b снова возрастает до величины 1.23. Аналогичные результаты зависимости изменения b с глубиной для данного ЛР Каудаль (рис. 5в) были получены нами ранее, когда исследовались пространственные вариации этого параметра в Гармском районе [Попандопуло, Лукк, 2014]. Результаты, представленные на рис. 5в, получены путем осреднения данных в интервале глубин 1 км. Учитывая разные способы осреднения, используемые в этих работах, можно сказать о хорошем совпадении полученных результатов.

С учетом полученных параметров сейсмичности строились кривые временных вариаций b для каждого условного горизонта (рис. 4). Одним из интересных вопросов, возникающих в связи с

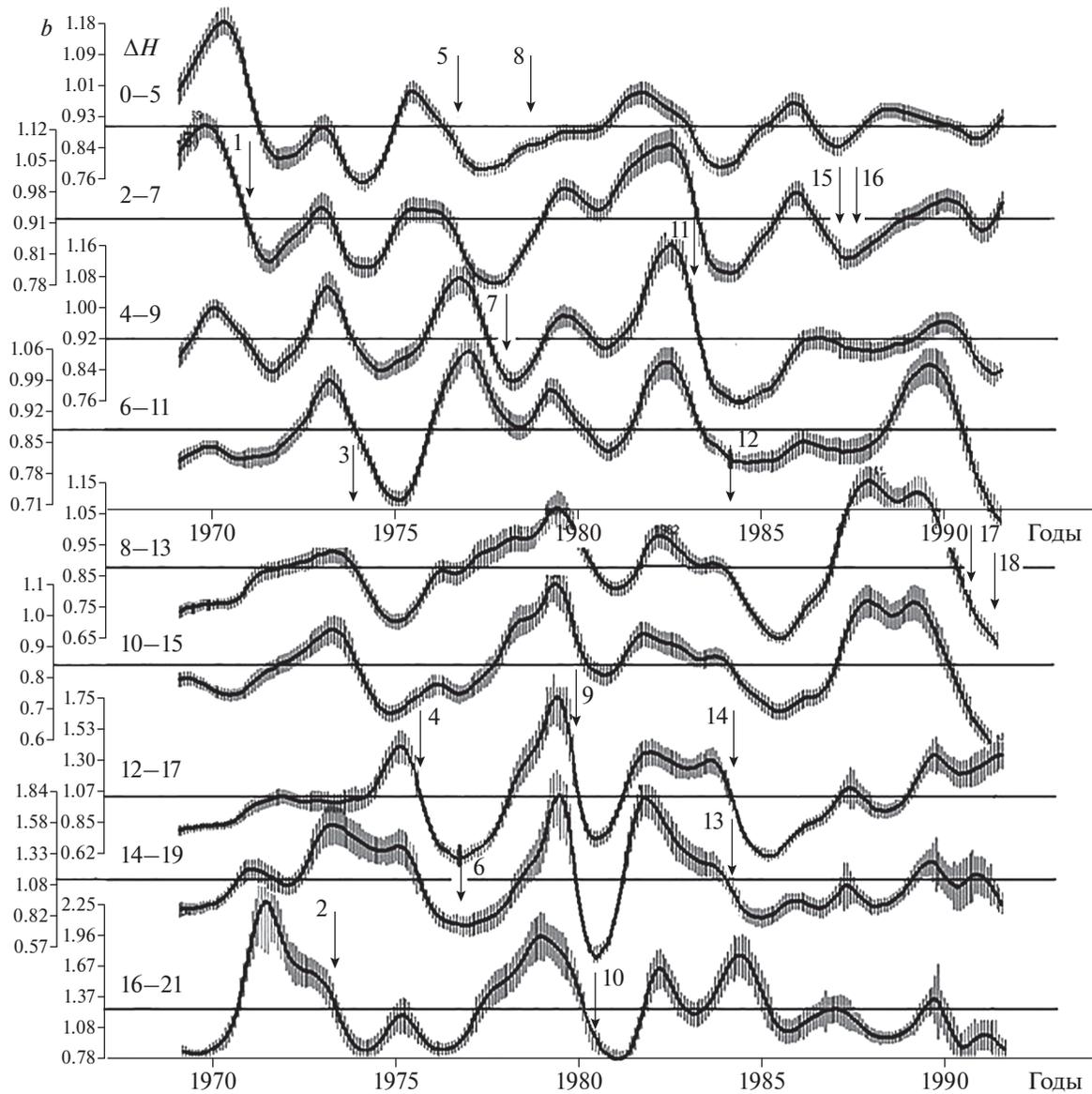


Рис. 4. Временные вариации b -value в различных диапазонах глубин по данным землетрясений из ЛР Каудаль (рис. 1). Вертикальными стрелками отмечены моменты возникновения землетрясений с магнитудой $M \geq \text{МПЗ}$. Цифры у стрелок соответствуют номерам землетрясений, приведенным в табл. 1 и на рис. 5а. На кривых 70% доверительный интервал отмечен вертикальными отрезками.

этим, является исследование вариабельности временных рядов b в зависимости от диапазона глубин выбранных условных горизонтов. Напомним, что вариабельность временного ряда равна отношению величины средней амплитуды флуктуаций ряда к ее средней величине, выраженной в процентах $V_{\text{ar}}(\%)$. Согласно данным, представленным в табл. 1, видно, что вариабельность временных рядов $V_{\text{ar}}(\%)$ увеличивается с увеличением глубины. Видно, что в диапазонах глубин до 11 км вариабельность временных рядов колеблется в пределах от 8.1–9.55%, в диапазонах глубин $\Delta H = 8–15$ км наблюдается небольшое увеличе-

ние до 14.2%, а с глубиной более 15 км вариабельность рядов резко возрастает, достигая величины 24–27%.

Из табл. 1 также следует, что величина МПЗ уменьшается с глубиной. Так, в пределах глубин первых двух горизонтов 0–5 и 2–7 км, МПЗ = 4.4, ниже в диапазоне глубин от $\Delta H = 6–11$ и до 10–15 км, МПЗ = 4.1, а на больших глубинах в пределах горизонтов $\Delta H = 14–19$ и 16–21 км, где коровая сейсмичность значительно сокращается (рис. 5б), величина МПЗ = 3.0–2.8.

При сравнении временных рядов по глубине необходимо иметь представление о статистике

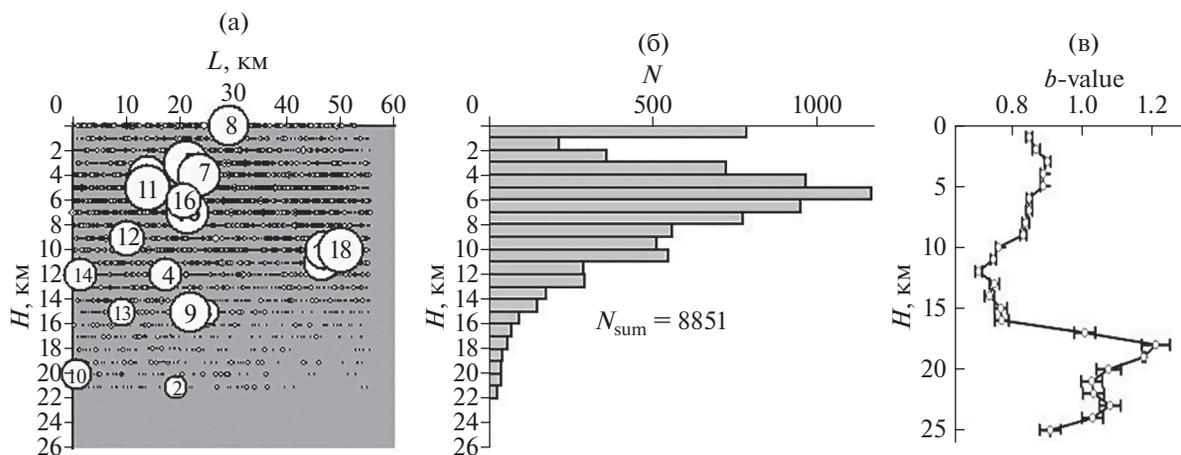


Рис. 5. Распределение сейсмических параметров с глубиной для ЛР Каудаль (рис. 1): (а) гипоцентры землетрясений с $M \geq \text{МПЗ}$ для скользящих диапазонов $\Delta H = 5$ км. Круги с номерами соответствуют номерам землетрясений, указанным в табл. 2; (б) – распределение числа землетрясений N ; (в) – значения b -value в зависимости от глубины в ЛР Каудаль [Попандопуло, Лукк, 2014].

землетрясений для каждого условного горизонта. На рис. 5б представлено распределение числа землетрясений с глубиной для выбранного ЛР. Видно, что наибольшее число событий, произошедших в исследуемый период времени, приходится на диапазон глубин 4–8 км, что отражается на числе событий в условных горизонтах $\Delta H = 2$ –7 км и $\Delta H = 4$ –9 км (табл. 1). Всплеск землетрясений на глубине 0–1 км можно объяснить погрешностью определения глубин гипоцентров землетрясений вследствие возникновения локального минимума функционала при вычислении невязок времен прихода волн в приповерхностном слое [Попандопуло 1983; 1991].

