

МИГРИРУЮЩАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ В ЛИТОСФЕРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЦЕПОЧЕК ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

А.А. Какоурова, А.В. Ключевский

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, Лермонтова, 128, Россия

Квазилинейные последовательности эпицентров сильных землетрясений, выявленные во многих сейсмоактивных регионах, феноменологически рассматриваются как «миграции» очагов землетрясений. Следуя этой аналогии, в данной работе под цепочкой землетрясений понимается совокупность сейсмических событий различной энергии, создающих квазилинейное одностороннее изменение положения — «миграции» последовательных во времени эпицентров толчков на поверхности исследуемой области литосферы. Исходя из такой формулировки, нами разработана формализованная методика азимутального анализа сейсмичности, позволяющая определить и выделить цепочки землетрясений из массивов сейсмологических данных, представленных в стандартном формате каталога землетрясений. При тестировании методики на каталоге землетрясений и каталоге имитационных событий выделены все модельные цепочки событий, а также значительное количество цепочек землетрясений и имитационных событий. Выделение цепочек в случайном поле имитационных событий указывает на то, что часть цепочек землетрясений может быть образована случайным пространственно-временным сочетанием толчков.

С целью изучения мигрирующей сейсмичности в литосфере Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) методика определения и выделения цепочек землетрясений применена к материалам «Каталога землетрясений Прибайкалья». По данным о 52 700 землетрясениях с представительным энергетическим классом $K_p \geq 8$, произошедших в Байкальском регионе с 1964 по 2013 г., при угловом секторе азимутального анализа $q = 10^\circ (\pm 5^\circ)$ от азимута α на эпицентр определено и выделено 2143 цепочки землетрясений. При увеличении углового сектора азимутального анализа до $q = 20^\circ (\pm 10^\circ)$ число цепочек возросло примерно в два раза (4245). Анализ и сопоставление пространственно-временного распределения землетрясений и цепочек землетрясений показал, что пространственно-временное и энергетическое распределение цепочек сейсмических событий формируется распределением землетрясений в БРЗ. За пределами БРЗ цепочки немногочисленны.

Установленное соответствие распределений землетрясений и цепочек землетрясений в пространстве, времени и по энергии указывает, что в эпицентральной зоне сейсмичности БРЗ выделены как цепочки «сейсмомиграции», так и цепочки, сформировавшиеся случайно («псевдомиграции»). С целью изучения мигрирующей сейсмичности БРЗ по статистике сейсмичности, к полученным результатам применены критерии, разработанные в рамках имитационной базовой модели мигрирующей сейсмичности. Использован индекс сейсмомиграционной активности (ИСМА), отражающий на заданном уровне значимости соотношение сейсмомиграции/псевдомиграции, получены карты распределения индекса по территории и графики изменений по годам. На картах видно, что небольшие зоны ИСМА > 1 проявляются в непосредственной близости к структурам-аттракторам рифтогенеза (САР), а на остальной территории БРЗ сейсмомиграции статистически не очевидны. На графиках видно, что периоды ИСМА > 1 на трех уровнях значимости появляются через 3—4 года после активизаций САР, что позволяет оценить фазовую скорость распространения медленного деформационного возмущения величиной около 250—300 км/год. Полученные результаты указывают на непосредственную связь мигрирующей сейсмичности БРЗ с расположением и активизациями САР и подтверждают вывод о том, что САР являются источниками региональных деформационных возмущений в литосфере БРЗ, проявившихся, в том числе, и в реализации цепочек сейсмомиграций.

Сейсмичность, Байкальская рифтовая зона, цепочки землетрясений, сейсмомиграции, деформационные возмущения, современная геодинамика литосферы

MIGRATING SEISMICITY IN THE LITHOSPHERE OF THE BAIKAL RIFT ZONE: SPATIAL–TEMPORAL AND ENERGY DISTRIBUTION OF EARTHQUAKE CHAINS

A.A. Kakourova and A.V. Klyuchevskii

Quasi-linear sequences of the epicenters of strong earthquakes, identified in many seismically active regions, are phenomenologically viewed as «migrations» of earthquake sources. Following this analogy, an earthquake chain is understood in this paper as a set of seismic events of different energies, leading to a quasi-linear one-way change in the position («migration») of the successive epicenters of shocks on the surface of

the lithosphere zone under study. Based on this statement, a formalized method for an azimuthal analysis of seismicity is developed, which allows one to identify and isolate earthquake chains from arrays of seismological data presented in the standard format of a catalog of earthquakes. As this method is tested on a catalog of earthquakes and a catalog of simulation events, all model chains of events and a large number of earthquake chains and simulation events are identified. It is indicated by isolating chains in a random field of simulation events that some of these earthquake chains can be formed by a random spatiotemporal combination of shocks. Migrating seismicity in the lithosphere of the Baikal rift zone (BRZ) is studied by applying the method of identification and isolation of earthquake chains to materials from the «Catalog of Earthquakes of the Baikal region». According to data on 52,700 earthquakes with a representative energy class $K_p \geq 8$, occurring in the Baikal Region from 1964 to 2013, there are 2143 earthquake chains identified and isolated within an angular sector of azimuthal analysis $q = 10^\circ (\pm 5^\circ)$ from azimuth α to the epicenter). As the angular sector of azimuthal analysis increases to $q = 20^\circ (\pm 10^\circ)$, there is an approximately twofold increase in the number of chains ($M = 4245$). As shown by the analysis and comparison of spatiotemporal distribution of earthquakes and earthquake chains, the spatiotemporal and energy distribution of chains of seismic events is formed by earthquake distribution in the BRZ. Beyond this zone, the chains are small in number. The established relationship between the distributions of earthquakes and earthquake chains in space, in time, and by energy indicates that in the epicentral field of seismicity of the BRZ, both «seismicity migration» chains and randomly formed chains («pseudomigration» chains) are identified. The migrating seismicity of the BRZ is studied according to the seismicity statistics by using the criteria developed within the framework of the simulation base model of migrating seismicity to the results obtained. An index of seismicity migration activity (ISMA) that reflects a seismicity migration/pseudomigration ratio at the set level of significance is used to obtain distribution maps over the territory and graphs of changes over the years for this index. The maps show that small areas $ISMA > 1$ are seen in close proximity to rifting attractor structures (RASs), while seismicity migration in the rest of the BRZ is not statistically obvious. The graphs show that periods $ISMA > 1$ at three levels of significance are observed three to four years after the activation of RASs, which makes it possible to estimate the phase propagation velocity of a slow deformation perturbation of about 250–300 km/year. It is indicated by the results obtained that the migrating seismicity of the BRZ is directly related to the location and activations of RASs and that the RASs are the sources of local deformation perturbations in the BRZ lithosphere, which, among other things, manifest themselves in the implementation of seismicity migration chains.

Seismicity, Baikal rift zone, chains of earthquakes, seismicity migrations, deformation disturbance, current geodynamics of the lithosphere

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время значительно усилилось внимание к проблеме «миграции» очагов землетрясений: так в журнале «Геодинамика и тектонофизика» только в 2018 г. по этой теме опубликованы около 10 статей. Вероятно, это связано с тем, что в явлении миграции прослеживается потенциальная возможность прогноза сильных землетрясений достаточно простыми методами мониторинга сейсмичности, так как пространственная локализация и динамика процесса миграции очагов землетрясений хорошо вписываются в рамки модели лавинно-неустойчивого трещинообразования (модель ЛНТ) с подготовкой и реализацией сильного землетрясения [Мячкин и др., 1975]. Явление миграции очагов землетрясений стало широко известно с работы Ч. Рихтера [1963], в которой описано изменение расположения эпицентров и формирование цепочки сильных землетрясений вдоль Северо-Анатолийского разлома в Турции. Явление миграции в виде закономерного перемещения источников акустических импульсов зарегистрировано в образцах горной породы [Соболев, 1993]. В ряде работ миграции очагов землетрясений рассматриваются как возможные индикаторы сильных землетрясений [Бот, 1968; Mogi, 1968; Вилькович и др., 1974; Касахара, 1985; Уломов, 1993].

Исходя из современных представлений о структуре разломно-блочной литосферы и пространственно-временных изменениях напряженно-деформационного состояния (НДС), направленные «перемещения» эпицентров землетрясений можно использовать для описания «сейсмомиграций» [Левина, Ружич, 2015, с. 225], отражающих в широком смысле явление пространственно-временной статистически значимой направленности распространения последовательных во времени и пространстве сейсмических событий в межблочных средах иерархически упорядоченной литосферы. С позиций тектонофизики и современной геодинамики, сейсмомиграции как геофизические явления можно связать с односторонней поступательно направленной генерацией очагов землетрясений в областях сейсмотектонической деструкции литосферы, обусловленной, как полагают [Вилькович и др., 1974; Викулин, 2003; Быков, 2005; Макаров, Пeryшкин, 2016], прохождением по системам разломов медленных деформационных волновых фронтов и пакетов. Поскольку области сейсмотектонической деструкции состоят из совокупностей квазилинейных разломных зон, то изменение положения эпицентров толчков на поверх-

ности литосферы может отражать поступательное, направленное в одну сторону квазилинейное изменение расположения очагов землетрясений вдоль зон разломов, вызванное миграциями фронта и/или пакета деформационного воздействия в глубинах литосферы.

Проведенные теоретические и экспериментальные исследования показывают [Губерман, 1979; Маламуд, Николаевский, 1983; Невский и др., 1991; Уломов, 1993; Николаевский, 1995; Псахье и др., 2001; Гольдин, 2002], что перераспределение энергии и активизации разломов в блочных средах в ряде случаев обусловлены динамикой медленных деформационных волн [Кузьмин, 2012; Макаров, Перышкин, 2016; Быков, 2018]. Под этим явлением понимаются возмущения НДС литосферы, имеющие волновой характер и распространяющиеся от источника возмущения (границы тектонических плит и разломов) со скоростями 1—100 км/год, занимающими промежуточное место между скоростями тектонического крипа и скоростями звука в геосреде. Прямые измерения параметров медленных волн деформации пока малочисленны [Кузьмин, 2012] по причине их низких скоростей и градиентов: они обычно обнаруживаются косвенно по вариациям геофизических полей и сейсмичности в том случае, когда эти вариации носят достаточно выраженный пространственно-временной характер. Большой обзор о состоянии проблемы медленных деформационных возмущений опубликовал С.И. Шерман [2013]. Современное состояние исследований природы медленных волн деформации представлено П.В. Макаровым с коллегами [2018]. В этих работах показано, что, несмотря на более чем полувековую историю, проблемы пространственно-временной миграции геодинамических процессов и медленных деформационных волн, которые рассматриваются как причина миграционных процессов в литосфере, остаются одними из самых дискуссионных в тектонофизике, современной геодинамике и геомеханике. В настоящее время усилия ряда исследователей направлены преимущественно на установление медленных возмущений геодинамических полей, которые являются квазипериодическими и могут трактоваться как медленные деформационные волны. Эти исследования проводятся как в России, так и за рубежом и основаны на изучении преимущественно сильных землетрясений. «Быстрым» деформациям отводится существенно меньшая роль ввиду неявной связи с сильными землетрясениями и отсутствия современных методов статистического анализа пространственно-временных миграций слабых толчков.

