

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ КРУПНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ АКТИВИЗАЦИЙ (1999–2007 гг.) В СЕВЕРНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ

В.И. Мельникова^{1,2}, А.И. Середкина^{1,3}, Н.А. Гилева²

¹Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

²Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

³Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, 108840, Москва, Троицк, Россия

Рассмотрены сценарии развития крупных сейсмических активизаций, произошедших на территории Северного Прибайкалья в 1999–2007 гг. На основе карт плотности эпицентров землетрясений установлено, что каждая активизация представляет собой отдельную группу толчков (кластер), масштаб и пространственно-временное развитие которой тесно связано с характером напряженно-деформированного состояния земной коры. Оценки тензора сейсмического момента сильных землетрясений в кластерах показали, что самые многочисленные из них формируются в рифтовом поле напряжений. По мере удаления от условной оси Байкальского рифта на юго-восток это поле претерпевает перестройку, связанную с усилением роли сжимающих напряжений со стороны Забайкалья. Одновременно понижается численность и энергетический уровень группирующихся сейсмических событий. В целом исследуемые сейсмические активизации подтвердили мелкомасштабную блоковую структуру земной коры Северного Прибайкалья и отразили основные черты современного геотектонического развития района, относящегося к смежной морфоструктурной зоне, где основная часть фрагментов вовлечена в рифтовый тип развития, а другая претерпевает перестройку с активизацией блоковых движений положительного знака. Полученные результаты следует учитывать при оценке сейсмической опасности рассматриваемой территории.

Сейсмические активизации, кластеризация землетрясений, тензор сейсмического момента, разломно-блоковая структура земной коры.

SPATIO-TEMPORAL PATTERNS OF THE DEVELOPMENT OF STRONG SEISMIC ACTIVATIONS (1999–2007) IN THE NORTHERN BAIKAL AREA

V.I. Mel'nikova, A.I. Seredkina, and N.A. Gileva

The development of strong seismic activations in the northern Baikal area in 1999–2007 is considered. Based on maps of earthquake epicenter density, it has been shown that each activation is a separate group of seismic shocks (a cluster), whose scale and spatio-temporal pattern depend strongly on the stress-strain state of the crust. Estimates of seismic-moment tensors for strong earthquakes within the clusters demonstrate that the most numerous groups of shocks form in the rift stress field. With moving away to the southeast from the conventional axis of the Baikal rift, this field changes under amplification of the compressional stresses in Transbaikalia. Simultaneously, we observe a decrease in the number of seismic events and in their energy level. Totally, the considered seismic activations prove the small-scale block structure of the crust in the northern Baikal area and reflect the main features of the modern geotectonic development of this area related to the adjacent morphostructural zone, where most of fragments are involved in rifting and the other are affected by the activation of positive-sign block movements. The obtained results should be taken into account in the assessment of the seismic hazard of the studied territory.

Seismic activations, clustering of earthquakes, seismic-moment tensor, fault–block structure of the crust

ВВЕДЕНИЕ

Район Северного Прибайкалья относится к центральному сегменту Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и характеризуется высокой сейсмической активностью (рис. 1). Отличительной чертой этой части рифта является мозаичная структура эпицентрального поля землетрясений и отсутствие достаточно сильных ($M_w \geq 6.5$) сейсмических событий за более чем 60-летний период инструментальных наблюдений.

Однако, как показывают палеосейсмогеологические данные [Новый каталог..., 1977; Сейсмическое районирование..., 1977; Хромовских и др., 1978; Геология..., 1985; Чипизубов, Столповский, 2003; Чипизубов и др., 2009; Смекалин и др., 2010, 2011], крупные разломные структуры, ограничивающие

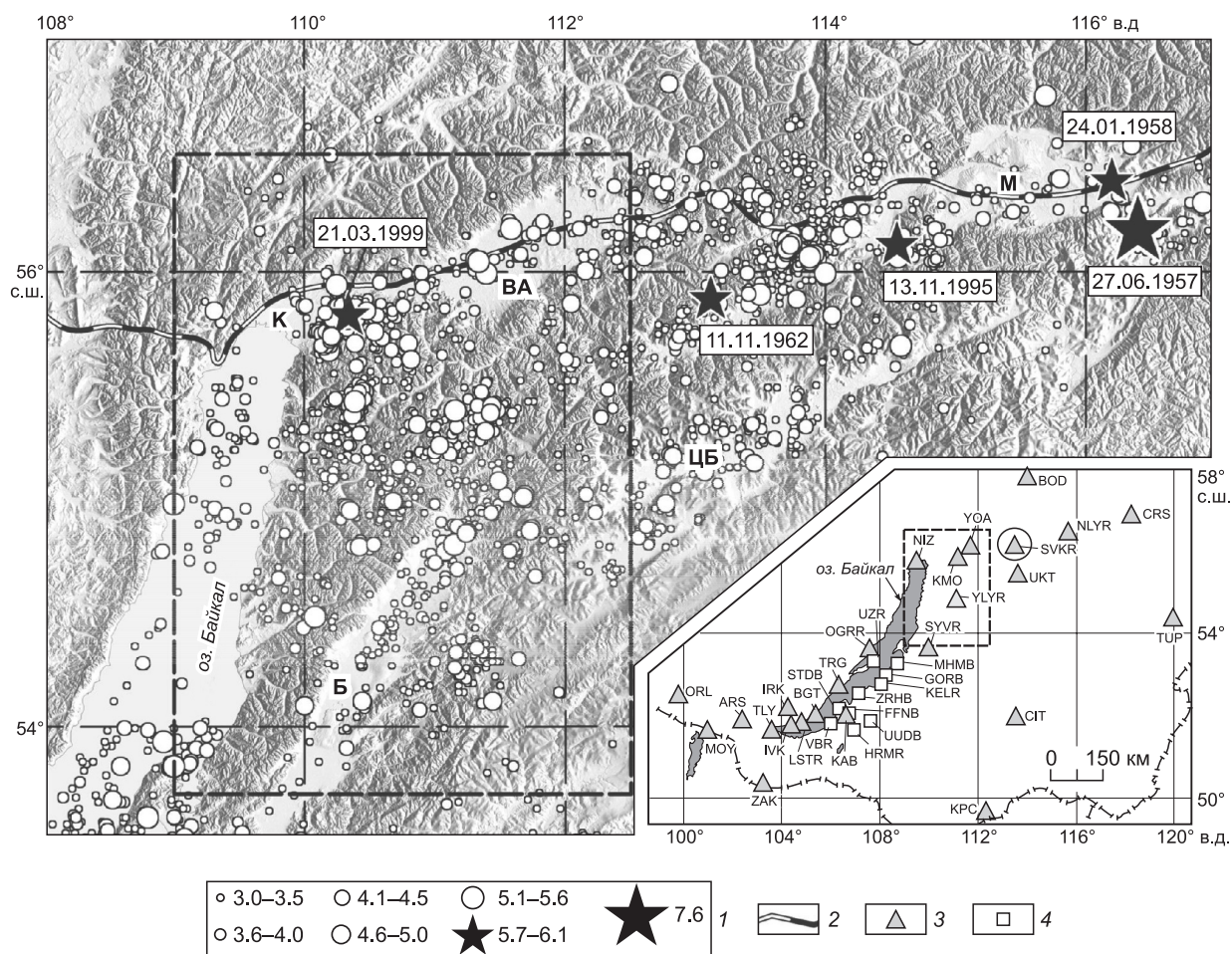


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений с $M \geq 3$ ($K_p \geq 10$, по Т.Г. Раутиан) Северного Прибайкалья за период 1953—2017 гг.

Район исследования выделен штриховым контуром. 1 — эпицентры землетрясений различных магнитуд, для событий с $M \geq 5.7$ указаны даты (число, месяц, год); 2 — Байкало-Амурская магистраль; 3, 4 (см. врезку) — региональные сейсмические станции Байкальского (3) и Бурятского (4) филиалов ФИЦ ЕГС РАН (состояние сети на 2012 г.), область локализации локальных станций в Северо-Муйском районе выделена окружностью; впадины рифтового типа: К — Кичерская, БА — Верхнеангарская, Б — Баргузинская, М — Муйская, ЦБ — Цыпа-Баунтовская.

Кичерскую, Верхнеангарскую и Баргузинскую впадины, обладают высоким сейсмическим потенциалом. Именно с ними связано несколько древних землетрясений ($M \sim 7-8$) возрастом от первых сотен до десятков тысяч лет (рис. 2).

Несмотря на хорошую изученность региона методами геологии, геофизики и геодезии [Крылов и др., 1981; Геология..., 1983, 1984, 1985; Delvaux et al., 1995; Calais et al., 1998, 2003; Lesne et al., 2000; Suvorov et al., 2002; Яковлев и др., 2007; Мельникова, Радзиминович, 2007; Seredkina et al., 2016; Середкина и др., 2018; Середкина, Соловей, 2018], объединить полученные результаты в рамках одной модели, объясняющей своеобразие поля эпицентров землетрясений, до сих пор достаточно сложно ввиду разнородности имеющейся информации. Это затрудняет объективную оценку сейсмической опасности территории, где располагаются важные гражданские и промышленные объекты, среди которых особое значение имеет трасса Байкало-Амурской магистрали (см. рис. 1) и горно-обогатительные комбинаты Северо-Байкальского рудного района [Нефедьев, 2011; Гордиенко и др., 2014]. В связи с этим в настоящее время остается актуальной задача выявления сейсмических и геодинамических особенностей Северного Прибайкалья. Решению этой задачи может способствовать анализ постоянно пополняемой базы сейсмологических данных. Очевидно, что их качество напрямую зависит от количества и аппаратного обеспечения сейсмических станций.