Рассмотрим временные вариации b , представленные на рис. 4. Важно отметить, что поскольку кривые b строились в скользящих интервалах глубин, то одни и те же гипоцентры “сильных” землетрясений с $M \geq \text{МПЗ}$ могли попадать одновременно в перекрывающиеся диапазоны глубин близлежащих горизонтов. В связи с этим моменты возникновения таких землетрясений отмечались стрелками один раз, только на тех кривых временных вариаций b , для которых центр мощности горизонта был наиболее близок к гипоцентру очага такого события. Иными словами, на рис. 4 вертикальными стрелками отмечены моменты возникновения сильных землетрясений с $M \geq \text{МПЗ}$, гипоцентры которых находились в окрестности средней точки толщи соответствующего условного горизонта.

На рис. 5а схематично представлен вертикальный разрез ЛР выборки, где окружностями представлены гипоцентры “сильных” событий, соответствующих МПЗ для каждого диапазона глубин. Но поскольку согласно данным, представленным в табл. 1, величина МПЗ уменьшается с глубиной,

то и абсолютная величина “сильного” землетрясения, в нашем понимании этого слова, уменьшается с глубиной, оставаясь равно значимой для своего горизонта. Так, например, на рис. 4 для диапазона $\Delta H = 0$ –5 км отмечены все землетрясения с $M \geq \text{МПЗ} = 4.4$, для диапазона $\Delta H = 6$ –11 км, соответственно, все землетрясения с $M \geq \text{МПЗ} = 4.1$ и, наконец, для $\Delta H = 14$ –19 отмечены уже события с $M \geq \text{МПЗ} = 3.0$ и. т.д. (см. рис. 5а и табл. 1). Из этого следует, что землетрясения с магнитудами $4.1 \geq M \leq 4.3$, произошедшие в диапазоне глубин $\Delta H = 0$ –5 км, не принимаются нами за “сильные” события, т.к. по определению диапазон этих магнитуд для данного горизонта был меньше минимальной величины МПЗ. Другими словами, возможно возникшие землетрясения в магнитном диапазоне $4.1 \geq M \leq 4.3$ для глубин $\Delta H = 0$ –5 км не представляются как “сильные” события, в то время как для глубин $\Delta H = 6$ –11 км они такими являются.

В результате описанной процедуры были определены 18 землетрясений с $M \geq \text{МПЗ}$ для всех условных горизонтов. В табл. 2 представлен каталог этих событий в хронологическом порядке. На рис. 5а номера в окружностях соответствуют номерам в каталоге (табл. 2) и номерам стрелок на рис. 4. Размер круга условно показывает относительную магнитуду “сильного” события.

Анализ кривых, представленных на рис. 4, показывает, что временные вариации b неоднородны по глубине, т.е. не наблюдаются синхронные временные изменения в диапазоне глубин от 0 до 21 км. В то же время видно, что в определенные промежутки времени возникают синхронные однотипные вариации, охватывающие несколько соседних горизонтов, амплитуда которых превышает уровень значимости (1σ). Причем общий

Таблица 2. Каталог землетрясений с $M \geq$ МПЗ, произошедших в различных диапазонах глубин в ЛР Каудаль с 1970 по 1992 гг.

№	Дата год. мес. день	Широта, в.д.	Долгота, с.ш.	Глуб., км	Магн.
1	2	3	4	5	6
1	1971.02.10	38.878	70.526	4	4.4
2	1973.04.23	38.934	70.571	21	2.8
3	1973.11.13	39.031	70.861	11	4.1
4	1975.08.13	38.963	70.540	12	3.7
5	1976.09.03	38.950	70.590	3	5.2
6	1976.09.30	38.974	70.627	15	3.0
7	1977.12.25	38.966	70.613	4	5.0
8	1978.09.26	38.973	70.674	0	4.7
9	1979.10.20	38.934	70.602	15	4.6
10	1980.05.19	38.914	70.357	20	3.4
11	1983.02.26	38.937	70.508	5	5.2
12	1984.02.19	38.943	70.459	9	4.1
13	1984.02.21	38.886	70.468	15	3.4
14	1984.03.12	38.877	70.379	12	3.9
15	1987.02.23	38.968	70.585	7	4.9
16	1987.07.17	38.955	70.582	6	4.1
17	1990.09.30	38.948	70.895	10	4.5
18	1991.04.26	39.003	70.913	10	5.2

диапазон проявления таких аномалий по глубине превышает выбранную мощность одного условного горизонта 5 км, а значит, не является случайным событием, т.к. отражает, по крайней мере, две независимые реализации выборок данных. Так, например, перед землетрясением № 1 с магнитудой $M = 4.4$ и глубиной $H = 4$ км (на рис. 5а гипоцентр закрыт) наблюдается аномалия в диапазонах глубин от 0–5 до 4–9 км, причем видно, что ее наибольшая амплитуда проявляется в пределах верхних двух горизонтов, близких к глубине гипоцентра этого события. В то же время для глубин 6–11 км и ниже эта аномалия исчезает. Перед землетрясением № 2 с $M = 2.8$ и $H = 21$ км (рис. 5а) наблюдается значимая аномалия только для диапазона глубин $\Delta H = 16–21$ км. Аномалия перед землетрясением № 3 с $M = 4.1$ и $H = 11$ км хорошо прослеживается на глубинах 4–9 и 6–11 км, хотя не столь значимую, характерную форму аномалии можно выделить на глубинах 0–5 и 10–15 км.

Перед землетрясением № 4 с $M = 3.7$ и $H = 12$ км аномалия видна на глубине 12–17 и 14–19 км. Интересно отметить, что перед землетрясением № 5 с $M = 5.2$ и $H = 3$ км аномалия видна только для кривой диапазона глубин 0–5 км. В то же время перед землетрясением № 8 с $M = 4.7$ и $H = 0$ км аномалии не наблюдается. Возможно, отсутствие аномалии перед этим землетрясением вызвано

местоположением зоны подготовки очага сильного землетрясения, которая, вероятнее всего, находилась в приповерхностном слое. Землетрясение № 7 с $M = 5.0$ и $H = 4$ км предвещается аномалиями, которые хорошо прослеживаются в диапазонах глубин 4–9 и 7–11 км. Характерная картина положительных аномалий b наблюдается перед землетрясением № 9 с $M = 4.6$ и $H = 15$ км, где наибольшие амплитуды значимых аномалий прослеживаются по кривым для диапазонов глубин от $\Delta H = 8–13$ до $\Delta H = 16–21$ км, хотя характерные черты кривых прослеживаются вплоть до верхнего горизонта $\Delta H = 2–7$ км.

Аналогичную картину временных вариаций b можем наблюдать и перед всеми остальными землетрясениями с $M \geq$ МПЗ. Однако хотелось бы отметить еще один характерный пример, наблюдаемый для землетрясений № 17 и 18, с $M = 4.5$ и 5.2, произошедших на глубине 10 км соответственно. Аномалии перед этими событиями хорошо прослеживаются только для кривых, построенных в диапазоне глубин 6–11, 8–13 и 10–15 км соответственно, т.е. для глубин в непосредственной близости к глубине гипоцентра этих сильных событий. В то время как в верхних 0–7 км и нижних 14–21 км горизонтах, наблюдаемая перед землетрясениями № 17 и 18 в “средних” горизонтах аномалия исчезает.

На основании проделанного анализа следует, что кривые b , полученные из разных диапазонов глубин, указывают на то, что перед большинством из 18-ти произошедших землетрясений в ЛР Каудаль с $M \geq \text{МПЗ}$ наблюдаются значимые временные аномалии положительной “бухтообразной” формой, сосредоточенные в окрестности очагов этих событий. Причем максимальные амплитуды таких аномалий сосредоточены вблизи гипоцентров сильных землетрясений с последующим их затуханием при удалении от очага.

Картина, представленная на рис. 4, позволяет объяснить на рис. 3 отсутствие аномалий временных изменений b перед землетрясениями № 3 и 4 в диапазоне глубин $\Delta H = 0-5$ км. (Отметим, что землетрясения № 3 и 4 на рис. 3 соответствуют землетрясениям № 7 и 8 на рис. 4 и табл. 2). Видно, что перед землетрясением № 3 (рис. 3) предвестника в диапазоне глубин $0-5$ км не наблюдается, однако такая аномалия хорошо прослеживается на глубинах $4-11$ км (рис. 4). Отсюда следует, что возможный процесс подготовки землетрясения № 7 не захватывает приповерхностный слой $0-5$ км (на рис. 3 землетрясение № 3), а сосредоточен на глубинах $4-11$ км.