Сейсмомиграции как отражение миграции текущих геодинамических процессов в пространственно-временном распределении землетрясений выявлены во многих сейсмоактивных регионах Земли [Рихтер, 1963; Mogi, 1968; Касахара, 1985; Уломов, 1993; Викулин, 2003], в том числе и литосфере БРЗ. Выяснено, что эти процессы контролируются активными разломами [Шерман, Горбунова, 2008], а их причиной могут быть деформационные волны. Анализ пространственно-временного распределения сильных землетрясений в зонах динамического влияния разломов позволил выявить генеральные направления миграционной активизации основных разломных сегментов БРЗ: в юго-западной и центральной частях зоны — с запада на восток, в северо-восточной части территории — с востока на запад, а смена направления происходит примерно по долготе 109° в.д. Исследование сейсмомиграций методом построения пространственно-временных диаграмм выполнено в работе [Левина, Ружич, 2015]. Пространственно-временной анализ суммарной сейсмической энергии позволил выделить три кластера сейсмомиграций, развивающихся вдоль БРЗ с юго-запада на северо-восток и в обратном направлении. Авторы полагают, что причиной сейсмомиграций могут быть деформационные волны, а процесс сейсмомиграций следует рассматривать как проявление целого спектра деформационных волн с различными скоростями. А.В. Новопашиной [2013] применена методика пространственно-временной развертки параметра $\lg E_{sum}$ (логарифма суммарной сейсмической энергии) с проведением спектрально-временного анализа в системе координат направление—время—параметр $\lg E_{sum}$. Выявлены медленные миграции параметра со скоростями от километров до первых десятков километров в год, направленные с северо-востока на юго-запад БРЗ и обратно. Существенным недостатком этих методов является отсутствие формализации в определении и выделении «мигрирующего» параметра и преимущественно экспертный подход, а использование суммарной сейсмической энергии не позволяет идентифицировать и описать миграции как закономерную пространственно-временную последовательность — цепочку землетрясений (число толчков в цепочке, азимут и скорость изменения положения эпицентров). Методы реализованы для сильных и умеренных землетрясений, хотя применены в ряде случаев для последовательностей толчков различной энергии. Следует отметить, что миграции очагов землетрясений в БРЗ априори рассматриваются как сейсмомиграции, причиной которых однозначно являются сеймотектонические и геодинамические процессы в литосфере.

Имеющиеся представления о миграции очагов сильных землетрясений как о поступательном изменении положения гипоцентров толчков вдоль поверхности разлома можно перенести на слабые землетрясения. Это позволит изучить феномен миграций очагов землетрясений статистически и более детально на большом фактическом материале. В отличие от миграции очагов небольшого числа сильных землетрясений, среди которых выделение параметра миграции выполняется экспертом с использованием пространственно-временных диаграмм, для установления миграций очагов в большом массиве сла-

бых толчков необходимо было разработать формализованную методику определения и выделения цепочек землетрясений. В настоящей работе использована формализованная методика определения и выделения цепочек землетрясений [Ключевский и др., 2018], в основе которой лежит азимутальный анализ большого количества толчков различных энергетических классов, представленных в стандартном формате каталога землетрясений. При реализации методики была получена большая база данных цепочек землетрясений БРЗ [Какоурова, Ключевский, 2018], что дает возможность выполнить статистический анализ пространственно-временного и энергетического распределения цепочек, выявить закономерности и особенности распределений с целью описания мигрирующей сейсмичности в приложении к моделям современной геодинамики литосферы БРЗ.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ

Материалы для исследования взяты из «Каталога землетрясений Прибайкалья», составленного группой сводной обработки Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН [http://www.seis-bykl.ru/]. В работе использованы данные о 52 700 землетрясениях представительных энергетических классов $K_p \geq 8$, зарегистрированных на территории Байкальского региона ($\varphi = 48.0\text{—}60.0^\circ$ с.ш., $\lambda = 96.0\text{—}122.0^\circ$ в.д.) с 1964 по 2013 г. На карте эпицентров и изолиний плотности эпицентров землетрясений в площадках $0.2 \times 0.3^\circ$ видно (рис. 1), что сейсмические события концентрируются в виде полос преимущественно северо-восток-юго-западной ориентировки, согласно расположению и ориентировке зон основных сейсмоактивных разломов. Локальные группы повышенной плотности эпицентров толчков формируются, как правило, в результате афтершоковой и роевой деятельности. Сопредельные территории существенно отличаются по сейсмичности: на карте отчетливо выделяется контур высокосейсмичной БРЗ, ограни-

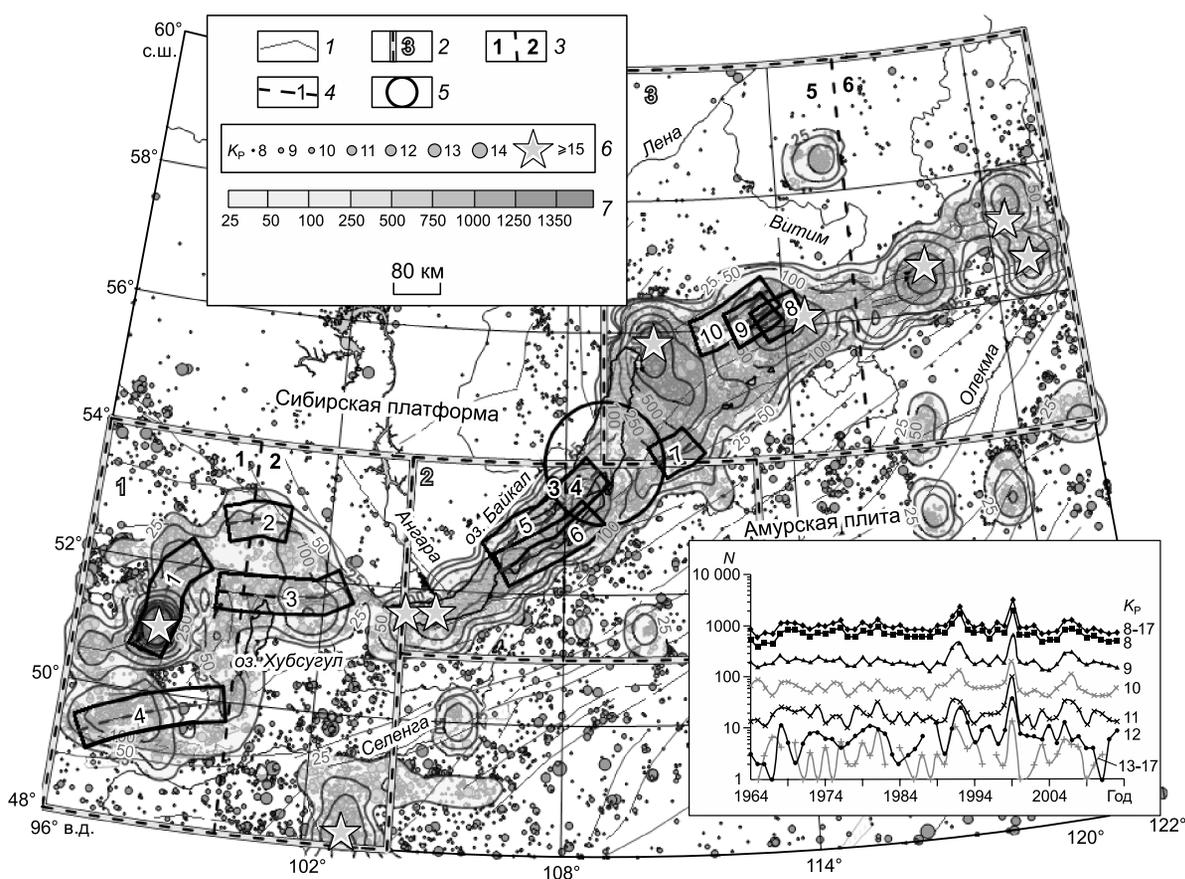


Рис. 1. Карта эпицентров и изолиний плотности эпицентров 52 700 землетрясений Байкальской рифтовой зоны с $K_p \geq 8$ (1964—2013 гг.).

На врезке приведены графики годовых чисел N землетрясений Байкальской рифтовой зоны с $K_p \geq 8$ и выборки толчков отдельных классов. 1 — основные разломы, 2 — границы и номера районов, 3 — границы и номера участков, 4 — границы и номера основных сейсмоактивных разломных зон (Тункинский разлом под номером 3), 5 — площадка круглой формы радиусом $R = 100$ км (центр круга имеет координаты $\varphi = 54.0^\circ$ с.ш., $\lambda = 109.0^\circ$ в.д.), 6 — эпицентры землетрясений представительных энергетических классов, 7 — шкала плотности эпицентров в площадках $0.2 \times 0.3^\circ$.

ченый почти асейсмичной Сибирской платформой и слабосейсмичным Забайкальем. На юго-западном фланге БРЗ (район 1, $\varphi = 48.0\text{—}54.0^\circ$ с.ш., $\lambda = 96.0\text{—}104.0^\circ$ в.д.) эпицентры толчков рассеяны по территории, что подтверждается повышенным значением фрактальной клеточной размерности $D_0 \approx 1.60$ [Ключевский, Зуев, 2007]. Такая «площадная» геометрия распределения толчков обусловлена сейсмическо-тектонической активизацией разломов субширотной и субдолготной ориентировки [Логачев, 2003]. Эпицентральное поле центральной части (район 2, $\varphi = 51.0\text{—}54.0^\circ$ с.ш., $\lambda = 104.0\text{—}113.0^\circ$ в.д.) и северо-восточного фланга БРЗ (район 3, $\varphi = 54.0\text{—}60.0^\circ$ с.ш., $\lambda = 109.0\text{—}122.0^\circ$ в.д.) имеет вид полосы, расположенной к юго-востоку и югу от Сибирской платформы в зоне контакта мощного кратона и Амурской плиты. Клеточная размерность сейсмичности этих территорий не достигает $D_0 < 1.5$ [Ключевский, Зуев, 2007], что указывает на полосовую сжатость поля эпицентров. Такая «полосовая» геометрия распределения толчков обусловлена активизацией рифтогенных разломов северо-восточного (район 2) и субширотного (район 3) простираения [Golenetsky, 1990; Мишарина, Солоненко, 1990]. С целью детальных исследований сейсмичности три района обычно делятся нами пополам по долготе $\lambda = 100.0^\circ$, $\lambda = 108.0^\circ$ и $\lambda = 116.0^\circ$ на шесть участков, нумерация которых начинается с юго-запада. Распределение эпицентров землетрясений по участкам характеризуется понижением клеточной размерности от первого участка ($D_0 \approx 1.60$) к шестому ($D_0 \approx 1.37$) [Ключевский, Зуев, 2007], т.е. трансформацией поля эпицентров с юго-запада на северо-восток БРЗ от рассеянной площадной геометрии к сжатой полосовой рифтовой структуре. На врезке (см. рис. 1) приведены графики годовых чисел N землетрясений БРЗ с $K_p \geq 8$ и выборки толчков отдельных классов. На общем среднем фоне в 1992 и 1999 гг. выделяются максимумы N , обусловленные афтершоками Бусийнгольского (27.12.1991; $K_p = 16.2$; $\varphi = 50.98^\circ$ с.ш., $\lambda = 98.08^\circ$ в.д.), Южно-Байкальского (25.02.1999; $K_p = 14.6$; $\varphi = 51.64^\circ$ с.ш., $\lambda = 104.82^\circ$ в.д.) и Кичерского (21.03.1999; $K_p = 14.5$; $\varphi = 55.83^\circ$ с.ш., $\lambda = 110.34^\circ$ в.д.) землетрясений.