В регионе Прибайкалья и Забайкалья с 1962 по 1998 г. действовало более 20 сейсмостанций, оснащенных аналоговой аппаратурой. В период с 1977 по 1993 г. эта сеть была дополнена шестью локаль-

Рис. 2. Геолого-структурная схема Северного Прибайкалья, по [Геология..., 1983; Лунина и др., 2010].

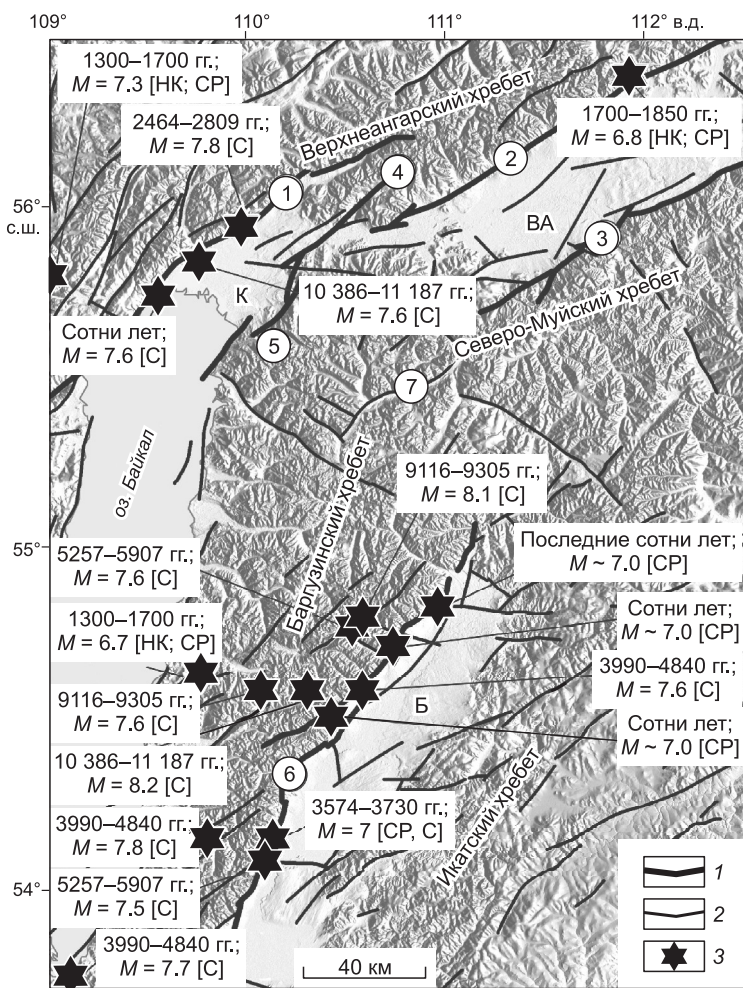
Региональные разломы, активные в кайнозое: 1 — межблоковые (цифры в кружках: 1 — Кичеро-Мамский, 2 — Верхнеангарский, 3 — Северомуйский, 6 — Баргузинский); 2 — внутриблоковые (4 — Дзелиндинский, 5 — Акуликанский; 7 — Светлинский); 3 — эпицентр палеоземлетрясения с указанием возраста, магнитуды и источника (НК — [Новый каталог..., 1977], СР — [Сейсмическое районирование..., 1977], С — [Смекалин и др., 2011]. Усл. обозн. рифтовых впадин см. на рис. 1.

ными станциями также с аналоговой регистрацией землетрясений, расположенными в Северо-Муйском районе. Переоснащение всех региональных станций цифровой короткопериодной аппаратурой началось с 1998 г. Примерно в это же время Бурятский филиал ГС СО РАН установил в районе Центрального Прибайкалья 10 цифровых сейсмических станций (ЦСС). В общей сложности в течение 1999—2012 гг. регистрации региональных землетрясений осуществляли 35 стационарных ЦСС (см. врезку к рис. 1) [Масальский и др., 2014]. По стечению обстоятельств в 1999—2007 гг. в районах Кичерской и Верхнеангарской впадин, а также в горных массивах Баргузинского и Икатского хребтов произошли самые крупные за весь период инструментальных наблюдений серии сейсмических толчков. Это демонстрируют карты плотности эпицентров землетрясений (рис. 3), построенные по представительным энергетическим классам ($K_p \geq 7.0$) за периоды 1962—1998 гг. и 1999—2012 гг., а также уровни графиков повторяемости сейсмических событий (рис. 4), показавшие резкое возрастание их количества во втором периоде.

Появление в районе Северного Прибайкалья крупных сейсмических активизаций позволило детально изучить их пространственно-временное развитие и действующие при этом поля напряжений. Цель такого исследования — определение степени отражения в современной сейсмичности структурных взаимоотношений и сеймотектонических особенностей области сочленения БРЗ с ее юго-восточным обрамлением, что важно для оценки сейсмической опасности этого сейсмоактивного района.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Земная кора в Северном Прибайкалье на протяжении длительного времени подвергалась интенсивному деформированию вследствие приуроченности к активнейшему фрагменту краевого шва между консолидированным кратоном Сибирской платформы и БРЗ. Соответственно, в геологической истории развития района разрывные нарушения играют важнейшую роль. Так, большая часть докайнозойских разломов, характеризуясь сложной морфологией, активизировалась в кайнозое, что повлияло на формирование современной структуры земной коры [Геология..., 1983]. К примеру, из региональных межблоковых докайнозойских структурных нарушений первого порядка, имеющих значительную протяженность в основном в северо-восточном направлении и разграничивающих крупные блоки земной коры, высокой активностью в кайнозое характеризовались Кичеро-Мамский, Верхнеангарский, Баргузинский и Северомуйский разломы. Кайнозойскую активизацию испытала и большая часть внутриблоковых региональных разрывов северо-восточного (Дзелиндинский) и северо-западного (Акуликанский, Акуликанский) простираний, относящихся к более низкому иерархическому уровню (см. рис. 2). Как правило,



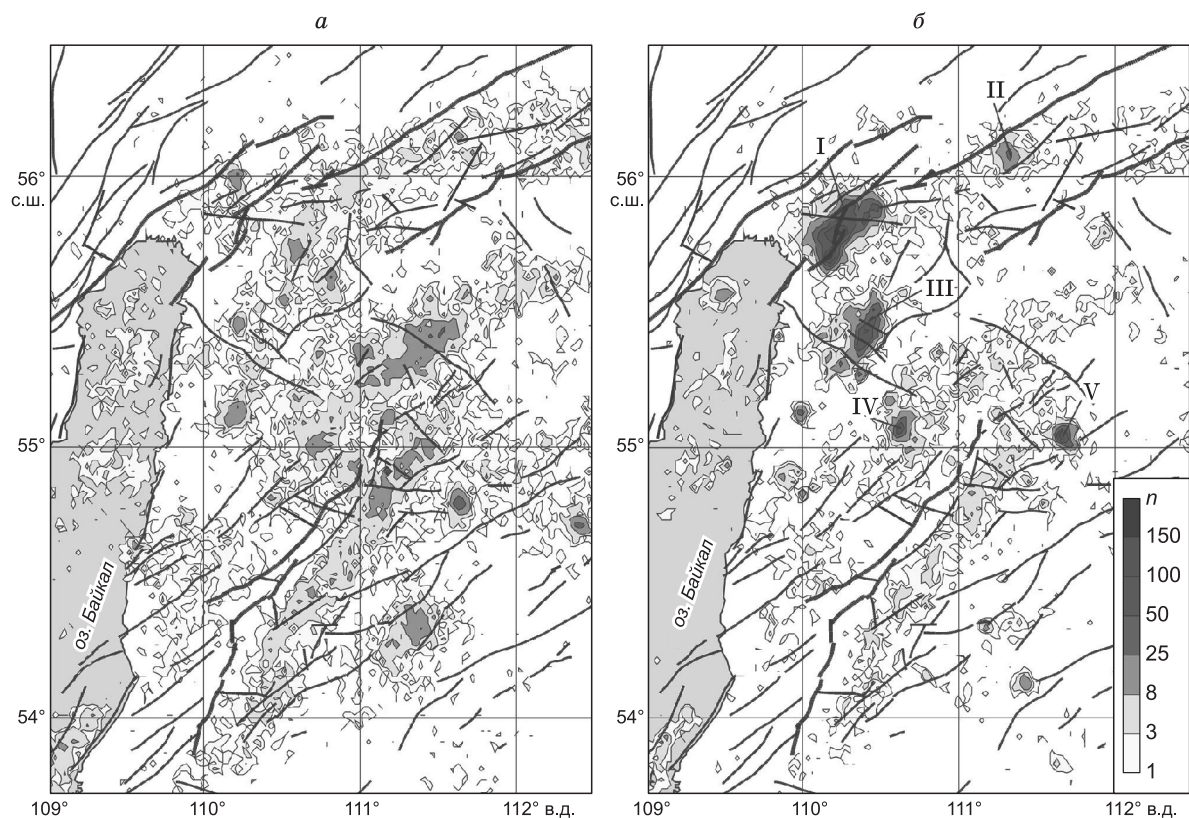


Рис. 3. Карты плотности эпицентров землетрясений с $K_p \geq 7.0$ за периоды 1962—1998 гг. (а) и 1999—2012 гг. (б).

n — число событий на единичной площадке осреднения размером $\varphi = 0.02^\circ$ с.ш. и $\lambda = 0.03^\circ$ в.д. Римскими цифрами указаны номера сейсмических кластеров, выделенных по областям наибольшей плотности эпицентров землетрясений.