В то же время, всю картину временных изменений b перед землетрясениями № 5 и 7 (рис. 4) можно рассматривать и как единый процесс изменения тектонических напряжений в диапазоне глубин $0-11$ км, поскольку в период $1972-1984$ гг. наблюдается корреляция всех кривых с некоторым фазовым сдвигом в период $1975-1978$ гг. в нижних горизонтах $4-11$ км. В этом случае землетрясения № 5 и 7 можно рассматривать как парные события, при которых после возникновения первого землетрясения № 5 произошла диссипация напряжений в верхнем горизонте и сохранение ее в нижних горизонтах, что создало условие для возникновения землетрясения № 7. Одновременно, упомянутое выше отсутствие аномалии перед землетрясением № 4 рис. 3 (т.е. № 8 рис. 4) может быть вызвано подготовкой этого события в приповерхностной зоне, т.к. глубина гипоцентра этого события равна 0 км. Отсутствие землетрясений перед наблюдаемыми аномалиями 1982 г. и 1984 г. на кривых рис. 3 в диапазоне глубин $16-21$ км можно объяснить возникновением сильных землетрясений № 13 и 14 (рис. 4), гипоцентры очагов которых находятся на глубинах 12 и 15 км.

Таким образом, проделанный анализ позволяет сказать, что дифференциация временных изменений b по глубинам позволяет уверенно выделять положительные аномалии “бухтообразной формы” перед землетрясениями с магнитудами $M \geq \text{МПЗ}$. Можно сделать один из важных выводов, свидетельствующий о том, что в подавляющем большинстве случаев наибольшие амплитуды аномалии b перед сильными землетрясениями с

$M \geq \text{МПЗ}$, наблюдаются в диапазонах глубин, близких к глубинам очагов подготовки этих событий. В итоге, на основании проведенного исследования можно утверждать, что дифференциация временных вариаций b по глубинам позволит оценивать глубины готовящихся сильных землетрясений.

5. ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ b ПО ЛАТЕРАЛЬНОМУ ПРОСТИРАНИЮ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Одной из целей настоящей работы является исследование временных вариаций b в зависимости от латерального положения ЛР выборки. Задача такого исследования интересна с точки зрения выявления общих закономерностей временных вариаций перед “сильными” землетрясениями с $M \geq \text{МПЗ}$, имеющих различные характеристики ЧМР землетрясений в пространстве, а также обнаружение возможных деформационных фронтов в земной коре, вызванных миграцией очагов слабых землетрясений [Касахара, 1985; Теркот, Шуберт, 1985; Быков, 2005; Шерман, 2013]. Для решения поставленной задачи были выбраны 7 ЛР, расположенных вдоль и, приблизительно, вкрест простирания геотектонических структур, находящихся в зонах с относительно высокой сейсмичностью региона наблюдения (рис. 6).

На рис. 7а представлены временные вариации b , полученные по данным слабых землетрясений из ЛР ТЗ_2, ТЗ_3, ТЗ_4 и ТЗ_5 (рис. 6), расположенные по простиранию основных геотектонических структур вдоль хребта Петра I. На рис. 7б, соответственно, вариаций b -value, по данным из ЛР ТЗ_1, ТЗ_3, ТЗ_6 и ТЗ_7 (рис. 6), расположенных практически вкрест простирания упомянутых структур. Для анализа использовались события, произошедшие в диапазоне глубин $0-30$ км. Параметры фильтра временных рядов использовались те же, что и в предыдущем параграфе.

Первоначально, для каждого ЛР выборки строились ЧМР землетрясений и определялись такие величины, как среднее значение b , ее среднеквадратический разброс σ , величина M_c , МПЗ и число землетрясений N_{Σ} , используемых для анализа (табл. 3). Данные, представленные в табл. 3 показывают, что средняя величина b для каждого ЛР выборки различна и колеблется от 0.882 ± 0.0101 до 1.121 ± 0.017 , что соответствует пространственной неоднородности величины b в Гармском районе, детально изученной и представленной в работе [Попандопуло, Лукк, 2014]. Величина M_c , как известно, зависит от местоположения ЛР относительно системы наблюдения и колеблется в пределах от 1.0 до 1.4 . [Лукк, Попандопуло, 2012]. Важно отметить, что определяемая минимальная магнитуда прогнозируемого землетрясения (МПЗ) индивидуальна для каждого ЛР

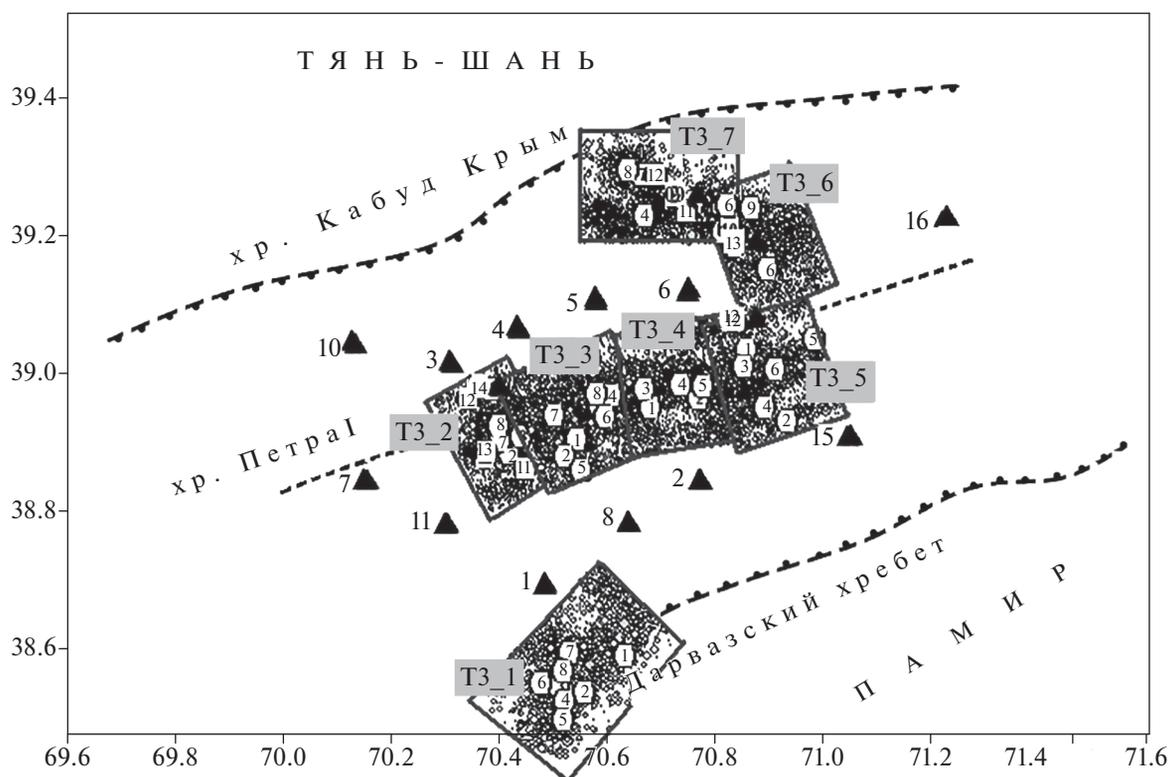


Рис. 6. Схема расположения локальных районов (ЛР) выборки данных землетрясений, расположенных по латеральному простиранию геотектонических структур. Условные обозначения те же, что и на рис. 1. Полые круги с номерами – эпицентры землетрясений с $M \geq$ МПЗ внутри ЛР.

выборки и варьирует в пределах от 3.3 до 4.3. Число землетрясений N_{Σ} с магнитудой, равной или превышающей величину M_c , произошедших в период с 1967 по 1991 гг., в каждом из ЛР, колеблется в пределах от 894 до 3313. Видно, что вариабельность $Var(\%)$ временных рядов также различна в пространстве и колеблется в пределах от 7.65 до 18.78%. Однако в отличие от распределения с глубиной какой-либо видимой закономерности этой величины с геотектоникой или с другими параметрами, такими как средняя величина b , M_c , МПЗ и $N/земл.$, не наблюдается. Отметим, что в большинстве из ЛР выборки из числа землетрясений (17 мес.), попавших в выбранное окно сглаживания (17 мес.), больше 100, исключение составляет ЛР ТЗ_6, где среднее число землетрясений в окне сглаживания колеблется в пределах 50. Напомним что, такое число событий достаточно для того, чтобы обеспечить статистически надежную оценку параметра b в выбранном окне сглаживания [Magzocchi, Sandri, 2003].

На рис. 7а и 7б вертикальными стрелками обозначены времена возникновения землетрясений с магнитудой $M \geq$ МПЗ для каждого ЛР выборки. В верхней части каждого на кривой представлены порядковые номера “сильных” событий N , а их магнитуды M указаны на соответствующей оси

времени в нижней части кривых. Каталог “сильных” землетрясений для каждого ЛР выборки представлен в табл. 4, а номера в таблице (N) соответствуют номерам N , указанным на рис. 7а, 7б.

Поведение кривых b по данным ЛР, расположенным по простиранию хр. Петра I (рис. 7а и рис. 6), показывают, что в подавляющем большинстве случаев перед “сильными” событиями с $M \geq$ МПЗ наблюдаются anomalously положительные “бухтообразные” изменения исследуемого параметра. Отметим, что, как и ранее [Попандупуло, 2018], за единичное “сильное” событие нами принимается группа землетрясений, время возникновения между которыми меньше длины временного окна сглаживания.