Термин «цепочка землетрясений» первоначально был применен в работе [Лукк, 1978] для характеристики линейной структуры эпицентров связанных в пространстве и времени последовательностей слабых толчков, дающих свой вклад в «быструю» деформацию материала земной коры. Цепочкой землетрясений считалась «...линейная последовательность случайно распределенных эпицентров пяти и более слабых землетрясений ($K = 6\text{—}10$), с частотой не реже чем в одни сутки между последовательными событиями во времени и 25 км по расстоянию между соседними эпицентрами» [Лукк, 1978, с. 27]. Чтобы исключить по возможности из рассмотрения случайные пространственно-временные последовательности землетрясений, минимальное число событий в цепочке задавалось достаточно большим — пять эпицентров толчков. Последовательными считались события, различающиеся между собой не более чем на пять номеров каталога, что уменьшает вероятность неслучайного формирования цепочки. Было установлено, что преобладающий диапазон энергетических классов землетрясений в цепочках составлял $K = 6\text{—}8$, а в целом землетрясения цепочек достигают 10 % от общего числа землетрясений. Цепочки землетрясений происходили в пределах ограниченного числа относительно узких линейных зон, которым в отдельных случаях соответствуют известные разрывные нарушения земной коры (разломы). Высказано предположение о возможности использования временных вариаций плотности цепочек в целях прогноза землетрясений.

В «Каталоге землетрясений Прибайкалья» сейсмические события характеризуются пятью основными параметрами: координатами гипоцентра (долгота φ , широта λ , глубина h), временем в очаге t_0 и энергетическим классом K_p . Следует отметить, что глубины гипоцентров h землетрясений БРЗ определялись редко и с невысокой точностью. По этой причине «Каталог землетрясений Прибайкалья» более полувека анализируется по четырем параметрам — φ , λ , t_0 и K_p : эти параметры были привлечены для определения цепочек землетрясений, при этом наиболее простым вариантом является анализ землетрясений одного энергетического класса, однако анализ выборки землетрясений в полном диапазоне классов не изменяет технической сущности примененной нами методики. В общем виде под цепочкой миграции землетрясений понимается и исследуется явление квазилинейного одностороннего изменения расположения последовательных во времени эпицентров толчков на поверхности литосферы, происходящее под воздействием каких-то геофизических и/или геодинамических (например, при миграции флюида, изменении НДС) процессов. Исходя из этой формулировки и имеющихся в каталоге параметров, нами разработан способ определения цепочек землетрясений [Ключевский и др., 2018]. Согласно формуле способа, по материалам из «Каталога землетрясений Прибайкалья» строится карта эпицентров землетрясений исследуемой территории и создается карта-схема векторов-азимутов эпицентров последовательных во времени толчков. По схеме векторов-азимутов в заданном угловом секторе азимутального анализа q° определяют число направленных в азимуте α последовательных во времени (друг за другом) землетрясений n . Если $n \geq 3$, то эту последовательность толчков определяют как цепочку землетрясений в эпицентральном поле сейсмичности данной территории и вносят в каталог цепочек. Цепочками считаются внесенные в каталог совокупности из $n \geq 3$ последовательных во времени (друг за другом) землетрясений при условии нахождения толчков в заданном угловом секторе допустимой нелинейности $\pm q/2^\circ$ относительно азимута α .

Отметим, что если толчки в цепочке землетрясений произошли на одной глубине, то эпицентры толчков будут смещены относительно линии разлома на поверхности литосферы на одинаковую величину при любом угле падения разлома, т.е. представлять квазилинейную последовательность событий — цепочку. Если гипоцентры толчков в цепочке землетрясений расположены на разных глубинах, то смещения эпицентров относительно линии разлома будут иметь разные величины, зависящие от угла падения разлома. Так, при разности глубин гипоцентров толчков в 20 км и угле падения разлома 45° их относительное отклонение от линейности составит также 20 км. При расстоянии между этими толчками в 100 км они формируют цепочку землетрясений при $q \approx 20^\circ$, а при расстоянии в 200 км — $q \approx 10^\circ$. Чем больше угол падения разлома, тем меньше будет относительное отклонение эпицентров от линейности, и при угле около 90° отклонение минимально. Известно, что углы падения сейсмоактивных разломов в БРЗ имеют максимум распределения в диапазоне $50\text{—}60^\circ$ при среднем значении $53 \pm 18^\circ$ [Ключевский, 2014; Демьянович, Ключевский, 2018а]. Подавляющее число разломов БРЗ имеют длину более 150 км [Демьянович и др., 2007], т.е. оптимальным для определения и выделения цепочек землетрясений, произошедших на разных глубинах, можно принять значение углового сектора $q = 10\text{—}20^\circ$.

Чтобы протестировать методику, в исследуемые материалы были дополнительно внесены данные о модельных линейных цепочках событий, имитирующих заданные миграции очагов землетрясений. Определение и выделение цепочек было осуществлено при идентичных условиях в эпицентральных полях землетрясений и в полях случайно распределенных имитационных событий. С этой целью в формате «Каталога землетрясений Прибайкалья» были созданы «Каталоги имитационных событий», в которых эпицентры имитационных событий генерировались в пределах площадок круглой и прямоугольной формы. При этом мы базируемся на двух модельных представлениях эпицентрального поля, кратко описанных выше и отражающих основные свойства пространственно-временного распределения сейсмичности БРЗ. В первой модели на площадке круглой формы имитационные события имеют «площадное», рассеянное по поверхности поле «эпицентров»: события распределены случайным образом с постоянной плотностью вероятности. Эта модель в первом приближении отражает площадное расположение эпицентров землетрясений, создаваемое совокупностью нескольких зон сейсмоактивных разломов различной ориентировки, как на юго-западном фланге БРЗ. Во второй модели на площадке прямоугольной формы имитационные события локализованы в центральной части площадки около линии виртуального разлома: вдоль площадки события распределены случайным образом с постоянной плотностью вероятности, а поперек площадки — по нормальному закону. Такое полосовое распределение эпицентров землетрясений наблюдается в центральной части и на северо-восточном фланге БРЗ, а также в большинстве разломных зон. Эта модель отражает структурную зональность разломов [Лобацкая, 1987] и структуру эпицентрального поля зоны сейсмоактивного разлома [Демьянович, Ключевский, 2018б]. Для генерации случайно распределенных координат эпицентров имитационных событий использовался генератор случайных чисел. При моделировании нормального распределения событий поперек площадки применялось преобразование Бокса—Мюллера [Box, Muller, 1958] для координаты y генерируемых точек, конвертирующее случайно распределенную величину в нормальное распределение.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Тестовые и модельные примеры. *Цепочки землетрясений и имитационных событий в площадке круглой формы.* В режиме тестового примера определение и выделение цепочек землетрясений в зонах нескольких разломов реализовано для поля эпицентров 950 толчков с энергетическим классом $K_p = 8$ (см. рис. 1, а, Приложение¹), произошедших на небольшой территории в центральной части БРЗ за 1980—2004 гг. Карта-схема эпицентров землетрясений этой территории представлена в форме круга радиусом $R = 100$ км, координаты центра круга $\varphi = 54.0^\circ$ с.ш., $\lambda = 109.0^\circ$ в.д. (см. рис. 1). В азимутах $\alpha_1 = 25^\circ$, $\alpha_2 = 75^\circ$ и $\alpha_3 = 225^\circ$ в эпицентральной области землетрясений вставлены «эпицентры» модельных линейных цепочек из $n_1 = 3$, $n_2 = 4$ и $n_3 = 5$ последовательных событий, параметры которых были внесены в центральную часть исходного массива 950 толчков и отделены друг от друга данными о землетрясениях. Изолинии плотности эпицентров проведены по значениям чисел толчков в круглых площадках радиуса $r = 10$ км, а сглаживание выполнено путем перекрытия площадок на $r = 10$ км по широте и долготе. Эпицентры землетрясений концентрируются в виде полос, отражая факт реализации в субпараллельных зонах разломов северо-восток—юго-западной направленности (см. рис. 1, а, Приложение). При временном анализе карты-схемы векторов-азимутов эпицентров землетрясений в угловом секторе размером $q = 10^\circ$ ($\Delta q = \pm 5^\circ$ от азимутального направления) определены и выделены три цепочки из $n_1 = 3$, $n_2 = 4$ и $n_3 = 5$ событий (см. рис. 1, б, Приложение), расположение и ориентировка которых полностью соответствует вставленным модельным цепочкам событий. Среди 950 землетрясений определены

¹ Здесь и далее рисунки, которые выставляются в качестве Приложения, размещены на сайте <http://sibran.ru/journals/Suppl.pdf>.

и выделены 22 цепочки (см. рис. 1, б, Приложение, векторы от эпицентра первого землетрясения к эпицентру последнего), векторы характеризуют расположение, длину и азимут направленности цепочек. Наблюдается система в распределении цепочек по расположению и азимуту ориентировки, связанная с зонами разломов: расположение соответствует зонам повышенной плотности эпицентров землетрясений, и почти все цепочки имеют северо-восток—юго-западную линейность, соответствующую ориентации разломов и вытянутости изолиний плотности эпицентров (см. рис. 1, а, Приложение).

В качестве тестового модельного примера приведем результаты определения и выделения цепочек в поле эпицентров 950 имитационных событий, распределенных случайным образом с постоянной плотностью вероятности на поверхности площадки круглой формы радиусом $R = 100$ км (рис. 2, а, Приложение). Модельные линейные цепочки из $n_1 = 3$, $n_2 = 4$ и $n_3 = 5$ событий вставлены, а изолинии плотности событий проведены таким же образом, как для землетрясений из реальной площадки. Имитационные события распределены достаточно равномерно и нет значительных экстремумов плотности, что связано с условиями генерации событий. В результате временного анализа карты-схемы векторов-азимутов при угловом секторе размером $q = 10^\circ$ определены и выделены три цепочки из $n_1 = 3$, $n_2 = 4$ и $n_3 = 5$ событий (см. рис. 2, б, Приложение), расположение которых соответствует вставленным модельным цепочкам событий. Среди 950 имитационных событий определено и выделено 15 цепочек с несистемным распределением по месту положения и азимуту ориентировки. Отметим, что выделение цепочек в случайном поле имитационных событий соответствует ранее полученным результатам [Ключевский, Какоурова, 2016, 2018а] и указывает на то, что некоторая часть цепочек землетрясений может быть сформирована и выделена при случайном пространственно-временном сочетании толчков.

Цепочки землетрясений и имитационных событий в площадке прямоугольной формы. Эпицентральное поле 1224 землетрясений с $K_p \geq 8$, произошедших в зоне Тункинского разлома (см. рис. 1, разлом под номером 3 в центральной части юго-западного фланга БРЗ) с 1964 по 2014 г., представлено на карте-схеме дизъюнктивной зоны, длина которой равна протяженности разлома ($L \sim 226$ км) (рис. 3, а, Приложение). Три западных субширотных сегмента разлома, немного различающихся ориентировкой в географических координатах на рис. 1, в линейных координатах L и W собраны в один прямоугольник шириной $W = 60$ км (± 30 км от линии сместителя на поверхности) и к ним под углом добавлен четвертый восточный сегмент разлома, имеющий северо-восточную направленность. Изолинии плотности эпицентров проведены по числам толчков в квадратных площадках со стороной 10 км, а сглаживание выполнено путем перекрытия площадок на 5 км по широте и долготе. Землетрясения распределены вдоль зоны разлома при средней плотности 10—15 эпицентров на 100 км^2 (см. рис. 3, а, Приложение). Плотность эпицентров землетрясений значительно повышена с обеих сторон от излома разлома на расстояниях $L \approx 135$ — 160 и $L \approx 175$ — 200 км, максимумы плотности достигают 90 толчков. Поперек зоны разлома распределение землетрясений имеет в целом нормальный вид с максимумом плотности около линии разлома. В это поле эпицентров землетрясений на расстоянии 5, 15 и 25 км от линии разлома вставлены модельные линейные цепочки из $n_1 = 5$, $n_2 = 4$ и $n_3 = 3$ событий соответственно, имитирующие миграции в разломной зоне. Данные о модельных цепочках внесены в центральную часть массива из 1224 толчков и цепочки в каталоге отделены друг от друга землетрясениями. В результате временного анализа карты-схемы векторов-азимутов при угловом секторе размером $q = 10^\circ$ определены и выделены три цепочки из $n_1 = 5$, $n_2 = 4$ и $n_3 = 3$ событий (см. рис. 3, б, Приложение), расположение которых соответствует вставленным модельным цепочкам событий. Среди 1224 землетрясений определены и выделены 66 цепочек (показаны на рис. 3, б, Приложение, в виде векторов). Виден системный характер распределения цепочек по расположению и азимуту ориентировки: расположение соответствует зонам повышенной плотности эпицентров землетрясений, почти все цепочки сконцентрированы около разлома и имеют направленность, соответствующую ориентации Тункинского разлома и вытянутости изолиний плотности эпицентров (см. рис. 3, а, Приложение).