северо-восточная ориентация разломов отражала условия субгоризонтального растяжения, ориентированного вкост их простираия.

В неотектонический этап развития структуры в значительной степени приспособивались к древнему плану, при этом чаще всего преобладали у разрывных нарушений и разномасштабных складчатых деформаций северо-восточного простираия [Замараев и др., 1979]. По сравнению с северо-западными они наиболее активно проявлены в раннем и среднем палеозое, мезозое и кайнозое.

Таким образом, современная деструкция литосферы Северного Прибайкалья при рифтогенезе осуществлялась на базе уже существующей сетки разрывов с незначительной их перестройкой [Геология..., 1983]. В целом разломообразование, обусловленное длительной тектонической эволюцией литосферы, контролирует зоны сочленения различных морфоструктур (впадин и обрамляющих их поднятий) и связано с разнотипными и разномасштабными тектоническими движениями, формирующими блоковую структуру района. Подобная структура подтверждается гравиметрическими и электроразведочными данными,

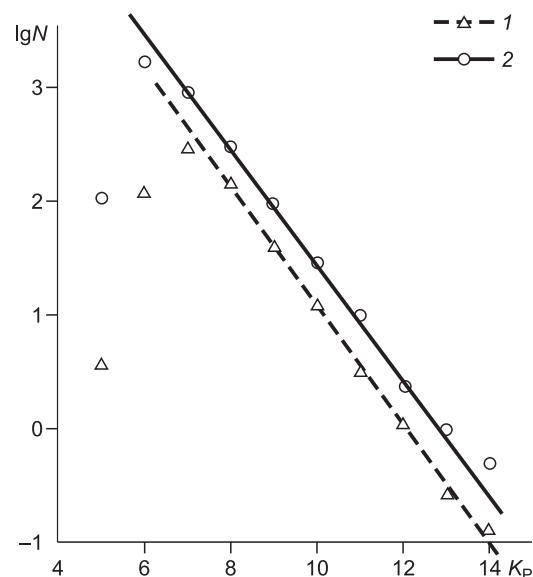


Рис. 4. Графики повторяемости землетрясений Северного Прибайкалья, нормированные на год.

1 — период 1962—1998 гг., $\gamma = -0.53 \pm 0.01$; 2 — период 1999—2012 гг., $\gamma = -0.51 \pm 0.01$. γ — угловой коэффициент графика повторяемости.

свидетельствующими о наличии в верхней части кристаллической коры плотностных неоднородностей [Письменный, Алакшин, 1980; Геология..., 1984], а также многоплановыми геолого-геофизическими исследованиями [Крылов и др., 1981], показавшими, что коренной кристаллический фундамент под мощной толщей рыхлых осадков подвержен интенсивному дроблению. Установлено также, что наряду с крупномасштабными расколами фундамента, окаймляющими главные структурные поля, их внутреннее площади расчленены на отдельные блоки многочисленными более мелкими разломами [Геология..., 1984].

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Сейсмологические данные инструментального периода наблюдений позволяют выделить в районе Северного Прибайкалья, как минимум, три полосы повышенной концентрации эпицентров землетрясений северо-восточного простирания (см. рис. 1). Структура этих полос дискретна, а в период с 1999 по 2007 г. (как указано выше) отдельные ее фрагменты представлены многочисленными и интенсивными сериями землетрясений (см. рис. 3, б) [Мельникова и др., 2007; Гилева и др., 2012, 2013].

Для выделения областей группирующихся сейсмических событий (см. рис. 3, а, б) были использованы методы кластерного анализа и такие понятия, как сосредоточенная и рассеянная компоненты сейсмичности [Арефьев, 2003]. В итоге на рассматриваемой территории было выделено пять кластеров: Кичеро-Акуликанский 1999 г. и 2006 г. (I) [Мельникова и др., 2007; Гилева и др., 2012]; Куморский 2003 г. (II) [Радзиминович и др., 2009]; Томпудинский 2007 г. (III) [Гилева и др., 2013]; Улюгинский 2003 г. (IV) и Ковылинский 2002 г. (V) (см. рис. 3, б). Неравноценность этих кластеров отчетливо проявилась в магнитуах главных толчков и в суммарном количестве землетрясений, а также в распределении их по времени (рис. 5).

В пространственно-временном масштабе кластеры разделены и занимают разные по конфигурации и объему сейсмоактивные блоки, при этом известно, что большая часть гипоцентров землетрясений Северного Прибайкалья, так же как и всей рифтовой зоны, приурочена к средней коре ($h = 15\text{—}20$ км) [Гилева и др., 2000; Déverchère et al., 2001; Радзиминович, 2010]. Отметим, что серии землетрясений, объединенные в кластеры, представлены как отдельными сильными событиями с афтершоками (второй по силе толчок происходит после главного), так и роевыми последовательностями (два или более сильных события имеют близкие или равные магнитуды). Разные формы проявления сейсмической активности отражают своеобразие процессов разрушения отдельных сейсмоактивных блоков и характер релаксации упругих напряжений в сложнопостроенной геологической среде [Солоненко, Солоненко, 1987]. Так, по мнению авторов [Письменный, Алакшин, 1980; Геология..., 1984], достаточно крупные землетрясения ($M \geq 6.0$) связаны с областями развития гранитоидов, способствующих накоплению больших напряжений, а роевые события приурочены к контактам гранитов с осадочно-метаморфическими образованиями. Считается, что по своим реологическим свойствам зоны контактов являются ослабленными участками земной коры и благоприятны для небольших подвижек.

МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ХАРАКТЕР ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

В масштабе региональных наблюдений (эпицентральные расстояния $\Delta \leq 10^\circ$), где практически все сейсмические станции оснащены короткопериодной аппаратурой (ранее аналоговой, затем цифровой), определения фокальных механизмов большинства землетрясений средних магнитуд $3.0 \leq M \leq 5.0$ осуществляются по стандартной методике [Мишарина, 1972] на основе знаков первых вступлений P -волн. При этом очаг представляется в виде точечного сейсмического источника, описываемого моделью двойного диполя [Honda, 1962; Введенская, 1969; и др.]. В этом случае достоверность полученных решений зависит от четкости и правильной идентификации используемых фаз сейсмических волн, представительности данных о знаках в разных азимутах от эпицентра сейсмического события и т.д. С помощью данной методики для многих событий рассматриваемых нами кластеров, были получены удовлетворительные решения фокальных механизмов [Мельникова, 2001; Мельникова и др., 2007; Радзиминович и др., 2009; Гилева и др., 2012, 2013]. Однако известно, что наиболее полной характеристикой очага землетрясения является тензор сейсмического момента (TCM), который оперативно определяется в международных сейсмологических агентствах (Global CMT, NEIC, USGS) лишь для достаточно сильных сейсмических событий ($M_w > 5.0$). Подобная информация содержится также и в немногочисленных публикациях [Doser, 1991; Emmerson et al., 2006]. Поскольку доля таких землетрясений в рассматриваемом регионе невелика (около 1 %), то в последнее время в этом направлении были проведены специальные исследования, позволившие определять TCM сейсмических событий в более широком диапазоне магнитуд ($M_w \geq 4.2$) [Середкина, Мельникова, 2013, 2014; Seredkina, Melnikova, 2018].