Так, в ЛР ТЗ_2 с $M \geq$ (МПЗ = 3.8) (табл. 4) произошло 10 сильных событий. Из них перед группой землетрясений с номерами ($N1-N4$) наблюдается значимая двухгодичная аномалия. Аналогичная картина наблюдается и перед каждым из событий с $N5, N6, N7, 8$ и $N9$. Перед землетрясениями $N10$ аномалия не наблюдается, однако в соседнем районе ЛР ТЗ_3 перед этим событием наблюдается значимая аномалия, скорей всего, имеющая отношение к этому событию. И, наоборот, наблюдаемая аномалия в 1969–1970 гг., не сопровождающаяся сильным событием, скорей

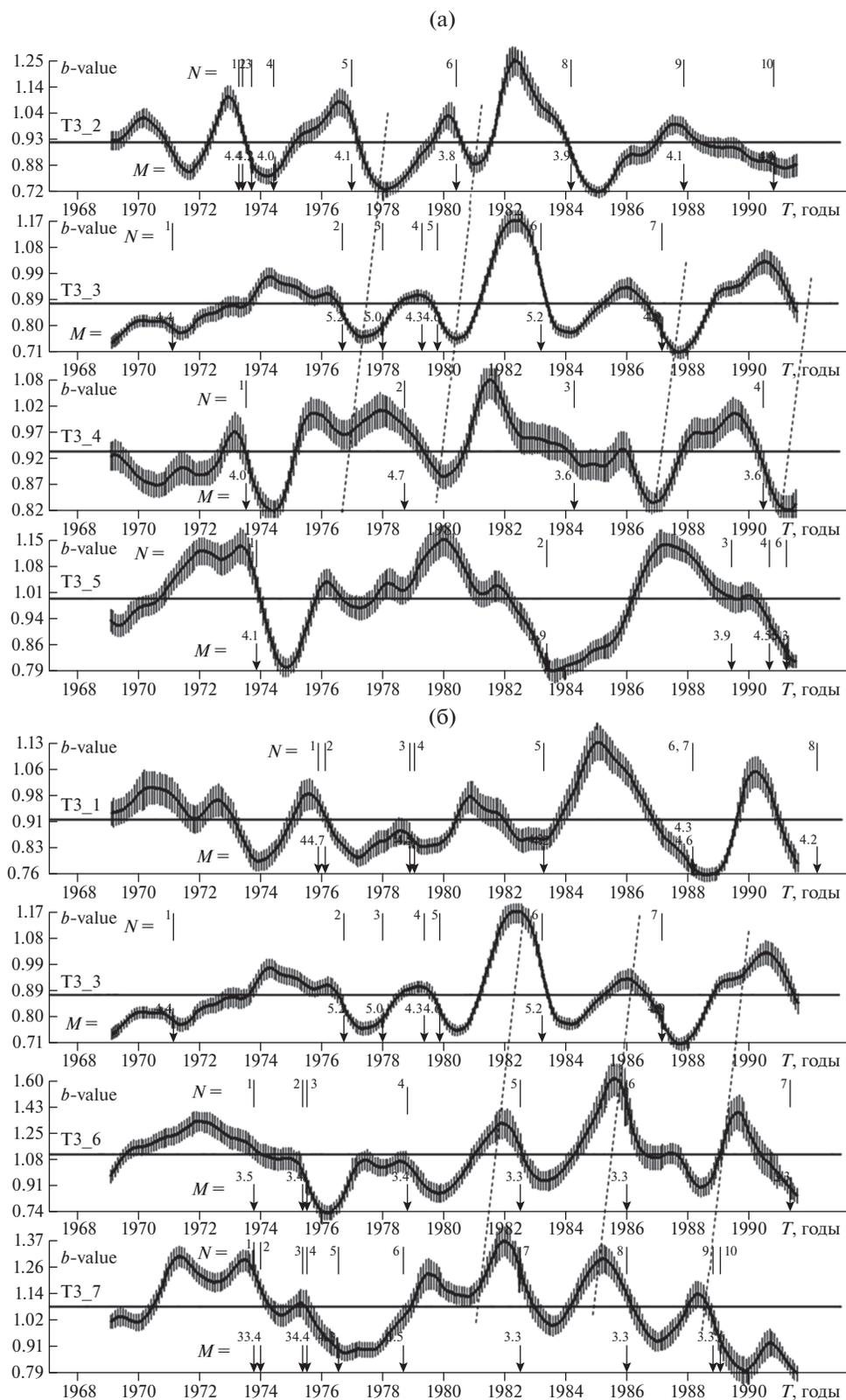


Рис. 7. (а) — Временные вариации b по данным землетрясений из ЛР (рис. 6), расположенных по простиранию геотектонических структур. Вертикальными стрелками отмечены моменты возникновения землетрясений с магнитудой $M \geq 4.0$, произошедшие в пределах каждого ЛР. Цифры у стрелок соответствуют номерам землетрясений, приведенным в табл. 4. На кривых 70% доверительный интервал отмечен вертикальными отрезками. Пунктирными линиями обозначены возможные признаки перемещения фронта деформационных волн; (б) — временные вариации b -value по данным землетрясений из ЛР (рис. 6), расположенных вкрест простирания геотектонических структур. Условные обозначение те же, что и на рис. 7а.

Таблица 3. Характеристики временных рядов b в зависимости от латерального простираия локального района выборки

№	ЛР	$b \pm \sigma$	$Var(\%)$	M_c	МПЗ	N_{Σ}
1	T3_1	0.919 ± 0.0087	10.94	1.4	4.2	2020
2	T3_2	0.918 ± 0.0113	15.08	1.1	3.8	1769
3	T3_3	0.882 ± 0.0101	13.22	1.1	4.3	3313
4	T3_4	0.937 ± 0.0060	7.65	1.0	3.6	3162
5	T3_5	0.994 ± 0.0102	11.59	1.0	3.9	2886
6	T3_6	1.121 ± 0.0170	18.78	1.2	3.3	894
7	T3_7	1.086 ± 0.0148	15.16	1.1	3.3	1705

Примечания: ЛР – условное обозначение локальных районов; среднее значение b и его дисперсия σ ; вариабельность временного ряда $Var(\%)$; M_c – минимальная представительная магнитуа, минимальная магнитуа прогнозируемого землетрясения МПЗ; число землетрясений N_{Σ} с $M \geq M_c$, произошедших в ЛР.

всего является признаком подготовки сильного события $N1$ с $M = 4.4$, произошедшего в соседнем ЛР T3_3. В итоге, на протяжении 20-летнего периода наблюдения для ЛР T3_2 из 7 “сильных” событий с $M \geq$ МПЗ имеем 5 успешных прогнозов, одно непредсказанное землетрясение и одну ложную аномалию. Причем пропущенное землетрясение $N10$ и ложная аномалия 1969–1970 гг. могут быть объяснены процессами, происходящими в соседних ЛР.

В ЛР T3_3 произошло 6 “сильных” событий с $M \geq$ (МПЗ = 4.3). Землетрясение $N1$ не предваряется аномалией, однако, как упоминалось выше, аномалию соседнего ЛР T3_2 1969–1970 гг. можно принять за признак подготовки этого события. Перед землетрясением $N2$ с $M = 5.2$ наблюдается характерное двухгодичное изменение b -value. Землетрясения $N3$ и $N4$, 5 не предваряются характерными вариациями b . Перед землетрясением $N6$ с $M = 5.2$ наблюдается закономерная двухлетняя аномалия. И, наконец, перед землетрясением $N7$ с $M = 4.9$ можно выделить небольшую аномалию. Окончание аномалии 1990–1991 гг. не сопровождается землетрясением с $M \geq$ МПЗ, в то же время в соседнем ЛР T3_5 произошло событие $N6$ с $M = 5.3$ (табл. 4), зона подготовки которого могла охватить и зону ЛР T3_3. В целом, можно сказать, что для 6 “сильных” событий с $M \geq 4.3$, произошедших в этом ЛР, можно с уверенностью предсказать 3 события, которые не предваряются аномалиями, и одна аномалия ложная, после которой сильное событие не происходит.

При анализе временных вариаций для ЛР T3_4 видно, что в этом районе за исследуемый период времени произошло 4 сильных события с $M \geq$ (МПЗ = 3.6), и перед каждым из них наблюдаются характерные “бухтообразные” аномалии b . То же самое можно сказать и для ЛР T3_5, для которого минимальная величина МПЗ = 3.9. Здесь перед тремя сильными событиями наблюдаются

аналогичные аномалии до 3 лет. Однако на фоне падения кривой b в период 1987–1990 гг. произошли два “сильных” события $N3$ и $N4$, 5, 6.