В качестве тестового модельного примера приведем результаты определения и выделения цепочек в поле эпицентров 1224 имитационных событий, распределенных вдоль прямоугольной площадки длиной $L = 226$ км и шириной $W = 60$ км (± 30 км от линии виртуального разлома) случайным образом с постоянной плотностью вероятности (рис. 4, а, Приложение). Поперек площадки эпицентры событий распределены по нормальному закону. Модельные линейные цепочки из $n_1 = 5$, $n_2 = 4$ и $n_3 = 3$ событий вставлены, а изолинии плотности событий проведены таким же образом, как для землетрясений (см. рис. 3, а, Приложение). Имитационные события сконцентрированы около линии разлома и вдоль площадки нет значительных экстремумов плотности. В результате временного анализа карты-схемы векторов-азимутов при угловом секторе размером $q = 10^\circ$ определены и выделены три цепочки из $n_1 = 5$, $n_2 = 4$ и $n_3 = 3$ событий (см. рис. 4, б, Приложение), расположение которых соответствует вставленным модельным линейным цепочкам. Среди 1224 событий определены и выделены 85 цепочек (показаны на рис. 4, б в виде векторов). Распределение цепочек по расположению и азимуту ориентировки задается зоной разлома: почти все цепочки сконцентрированы около линии разлома и имеют направленность со-

гласно ориентации разлома и вытянутости изолиний плотности эпицентров (см. рис. 4, а, Приложение). Выделение цепочек в случайном поле имитационных событий прямоугольной площадки соответствует ранее полученным результатам [Какоурова, Ключевский, 2017] и выводу о том, что некоторая часть цепочек землетрясений в прямоугольной зоне разлома может быть определена и выделена при случайном пространственно-временном распределении толчков.

Пространственно-временное и энергетическое распределение цепочек землетрясений в литосфере БРЗ. Проведенное тестирование методики подтвердило возможность ее практического применения для определения и выделения цепочек землетрясений в эпицентральной поле сейсмичности. С целью получения представлений о пространственно-временном и энергетическом распределении цепочек землетрясений в литосфере БРЗ методика была применена к 52 700 землетрясениям (см. рис. 1). В результате проведенных расчетов и операций в эпицентральной поле сейсмичности БРЗ при $q = 10^\circ$ ($\pm 5^\circ$ от азимута α) определено и выделено 2143 цепочки землетрясений, расположение и ориентировка которых показаны векторами на карте-схеме (рис. 2). Среди выделенных цепочек преобладают последовательности из трех землетрясений ($M_3 = 2098$), существенно меньше цепочек из четырех толчков ($M_4 = 45$). В целом землетрясения цепочек составляют около 13 % от общего числа землетрясений, что немного больше, чем в Гармском районе Таджикистана [Лукк, 1978]. Следует отметить, что при увеличении углового сектора азимутального анализа до $q = 20^\circ$ ($\pm 10^\circ$ от α) число определенных и выделенных цепочек возросло примерно в два раза до 4245 ($M_3 = 4105$, $M_4 = 135$, $M_5 = 5$). Аналогичная тенденция наблюдается при определении и выделении цепочек землетрясений среди сейсмических событий отдельных энергетических классов. Исключение составляют сильные землетрясения с $K_p \geq 13$, число цепочек которых при увеличении размера сектора возрастает незначительно. По расположениям

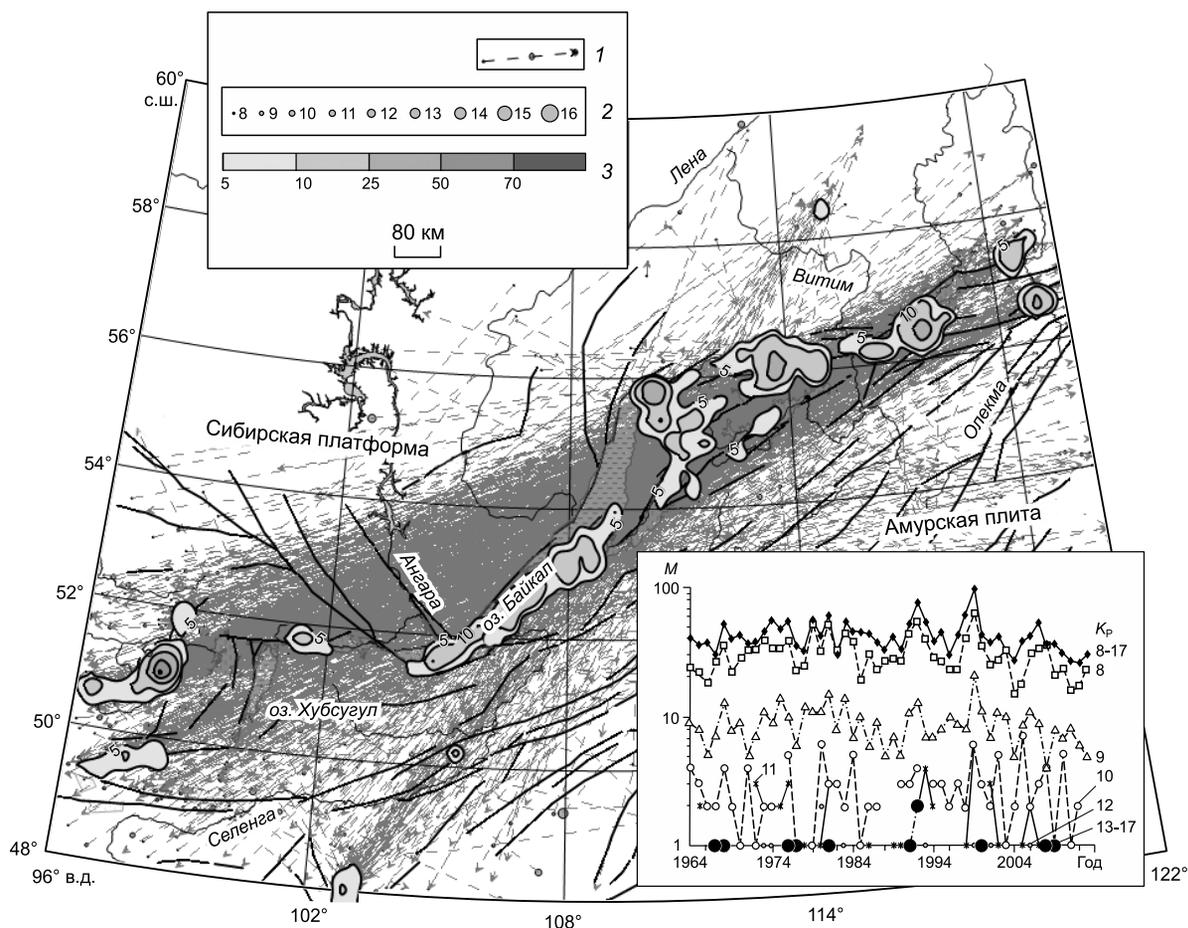


Рис. 2. Карта-схема расположения и ориентировки 2143 цепочек землетрясений в литосфере БРЗ, определенных и выделенных при $q = 10^\circ$.

На врезке приведены графики годовых чисел цепочек землетрясений M , определенных и выделенных из выборки толчков с $K_p \geq 8$ и из выборок толчков отдельных классов ($K_p = 8, K_p = 9, \dots, K_p = 12, K_p \geq 13$). 1 — векторы цепочек землетрясений, 2 — эпицентры первых землетрясений в цепочке, 3 — шкала изолиний плотности эпицентров первых землетрясений в цепочках. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

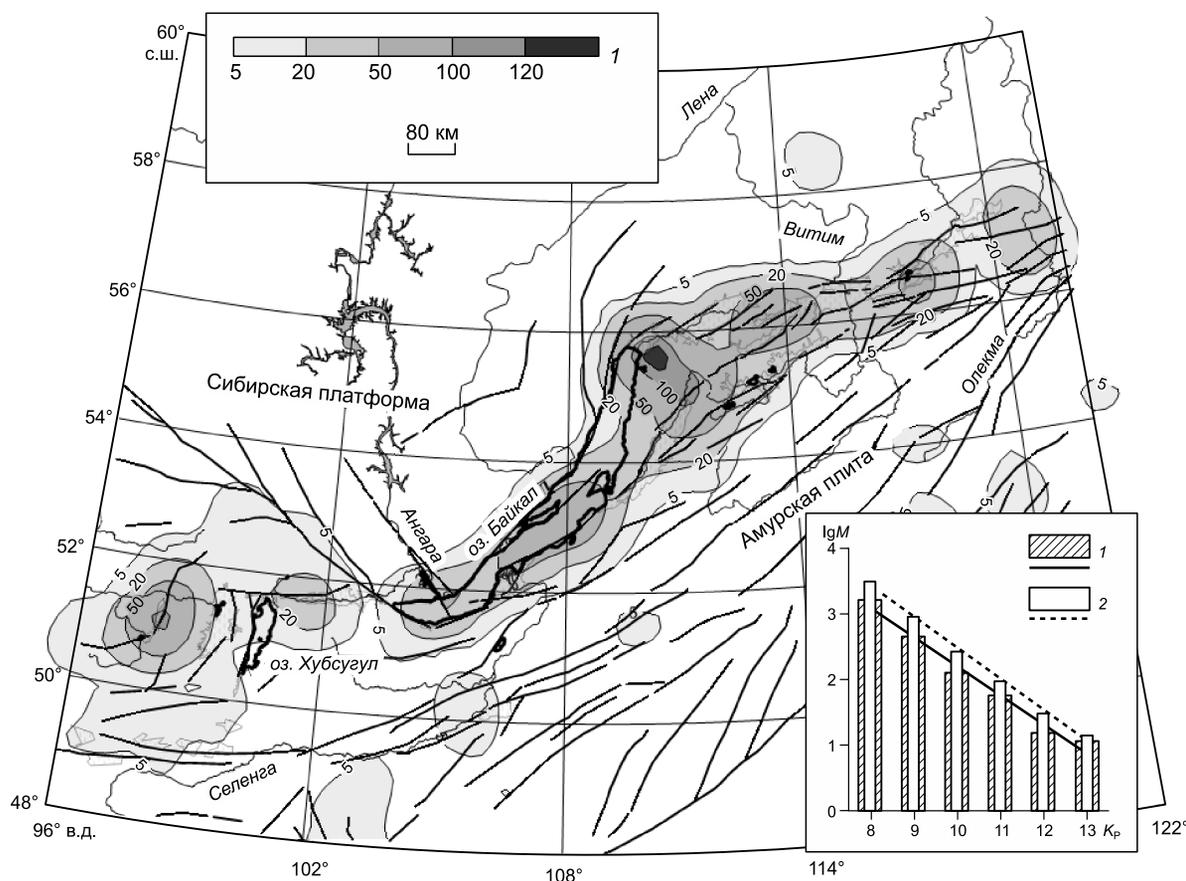


Рис. 3. Карта-схема изолиний плотности цепочек землетрясений БРЗ, определенных и выделенных при $q = 10^\circ$ в площадках размер $100 \times 100 \text{ км}^2$.

На врезке представлены распределения по K_p логарифма чисел цепочек M , определенных и выделенных при $q = 10^\circ$ (1) и $q = 20^\circ$ (2), и графики корреляции соответственно.