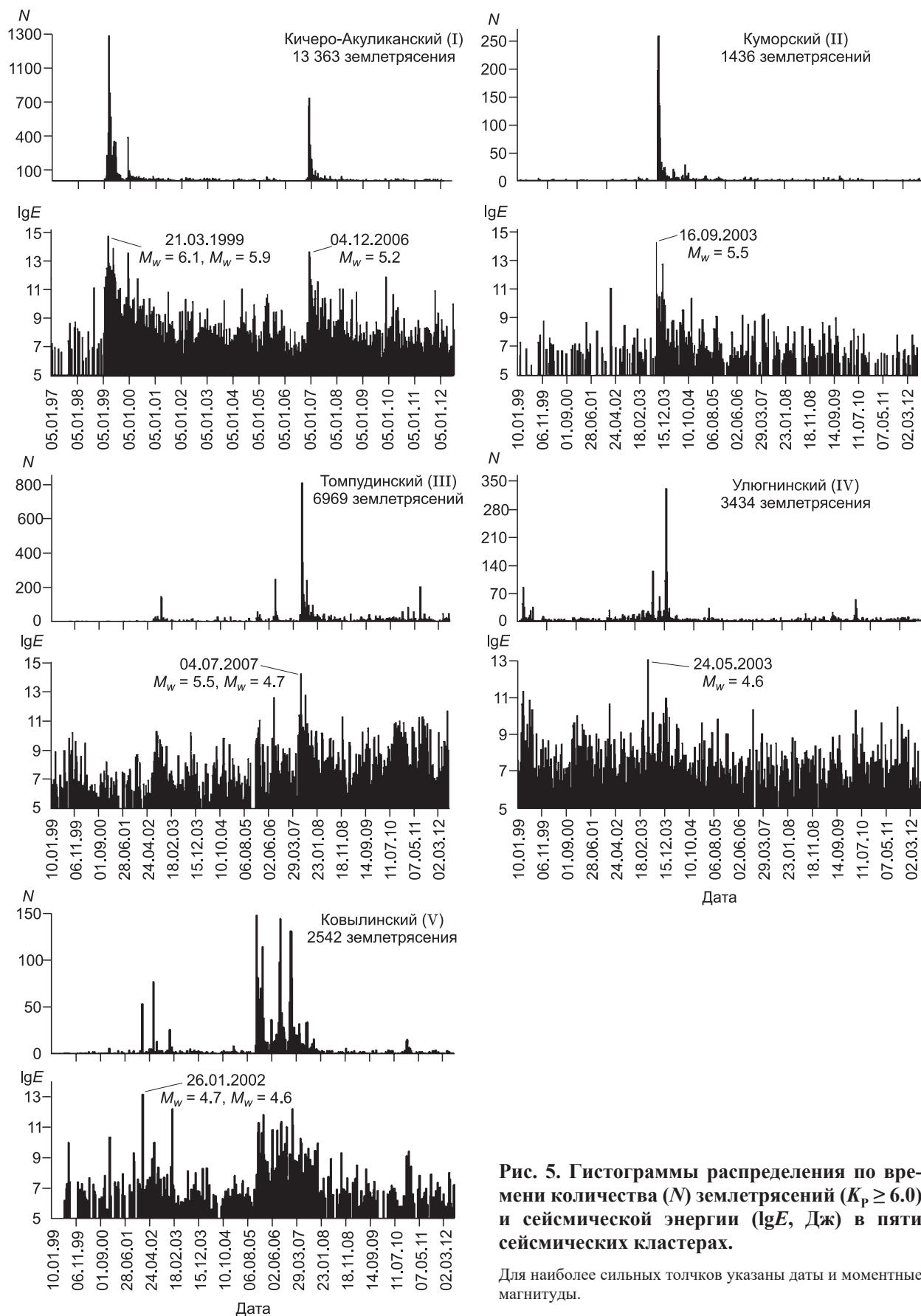


Рис. 5. Гистограммы распределения по времени количества (N) землетрясений ($K_p \geq 6.0$) и сейсмической энергии ($\lg E$, Дж) в пяти сейсмических кластерах.

Для наиболее сильных толчков указаны даты и моментные магнитуды.

Очаговые параметры рассматриваемых землетрясений

Землетрясение	$M_0 \cdot 10^{17}$, Н·м	M_w	h , км	NP			Стереодиаграмма фокального механизма	Источник
				strike	dip	slip		
				град				
1	2	3	4	5	6	7	8	9
21.03.1999, 16 ч 16 мин 55.83°с.ш., 110.34°в.д.	18.00	6.1	15	68	87	−84		$\varepsilon = 0.293$
				187	7	−151		
	8.50	5.9	15*	27	29	−107		GCMT
				227	62	−80		
	4.60	5.7	10*	91	68	−94		NEIC
				282	22	−80		
	—	5.7	3	70	69	−96		[Emmerson et al., 2006]
				267	22	−74		
	—	—	6*	19	21	−99		[Braizer, Nyblade, 2003]
				209	69	−86		
21.03.1999, 16 ч 17 мин 55.85°с.ш., 110.26°в.д.	8.40	5.9	15*	50	47	−86		GCMT
				223	44	−94		
	3.10	5.6	10*	49	57	−77		NEIC
				200	35	−109		
	—	5.8	3	66	72	−82		[Emmerson et al., 2006]
				222	20	−113		
26.01.2002, 04 ч 57 мин 55.03°с.ш., 111.68°в.д.	0.09	4.6	28	160	50	140		$\varepsilon = 0.328$
				278	61	48		
26.01.2002, 05 ч 06 мин 55.04°с.ш., 111.69°в.д.	0.12	4.7	20	30	30	−88		$\varepsilon = 0.182$
				208	60	−91		
24.05.2003, 21 ч 49 мин 55.01°с.ш., 110.68°в.д.	0.08	4.6	16	280	70	−45		$\varepsilon = 0.288$
				29	48	−153		
16.09.2003, 11 ч 24 мин 56.05°с.ш., 111.34°в.д.	2.50	5.5	12	254	67	−70		$\varepsilon = 0.300$
				30	30	−130		
	3.06	5.6	15*	251	56	−68		GCMT
				35	39	−119		
	2.20	5.5	17	253	55	−69		NEIC
				40	40	−116		
	—	5.5	15	245	53	−73		[Emmerson et al., 2006]
				38	40	−111		

1	2	3	4	5	6	7	8	9
04.12.2006, 09 ч 14 мин 55.67°с.ш., 110.19°в.д.	0.83	5.2	4	29	71	–97		$\varepsilon = 0.328$
				230	20	–70		
	0.86	5.2	14	32	55	–89		GCMT
				210	35	–92		
04.07.2007, 01 ч 23 мин 55.44°с.ш., 110.44°в.д.	1.90	5.5	14	25	70	–95		$\varepsilon = 0.317$
				219	21	–77		
	1.39	5.4	12	32	55	–82		GCMT
				199	36	–101		
	1.10	5.3	20	54	30	–87		NEIC
				230	60	–92		
04.07.2007, 02 ч 18 мин 55.40°с.ш., 110.39°в.д.	0.12	4.7	14	45	76	–71		$\varepsilon = 0.290$
				170	23	–143		

Примечание. 1 — дата (число, месяц, год), время в очаге по Гринвичу, координаты эпицентра землетрясения, по данным БФ ФИЦ ЕГС РАН; 2 — скалярный сейсмический момент; 3 — моментная магнитуда; 4 — глубина очага; 5—7 — параметры нодальных плоскостей (NP): (strike — азимут простирания, dip — угол падения, slip — угол подвижки; 8 — стереограмма фокального механизма в проекции нижней полусферы (выходы осей сжатия и растяжения обозначены черными и белыми точками соответственно); 9 — источник (для решений, полученных в данной работе, приведены значения функции нормированной невязки (ε)).

* Фиксированная глубина.

Надежная оценка очаговых параметров наиболее сильных землетрясений исследуемых последовательностей имеет принципиальный характер, поэтому такая задача была выполнена в данной работе для восьми сейсмических событий на основе современных методов обработки и инверсии сейсмологических данных (таблица). Исходным материалом для расчетов служили записи поверхностных волн, выбранных для анализа землетрясений на широкополосных каналах цифровых сейсмических станций сетей IRIS, GEOSCOPE и GEOFON. Всего были использованы записи 49 сейсмических станций (рис. 6). Их положение выбиралось таким образом, чтобы они располагались в разных азимутах от эпицентров землетрясений. В процессе обработки записей отдельного сейсмического события с помощью метода спектрально-временного анализа [Левшин и др., 1986] для каждой станции вычислялись амплитудные спектры основной моды волн Рэлея и Лява. Для всей совокупности землетрясений диапазон анализируемых периодов колебаний составил 30—105 с.

TSM (в приближении двойного диполя) и глубина гипоцентра рассчитывались по полученным амплитудным спектрам поверхностных волн [Букчин, 1989]. Для однозначного определения механизма очага землетрясения дополнительно учитывались знаки первых вступлений объемных волн на региональных и удаленных сейсмических станциях [Lasserre et al., 2001]. В процессе инверсии параметры нодальных плоскостей (NP: strike — азимут простирания, dip — угол падения, slip — угол подвижки) и глубина очага (h) определялись перебором в четырехмерном параметрическом пространстве, а сейсмический момент (M_0) рассчитывался с помощью минимизации невязок между наблюдаемыми и вычисленными амплитудными спектрами поверхностных волн методом наименьших квадратов. Значения моментной магнитуды (M_w) вычислялись по определенной в процессе инверсии величине сейсмического момента согласно [Hanks, Kanamori, 1979]. Особенности применения выбранной методики расчета TSM к землетрясениям Прибайкалья подробно рассмотрены в [Середкина, Мельникова, 2013, 2014].

Оценка качества полученного решения производилась с помощью функции нормированной невязки (ε) [Lasserre et al., 2001]. Данная функция характеризует отличие расчетных амплитудных спектров от наблюдаемых, а также показывает отношение количества знаков первых вступлений, не удовлетворяющих полученной диаграмме излучения, к общему числу знаков. Кроме того, в процессе инверсии