Перейдем к рассмотрению кривых b , полученных по данным ЛР, расположенных вкрест простираия геологических структур (рис. 76). В ЛР T3_1 произошло 5 событий с $M \geq$ МПЗ (табл. 4). Видно, что перед четырьмя из них наблюдаются четкие аномалии, перед одним событием $N3$, 4 нет значимых изменений b , и две ложные аномалии наблюдаются в период 1970–1971 гг. Кривая b локального района (ЛР) T3_3 была рассмотрена выше и здесь приведена для удобства при рассмотрении профиля вкрест простираия геологических структур. В ЛР T3_6 из 6 “сильных” событий перед четырьмя наблюдаются четкие временные аномалии, и два события $N2$, 3 и $N4$ произошли без каких либо значимых изменений b . И, наконец, в ЛР T3_7 произошло 7 “сильных” событий, из которых, соответственно, перед четырьмя $N1$, 2, $N7$, $N8$ и $N9$, 10 наблюдаются значимые временные аномалии b , и три события $N3$, 4, $N5$ и $N6$ не сопровождаются знаковыми аномалиями.

Выше была рассмотрена картина возникновения аномального периода положительной “бухтообразной” формы перед землетрясениями с магнитуадами $M \geq$ МПЗ, произошедшими в ЛР, расположенных по площади региона наблюдения. Поскольку рассмотрен относительно большой период времени (23 года), в течение которого наблюдается достаточно много аномальных периодов, где произошло 38 “сильных” событий с магнитуадой $M \geq$ МПЗ, можно попробовать оценить показатель качества среднесрочного прогноза землетрясений с использованием алгоритма *FastBee* [Papadopoulos, Baskoutas, 2009]. С этой целью воспользуемся известными формулами показателя достоверности тревоги аномальных периодов (p_1) и суммарной (общей) достоверно-

Таблица 4. Каталог землетрясений с $M \geq$ МПЗ, произошедших в локальных районах, расположенных вдоль и поперек геологических структур в период с 1967 по 1992 гг.

<i>N</i>	Дата год. мес. день	Широта, в.д.	Долгота, с.ш.	Глуб., км	Магн.
1	2	3	4	5	6
	ТЗ_1				
1	1975.11.2	38.596	70.635	4	4.2
2	1976.01.23	38.542	70.560	0	4.7
3	1978.11.17	38.552	70.513	3	5.0
4	1978.12.30	38.531	70.524	2	4.5
5	1983.04.04	38.503	70.520	4	4.2
6	1988.02.18	38.556	70.479	5	4.3
7	1988.02.20	38.599	70.532	7	4.6
8	1992.03.15	38.573	70.522	5	4.2
	ТЗ_2				
1	1973.04.21	38.886	70.429	3	4.1
2	1973.05.21	38.884	70.424	3	4.0
3	1973.09.13	38.906	70.447	0	4.2
4	1974.06.13	38.882	70.478	11	4.0
5	1976.12.19	38.973	70.393	8	4.1
6	1980.05.19	38.921	70.404	8	3.8
7	1984.02.19	38.943	70.459	9	4.1
8	1984.03.12	38.877	70.379	12	3.9
9	1985.07.10	38.862	70.455	9	4.1
10	1990.11.04	38.885	70.382	5	4.0
	ТЗ_3				
1	1971.02.10	38.878	70.526	4	4.4
2	1976.09.03	38.950	70.590	3	5.2
3	1977.12. 25	38.966	70.613	4	5.0
4	1979.04.16	38.860	70.556	6	4.3
5	1979.10.20	38.934	70.602	15	4.6
6	1983.02.26	38.937	70.508	5	5.2
7	1987.02.23	38.968	70.585	7	4.9
	ТЗ_4				
1	1973.07.26	38.960	70.772	5	4.1
2	1978.09.26	38.973	70.674	0	4.7
3	1984.04.12	38.980	70.739	7	3.6
4	1990.07.01	38.979	70.780	5	3.6
	ТЗ_5				
1	1973.11.13	39.031	70.861	11	4.1
2	1983.05.26	38.929	70.934	7	3.9
3	1989.06.07	39.007	70.856	10	3.9
4	1990.09.30	38.948	70.895	10	4.5
5	1991.03.30	39.045	70.987	3	4.1
6	1991.04.26	39.003	70.913	10	5.3

Таблица 4. Окончание

<i>N</i>	Дата год. мес. день	Широта, в.д.	Долгота, с.ш.	Глуб., км	Магн.
1	2	3	4	5	6
ТЗ_6					
1	1973.10.03	39.215	70.828	7	3.5
2	1975.05.20	39.213	70.832	10	3.3
3	1975.07.02	39.237	70.829	9	4.4
4	1978.10.21	39.146	70.901	9	3.4
5	1982.07.02	39.198	70.820	9	3.3
6	1985.12.28	39.201	70.832	9	3.3
7	1991.05.14	39.232	70.873	6	3.3
ТЗ_7					
1	1973.10.03	39.215	70.828	7	3.5
2	1973.12.24	39.220	70.676	9	3.4
3	1975.05.20	39.213	70.832	10	3.3
4	1975.07.02	39.237	70.829	9	4.4
5	1976.07.10	39.279	70.670	5	4.8
6	1978.09.05	39.286	70.645	6	3.5
7	1982.07.02	39.198	70.820	9	3.3
8	1985.12.28	39.201	70.832	9	3.3
9	1988.10.23	39.227	70.754	6	3.3
10	1989.01.30	39.280	70.698	10	3.6

стью прогноза сильных землетрясений (p_2), предложенной в работе [Касахара, 1985]:

$$p_1 = m/F, \quad p_2 = m/M, \quad (4)$$

где $F = m + n$ и $M = m + \mu$ означают полное число сообщений о тревоге и случившихся событиях соответственно. Здесь: m – число верных (удачных)

Таблица 5. Параметры показателей тревоги (p_1) и достоверности (p_2) оценки возникновения землетрясений с $M \geq \text{МПЗ}$ для различных локальных районов

ЛР	m	n	μ
ТЗ_1	4	2	1
ТЗ_2	5	1	2
ТЗ_3	3	1	3
ТЗ_4	4	0	0
ТЗ_5	3	0	1
ТЗ_6	4	0	1
ТЗ_7	4	1	3
$\Sigma =$	27	5	11

Примечания: m – число верных (удачных) прогнозов; n – число ложных прогнозов; μ – число непредсказанных событий (пропуск цели).

прогнозов; n – число ложных прогнозов; μ – число непредсказанных событий. Величины этих параметров для каждого ЛР отдельно и их суммарное число представлены в табл. 5. Согласно представленным данным следует, что показатель достоверности тревоги $p_1 = 0.844$ и суммарный показатель достоверности прогноза $p_2 = 0.71$. Отсюда следует, что в 84% случаев появления наблюдаемых аномалий b в ЛР заканчиваются сильными землетрясениями с $M \geq \text{МПЗ}$, а средняя вероятность предсказания события составляет 71%.

В то же время, необходимо иметь в виду, что на основании выводов, сделанных в предыдущем разделе, т.е. при дифференцированном мониторинге временных вариаций b на разных глубинах, оценки прогноза можно значительно улучшить. Кроме того, качество прогноза может быть повышено при совместном рассмотрении временных вариаций b , полученных по данным землетрясений из соседних локальных районов (ЛР) выборки.

Перейдем к рассмотрению исследования возможных проявлений деформационных волн в земной коре, вызванных миграцией очагов слабых землетрясений. Визуальный взгляд на временные вариации параметра b , представленные на рис. 7а и 7б, показывает, что в целом корреляции между кривыми, полученными на соседних

ЛР, не наблюдается. Однако можно заметить, что в определенные промежутки времени видно явное сходство формы временных аномалий на соседних ЛР. Так, например, кривые ЛР ТЗ_2, ТЗ_3 и ТЗ_4, расположенные вдоль хребта Петра 1 (рис. 6), имеют довольно хорошую видимую корреляцию в период времени с 1977 по 1984 гг., а кривые ЛР ТЗ_3 и ТЗ_4, соответственно, во временном интервале с 1986 по 1991 гг. В выделенные периоды времени явно заметен и некоторый временной сдвиг между аномалиями, при котором характерные формы вариации возникают в начале в ЛР ТЗ_4, а затем распространяются в сторону ЛР ТЗ_2 (рис. 6), т.е. наблюдается так называемый деформационный фронт, распространяющийся с СВ на ЮЗ вдоль хр. Петра 1 [Касахара, 1985; Теркот, Шуберт, 1985; Николаевский, 1996; Быков, 2005; Шерман, 2013]. Однако нельзя не отметить обособленную картину временных вариаций для кривой, полученной по данным ЛР ТЗ_5, где какого-либо взаимодействия с остальными кривыми не наблюдается. Одно из возможных объяснений такого поведения кривых можно дать на основе ранних исследований, проведенных в этом районе по данным временных вариаций скоростей сейсмических волн [Нерсесов, Попандопуло, 1988]. Согласно этой работе как раз на границе ЛР ТЗ_4 и ТЗ_5 проходит граница однотипных временных вариаций скоростей сейсмических волн. Такое совпадение результатов двух исследований, использующих абсолютно разные по своей природе сейсмологические параметры, может свидетельствовать о том, что между ЛР ТЗ_4 и ТЗ_5 проходит граница двух структурных блоков земной коры Гармского района. В этом случае можно предположить, что на границе структурных блоков в результате синергетики (их взаимодействия) происходит диссипация энергии, что приводит к изменению вида тектонических деформаций при прохождении фронтов деформационных волн через границы этих блоков.