1 — шкала изолиний плотности цепочек землетрясений. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

эпицентров первых толчков цепочек (начало цепочки) посчитаны плотности эпицентров в площадках $0.2 \times 0.3^\circ$ и проведены изолинии плотности начала цепочек. На рисунке 2 видно, что азимуты векторов хорошо коррелируют с расположением и северо-восток-юго-западной ориентировкой зон основных сейсмоактивных разломов БРЗ на рис. 1, а максимумы плотности цепочек обычно соответствуют зонам высокой плотности эпицентров толчков.

На врезке (см. рис. 2) представлены графики годовых чисел цепочек землетрясений M , определенных и выделенных при $q = 10^\circ$ из выборки толчков с $K_p \geq 8$ и из выборок толчков отдельных классов ($K_p = 8, K_p = 9, \dots, K_p = 12, K_p \geq 13$). Видно, что максимальное число цепочек формируется слабыми толчками с $K_p = 8-9$, с ростом K_p количество цепочек уменьшается. Основные максимумы M выделяются в 1992 и 1999 годах и связаны с максимумами чисел землетрясений N (см. рис. 1, врезка). Имеются интервалы времени с небольшим числом выделенных цепочек землетрясений, что указывает на изменяющуюся динамику формирования цепочек землетрясений в литосфере БРЗ. Коэффициенты парной линейной корреляции годовых чисел землетрясений N и годовых чисел цепочек M имеют высокие значения ($\rho > 0.65$) для выборок толчков с $K_p \geq 8, K_p = 8$ и $K_p = 9$, но для землетрясений с $K_p \geq 10$ коэффициент корреляции резко падает ($\rho < 0.35$). В распределении чисел цепочек землетрясений с $K_p \geq 11$ можно выделить четыре группы, между которыми цепочки отсутствуют, причем цепочки с $K_p = 11$ и $K_p = 12$ обычно предшествуют цепочкам сильных землетрясений с $K_p \geq 13$ (магнитуда $M_{LH} \geq 5$).

С целью анализа распределения плотности цепочек землетрясений территория Байкальского региона была разбита на квадратные площадки размером $100 \times 100 \text{ км}^2$ с перекрытием в половину площадки по широте и долготе. В площадках цепочки землетрясений были выделены в секторе $q = 10^\circ$ и построена карта-схема изолиний плотности цепочек (рис. 3). На карте видно, что в пределах БРЗ формируется единая зона повышенной плотности цепочек ($M \geq 5$), в некоторых площадках выделено

Критерий ИСМА для цепочек землетрясений БРЗ в разных диапазонах энергетических классов K_p с учетом одного, двух и трех стандартных отклонений σ

K_p	N	M	\bar{M}	σ	ИСМА	ИСМА $_{\sigma}$	ИСМА $_{2\sigma}$	ИСМА $_{3\sigma}$
Площадка круглой формы								
≥ 8	52700	2143	952	32	2.25	2.18	2.1	2.04
8	36806	1535	678	26	2.26	2.18	2.1	2.03
9	10770	446	194	14	2.3	2.14	2	1.89
10	3317	126	60	8	2.1	1.85	1.66	1.5
11	1025	56	18	4	3.1	2.55	2.15	1.87
12	364	15	6	3	2.5	1.67	1.25	1
≥ 13	157	11	2	1	5.5	3.67	2.75	2.2
Площадка прямоугольной формы								
≥ 8	52700	2143	1880	28	1.14	1.12	1.11	1.09
8	36806	1535	1250	23	1.23	1.21	1.18	1.16
9	10770	446	365	18	1.22	1.16	1.11	1.06
10	3317	126	115	11	1.1	1	0.92	0.85
11	1025	56	34	6	1.65	1.4	1.22	1.08
12	364	15	12	3	1.25	1	0.83	0.71
≥ 13	157	11	5	2	2.2	1.57	1.22	1

Примечание. ИСМА $_{\sigma}$, ИСМА $_{2\sigma}$ и ИСМА $_{3\sigma}$ — индекс сейсмомиграционной активности на уровне 1, 2, 3 стандартных отклонений.

более 100 цепочек, а максимум свыше 120 цепочек наблюдается в районе афтершоков Кичерского землетрясения 1999 г.; за пределами БРЗ цепочки землетрясений фактически отсутствуют. Можно отметить, что карта-схема плотности цепочек землетрясений хорошо согласуется с картой плотности эпицентров толчков, приведенной на рис. 1. Анализ распределения чисел цепочек M по энергетическим классам землетрясений K_p показал, что основная масса цепочек БРЗ формируется слабыми толчками с $K_p = 8$ и $K_p = 9$ (таблица, рис. 3, врезка). Отношение чисел цепочек одного класса, определенных и выделенных в угловых секторах азимутального анализа $q = 20^\circ$ и $q = 10^\circ$, равно примерно двум. При $q = 10^\circ$ и $q = 20^\circ$ уравнения парной линейной корреляции логарифма чисел цепочек и энергетического класса землетрясений имеют вид $\lg M = -0.44K_p + 6.63$ и $\lg M = -0.47K_p + 7.19$ соответственно при высоких коэффициентах корреляции $\rho \approx 0.99$. С учетом того, что в выборке цепочек сильных землетрясений объединены все толчки с $K_p \geq 13$, линейная аппроксимация зависимости $\lg M = f(K_p)$ имеет наклоны, близкие к наклону графика повторяемости землетрясений БРЗ $\gamma \approx -0.50$ [Ключевский, 2007].

На рисунке 4, а представлены гистограммы распределения чисел цепочек M по азимуту α . Видно, что распределения имеют нормальный вид с максимумами в азимутах $50-60^\circ$ и $240-260^\circ$ для полной выборки данных и по отдельным классам, а числа цепочек с азимутами восточной и западной компоненты почти совпадают (1053 и 1090). На рисунке 4, б представлена роза-диаграмма распределения чисел цепочек умеренных и сильных землетрясений с $K_p = 11$, $K_p = 12$ и $K_p \geq 13$ по α . Видно, что азимуты цепочек сильных землетрясений БРЗ согласуются с распределениями на рис. 4, а.

Сейсмомиграция в литосфере БРЗ. Формализованная методика определения и выделения цепочек землетрясений позволяет получить большой фактический материал для статистического исследования пространственно-временных и энергетических закономерностей и особенностей проявления цепочек землетрясений в сейсмоактивных регионах и зонах, размеры и форма которых задаются оператором исходя из поставленной задачи и структуры распределения толчков. Однако, как отмечено выше, некоторые из определенных и выделенных цепочек землетрясений не являются миграциями очагов землетрясений (сейсмомиграциями), а создаются при случайной пространственно-временной комбинации толчков («псевдомиграции»). Доказательством этого является пропорциональность соотношений между числом землетрясений и числом цепочек в их пространственно-временных и энергетических распределениях (см. рис. 1/рис. 2; рис. 1/рис. 3), а также выделение цепочек среди имитационных событий со случайным распределением. Представленные на рисунках 2, 3 пространственно-временные и энергетические распределения чисел цепочек землетрясений указывают на связь чисел выделенных цепочек (M) с пространственно-временной плотностью распределения произошедших толчков (N) — чем выше плотность толчков и скорость сейсмического потока, тем больше выделяется цепочек землетрясений.

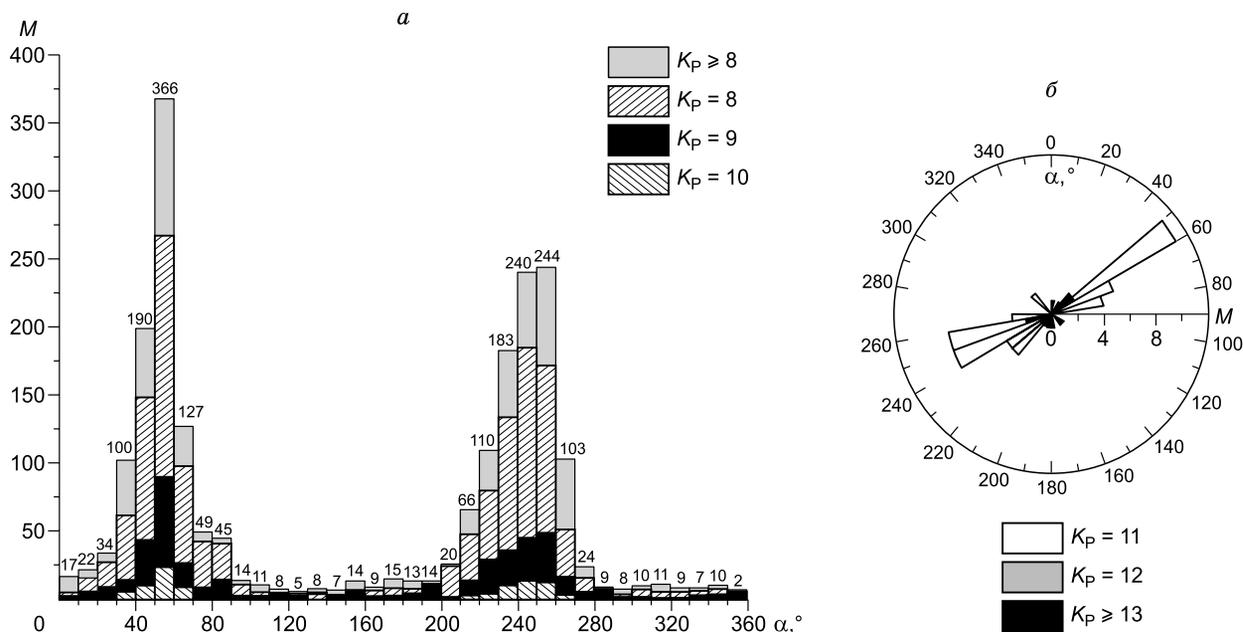


Рис. 4. Гистограммы распределения чисел цепочек M по азимуту α для полной выборки данных с $K_p \geq 8$ и выборок толчков отдельных классов ($K_p = 8$, $K_p = 9$, $K_p = 10$) (а) и роза-диаграмма чисел цепочек умеренных и сильных землетрясений с $K_p = 11$, $K_p = 12$ и $K_p \geq 13$ (б).

Элементарные оценки показывают, что в зоне разлома при двух возможных направлениях миграции вероятность выделения цепочки из трех последовательных во времени случайных толчков достаточно высока ($P = 1/2 \cdot 1/2 = 1/4$). Поэтому для корректного изучения мигрирующей сейсмичности БРЗ по статистике сейсмичности Байкальского региона, районов, участков и активных разломных зон, содержащей в себе случайный пространственно-временной набор землетрясений и детерминированную компоненту мигрирующей сейсмичности, необходимо к полученным результатам применить критерии, по которым уровень сейсмомиграции можно оценить на фоне случайно распределенных землетрясений. Для решения этой проблемы в настоящей работе мы использовали результаты, полученные ранее в рамках имитационной базовой модели мигрирующей сейсмичности [Ключевский, Какоурова, 2016, 2018а; Какоурова, Ключевский, 2017]. В этих работах численными методами определены критерии выделения цепочек землетрясений в эпицентральных полях различной геометрии и структуры распределения толчков. Модель дополняет исследование миграций очагов землетрясений: она позволяет установить критерии сейсмомиграций как превышение на заданном уровне значимости средних чисел цепочек, созданных случайным пространственно-временным распределением толчков. Представленные в виде графиков, таблиц и корреляционных уравнений критерии позволяют оценить уровень цепочек миграции землетрясений в эпицентральной поле сейсмичности Байкальского региона, районов, участков и в зонах разломов. В перспективе это дает возможность получения однородной информации для сопоставления сейсмомиграционной активности различных территорий как характеристики современной геодинамики литосферы, а также поиска предвестника сильного землетрясения.