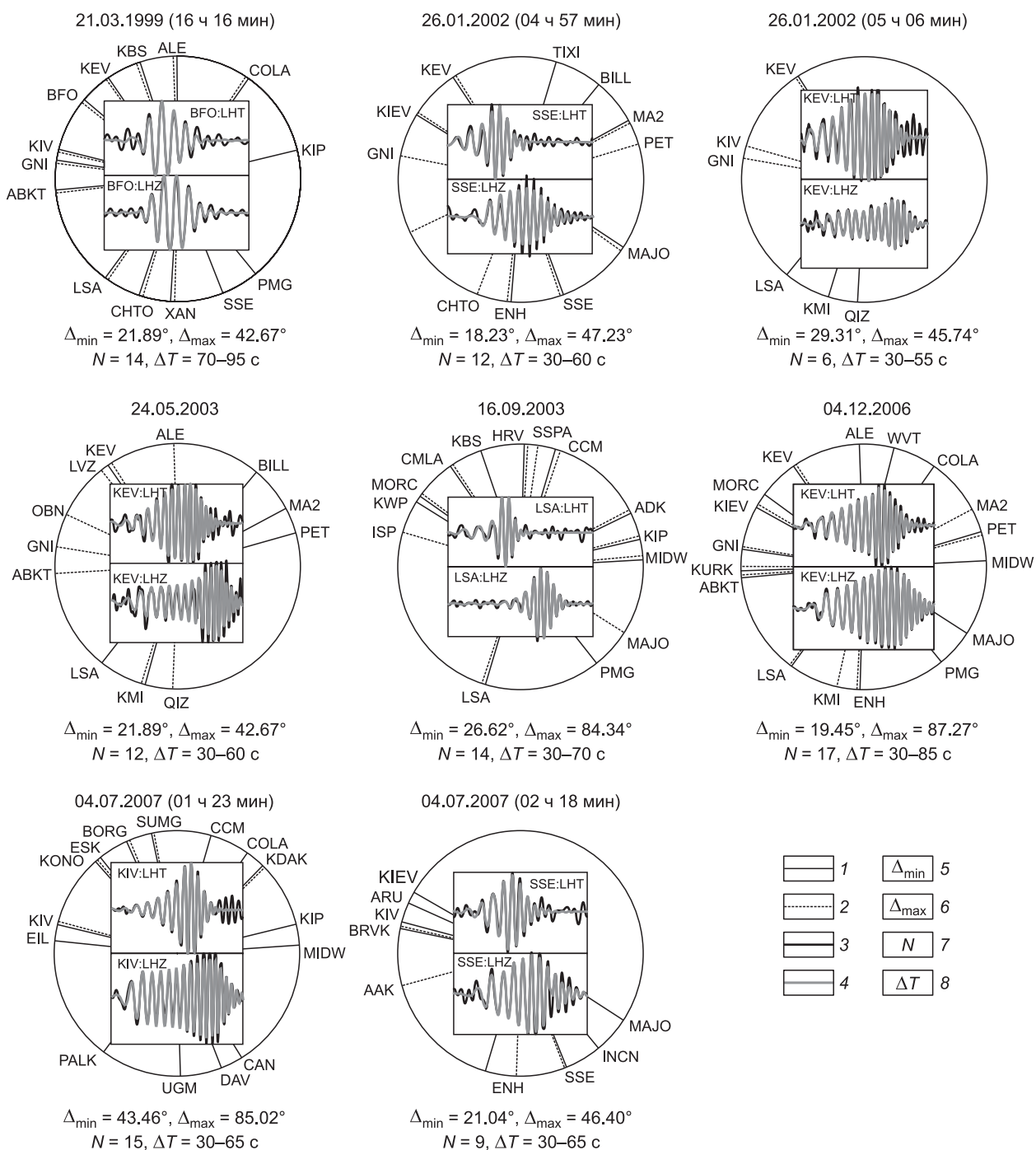


Рис. 6. Азимутальные распределения сейсмических станций относительно эпицентров рассматриваемых землетрясений с примерами фильтрации записей.

Коды станций соответствуют международному стандарту. 1 — волны Рэлея, 2 — волны Лява, 3 — исходная запись, 4 — отфильтрованная запись, 5 — минимальное эпицентральное расстояние, 6 — максимальное эпицентральное расстояние, 7 — число используемых сейсмических станций, 8 — диапазон анализируемых периодов.

определялась частная функция нормированной невязки, позволяющая получить представление о раз-
решении искомых параметров (например, глубины — ϵ_h).

Строение земной коры под сейсмическими станциями задавалось моделью 3SMAC [Nataf, Ricard, 1996], а в окрестности очага землетрясения — моделями 3SMAC или CRUST 2.0 [Bassin et al., 2000], в зависимости от того, какая из них обеспечивает меньшее значение функции нормированной невязки.

Для описания верхней мантии и расчета затухания поверхностных волн применялась сферически-симметричная модель PREM [Dziewonski, Anderson, 1981].

В результате были получены механизмы очагов, глубины гипоцентров, скалярные сейсмические моменты и моментные магнитуды исследуемых землетрясений (см. таблицу). Необходимо отметить, что для тех из них, которые имеют решения TCM в мировых сейсмических агентствах (Global CMT, NEIC каталоги) и в других источниках [Braizer, Nyblade, 2003; Emmerson et al., 2006], очаговые параметры, рассчитанные различными методами, хорошо согласуются между собой (см. таблицу). Исключение составляет землетрясение 21 марта 1999 г. (16 ч 16 мин), для которого известные фокальные механизмы довольно сильно отличаются друг от друга простираниями плоскостей разрывов в очаге. В пользу полученного в данной работе решения, помимо малого значения функции нормированной невязки ($\varepsilon = 0.293$), также свидетельствует тот факт, что при расчетах учитывались как достаточно длиннопериодные (поверхностные волны), так и короткопериодные (знаки первых вступлений) сейсмические колебания. Следовательно, полученный фокальный механизм отражает не только главную, но и начальную фазы разрывообразования в очаге. Для землетрясения 21 марта 1999 г. (16 ч 17 мин), зарегистрированного через минуту после основного толчка, не удалось достаточно надежно выделить основную моду поверхностных волн и, соответственно, провести дальнейшую инверсию. Однако оценки очаговых параметров этого события, приведенные в каталогах GCMT и NEIC, свидетельствуют о влиянии на его формирование рифтового поля напряжений (см. таблицу).

Известно, что данные о фокальных механизмах землетрясений составляют важнейшую часть информации о напряженном состоянии земных недр, и район Северного Прибайкалья, в этом смысле, хорошо изучен. Всего здесь имеются индивидуальные и групповые решения для более чем 1000 сейсмических событий с $M \geq 1$ [Мельникова, 2001]. Статистическая обработка этих данных показала, что преобладающим режимом сейсмотектонического деформирования земной коры в районе является субгоризонтальное северо-запад—юго-восточное растяжение, являвшееся основной, базовой характеристикой поля напряжений на большей части территории БРЗ [Мельникова, Радзиминович, 2007]. Такие черты напряженно-деформированного состояния среды отражают морфокинематические типы главных

разломов рассматриваемой территории и отчетливо проявляются в механизмах очагов наиболее сильных ($M \geq 5$) землетрясений (рис. 7, 8).

Следует учитывать, что процесс современного развития района, представляющего собой область сочленения БРЗ с ее юго-восточным обрамлением, связан не только с рифтовым полем напряжений, но и с нерифтовыми процессами, обусловленными активизацией блоковых движений положительного знака [Демьянович, 1978]. Это отражается в большем разнообразии форм реализации напряжений в очагах местных землетрясений, как правило с $M \leq 5$. Области рассматриваемых нами крупных серий землетрясений имеют разные тектонические позиции и обеспечены необходимым количеством решений фокальных механизмов [Мельникова и др., 2007; Ги-

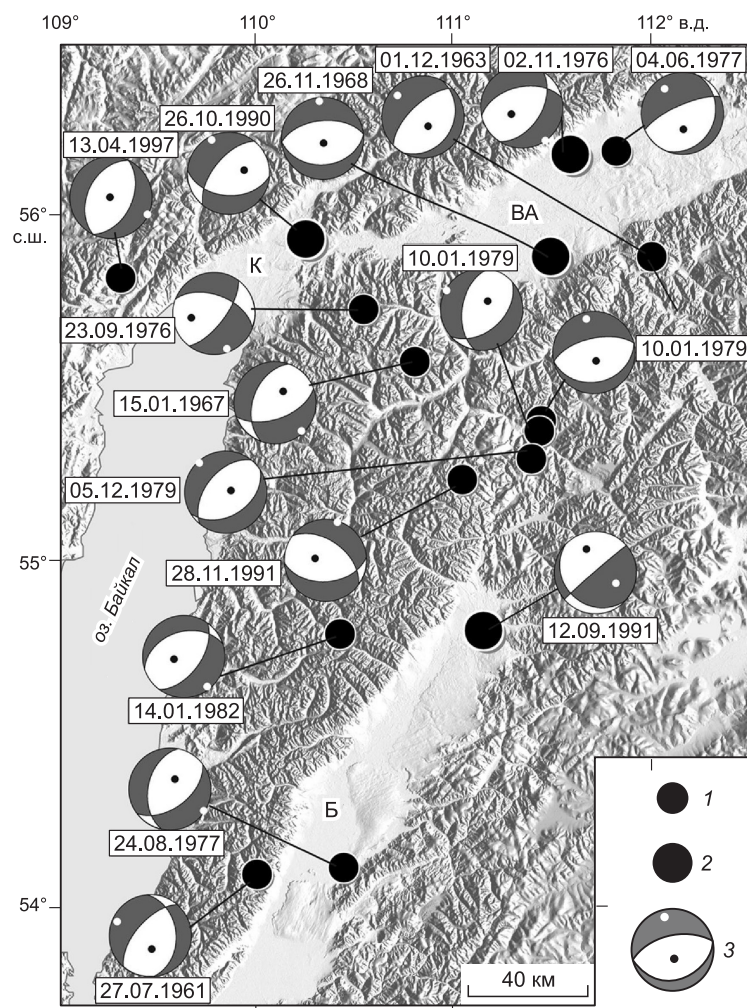


Рис. 7. Механизмы очагов землетрясений Северного Прибайкалья с $K_p \geq 13$ ($M \geq 5.0$) за период 1962—1998 гг.

1 и 2 — эпицентры землетрясений с $K_p = 13$ и $K_p = 14$; соответственно; 3 — стереограмма механизма очага (описание см. в таблице). Обозначения рифтовых впадин см. на рис. 1.