Картину видимой взаимной корреляции кривых в определенные промежутки времени можно наблюдать и по данным ЛР ТЗ_3, ТЗ_6 и ТЗ_7 (рис. 7б). Здесь также можно отметить фазовый сдвиг между кривыми во временном интервале с 1979 по 1991 гг. Интересно отметить, что и здесь распространение возможного фронта деформационной волны наблюдается с СВ на ЮЗ. На основании имеющихся в нашем распоряжении данных, т.е. координат центров ЛР и временных отметок перемещения медленных фронтов (рис. 7а, 7б), можно определить скорость распространения предполагаемых фронтов. Согласно проделанному таким образом оценкам скорость распространения медленных деформационных волн составляет 40–50 км/год, что хорошо согласуется как с теоретическими, так и с имеющимися натурными наблюдениями [Касахара, 1985; Теркот,

Шуберт, 1985; Николаевский, 1996; Быков, 2005]. Более детальный анализ детектирования медленных деформационных волн выходит за рамки объема настоящей работы, однако используемый подход представляется перспективным для таких исследований.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Детальное исследование пространственно-временных вариаций b показало, что наблюдается закономерная картина формы аномалии этого параметра перед “сильными” землетрясениями с $M \geq$ МПЗ. Причем под “сильными” землетрясениями, в нашем случае, понимаются все землетрясения, произошедшие в локальном районе (ЛР), или условном горизонте выборки данных землетрясений по глубине, магнитуды которых превышают величину минимальной МПЗ. Величина минимальной магнитуды (МПЗ), как правило, определяется на пересечении прямой закона Гутенберга–Рихтера с осью магнитуд. Для определения таких магнитуд необходим относительно большой временной интервал наблюдения (время насыщения для надежного построения ЧМР землетрясений), исчисляемый десятками лет (в нашем случае 23 года).

Известно, что сейсмичность крайне неоднородна в пространстве. Сейсмический процесс, в основном отражающий структурную неоднородность среды, проявляет характерные свойства иерархической системы в распределении землетрясений в пространстве, во времени и по энергии [Садовский, Писаренко, 1991]. С физической точки зрения процессы, происходящие в каждом структурном блоке, проявляют свойства самоподобия. Поэтому структурный блок ЛР, обладающий своими геотектоническими свойствами, характеризуется, помимо всего прочего, и индивидуальным частотно-магнитудным распределением (ЧМР) землетрясений, а при временных вариациях тектонических напряжений проявляется его свойства иерархического самоподобия, что и предопределяет индивидуальную минимальную величину МПЗ в каждом структурном блоке. Таким образом, результаты пространственного картирования минимальной МПЗ еще раз показывают, что геодинамические процессы, происходящие в земной коре, являются иерархически самоподобными в широком спектре магнитуд, что хорошо видно из данных, представленных на рис. 4, рис. 7 и в табл. 1, табл. 3.

Основная картина предвестника “сильного” землетрясения параметра b закона Гутенберга–Рихтера проявляется в форме положительного полусинусоидального “бухтообразного” изменения. Физика такого поведения b может быть объяснена на основе феноменологической модели, описанной ранее в работе [Попандопуло, Баску-

тас, 2011; Попандопуло, 2018]. Описанная модель хорошо укладывается в рамки модели “жесткого включения” или модели консолидации [Kasahara, 1981; Добровольский, 1983; 1991; Ruff, 1992] и классической модели подготовки тектонических землетрясений, известной как модель лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) [Kostrov, Das, 1988; Мячкин и др., 1975; Соболев, 1993].

Кривые, представленные на рис. 7а, 7б, с вероятностью более 71% показывают, что землетрясения с $M \geq$ МПЗ происходят во второй фазе аномалии в период падения величины b , который, в свою очередь, предваряется периодом возрастания. Такая вероятность среднесрочной оценки сейсмической опасности обеспечивается высокой статистикой при анализе 38 землетрясений с магнитудами $M \geq$ МПЗ. В то же время, при обнаружении на кривых временных вариаций b положительной “бухтообразной” аномалии, вероятность возникновения “сильного” землетрясения достигает 84%.

Большое значение имеет и то, что “сильные” землетрясения практически не встречаются на первой фазе этого процесса, т.е. в период возрастания величины b . Анализируя все кривые, представленные на рис. 4, рис. 7а, 7б, видно, что ни одна “стрелка”, указывающая на момент возникновения “сильного” землетрясения с $M \geq$ МПЗ, не встречается в период возрастания значений параметра b . Эта закономерность, в свою очередь, может быть использована в целях среднесрочной оценки сейсмической опасности как периода “спокойствия” или маловероятного возникновения сильного события [Попандопуло, Баскута, 2011; Попандопуло, 2018].

Особый интерес представляют результаты временных вариаций b , полученные по данным реализации выборок из различных диапазонов глубин (рис. 4). Внимательное рассмотрение характера поведения временных вариаций b , представленных на рис. 4, показывает относительное сходство кривых между собой, сосредоточенных на определенных горизонтах. Хорошо видно, что все кривые можно разделить на три группы. К первой (верхней группе) относятся первые 4 кривые в диапазонах глубин с $\Delta H(0-5)$ по $\Delta H(6-11)$ км. Ко второй (средней группе) относятся кривые, относящиеся к глубинам $\Delta H(8-13)$ и $\Delta H(10-15)$ км, и к третьей (нижней группе), соответственно, кривые ниже глубин $\Delta H(12-17)$ км. Примечательно, что примерно такое же деление земной коры в данном районе на три горизонта можно сделать и при рассмотрении распределения средней величины b с глубиной, представленной на рис. 5в, полученного в работе [Попандопуло, Лукк, 2014]. Здесь также выделяются три горизонта, верхний в диапазоне глубин 0–9 км при средней величине $b = 0.82$ соответственно, средний горизонт на глубинах 10–16 км, где средняя величина $b = 0.78$, и,

наконец, нижний горизонт на глубине более 16 км, где величина $b = 1.2$. В упомянутой работе поведение b с глубиной интерпретировалось с точки зрения гипотезы существования в земной коре зоны хрупко-пластического перехода (ХПП) [Dragoni, 1993; Amitrano, 2003; Jin et al., 2004; Gueydan et al., 2004; Doglioni et al., 2010; Dinkelman et al., 2010; Daub et al., 2011; Spada et al., 2013; Schoulz, 2015]. Согласно этой гипотезе, основными факторами, влияющими на состояние материала земной коры с глубиной, являются литостатическое давление и температура. В результате воздействия этих двух факторов прочность хрупкого материала увеличивается с глубиной из-за увеличения всестороннего давления, в то время как вязкая прочность материала уменьшается с увеличением температуры. Предполагается, что сама зона ХПП характеризуется повышенными прочностными свойствами материала земной коры, где возникают наиболее сильные землетрясения. Обычно подошва зоны ХПП соответствует нижней границе сейсмогенного слоя в верхней части хрупкой коры в пределах глубин 15–16 км. Область между средним и нижним горизонтами в земной коре (~16–18 км) характеризуется резким ослаблением уровня сейсмичности, что связано с зоной фазового перехода от упругохрупкого к пластичному состоянию материала земной коры. На больших глубинах (ниже 15–16 км) отсутствуют условия для накопления упругих напряжений большой величины и их разрядки в виде сильных сейсмических событий. Такая ситуация возникает в результате возрастания текучести (пластичности) среды на этих глубинах.

С этих позиций можно объяснить однотипность временных вариаций b , наблюдаемых в различных слоях земной коры. Можно сказать, что верхние, хрупкие горизонты земной коры мощностью примерно 0–9 км при изменении тектонических напряжений ведут себя как единый упругий слой. Причем различия по амплитуде временных вариаций возникают в зоне консолидации в очагах будущих сильных землетрясений. К средней зоне на глубинах 10–16 км относится зона ХПП, где среда обладает более жесткими характеристиками. Здесь реакция среды на изменения тектонических напряжений несколько отличается от вышележащего слоя. И, наконец, нижний слой, в силу резкого возрастания текучести материала земной коры, слабо взаимодействует с верхним слоем ХПП, и небольшие изменения тектонических напряжений вызывают относительно большие амплитуды вариаций параметра b . Деление на три слоя земной коры в этом локальном районе выборки можно было бы провести и при рассмотрении диапазона вариабельности временных изменений, представленной в табл. 1. Видно, что в верхнем слое вариабельность временных рядов для первых 4 горизонтов колеблет-

ся в пределах 9%, в промежуточных горизонтах (5 и 6 горизонты см. табл. 1) вариабельность резко возрастает до 14%, а в нижних наблюдается существенный скачок, где вариабельность колеблется в пределах 24%.

Интересно отметить, что примерно на тех же глубинах были выделены три горизонта и при изучении фокальных механизмов землетрясений Гармского района, где указанные горизонты резко отличаются видом деформированного состояния среды земной коры [Лукк, 2011].