В настоящей работе при статистической оценке уровня сейсмомиграций относительно псевдомиграций нами используется «индекс сейсмомиграционной активности» (ИСМА). Критерий ИСМА равен отношению числа цепочек землетрясений (M), выделенных среди N землетрясений изучаемой территории круглой или прямоугольной формы определенного размера в заданном секторе допустимой нелинейности (q), к среднему числу цепочек имитационных событий \bar{M} , выделенных при таких же условиях

в поле случайных событий:
$$\text{ИСМА} = \frac{M}{\bar{M} + i\sigma}$$
. Если $\text{ИСМА} > 1$, то в литосфере исследуемой территории

присутствуют сейсмомиграции на уровне значимости $i\sigma$ ($i = 1, 2, 3$). Среднее число цепочек имитационных событий \bar{M} и стандартное отклонение σ вычисляются по данным многократной генерации искусственных выборок из N событий, распределенных описанным выше образом на поверхности площадок круглой или прямоугольной формы; в каждой из генераций цепочки выделяются в заданном секторе допустимой нелинейности q . При определении значений \bar{M} многократные генерации искусственных выборок размером N от 10^2 до 10^5 случайных событий были выполнены так, что суммарное число событий

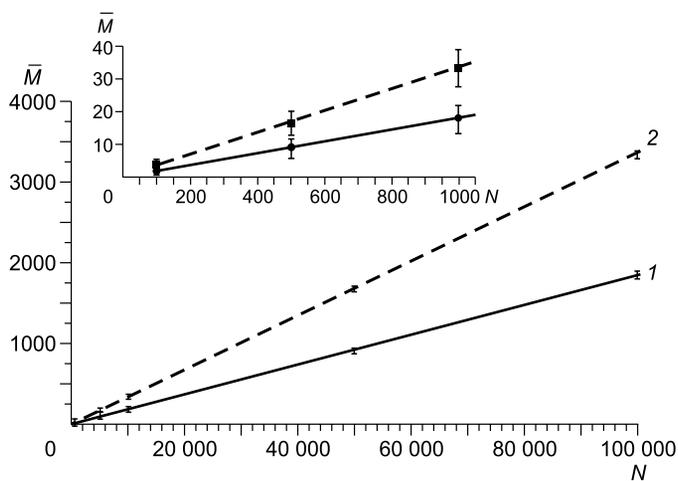


Рис. 5. Графики зависимости $\bar{M}(N)$ для площадок круглой (1) и прямоугольной (2) формы.

Врезка сделана для тысячи событий.

в выборках каждого размера составляло 10^6 событий (от 10^4 до 10 генераций соответственно). В каждой из этих выборок были определены и выделены цепочки событий, затем рассчитаны средние значения \bar{M} и стандартные отклонения σ для набора N и получены графики зависимости $\bar{M}(N)$ для площадок круглой и прямоугольной формы (рис. 5). Видно, что с ростом количества событий N среднее число цепочек \bar{M} возрастает

линейно, разброс данных незначителен, а графики для круглой и прямоугольной площадки отличаются существенно.

Значения ИСМА моделей площадок круглой и прямоугольной формы, рассчитанные для цепочек землетрясений БРЗ в разных диапазонах энергетических классов с учетом 1, 2 и 3 стандартных отклонений, приведены в таблице. Как показано на рис. 4, гистограммы распределения чисел цепочек M по азимуту α имеют в БРЗ нормальный вид с максимумами в азимутах $50\text{--}60^\circ$ и $240\text{--}260^\circ$ для полной выборки данных и по отдельным классам. Такой вид распределения позволяет отдать предпочтение критерию ИСМА, полученному для прямоугольных площадок. Из таблицы 1 видно, что для цепочек землетрясений с $K_p = 10$ и $K_p = 12$ ИСМА ≤ 1 , т.е. сейсмомиграции среди толчков таких классов минимальны. В других диапазонах энергетических классов ИСМА > 1 , т.е. в литосфере БРЗ на трех уровнях значимости в значительной мере присутствуют сейсмомиграции. Для характеристики распределения мигрирующей сейсмичности по территории БРЗ были определены значения ИСМА в квадратных площадках размером 100×100 км² с перекрытием в половину площадки по широте и долготе. На рисунке 6 карта-схема изолиний критерия ИСМА в этих площадках представлена на уровне значимости в одно стандартное отклонение. Видно, что в пределах БРЗ имеются несколько отдельных зон, удовлетворяющих условию ИСМА > 1 . Обращает на себя внимание приуроченность наиболее значительных зон ИСМА > 1 к структурам-аттракторам рифтогенеза (САР) [Ключевский, 2011; Klyuchevskii, 2014] и особенности их расположения: на флангах зоны расположены к востоку от САР, а в центральной части БРЗ — по обе стороны от САР. Такой характер распределения ИСМА указывает, что САР являются источниками региональных деформационных возмущений, проявившихся, в том числе, и в реализации цепочек сейсмомиграций. На крайнем северо-востоке БРЗ в районе р. Олекма имеется зона повышенных ИСМА: она описана ранее как область, формирующая развитие Байкальского рифтогенеза на восток [Ключевский, Демьянович, 2006]. За пределами БРЗ имеется одна зона высоких значений ИСМА в восточной части карты, причина ее возникновения будет выяснена при детальном исследовании групп сейсмических событий — возможно, что в этой зоне цепочки формируются при разнесенных промышленных взрывах [Ключевский и др., 2015]. На уровне значимости в два стандартных отклонения на карте ИСМА остаются три зоны к востоку от трех САР, а на уровне в три стандарта наблюдается только одна зона к востоку от Северо-Муйской САР. На врезке рис. 6 представлены графики изменения ИСМА по годам: имеются четыре интервала времени, в которых сейсмомиграции присутствуют на трех уровнях значимости — это максимумы 1965, 1974, 1983 и 1998 годов. Максимумы ИСМА на рис. 6 отстают от начала квазипериодических активизаций САР на 3—4 года и видно, что максимумы ИСМА и максимумы M на врезке рис. 2 (1992, 1999 гг.) не совпадают во времени.

ОБСУЖДЕНИЕ

Введение критериев, по которым сейсмомиграции можно описать и оценить на фоне случайно распределенных землетрясений, не решает проблемы выделения цепочек миграции землетрясений. При решении этой задачи возникают сложности из-за большого «шума» в данных о сейсмичности, обусловленного многофакторностью причин возникновения и реализации землетрясений. В настоящее время мы не можем определить, какие из выделенных цепочек являются цепочками миграции землетрясений, и по этой причине не можем оценить параметры миграционных возмущений. Небольшие скорости миграций, установленные предшественниками по данным о сильных землетрясениях, обусловлены сверхнизкой частотой и примерно постоянным рекуррентным интервалом реализации таких событий. Для

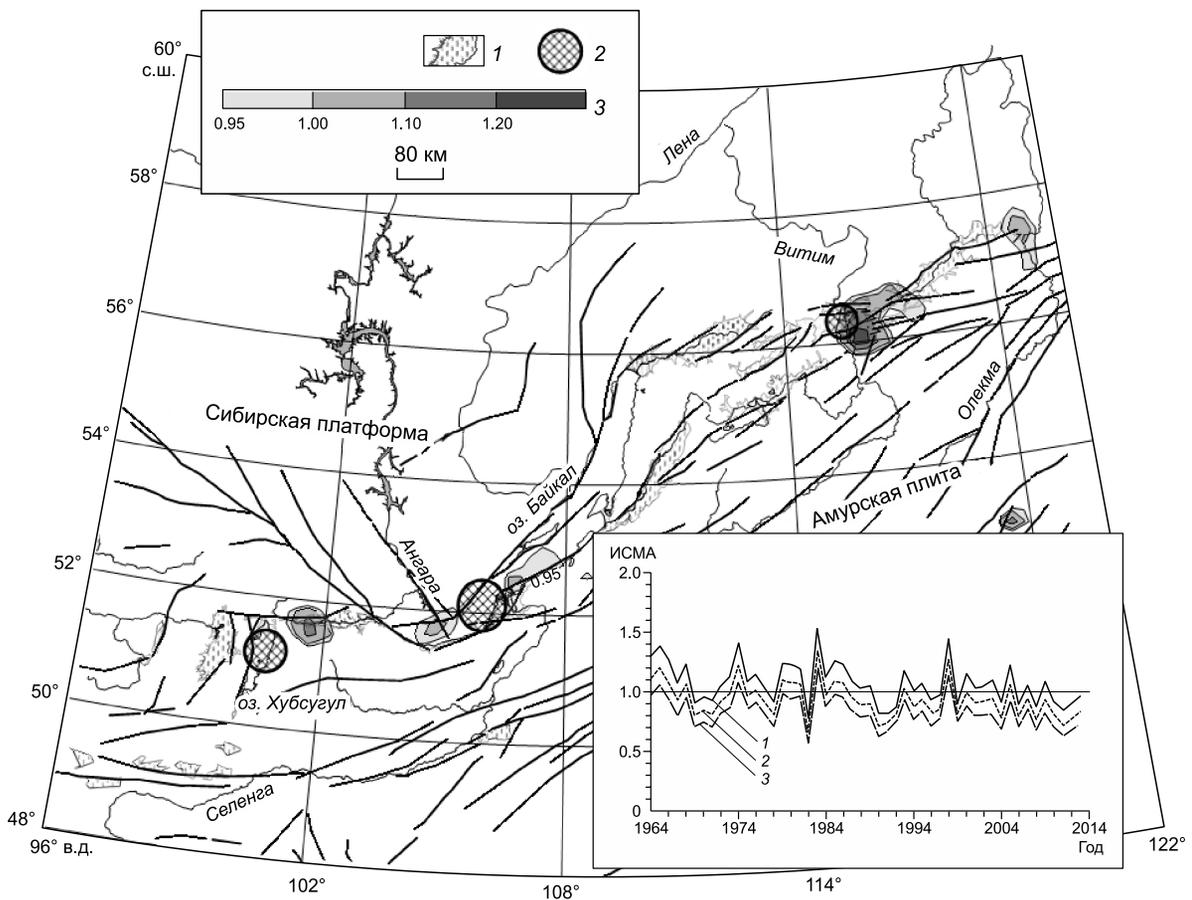


Рис. 6. Карта-схема изолиний критерия ИСМА на уровне значимости в одно стандартное отклонение в площадках размером 100×100 км².

На врезке представлены графики (1, 2, 3) изменения ИСМА по годам на уровне значимости в 1, 2, 3 стандартное отклонение соответственно. 1 — впадины, 2 — структуры-аттракторы рифтогенеза, 3 — шкала изолиний ИСМА. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

слабых землетрясений все гораздо сложнее: так, в Байкальском регионе ежегодно регистрируются 4—5 тыс. землетрясений и при нормальном распределении среднее время между толчками соответствует примерно 30 мин. Если последовательные толчки произошли на расстоянии 900 км, то скорость «перемещения» эпицентров равна $v \approx 0.5$ км/с ($v \approx 1.6 \times 10^7$ км/год); при расстоянии 90 км скорости $v \approx 0.05$ км/с ($v \approx 1.6 \times 10^6$ км/год). На основании этих оценок можно полагать, что у основной массы землетрясений Байкальского региона скорости перемещения эпицентров последовательных толчков формально соответствуют $v \sim 10^6$ — 10^7 км/год, а максимальные скорости будут выше. Минимальные значения скоростей задаются большими интервалами времени между сильными землетрясениями (десятки и сотни лет), произошедшими на одном разломе, допустим длиной $l \approx 200$ км ($v \approx 200/10 \approx 20$ км/год или $v \approx 200/100 \approx 2$ км/год).