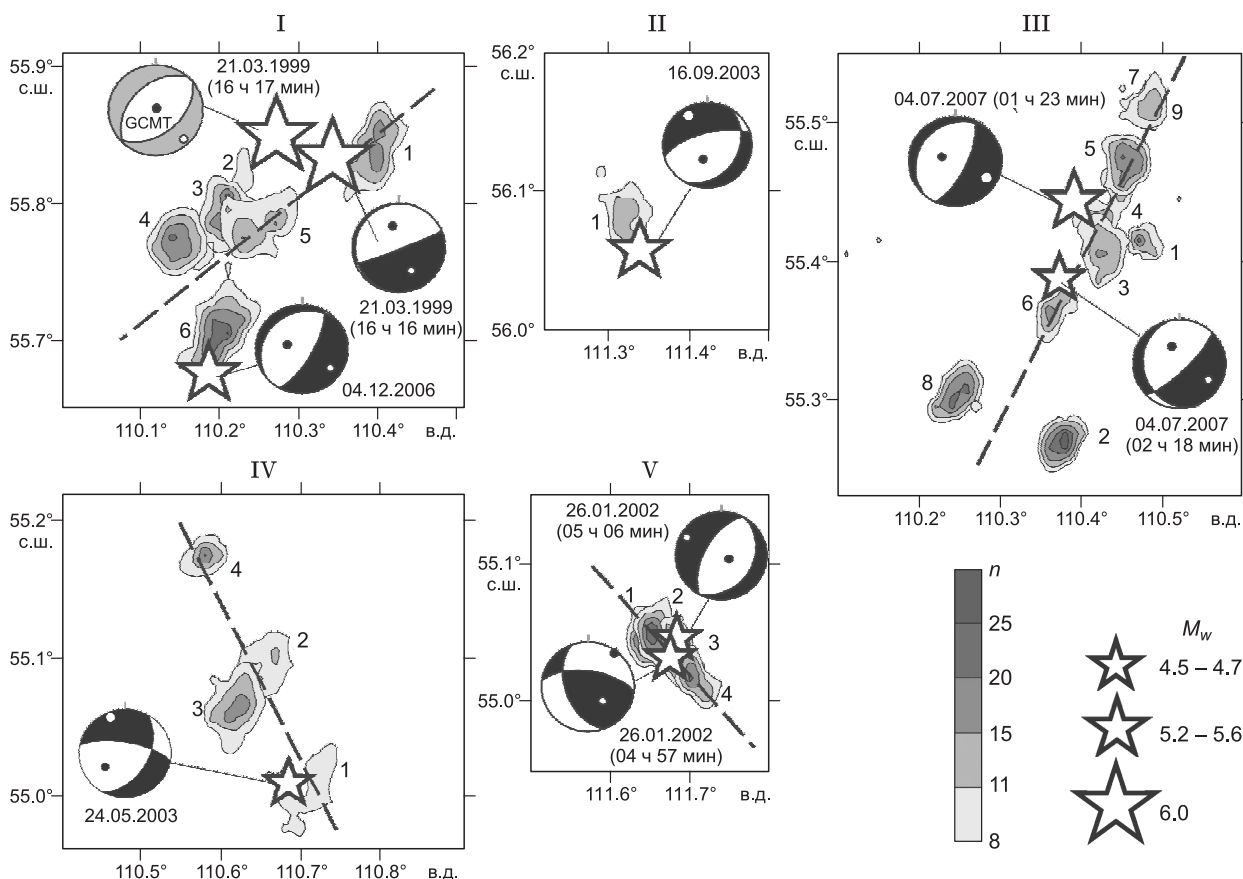


Рис. 8. Схема пространственно-временного распределения плотности эпицентров землетрясений в пределах пяти (I—V) сейсмических кластеров и фокальные механизмы главных толчков.

Штриховой линией обозначено направление формирования основного кластера, состоявшего из отдельных фрагментов, последовательность их появления указана цифрами. Даты (число, месяц, год) приведены для главных событий, эпицентры которых обозначены звездами. n — см. на рис. 3; механизм очага — см. таблицу.

лева и др., 2012, 2013], что позволяет проследить в данной смежной морфоструктурной зоне пространственно-временное развитие разных полей напряжений.

СЦЕНАРИИ РАЗВИТИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ КЛАСТЕРОВ

С целью выявления определенных закономерностей, присущих исследуемым кластерам землетрясений, рассмотрим сценарии пространственно-временного развития каждого из них. Так, эпицентрально-поле самого представительного — Кичеро-Акуликанского кластера (I) вначале локализовалось в Кичерской впадине, а в последующие годы захватило часть ее юго-восточного горного обрамления [Мельникова и др., 2007; Гилева и др., 2012]. В общей сложности, в течение нескольких лет здесь произошло более 13 000 сейсмических событий с $K_p \geq 6.0$ (см. рис. 3), при этом впервые за весь период инструментальных наблюдений моментные магнитуды наиболее сильных толчков приблизились к $M_w = 6.1$. В 1999 г. большая часть эпицентров землетрясений, локализованных в Кичерской депрессии, фрагментарно трассировала северо-восток — юго-западное направление деструкции земной коры. При этом разрядка напряжений в очагах главных событий (21 марта 1999 г. в 16 ч 16 мин, $M_w = 6.1$ и в 16 ч 17 мин, $M_w = 5.9$) осуществлялась путем исключительно сбросовых смещений в плоскостях разрывов того же простириания (см. таблицу, рис. 8). Несмотря на то, что фокальные механизмы многочисленных афтершоков показали наличие разноориентированных разрывных нарушений локального уровня [Мельникова и др., 2007], подвижки в очагах большинства из них контролировались крупным рифтогенным разломом северо-восточного простириания, ограничивающим юго-восточный борт Кичерской впадины. Таким образом, реализация рассмотренных землетрясений происходила при доминирующем сейсмотектоническом режиме северо-запад—юго-восточного субгоризонтального растяжения (удлинения). В этом же (рифтовом) поле напряжений активизировалось в 2006—2010 гг. и горное обрамление юго-

восточного борта Кичерской впадины. Эпицентры землетрясений здесь обозначили субмеридиональное направление деструкции земной коры, совпадающее с простирающимися плоскостями разрывов в очагах не только главного толчка (см. рис. 8), но и большинства землетрясений с установленными фокальными механизмами [Мельникова и др., 2012; Гилева и др., 2012].

По сравнению с Кичеро-Акуликанским (I) кластер II, сформированный в Верхнеангарской впадине Куморской последовательностью сейсмических событий 2003 г. (см. рис. 3, б), менее представлен: до 2012 г. здесь зарегистрировано около 1500 толчков с $K_p \geq 6.0$. Наиболее сильный из них ($M_w = 5.5$) произошел 16 сентября 2003 г. и имел рифтовый тип фокального механизма (см. таблицу), в то время как механизмы очагов афтершоков характеризовались большим разнообразием [Радзиминович и др., 2009]. По всей вероятности разрядка напряжений при афтершоковом процессе связана с активизацией второстепенных структурных нарушений. Это отразилось в геометрии поля афтершоков, где просматривается северо-запад—юго-восточное направление, не согласующееся с простиранием плоскостей разрывов в очаге главного толчка и основных разломов (см. рис. 8).

Кластер III представлен эпицентральной областью многочисленной Томпудинской серии толчков (около 7000 с $K_p \geq 6.0$), максимальная концентрация которых наблюдалась на северо-западных склонах Баргузинского хребта в течение 2007 г. (см. рис. 3, б) [Гилева и др., 2013]. Анализ пространственно-временного хода сейсмического процесса в этой последовательности показал активизацию мелкомасштабных блоков земной коры, которые с течением времени выстроились в северо-восток—юго-западном направлении (см. рис. 8). Характерной чертой формирования дискретного поля эпицентров землетрясений здесь явилась миграция отдельных сейсмоактивных участков с высокой плотностью эпицентров от центра к периферии. Отметим, что большая часть плоскостей разрывов в очагах землетрясений, включая главный толчок (см. рис. 8), имела северо-восточное простираение [Гилева и др., 2013]. В целом деформирование сейсмоактивного объема, в котором локализовалась Томпудинская серия землетрясений, произошло под влиянием субгоризонтального северо-запад—юго-восточного растяжения.

Улюгинский (IV; $N = 2542$ с $K_p \geq 6.0$) и Ковылинский (V; $N = 3434$ с $K_p \geq 6.0$) кластеры землетрясений в Баргузинском и Икатском хребтах соответственно значительно уступают указанным выше по количеству сейсмических событий и выделившейся суммарной сейсмической энергии (см. рис. 5). При этом очаги наиболее сильных толчков (26 января 2002 г. в 04 ч 57 мин, $M_w = 4.6$ и в 05 ч 06 мин, $M_w = 4.7$) по сравнению с таковыми в других кластерах заглублены (см. таблицу), что, вероятно, связано с более мощной, чем в осевой части рифта корой [Suvorov et al., 2002]. Общей тенденцией пространственно-временного формирования поля эпицентров данных событий можно считать трассирование ими северо-запад—юго-восточного направления деструкции земной коры. Известно, что разломы такой ориентации относятся к более низкому иерархическому уровню структурной организации геологической среды района [Замараев и др., 1979]. Отметим, что плоскости разрывов подобного простираения установлены и в очагах главных событий, характеризующихся сдвиговыми и взбросовыми типами смещений (рис. 8).

ОБСУЖДЕНИЕ

О делении верхней части литосферы на иерархические системы блоков неоднократно упоминалось в литературе [Садовский и др., 1987; Shebalin et al., 2002; Макаров, 2007]. В регионе Прибайкалья и Забайкалья кроме амплитуд рельефа, плотности разломов [Семинский, 2008] и геофизических данных [Письменный, Алакшин, 1980; Крылов и др., 1981; Геология..., 1984; Лысак, 2002] основным доказательством разломно-блокового строения земной коры служила также структура эпицентрального поля землетрясений [Мишарина, Солоненко, 1990а; Мельникова, Гилева, 2017]. Наиболее показательным в этом смысле является район Северного Прибайкалья, где пространственно-временное развитие сейсмических кластеров подтверждает разноранговую блоковую делимость земной коры. Активизации, сформировавшие кластеры, как правило, связаны с тектоническими узлами, в которых пересекаются разнонаправленные структурные элементы. Чаще всего к ним относятся разломы северо-восточного (первого порядка) и северо-западного (второго порядка) простираений (см. рис. 2).