Существованием зоны ХПП можно объяснить и причину резкого уменьшения величины минимальной МПЗ и увеличения вариабельности временных рядов b ниже глубины 16 км (см. табл. 1, рис. 4, рис. 5в). Поскольку ниже зоны ХПП происходит резкий переход от хрупкого состояния среды к пластичному, то на больших глубинах (более 16 км) среда земной коры в основной своей массе пластична. В то же время неоднородности большой плотности проникают в нижнюю кору, и поэтому на этих глубинах сохраняются структурные жесткие блоки, способные накапливать определенную долю тектонических напряжений и высвобождаться в акте землетрясений с магнитудами, соответствующими размерам этих блоков. По всей вероятности, наибольшие размеры нерасплавленных структурных блоков на этих глубинах соответствуют размерам, отвечающим минимальным МПЗ. Можно предположить, что расстояние между такими жесткими структурными блоками широко заполнено текучим материалом с включением более мелких структурных блоков, что и отражается на форме ЧМР землетрясений. Такое состояние среды, при изменении тектонических напряжений на этих глубинах, приводит к относительно большой вариабельности угла наклона прямой закона ГР. В результате мы видим, что диапазон изменения угла наклона прямой Δb закона ГР в нижних слоях земной коры достигает 1.2, т.е. амплитуда кривых b колеблется в пределах от 0.8 до 2.0.

В то же время вариабельность кривых b на этих глубинах может быть вызвана чисто методологическими причинами. Диапазон магнитуд землетрясений, используемых в выборке данных землетрясений для построения ЧМР на этих глубинах, составляет $\Delta M = 2$ и колеблется в пределах от 1 до 3, что является несколько недостаточным для надежной оценки параметра b [Marzocchi, Sandri, 2004; Sandri, Marzocchi, 2007]. Согласно этим исследованиям минимальный диапазон магнитуд, необходимый для надежной оценки параметра b , должен быть не менее 2.5. В результате можно предположить, что определение параметра b на этих глубинах вызывает определенные сомнения. Однако, судя по сходству поведения кривых временных вариаций b перед землетрясениями с $M \geq$ МПЗ с

поведением таких же кривых для верхних горизонтов, можно заметить, что характер наблюдаемого процесса подготовки “сильного” землетрясения аналогичен для всех исследуемых диапазонов глубин, т.е. обладает свойством самоподобия, а значит, отражает физику процесса на этих глубинах.

И, наконец, дифференцированный анализ мониторинга временных вариаций b по глубинам показал, что вероятность предсказания среднесрочной оценки периода возникновения “сильного” землетрясения с $M \geq$ МПЗ может быть выше, чем 71%. Исследования показали, что временные аномалии b концентрируются в окрестности гипоцентра будущего землетрясения. Статистика, полученная при анализе 18 землетрясений с $M \geq$ МПЗ, произошедших на разных глубинах, указывает на достоверность полученных результатов, имеющих физическую природу. На основании этого можно сказать, что используемый подход является весьма перспективным инструментом для оценки глубины прогнозируемого землетрясения.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведены детальные исследования пространственно-временных вариаций параметра b (закона Гутенберга–Рихтера) в зависимости от глубины и латерального положения выборки данных землетрясений в земной коре Гармского района в Таджикистане.

Исследован по площади и глубине параметр минимальной магнитуды прогнозируемого землетрясения (МПЗ), определяемый по правому краю линейной части закона Гутенберга–Рихтера (ГР). Показано, что этот параметр является характеристикой структурных блоков земной коры и варьирует как по площади, так и глубине.

Оценка показателя качества прогноза землетрясений, проведенная на основе 38 “сильных” землетрясений с $M \geq$ МПЗ, произошедших в 7 локальных районах за 23-летний период наблюдений, с использованием алгоритма *FastBee* [Paradopoulos, Baskoutas, 2009], показывает, что в 84% случаев появление аномалий b сопровождается удачным прогнозом. В то время как общая оценка вероятности среднесрочного прогноза “сильных” землетрясений с учетом ложных тревог и пропуска цели составляет 71%.

Временные вариации b из разных диапазонов глубин показывают, что в подавляющем большинстве случаев перед землетрясениями с магнитудами $M \geq$ МПЗ в окрестности гипоцентров этих событий наблюдаются значимые временные аномалии. Причем максимальные амплитуды таких аномалий сосредоточены вблизи очага с последующим их затуханием при удалении от него. Наблюдаемые временные аномалии b имеют положительную “бухтообразную” форму и не являются

случайными в силу их достаточной статистической представительности (18 событий с $M \geq \text{МПЗ}$). Показано, что качество прогноза “сильных” землетрясений с $M \geq \text{МПЗ}$ можно существенно улучшить при дифференцированном мониторинге временных вариаций b на разных диапазонах глубин. Делается вывод о том, что используемый подход позволит также производить оценку глубины очага прогнозируемого сильного землетрясения.

Делается предположение о возможном детектировании фронта деформационных волн, возникающих в определенные интервалы времени в соседних локальных районах выборки. Скорость распространения предполагаемых деформационных волн составляет 40–50 км/год при направлении фронта распространения с СВ на ЮЗ.

Полученные результаты исследования могут быть использованы для среднесрочного прогноза “сильных” землетрясений с $M \geq \text{МПЗ}$, оценки глубины прогнозируемого землетрясения и общей сейсмической опасности в сейсмоактивных регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Быков В.Г. Деформационные волны земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и Геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1176–1190.
- Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР. 1991. 224 с.
- Добровольский И.П. Подготовка землетрясения. Деформации и размер зоны проявления предвестников. Экспериментальная сейсмология. М.: Наука. 1983. С. 17–25.
- Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.
- Лукк А.А., Шевченко В.И. Структура сейсмического поля и разрывная тектоника Гармского района в Таджикистане // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1990. № 1. С. 5–20.
- Лукк А.А., Попандоуло Г.А. Надежность определения параметров распределения Гутенберга–Рихтера для слабых землетрясений Гармского района в Таджикистане // Физика Земли. 2012. № 9–10. С. 31–55.
- Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений. Физика очага землетрясения. М.: Наука. 1975. С. 6–29.
- Нерсесов И.Л., Попандоуло Г.А. Пространственная неоднородность временных вариаций скоростных параметров в земной коре Гармского района // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 8. С. 13–24.
- Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра. 1996. 447 с.
- Попандоуло Г.А. Определение координат гипоцентров местных землетрясений на Гармском Геофизическом Полигоне. Землетрясения и процессы их подготовки. М.: Наука. 1991. С. 5–23.
- Попандоуло Г.А., Нерсесов, И.Л. Некоторые результаты анализа 30-летних временных рядов скоростных параметров на Гармском полигоне. Землетрясения и процессы их подготовки. М.: Наука. 1991. С. 139–152.
- Попандоуло Г.А., Баскута Я. Закономерности временных вариаций сейсмически параметров и возможность предсказания сильных землетрясений на территории Греции // Физика Земли. 2011. № 11. С. 27–38.
- Попандоуло Г.А., Лукк А.А. Изменения с глубиной параметра b -value в магнитудно-частотном распределении землетрясений Гармского района (Таджикистан) // Физика Земли. 2014. № 2. С. 124–140.
- Попандоуло Г.А., Баскутас Я., Хатзиоанну Э. Пространственно временной анализ представительной магнитуды и наклона графика повторяемости по данным каталога землетрясений Греции // Физика Земли. 2016. № 1. С. 1–17.
- Попандоуло Г.А. Детальные исследования временных вариаций параметра b -value закона Гутенберга–Рихтера по данным высокоточных сейсмических наблюдений на Гармском полигоне в Таджикистане // Физика Земли. 2018. № 4. С. 79–99.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука. 1991. 96 с.
- Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 314 с.
- Смирнов В.Б. Опыт оценки представительности каталогов землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 93–105.
- Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 313 с.
- Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М.: Мир. 1985. Т. 2. 730 с.
- Шерман С.И. Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. Вып. 2. С. 83–117. 14.
- Aki K. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits // Bull. Earthq. Res. Inst. 1965. V. 43. P. 237–239.
- Amitrano D. Brittle-ductile transition and associated seismicity: Experimental and numerical studies and relationship with the b value // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № B1. P. 2044.
<https://doi.org/10.1029/2001JB000680>
- Baskoutas I., Popandopoulos G. Qualitative precursory pattern before several strong earthquakes in Greece, Res. Geophys. 2014. № 4. P. 7–11.
<https://doi.org/10.4081/rg.2014.4899>
- Bath M. Spectral Analysis in Geophysics. Elsevier, Amsterdam. 1974. 563 p.
- Doglioni C., Barbab S., Carminatia E., Riguzzi F. Role of the brittle-ductile transition on fault activation // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2010. V. 184. Iss. 3–4. P. 160–171.
- Dragoni M. The brittle-ductile transition in tectonic boundary zones // Annali Geofisica. 1993. V. XXXVI. № 2. P. 37–44.
- Daub E.G., Shelly D.R., Guyer R.A., Johnson P.A. Brittle and ductile friction and the physics of tectonic tremor // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. L10301.
<https://doi.org/10.1029/2011GL046866>
- Dinkelman M.G., Granath J., Bird D., Helwig J., Kumar N., Emmet P. Predicting the Brittle-Ductile (B-D) Transition

- in Continental Crust Through Deep, Long Offset, Prestack Depth Migrated (PSDM), 2D Seismic Data // Search and Discovery Article. 2010. № 40511.
- Gueydan F., Leroy Y.M., Jolivet L.* Mechanics of low_angle extensional shear zones at the brittle_ ductile transition // J. Geophysical Research. 2004. V. 109. B12407. <https://doi.org/10.1029/2003JB002806>
- Gerstenberger M.C., Wiemer S., Giardini D., Hauksson E., Jones L.M.* Time-dependent hazard assessment for California in near real-time // Seism. Res. Letts. 2001b. V. 72. P. 273.
- Gomberg J.* Seismicity and detection/location threshold in the southern Great Basin seismic network // J. Geophys. Res. 1991. V. 96 (B10). P. 16.401–16.414.
- Gutenberg B., Richter Ch.F.* Frequency of earthquakes in California // Bull. Seismol. Soc. Am. 1944. V. 34. P. 185–188.
- Hamburger M.W., Sarewitz D.E., Pavlis G.L., Popandopulo G.A.* Structural and seismic evidence for intracontinental subduction in the Peter the First Range, Soviet Central Asia: 1992 // Geol. Soc. Amer. Bull. 1992. V. 104. P. 397–408.
- Ishimoto M., Iida K.* Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently // Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 1939. V. 17. P. 443–478.
- Jin A., Aki K., Liu Z., Keilis_Borok V.I.* Seismological evidence for the brittle ductile interaction hypothesis on earthquake loading // Earth Planets Space. 2004. V. 56. P. 823–830.
- Kijko A., M.A. Sellevoll.* Estimation of Earthquake Hazard Parameters from Incomplete Data Files. 2. Incorporation of Magnitude Heterogeneity // Bull. Seism. Soc. Amer. 1992. V. 82(1). P. 120–134.
- Kostrov B.V., Das S.* Principles of Earthquake Source Mechanics. Cambridge University Press. 1988. 286 p.
- Main I.G., Meredith P.G., Sammonds P.R.* Temporal variations in seismic event rate and b-values from stress corrosion constitutive laws // Tectonophysics. 1992. V. 211. P. 233–246.
- Marzocchi W., Sandri L.* A review and new insights on the estimation of the b-value and its uncertainty // Ann. Geophys. 2003. V. 46. P. 271–1282.
- Mignan A., Woessner J.* Completeness magnitude in earthquake catalogs // Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis. 2012. <https://doi.org/10.5078/corssa-00180805>
- Mogi K.* Study of the elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena // Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ. 1962. V. 40. P. 125–173.
- Mori J., Abercrombie R.E.* Depth dependence of earthquake frequency-magnitude distributions in California: implications for the rupture initiation // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 15081–15090.
- Papadopoulos G.A., Baskoutas I.G.* New tool for the temporal variation analysis of seismic parameters // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. (www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/9/859/2009). 2009. V. 9. P. 859–864.
- Popandopoulos G.A., Chatziioannou E.* Gutenberg-Richter Law Parameters Analysis Using the Hellenic Unified Seismic Network Data Through FastBee Technique // Earth Science. V 3. № 5. 2014. P. 122–131. <https://doi.org/10.11648/jearth.20140305.12>
- Rydelek P.A., I.S. Sacks.* Testing the completeness of earthquake catalogs and the hypothesis of self-similarity // Nature. 1989. V. 337. P. 251–253.
- Ruff L.* Asperity distributions and large earthquake occurrence in subduction zones // Tectonophysics. 1992. V. 211. P. 61–83.
- Sandri L., Marzocchi W.* A technical note on the bias in the estimation of the b-value and its uncertainty through the Least Squares technique // Ann. Geophys. 2007. V. 50. № 3. P. 329–339.
- Scholz C.H.* The Frequency-Magnitude Relation of Microfracturing in Rock and its Relation to Earthquakes // Bull. Seism. Soc. Am. 1968. V. 58. P. 399–415.
- Scholz C.H.* On the stress dependence of the earthquake b value // Geophys. Res. Lett. 2015. V. 42. P. 1399–1402. <https://doi.org/10.1002/2014GL062863>
- Schorlemmer D., Wiemer S., Wyss M.* Earthquake statistics at Park field: 1. Stationarity of b-values // J. Geophys. Res. 2004a. V. B12307. <https://doi.org/10.1029/2004JB003234>
- Schorlemmer D., Wiemer S., Wyss M., Jackson D.D.* Earthquake statistics at Park field: 2. Probabilistic forecasting and testing // J. Geophys. Res. 2004b. V. B12307. <https://doi.org/10.1029/2004JB003234>
- Schorlemmer D., Wiemer S., Wyss M.* Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes // Nature Lett. 2005. P. 437. <https://doi.org/10.1038/nature04094>
- Shi Y., B.A. Bolt.* The standard error of the Magnitude-frequency b value // Bull. Seism. Soc. Am. 1982. V. 72. P. 1677–1687.
- Spada M., Tormann T., Wiemer S., Enescu B.* Generic dependence of the frequency-size distribution of earthquakes on depth and its relation to the strength profile of the crust // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. P. 709–714. <https://doi.org/10.1029/2012GL054198>
- Wiemer S., Wyss M.* Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times? // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 15.115–15.128.
- Wiemer S., Wyss M.* Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the western United States and Japan // Bull. Seismol. Soc. Am. 2000. V. 90(4). P. 859–869.
- Wiemer S.* A software package to analyze seismicity: ZMAP // Seismol. Res. Lett. 2001. V. 72. P. 373–382.
- Wiemer S., Wys M.* Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes // Adv. Geophys. 2002. V. 5. P. 259–302.
- Woessner J., Wiemer S.* Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty // Bull. Seismol. Soc. Am. 2005. V. 95. P. 684–698.
- Wyss M., Hasegawa A., Nakajima J.* Source and path of magma for volcanoes in the subduction of northeastern Japan // Geophys. Res. Lett. 2001a, V. 28. P. 1819–1822.
- Wyss M., Stefansson R.* Nucleation points of recent main shocks in southern Iceland mapped by b-values // Bull. Seismol. Soc. Am. 2006. V. 96. P. 599–608.
- Wyss M., Pacchiani F., Deschamps A., Patau G.* Mean magnitude variations of earthquakes as a function of depth: dif-

ferent crustal stress distribution depending on tectonic setting // *Geoph. Res. Letter*. 2008. V. 35. L01307.
<https://doi.org/10.1029/2007GL031057>

Zheng B., Hamburger M.W., Popandopulo G.A. Precursory seismicity changes preceding moderate and large earth-

quakes in the Garm region, Central Asia // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1995. V. 85. P. 571–589.

Zhu A., Xu X., Hu P., Zhou Y., Chen G., Gan W. Variation of b value with hypocentral depth in Beijing area: Implications for earthquake nucleation // *Chinese Science Bulletin*. 2005. V. 50. № 7. P. 691–695.

Spatiotemporal Variations in Gutenberg–Richter b -value Depending on the Depth and Lateral Position in the Earth's Crust of the Garm Region, Tajikistan

G. A. Popandopoulos*

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

*e-mail: gap@ifz.ru

Detailed studies of the spatiotemporal variations in the Gutenberg–Richter (GR) b -value and in the minimum magnitude of the predicted earthquake (MPE) depending on the depth and lateral position of the sample of earthquakes in the Garm region, Tajikistan, are conducted. The time variations in the b -value obtained from the data on the earthquakes in the different depth ranges indicate that most of the “strong” events with $M \geq MPE$ were preceded by significant time anomalies concentrated in the vicinity of the source depths of these earthquakes. The maximum amplitudes of these anomalies are concentrated in the vicinity of the hypocenters of the strong earthquakes and subsequently attenuate with distance from a hypocenter. The observed time anomalies in b -value, which have a positive bay-like shape, are not accidental as suggested by their sufficient statistical representativity (18 events). It is concluded that the used approach will allow us to estimate the depth of the source of the future strong earthquake. The quality assessment of earthquake prediction based on 38 “strong” earthquakes with $M \geq MPE$ that occurred in seven local regions during a 23-year observation period shows that in 84% of cases, the presence of the anomalies in the b -value is accompanied by the successful forecasts. At the same time, the overall estimate for the probability of a medium-term forecast of “strong” earthquakes, with the allowance for the false alarms and missed events, is 71%. Meanwhile, the forecasting quality of strong earthquakes substantially increases when the time variations in the b -value are differentially monitored in the different depth intervals of the Earth's crust. It is shown that the parameter of the minimum MPE determined from the right edge of the linear segment of the GR relationship is a characteristic of the structural blocks of the Earth's crust and varies both in area and in depth. It is hypothesized that the front of the deformation waves arising on certain time intervals in a number of the local regions of the sample is probably detected. The propagation velocities of the supposed deformation waves are 40–50 km/yr with the front propagating from NE to SE. The results of the study can be used for medium-term forecasting the earthquakes with $M \geq MPE$, for estimating the depth of the expected earthquake, and for the assessment the general seismic hazard in the seismically active regions.

Keywords: Gutenberg–Richter law, positive bay-like shape, detection of a front of deformation waves