Нами выполнена попытка решить задачу выделения цепочек миграции землетрясений через скорости перемещения последовательных эпицентров в цепочках землетрясений БРЗ [Ключевский, Какорува, 20186]. Мы искали значимые отклонения от нормального распределения скоростей, обусловленные каким-либо детерминированным геофизическим фактором-воздействием, способным систематически формировать цепочки землетрясений и нарушать нормальность распределения. С этой целью были исследованы распределения параметров v (скорость), l (расстояния) и t (время) между землетрясениями для различных диапазонов энергетических классов толчков в цепочках и в выборках землетрясений БРЗ за 1964—2013 гг. Получены новые интересные результаты, но попытка разделить сейсмомиграции и псевдомиграции на основе скоростей перемещения эпицентров толчков в цепочках землетрясений БРЗ пока не увенчалась успехом. Возможно, что более детальный анализ структуры распределения скоростей в зонах разломов позволит получить информацию, способствующую разрешению этой задачи. В целом нужно искать какие-то параметры и характеристики геофизических и геодинамических

процессов, физически обоснованно отражающие явление «миграции» очагов землетрясений. В качестве одного из них можно рассмотреть условие квазипостоянства скоростей перемещения эпицентров толчков в цепочках землетрясений, обусловленное неизменной скоростью распространения деформационного фактора-воздействия.

Установленные в работе связи параметра ИСМА с расположением и активизациями САР детерминируют САР как источники деформации в литосфере БРЗ и дают возможность в перспективе выполнить детальный анализ структуры распределения цепочек землетрясений в окрестностях САР при их активизациях; это будет способствовать решению задачи выделения цепочек миграции землетрясений. Восточное и северо-восточное расположение зон ИСМА относительно САР указывает, что развитие сейсмического процесса в виде цепочек миграции землетрясений происходит преимущественно в этих направлениях, совпадающих с ориентацией оси максимального горизонтального сжатия в литосфере БРЗ. Временной лаг между активизациями САР и максимумами ИСМА в 3—4 года позволяет в первом приближении оценить фазовую скорость распространения медленного деформационного возмущения величиной около 250—300 км/год, групповая скорость зависит, вероятно, от расположения территории и от величины энергетического класса используемых в анализе землетрясений. При оценке фазовой скорости принято, что возмущение захватывает половину БРЗ (примерно 1000 км), постепенно формируя на этой территории миграционные цепочки, максимумы чисел которых отражены на рис. 6 и смещены относительно начала активизации на 3—4 года.

До настоящего времени конкретного определения медленных деформационных волн не дано и большинство исследователей считают, что в нагруженной литосфере генерируются возмущения, которые имеют волновую природу и, распространяясь, воздействуют на геосреду, геофизические поля и процессы. Усилия исследователей в большей степени пока направлены на экспериментальное обоснование существования медленных деформационных волн и выяснение их возможной роли в процессах миграции геодинамических процессов и триггерных сейсмоактивизаций на основе методов статической обработки данных сейсмических наблюдений. Известные теоретические попытки объяснения возможных свойств медленных волн в геосредах базируются на привлечении уравнений в частных производных переноса (диффузии) и уравнений \sin -Гордона. Эти уравнения не связаны с деформационными процессами и эволюцией НДС и по этой причине не могут прояснить физической сути сложных деформационных явлений нагружаемой прочной среды [Макаров и др., 2018]. Современное представление о физической природе медленных деформационных волн в геосредах формируется на основе синергетического подхода: фронты волн в различных материалах и геосредах трактуются как автоволновые процессы, обусловленные неустойчивостью нагруженной неоднородной среды, ее кооперативным откликом и параметрическим возбуждением [Быков, 2005; Кузьмин, 2012]. В работах Л.Б. Зуева с коллегами [Зуев, Данилов, 2003; Зуев, 2006] динамика и физическая природа медленных деформационных возмущений в малых образцах изучалась на пластичных металлах и образцах горных пород. Показано, что медленные деформационные фронты в пластичных металлах и образцах горных пород также имеют автоволновую природу. Предполагается [Макаров, Перышкин, 2016], что автоволны в малых образцах пластичного материала и медленные деформационные автоволновые движения в геосредах — это схожие по физической природе кооперативные деформационные процессы, которые отражают явление самоорганизации среды при деформационных процессах, происходящих на разных масштабных уровнях. Они проявляют себя как фронты деформаций и/или повреждений разных масштабов, распространяются с малыми скоростями в нагруженной неустойчивой среде, а широкий спектр наблюдаемых пространственно-временных вариаций автоволн деформаций обусловлен многомасштабной фрактально-блочной организацией твердых тел и геосред. Предполагается, что медленные деформационные фронты в малых образцах имеют ту же физическую природу, что и в геосредах, в силу масштабной инвариантности и самоподобия процессов деформации и разрушения. Один из главных итогов этих работ состоит в том, что особенности физического состояния вещества и поведения на микро- и мезоуровнях проявляются макроскопически при нелинейных процессах и для этих близких по генезису процессов могут быть предложены адекватные математические модели.

Нелинейные волновые свойства «геофизической» литосферы, имеющей разломно-блочное строение и сложную реологию [Садовский и др., 1987], можно описать с привлечением нелинейных дифференциальных уравнений, и в последнее время в математических моделях развивается идея, что медленные деформационные волны являются солитонами, которые способны наиболее эффективно переносить и перераспределять энергию в нагружаемой упругопластической среде. На основании этой гипотезы ряд авторов предлагают выполнить математическое моделирование динамики разломных зон и сопутствующих деформационных и сейсмических эффектов на применении как классического уравнения \sin -Гордона, так и различных вариантов возмущенного уравнения \sin -Гордона [Николаевский, 1995; Majewski, 2006; Викулин и др., 2016; Быков, 2018]. Рассмотрение нагруженной геосреды как многомасштабной нелинейной динамической системы позволило описать наблюдаемые эффекты эволюции НДС,

включая генерацию медленных деформационных автоволн на математической базе механики деформируемого твердого тела [Макаров, Перышкин, 2016]. Отмечено, что процесс генерации медленных волн деформации является кооперативным самосогласованным деформационным откликом на внешнее воздействие нагружаемой среды как нелинейной динамической системы, обладающей свойством самоорганизированной критичности. Взаимодействия медленных деформационных фронтов, сгенерированных как в пластичной среде (фронты Людерса), так и в хрупких образцах демонстрируют свойства солитонов — движущиеся навстречу друг другу автоволновые фронты взаимодействуют как упругие частицы. Деформационные фронты могут двигаться с переменной скоростью, пропорциональной скорости нагружения, и останавливаться, формируя полосы локализованной деформации. Подобное поведение волновых возмущений в виде солитонов дают решения уравнений \sin -Гордона. Сама гипотеза, что медленные деформационные фронты могут обладать свойствами солитонов, чрезвычайно плодотворна и может существенно продвинуть исследователей в понимании условий генерации деформационных волн и их возможных свойств. Обычно скорость солитонов велика — на порядки выше наблюдаемых медленных деформационных возмущений и, скорее всего, подобные деформационные возмущения являются автосолитонами [Макаров и др., 2018]. Можно отметить, что в нашем исследовании прослеживаются некоторые аналогии со свойствами солитонов: появление и исчезновение цепочек сейсмомиграций во времени, связанные с изменениями НДС при активизациях САР; приуроченность цепочек к областям максимальных напряжений и деформаций [Ключевский, Демьянович, 2002; Ключевский, 2005; Гольдин и др., 2006].

Медленные деформационные движения генерируются в геосреде различными динамическими воздействиями природного и техногенного происхождения [Псахье и др., 2001]. Проведенные нами исследования показывают, что доминирующие силовые воздействия, создаваемые САР на территории Монголо-Байкальского региона [Ключевский, 2014; Ключевский, 2018], находят отражение через параметры сейсмичности и сейсмических источников в преимущественно медленной динамике. Каковы конкретные характеристики воздействий в литосфере БРЗ можно будет определить, выделив цепочки миграции землетрясений в окрестностях САР, и чтобы решить эту задачу следует перейти к детальному анализу мигрирующей сейсмичности в зонах отдельных разломов. Для этого нужно увеличить число используемых землетрясений за счет расширения диапазона слабых толчков. Исследование следует дополнить раздельно для фоновой и группирующейся сейсмичности [Ключевский и др., 2015], так как толчки в группах, по сути, являются связанными событиями.

Переходные релаксационные процессы в геолого-геофизической среде находят отражение в направленных «перемещениях» очагов землетрясений, и одной из основных задач статистического исследования сейсмичности является изучение этих процессов в проявлениях мигрирующей сейсмичности. Для решения этой задачи необходимо дальнейшее развитие и совершенствование методики определения и выделения квазилинейных цепочек землетрясений, являющихся атрибутом и свойством мигрирующей сейсмичности. В отличие от единичных сейсмических событий, отражающих в целом стохастичность дискретной сейсмичности, цепочки землетрясений являются важным геоинформационным репером в пространственно-временном распределении землетрясений. Они могут быть с высокой степенью достоверности выделены на заданном уровне значимости и проинтерпретированы как статистические ансамбли. Этот другой уровень организации сейсмичности, как и сильные землетрясения, характеризует строения геосреды и системные свойства сейсмогенеза и современной геодинамики в обобщенном виде. Цепочки землетрясений как свойство мигрирующей сейсмичности будут играть важную роль при изучении НДС среды в очаговой зоне сильного землетрясения и в зонах разломов и могут быть использованы для целей средне- и краткосрочного прогноза сильных землетрясений.

Разработанные методики, реализованные программы и полученные результаты закладывают теоретическую и практическую основу технологии изучения миграции очагов землетрясений на различных иерархических уровнях литосферы БРЗ. Методики разработаны на основании имеющихся представлений о «миграциях» очагов землетрясений в разломно-блочной литосфере и в целом ориентированы на определение и выделение цепочек землетрясений в зонах отдельных разломов. Это позволяет в будущем провести детальное формализованное статистическое исследование пространственно-временных и энергетических закономерностей явления миграций очагов землетрясений в зонах основных сейсмоактивных разломов. Особый интерес вызывает возможность получения и анализа материалов по миграционным цепочкам в зонах разломов с целью прогноза сильных землетрясений во второй (лавинное взаимодействие трещин) и третьей (неустойчивости) стадиях лавинно-неустойчивого трещинообразования. Модель ЛНТ разработана в начале семидесятых годов прошлого века [Мячкин и др., 1975], а предпосылками ее возникновения являются положения механики разрушения твердых тел и кинетической концепции прочности [Журков, 1968]. Согласно модели, узкая зона неустойчивой деформации выделяется повышенной концентрацией разрывов, которые, по сути, представляют собой поверхность будущего магистрального разрыва (очага землетрясения), формируемого путем вспарывания перемычек между