Геофизические исследования показали, что в гранитных основаниях Кичерской и Верхнеангарской впадин, где локализовались наиболее представительные кластеры (I и II), существуют зоны дробления горных пород [Письменный, Алакшин, 1980; Геология..., 1983]. При сочленении с разломами различных ориентаций эти зоны значительно увеличиваются по площади и, как показывает практика, способствуют разрядке тектонических напряжений в виде редких относительно сильных землетрясений ($5.6 \leq M_w \leq 6.1$), сопровождающихся многочисленными толчками малых и средних энергетических классов. Таким образом, структурные особенности геологической среды в рассматриваемом районе создают предпосылки для кластеризации землетрясений. В то же время это не единственная причина по-

явления здесь подобных форм сейсмической активности. Важным фактором является также тип сейсмо-тектонического деформирования среды и скорость возрастания напряжений, зависящая от скорости основного тектонического процесса.

Несмотря на сложную взаимосвязь сейсмичности с тектоническими процессами, стоит отметить, что в Северном Прибайкалье наибольшая степень контрастности новейших вертикальных тектонических движений наблюдается в высокосейсмичных районах Кичерской и Верхнеангарской впадин и в северной части Баргузинского хребта. Градиенты скоростей здесь достигают $(0.6-1.0) \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$, что на порядок выше, чем к примеру в пограничных районах Забайкалья $(0.3-0.5) \cdot 10^{-9} \text{ год}^{-1}$ [Геология..., 1985]. Если рассматривать поле скоростей современных горизонтальных движений земной коры, рассчитанное по данным спутниковой геодезии за 2001—2007 гг. [Ашурков и др., 2011], то скорость растяжения БРЗ для северной части Байкала (1.25 мм/год) ниже, чем для южной (2.3 мм/год). Это может косвенно свидетельствовать о большем периоде накопления критических напряжений на севере озера, чем на юге, что вполне согласуется с повышенной раздробленностью геологической среды в районе Северного Байкала. Для ее консолидации и способности генерировать относительно сильное землетрясение потребуется время, в течение которого поверхности разломов низших рангов могут спаиваться, особенно в нижних слоях коры [Пшенников, 1964]. Появление разрыва в такой среде связано с достаточно большой затратой энергии. При определенных условиях ее количество может быть сопоставимо с тем, которое потребуется для генерации сильного сейсмического события.

Что касается повторяемости сильных землетрясений ($M \geq 6.0$), то получить о ней объективную информацию в нашем случае не представляется возможным, так как мы не имеем ни длительного периода наблюдений (сотни лет для исторических событий и тысячи лет для палеоземлетрясений), ни статистически представительного количества таких сейсмических событий. Известно лишь, что до сильных Кичерских землетрясений 1999 г. ($M_w = 6.1, 5.9$) аналогичное событие в рассматриваемом районе произошло в 1931 г. ($M \sim 5.9$) [Сейсмическое районирование..., 1977], а подготовка крупнейших палеоземлетрясений ($M \geq 7.5$) здесь происходила ориентировочно на протяжении сотен или тысяч лет (см. рис. 2).

Оценивая напряженно-деформированное состояние земной коры в Северном Прибайкалье по данным о механизмах очагов землетрясений отметим, что оно отражает своеобразие современного развития морфоструктурных элементов области сочленения БРЗ с ее юго-восточным обрамлением. До появления крупных сейсмических активизаций (кластеров) и в последующий период здесь отчетливо проявилось взаимодействие двух полей напряжений: субгоризонтального растяжения со стороны БРЗ, сопровождающегося вертикальными, преимущественно нисходящими блоковыми перемещениями, и субгоризонтального сжатия со стороны Забайкальской глыбово-волновой зоны, с которым связаны блоковые движения положительного знака [Демьянович, 1978].

По мере удаления от центра Байкальского рифта к юго-восточной периферии активность рифтогенных движений постепенно затухает, что отчетливо проявляется в конфигурации поля эпицентров землетрясений, выделившейся суммарной сейсмической энергии и в фокальных механизмах исследуемых кластеров [Мельникова, Гилева, 2017] (рис. 8). Так, разрядка тектонических напряжений при наиболее значимых из них (кластеры I, II, III) отражает современную эволюцию рифтовых впадин, в то время как при менее мощных кластерах (III и IV) — сложно дифференцированную структуру переходной зоны, где присутствуют блоковые перемещения различных знаков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты детального исследования крупных сейсмических активизаций, произошедших в районе Северного Прибайкалья в 1999—2007 гг., показали, что в сейсмичности отражаются основные черты современного геотектонического развития района, относящегося к смежной морфоструктурной зоне, где основная часть ее фрагментов вовлечена в рифтовый тип развития, а другая претерпевает перестройку с активизацией блоковых движений положительного знака. Такие условия тектонического развития способствуют мелкомасштабной блоковой структуре земной коры и релаксации напряжений по многочисленным разрывам низкого масштабного уровня. В сейсмичности это проявляется в увеличении периода подготовки сильных ($M \geq 6.0$) сейсмических событий и в кластеризации землетрясений. Очевидно также, что по мере удаления от условной оси Байкальского рифта на юго-восток доминирующее влияние рифтового поля напряжений постепенно уменьшается, что приводит к понижению энергетического уровня группирующихся сейсмических событий и уменьшению их количества. Этот факт необходимо учитывать при оценке сейсмической опасности рассматриваемой территории.

Установлено, что заметные изменения поля напряжений наблюдаются уже в районе Икатского хребта, где субгоризонтальное растяжение со стороны БРЗ активно взаимодействует с субгоризонтальным сжатием со стороны Забайкальской глыбово-волновой зоны. По материалам геологических наблюдений примерно в этом районе находится северо-восточная латеральная граница рифтовой зоны, которая не имеет четко выраженной линейности, что подтверждают полученные сейсмологические данные.

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам за конструктивные рекомендации. Работа выполнена в рамках междисциплинарного интеграционного проекта «Сейсмичность, глубина очагов землетрясений, сейсмоплотностная структура и трехмерное напряженно-деформированное состояние земной коры востока Байкальской рифтовой зоны (блок 3)».

ЛИТЕРАТУРА

- Арефьев С.С.** Эпицентральные сейсмологические исследования. М., ИКЦ «Академкнига», 2003, 376 с.
- Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В., Сорокин А.П., Серов М.А., Бызов Л.М.** Кинематика Амурской плиты по данным GPS-геодезии // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (2), с. 299—311.
- Букчин Б.Г.** Об определении параметров очага землетрясения по записям поверхностных волн в случае неточного задания характеристик среды // Физика Земли, 1989, № 9, с. 34—41.
- Введенская А.В.** Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений с помощью теории дислокаций. М., Наука, 1969, 136 с.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ. Структурно-вещественные комплексы и тектоника / С.М. Замараев, О.В. Грабкин, А.М. Мазукабзов, В.А. Лашенов, А.И. Мельников.** Новосибирск, Наука, 1983, 189 с.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ. Глубинное строение / Б.М. Письменный, А.М. Алакшин, А.В. Поспеев, Б.П. Мишенькин.** Новосибирск, Наука, 1984, 173 с.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмогеология и сейсмическое районирование / В.П. Солоненко, В.В. Николаев, Р.М. Семенов, В.Г. Демьянович, Р.А. Курушин, В.С. Хромовских, А.В. Чипизубов.** Новосибирск, Наука, 1985, 191 с.
- Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Девершер Ж.** Локализация землетрясений и средние характеристики земной коры в некоторых районах Прибайкалья // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (5), с. 629—636.
- Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Я.Б., Очковская М.Г., Середкина А.И.** Акуликанские землетрясения 4 декабря 2006 г. с $M_w = 5.2$, $I_0 = 7$ и 11 декабря 2006 г. с $M_w = 4.9$, $I_0 = 7$ (Прибайкалье) // Землетрясения Северной Евразии, 2006 год. Обнинск, ГС РАН, 2012, с. 428—442.
- Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Я.Б.** Томпудинское землетрясение 4 июля 2007 г. с $K_p = 14.2$, $M_w = 5.4$, $I_0 = 7—8$ (Северное Прибайкалье) // Землетрясения Северной Евразии, 2007 год. Обнинск, ГС РАН, 2013, с. 362—372.
- Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Нефедьев М.А., Орсов Д.А.** Геолого-геофизические, прогноз-но-металлогенические исследования и перспективы освоения минеральных ресурсов Северо-Байкальского рудного района // Изв. Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН, 2014, № 2 (45), с. 5—18.
- Демьянович М.Г.** Структурные взаимоотношения и сеймотектоника области сочленения Байкальской рифтовой зоны с юго-восточным обрамлением // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., Наука, 1978, с. 78—83.
- Замараев С.М., Васильев Е.П., Мазукабзов А.М., Ружич В.В., Рязанов Г.В.** Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск, Наука, 1979, 125 с.
- Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С.** Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск, Наука, 1981, 105 с.
- Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В., Букчин Б.Г., Бармин М.П., Ратникова Л.И., Итс Е.Н.** Сейсмические поверхностные волны в горизонтально-неоднородной Земле. М., Наука, 1986, 278 с.
- Лунина О.В., Гладков А.С., Шерстянкин П.П.** Новая электронная карта активных разломов юга Восточной Сибири // ДАН, 2010, т. 433, № 5, с. 662—667.
- Лысак С.В.** Тепловой поток в зонах активных разломов на юге Восточной Сибири // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (8), с. 791—803.
- Макаров П.В.** Эволюционная природа блочной организации геоматериалов и геосред. Универсальный критерий фрактальной делимости // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (7), с. 724—746.
- Масальский О.К., Гилева Н.А., Хайдунова Е.В.** Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения России в 2012 году. Обнинск, ГС РАН, 2014, с. 35—39.
- Мельникова В.И.** Напряженно-деформированное состояние Байкальской рифтовой зоны по данным о механизмах очагов землетрясений: Автореф. дис...к.г.-м.н. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2001, 16 с.
- Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.** Параметры сеймотектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным // ДАН, 2007, т. 416, № 4, с. 543—545.

- Мельникова В.И., Гилева Н.А.** О связи сейсмичности Северного Прибайкалья с блоковым строением земной коры // ДАН, 2017, т. 473, № 4, с. 459–463, doi: 10.7868/S0869565217040168.
- Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Гилева Н.А., Чипизубов А.В., Добрынина А.А.** Активизация рифтовых процессов в Северном Прибайкалье (на примере Кичерской последовательности землетрясений 1999 г.) // Физика Земли, 2007, № 11, с. 3–20.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Масальский О.К.** Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения Северной Евразии, 2006 год. Обнинск, ГС РАН, 2012, с. 151–162.
- Мишарина Л.А.** Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской зоны // Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., Наука, 1972, с. 161–171.
- 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, 1990а, с. 70–78.
- Мишарина Л.А., Солоненко А.В.** Соотношение распределения сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне с блоковым строением земной коры // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск, Наука, 1990б, с. 236–241.
- Нефедьев М.А.** Моделирование и оценка перспектив рудных полей и месторождений Северо-Байкальского рудного района по геофизическим данным. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2011, 208 с.
- Новый каталог** сильных землетрясений на территории СССР / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. М., Наука, 1977, 536 с.
- Письменный Б.М., Алакшин А.М.** О внутренней структуре рифтовых впадин Северного Прибайкалья // Геология и геофизика, 1980, (8), с. 46–51.
- Пшенин К.В.** Об условиях возбуждения и распространения сейсмических волн в гипоцентральной зоне афтершоков // Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964, с. 37–40.
- Радзиминович Н.А.** Глубины очагов землетрясений Байкальского региона: обзор // Физика Земли, 2010, № 3, с. 37–51.
- Радзиминович Н.А., Гилева Н.А., Радзиминович Я.Б., Кустова М.Г., Чечельницкий В.В., Мельникова В.И.** Куморское землетрясение 16 сентября 2003 г. с $M_w = 5.6$, $K_p = 14.3$, $I_0 = 7$ (Байкальская рифтовая зона) // Землетрясения Северной Евразии, 2003 год. Обнинск, ГС РАН, 2009, с. 293–309.
- Садовский М.А., Нерсесов И.Л., Писаренко В.Ф.** Иерархическая дискретная структура литосферы и сейсмический процесс // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М., Наука, 1987, с. 182–191.
- Сейсмическое районирование** Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Ред. В.П. Солоненко. Новосибирск, Наука, 1977, 303 с.
- Семинский К.Ж.** Иерархия зонно-блоковой структуры литосферы Центральной и Восточной Азии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (10), с. 1018–1030.
- Середкина А.И., Мельникова В.И.** Тензор сейсмического момента прибайкальских землетрясений по поверхностным волнам // ДАН, 2013, т. 451, № 1, с. 91–94, doi: 10.7868/S0869565213190213.
- Середкина А.И., Мельникова В.И.** Тензор сейсмического момента землетрясений Прибайкалья по амплитудным спектрам поверхностных волн // Физика Земли, 2014, № 3, с. 103–114, doi: 10.7868/S0002333714030090.
- Середкина А.И., Соловей О.А.** Анизотропные свойства верхней мантии Центральной Азии по данным дисперсии групповых скоростей волн Рэлея и Лява // Геодинамика и тектонофизика, 2018, т. 9, № 2, doi:10.5800/GT-2018-9-2-0xxx.
- Середкина А.И., Кожевников В.М., Соловей О.А.** Дисперсия групповых скоростей волн Рэлея и Лява и анизотропные свойства мантии азиатского континента // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (4), с. 553–565, doi:10.15372/GiG20180410.
- Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С.** Палеоземлетрясения Прибайкалья: методы и результаты датирования // Геодинамика и тектонофизика, 2010, т. 1, № 1, с. 55–74, doi:10.5800/GT-2010-1-1-0006.
- Смекалин О.П., Имаев В.С., Чипизубов А.В.** Палеосейсмология Восточной Сибири (некоторый опыт практического применения). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2011, 99 с.
- Солоненко Н.В., Солоненко А.В.** Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск, Наука, 1987, 96 с.
- Хромовских В.С., Солоненко В.П., Чипизубов А.В., Жилкин В.М.** К сеймотектонической характеристике Северного Прибайкалья // Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1978, с. 101–107.

Чипизубов А.В., Столповский А.В. Выделение одноактных палеосейсмодислокаций в зонах Кичерского и Парамского разломов // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, с. 474—478.

Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М., Имаев В.С. Палеосейсмичность Прибайкалья // Вопросы инженерной сейсмологии, 2009, т. 36, № 1, с. 7—22.

Яковлев А.В., Кулаков И.Ю., Тычков С.А. Глубина Мохо и трехмерная структура сейсмических аномалий земной коры и верхов мантии в Байкальском регионе по данным локальной томографии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (2), с. 261—282.

Bassin C., Laske G., Masters G. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America // EOS Trans AGU, 2000, v. 81, F897.

Brazier R., Nyblade A. Upper mantle *P* velocity structure beneath the Baikal Rift from modeling regional seismic data // Geophys. Res. Lett., 2003, v. 30 № 4, p. 1153, doi:10.1029/2002GL016115.

Calais E., Lesne O., Deverchère J., Sankov V., Likhnev A., Miroshnichenko A., Buddo V., Levi K., Zalutsky V., Bashkuev Y. Crustal deformation in the Baikal Rift from GPS measurements // Geophys. Res. Lett., 1998, v. 25, p. 4003—4006.

Calais E., Vergnolle M., Sankov V., Likhnev A., Miroshnichenko A., Amarjagal S., Devershere J. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994-2002): Implications for current kinematics of Asia // J. Geophys. Res., 2003, v. 108, № B10, p. 2501, doi:10.1029/2002JB002373.

Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part 1: Paleozoic and Mesozoic pre-rift evolution // Tectonophysics, 1995, v. 252, p. 61—101.

Déverchère J., Petit C., Gileva N., Radziminovitch N., Melnikova V., San'kov V. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere // Geophys. J. Int., 2001, v. 146, p. 714—730.

Doser D.I. Faulting within the eastern Baikal rift as characterized by earthquake studies // Tectonophysics, 1991, v. 196, p. 109—139.

Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet. Int., 1981, v. 25, p. 297—356.

Emmerson B., Jackson J., McKenzie D., Priestley K. Seismicity, structure and rheology of the lithosphere in the Lake Baikal region // Geophys. J. Int., 2006, v. 167, p. 1233—1272.

Hanks T., Kanamori H. A moment magnitude scale // J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № B5, p. 2348—2350.

Honda H. Earthquake mechanism and seismic waves // J. Phys. Earth, 1962, v. 10, № 2, p. 1—97.

Lasserre C., Bukchin B., Bernard P., Tapponnier P., Gaudemer Y., Mostinsky A., Dailu R. Source parameters and tectonic origin of the 1996 June 1 Tianzhu ($M_w = 5.2$) and 1995 July 21 Yongden ($M_w = 5.6$) earthquakes near the Haiyuan fault (Gansu, China) // Geophys. J. Int., 2001, v. 144, № 1, p. 206—220.

Lesne O., Calais E., Déverchère J., Chéry J., Hassani R. Dynamics of intracontinental extension in the North Baikal rift from two-dimensional numerical deformation modeling // J. Geophys. Res., 2000, v. 105, p. 21.727—21.744.

Nataf H.-C., Ricard Y. 3SMAC: on a priori tomographic model of the upper mantle based on geophysical modeling // Phys. Earth Planet. Int., 1996, v. 95, p. 101—122.

Seredkina A.I., Melnikova V.I. Seismotectonic crustal strains of the Mongol-Baikal seismic belt from seismological data // Moment tensor solutions — a useful tool for seismotectonics / Ed. S. D'Amico. Switzerland, Springer Natural Hazards, 2018, p. 497—517, https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9_22.

Seredkina A.I., Kozhevnikov V.M., Melnikova V.I., Solovey O.A. Seismicity and *S*-wave velocity structure of the crust and the upper mantle in the Baikal rift and adjacent regions // Phys. Earth Planet. Int., 2016, v. 261, p. 152—160, doi: 10.1016/j.pepi.2016.10.011.

Shebalin P., Soloviev A., Le Mouél J.-L. Scaling organization in the dynamics of blocks-and-faults systems // Phys. Earth Planet. Int., 2002, v. 131, p. 141—153.

Suvorov V.D., Mishenkina Z.M., Petrik G.V., Sheludko I.F., Seleznev V.S., Solovyov V.M. Structure of the crust in the Baikal rift zone and adjacent areas from deep seismic sounding data // Tectonophysics, 2002, v. 351, p. 61—74.