крупными трещинами. Важно то, что подобный процесс протекает самоподобно на разных масштабных уровнях, т. е. крупный магистральный разрыв готовится аналогичными актами образования более мелких разрывов, объединенных, возможно, цепочками миграций слабых землетрясений. Серия проведенных лабораторных работ по моделированию процесса подготовки очага макроразрушения [Соболев, 1993; Соболев, Пономарев, 2003] подвергла модель ЛНТ тщательной проверке, и большинство прогнозистических признаков получили экспериментальное подтверждение. Полученные практические результаты настоящей работы указывают на возможность проверки формирования очага сильного землетрясения в литосфере БРЗ с реализацией цепочек слабых и умеренных толчков в зоне соответствующего разлома.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе применена формализованная методика статистического азимутального анализа сейсмологических данных, представленных в формате стандартного каталога землетрясений, позволяющая определить и выделить цепочки землетрясений на различных уровнях иерархии литосферы. При тестировании методики определены и выделены все модельные цепочки различной длины, вставленные в массивы исходных данных, а также значительное число цепочек землетрясений и цепочек имитационных случайных событий. Методика определения и выделения цепочек землетрясений применена к материалам «Каталога землетрясений Прибайкалья». По данным о 52 700 землетрясениях с энергетическим классом $K_p \geq 8$, произошедших в литосфере БРЗ за 1964—2013 годы, при угловом секторе азимутального анализа $q = 10^\circ$ определены и выделены 2143 цепочки землетрясений. Анализ пространственно-временного и энергетического распределения цепочек землетрясений показывает связь чисел выделенных цепочек с пространственно-временной плотностью толчков. Максимальное число цепочек выделено среди слабых толчков, с ростом K_p число цепочек уменьшается по закону повторяемости землетрясений. Азимуты цепочек землетрясений соответствуют простиранию зон основных сейсмогенных разломов БРЗ, а гистограммы распределения чисел цепочек M по азимуту α имеют нормальный вид с максимумами в $50\text{—}60^\circ$ и $240\text{—}260^\circ$. С целью изучения мигрирующей сейсмичности БРЗ получены карты-схемы распределения индекса сейсмомиграционной активности (ИСМА) по территории и графики изменений по годам. Установлено, что локальные зоны ИСМА > 1 проявляются на трех уровнях значимости в непосредственной близости к структурам-аттракторам рифтогенеза, а на остальной территории БРЗ сейсмомиграции статистически не очевидны. Значения ИСМА > 1 на трех уровнях значимости выделены через 3—4 года после активизаций САР, что позволяет оценить фазовую скорость распространения медленного деформационного возмущения величиной около 250—300 км/год. Полученные результаты указывают на непосредственную связь мигрирующей сейсмичности БРЗ с расположением и активизациями САР и позволяют сделать вывод, что САР являются источниками региональных деформационных возмущений, проявившихся в реализации цепочек сейсмомиграций.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты 14-05-00308_а, 17-57-44006), РФФИ и МОКНСМ в рамках научного проекта № 20-55-44011.

ЛИТЕРАТУРА

Бот М. О проблеме предсказания землетрясений // Предсказание землетрясений. М., Мир, 1968, с. 9—20.

Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1176—1190.

Быков В.Г. Предсказание и наблюдение деформационных волн Земли // Геодинамика и тектонофизика, 2018, т. 9, № 3, с. 721—754, doi:10.5800/GT-2018-9-3-0369.

Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский, КОМСИП ГС РАН, 2003, 150 с.

Викулин А.В., Долгая А.А., Герус А.И. О волновом геодинамическом процессе в рамках модели блоковой геосреды коры // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». М., ИФЗ РАН, 2016, т. 1, с. 451—455.

Вилькович Е.В., Губерман Ш.А., Кейлис-Борок В.И. Волны тектонических деформаций на крупных разломах // Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 1, с. 77—80.

Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика, 2002, т. 5, № 5, с. 5—22.

Гольдин С.В., Суворов В.Д., Макаров П.В., Стефанов Ю.П. Структура и напряженно-деформированное состояние литосферы Байкальской рифтовой зоны в модели гравитационной неустойчивости // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1094—1105.

- Губерман Ш.А.** D-волны и землетрясения. Теория и анализ сейсмических наблюдений // Вычислительная сейсмология, 1979, № 12, с. 158—188.
- Демьянович В.М., Ключевский А.В.** Разломы и очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой зоны: углы падения поверхностей смещения // ДАН, 2018а, т. 479, № 5, с. 536—541, doi: 10.7868/S0869565218110130.
- Демьянович В.М., Ключевский А.В.** Модель сейсмичности и ее характеристики в аддитивной разломной зоне // Солнечно-земные связи и геодинамика Байкало-Монгольского региона: результаты многолетних исследований и научно-образовательная политика (к 100-летию ИГУ). Иркутск, Изд-во Иркут. ун-та, 2018б, с. 96—97.
- Демьянович В.М., Демьянович М.Г., Ключевский А.В.** Основные разломы Байкальской рифтовой зоны и формируемая ими сейсмичность // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Иркутск, 2007, т. 1, с. 108—116.
- Журков С.Н.** Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестник АН СССР, 1968, № 3, с. 46—52.
- Зуев Л.Б.** О волновом характере пластического течения. Макроскопические автоволны локализации деформации // Физическая мезомеханика, 2006, т. 9, № 3, с. 47—54.
- Зуев Л.Б., Данилов В.И.** Медленные автоволновые процессы при деформации твердых тел // Физическая мезомеханика, 2003, т.6, № 1, с. 75—94.
- Какоурова А.А., Ключевский А.В.** Имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности: зона разлома // Вестник ИрГТУ, 2017, т. 21, № 6 (125), с. 49—59, doi:10.21285/1814-3520-2017-6-49-59.
- Какоурова А.А., Ключевский А.В.** База данных цепочек землетрясений Байкальской рифтовой зоны «BRZ_Earthquake_Chains». Номер регистрации (свидетельства): 2018621789. Дата регистрации: 14.11.2018.
- Касахара К.** Механика землетрясений. М., Мир, 1985, 264 с.
- Ключевский А.В.** Особенности современных геодинамических процессов в литосфере Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника, 2005, № 3, с. 23—37.
- Ключевский А.В.** Напряжения и сейсмичность на современном этапе эволюции литосферы Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли, 2007, № 12, с. 14—26, doi:10.1134/S1069351307120026.
- Ключевский А.В.** Структуры-аттракторы рифтогенеза в литосфере Байкальской рифтовой системы // ДАН, 2011, т. 437, № 2, с. 249—253, doi: 10.1134/S1028334X11030135.
- Ключевский А.В.** Фокальные параметры сильных землетрясений Прибайкалья: основные закономерности // ДАН, 2014, т. 457, № 4, с. 466—470, doi: 10.7868/S0869565214220204.
- Ключевский А.В.** Особенности сейсмогеодинамики литосферы Монголии // Физическая мезомеханика, 2018, т. 21, № 2, с. 118—131.
- Ключевский А.В., Демьянович В.М.** Сейсмодетформированное состояние земной коры Байкальского региона // ДАН, 2002, т. 382, № 6, с. 816—820.
- Ключевский А.В., Демьянович В.М.** Напряженно-деформированное состояние литосферы северо-восточного фланга Байкальского региона по данным о сейсмических моментах землетрясений // Вулканоология и сейсмология, 2006, № 2, с. 65—78.
- Ключевский А.В., Зуев Ф.Л.** Структура поля эпицентров землетрясений Байкальского региона // ДАН, 2007, т. 415, № 5, с. 682—687, doi: 10.1134/S1028334X07060268.
- Ключевский А.В., Какоурова А.А.** Имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности // Вестник ИГТУ, 2016, № 8 (115), с. 74—84, doi: 10.21285/1814-3520-2016-8-74-84.
- Ключевский А.В., Какоурова А.А.** Основные критерии выделения цепочек землетрясений в литосфере Байкальского региона // Изв. ИРГУ, Серия науки о Земле, 2018а, т. 23, с. 64—73, <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2018.23.64>.
- Ключевский А.В., Какоурова А.А.** Скорости «перемещения» эпицентров в цепочках землетрясений Байкальского региона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2018б, вып. 16, с. 118—119.
- Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А., Зуев Ф.Л., Какоурова А.А., Черных Е.Н., Брыжак Е.В.** Группирующаяся сейсмичность Прибайкалья // Актуальные проблемы науки Прибайкалья. Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 2015, с. 139—143.
- Ключевский А.В., Какоурова А.А., Ключевская А.А., Демьянович В.М., Черных Е.Н.** Патент на изобретение № 2659334. Способ определения цепочек землетрясений в эпицентральной зоне сейсмичности. Зарегистрировано в Государственном реестре изобретений Российской Федерации 29 июля 2018 г. Бюллетень № 19.

- Кузьмин Ю.О.** Деформационные автоволны в разломных зонах // Физика Земли, 2012, № 1, с. 3—19.
- Левина Е.А., Ружич В.В.** Изучение миграций сейсмической активности с помощью построения пространственно-временных диаграмм // Геодинамика и тектонофизика, 2015, т. 6, № 2, с. 225—240.
- Лобацкая Р.М.** Структурная зональность разломов. М., Недра, 1987, 128 с.
- Логачев Н.А.** История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (5), с. 391—406.
- Лукк А.А.** Пространственно-временные последовательности слабых землетрясений Гармского района // Физика Земли, 1978, № 2, с. 25—37.
- Макаров П.В., Перышкин А.Ю.** Моделирование «медленных движений» — автоволн неупругой деформации в пластичных и хрупких материалах и средах // Физическая мезомеханика, 2016, т. 19, № 2, с. 32—46.
- Макаров П.В., Хон Ю.А., Перышкин А.Ю.** Медленные деформационные фронты. Модель и особенности распространения // Геодинамика и тектонофизика, 2018, т. 9, № 3, с. 755—769, doi:10.5800/GT-2018-9-3-0370.
- Маламуд А.С., Николаевский В.Н.** Периодичность Памиро-Гиндукушских землетрясений и тектонические волны в субдукцированных литосферных плитах // Докл. АН СССР, 1983, т. 269, № 6, с. 1075—1078.
- Мишарина Л.А., Солоненко А.В.** Влияние блоковой делимости земной коры на распределение сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // Сейсмичность Байкальского рифта. Прогностические аспекты. Новосибирск, Наука, 1990, с. 70—78.
- 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.
- Невский М.В., Артамонов А.М., Ризниченко О.Ю.** Волны деформаций и энергетика сейсмичности // Докл. АН СССР, 1991, т. 318, № 2, с. 316—320.
- Николаевский В.Н.** Математическое моделирование уединенных деформационных и сейсмических волн // ДАН, 1995, т. 341, № 3, с. 403—405.
- Новопашина А.В.** Методика выявления миграций сейсмической активности Прибайкалья средстами ГИС // Геоинформатика, 2013, № 1, с. 33—36.
- Псахье С.Г., Ружич В.В., Смекалин О.П., Шилько Е.В.** Режимы отклика геологических сред при динамических воздействиях // Физическая мезомеханика, 2001, т. 4, № 1, с. 67—71.
- Рихтер Ч.** Элементарная сейсмология. М., Изд-во иностр. лит., 1963, 670 с.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.** Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М., Наука, 1987, 101 с.
- Соболев Г.А.** Основы прогноза землетрясений. М., Наука, 1993, 313 с.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В.** Физика землетрясений и предвестники. М., Наука, 2003, 270 с.
- Уломов В.И.** Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли, 1993, № 4, с. 43—53.
- Шерман С.И.** Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы // Геодинамика и тектонофизика, 2013, т. 4, № 2, с. 83—117, <https://doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093>.
- Шерман С.И., Горбунова Е.А.** Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физическая мезомеханика, 2008, т. 11, № 1, с. 115—122.
- Vox G.E.P., Muller M.E.A.** Note on the generation of random normal deviates // Ann Math. Stat., 1958, v. 29, № 2, p. 610—611.
- Golenetsky S.I.** Problems of seismicity of the Baikal rift zone // J. Geodyn., 1990, v. 11, p. 293—307.
- Klyuchevskii A.V.** Rifting attractor structures in the Baikal rift system: location and effects // J. Asian Earth Sci., 2014, v. 88, p. 246—256, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.03.009>.
- Majewski E.** Rotational energy and angular momentum of earthquakes // Eds. R. Teisseyre, E. Majewski, M. Takeo // Earthquake source asymmetry, structural media and rotation effects. Berlin, Heidelberg, Springer, 2006, p. 217—225, https://doi.org/10.1007/3-540-31337-0_16.
- Mogi K.** Migration of seismic activity // Bull. Earthquake Res. Inst., 1968, v. 46, p. 53—74.
- <http://www.seis-bykl.ru> Байкальский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук»