

КУМОРСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 16 сентября 2003 года**с $M_w=5.6$, $K_p=14.3$, $I_0=7$ (Прибайкалье)****Н.А. Радзиминович¹, Н.А. Гилёва², Я.Б. Радзиминович^{1, 2}, М.Г. Кустова²,****В.В. Чечельницкий², В.И. Мельникова¹**¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, nradzim@crust.irk.ru²Байкальский филиал ГС СО РАН, г. Иркутск, nagileva@crust.irk.ru

16 сентября 2003 г. в 11^h24^m в Верхнеангарской впадине Байкальской рифтовой зоны (рис. 1) произошло землетрясение с $K_p=14.3$ ($M_w=5.6$) с эпицентром, расположенным вблизи пос. Кумора. Данное событие было сильнейшим в регионе в 2003 г. Оно сопровождалось большим числом афтершоков и ощущалось на значительной площади.

Параметры его гипоцентра по данным разных агентств приведены в табл. 1. Эпицентр рассматриваемого землетрясения оказался в относительно благоприятных условиях для локализации по наблюдениям станций региональной сети. Несмотря на азимутальную брешь в северо-западных румбах, в данном районе действует большее число станций, по сравнению с другими районами Прибайкалья; более того, две ближайшие станции, – «Кумора» (16–20 км) и «Уоян» (25–30 км) – расположены по разные стороны от эпицентра главного толчка и поля афтершоков. В сводной обработке землетрясения использовались данные с 28 региональных станций, причем шесть из них с $\Delta < 200$ км, что нашло отражение и в наименьших ошибках эпицентра, полученных Байкальским филиалом ГС СО РАН, по сравнению с другими агентствами (рис. 1). Данные других агентств согласуются между собой. Отметим лишь, что решение центроида (HRVD) отстоит несколько в стороне от других эпицентров. Этот факт следует принять во внимание, поскольку в СМТ решении эпицентр попадает на границу «хребет–впадина», т.е. находится в зоне бортового разлома, тогда как, согласно решениям, основанным на первых вступлениях волн и являющимися координатами начальной точки разрыва, Куморское землетрясение произошло непосредственно в пределах впадины.

Таблица 1. Параметры очага Куморского землетрясения 16 сентября 2003 г. с $K_p=14.3$ по данным различных сейсмологических агентств

№	Агентство	t_0 , ч мин с	δt_0 , с	Гипоцентр						Магнитуда	Источник
				φ° , N	$\delta\varphi^\circ$	λ° , E	$\delta\lambda^\circ$	h , км	δh , км		
1	ВУКЛ	11 24 54.40	0.13	56.05	0.02	111.34	0.02	19	2	$K_p=14.3/23$	[1]
2	MOS	11 24 55.30	0.98	56.03	0.06	111.33	0.02	29		$MPSP=5.3/62$ $MS=5.8/44$	[2]
3	NEIC	11 24 52.22	0.15	56.062	0.04	111.25	0.03	12**		$M_s=5.7/6$ $m_b=5.2/147$ $M_w=5.5$	[3]
4	ISC	11 24 53.67	0.41	56.075	0.02	111.296	0.03	18.3 21*	3.1	$M_s=5.6/69$ $m_b=5.2/215$	[3]
5	IDC	11 24 52.14	0.43	56.102	0.1	111.439	0.09			$M_s=5.3/23$ $m_b=4.9/21$	[3]
6	HRVD*	11 24 52.20	0.1	56.19	0.03	111.41	0.04	15		$M_w=5.6/68$	[4]

Примечание. ВУКЛ – Байкальский филиал ГС СО РАН (г. Иркутск, Россия); MOS – Геофизическая служба РАН (г. Обнинск, Россия); NEIC – Национальный сейсмологический информационный центр (США); IDC – Международный центр данных (г. Вена, Австрия); ISC – Международный сейсмологический центр (г. Тэтчем, Беркшир, Великобритания); HRVD – Гарвардский университет (США); h^* – по pP фазе; h^{**} – из моделирования синтетических сейсмограмм по записям широкополосных станций; HRVD* – решение центроида.

Как будет показано ниже, была проведена релокализация гипоцентров главного толчка и его афтершоков с целью уточнения, прежде всего значений глубин. Известно, что при хорошем азимутальном покрытии станциями эпицентр мало смещается при релокации, поэтому в каталоге [1] приведены его параметры (широта и долгота), полученные при рутинной сводной обработке. Обсуждение значений глубины очага приведено ниже.

Что касается оценки магнитуды, то ввиду некоторого разброса значений, связанного с общими вопросами ее определения, отдадим предпочтение значению моментной магнитуды M_w , равной 5.5–5.6 по данным агентств NEIC и HRVD соответственно.

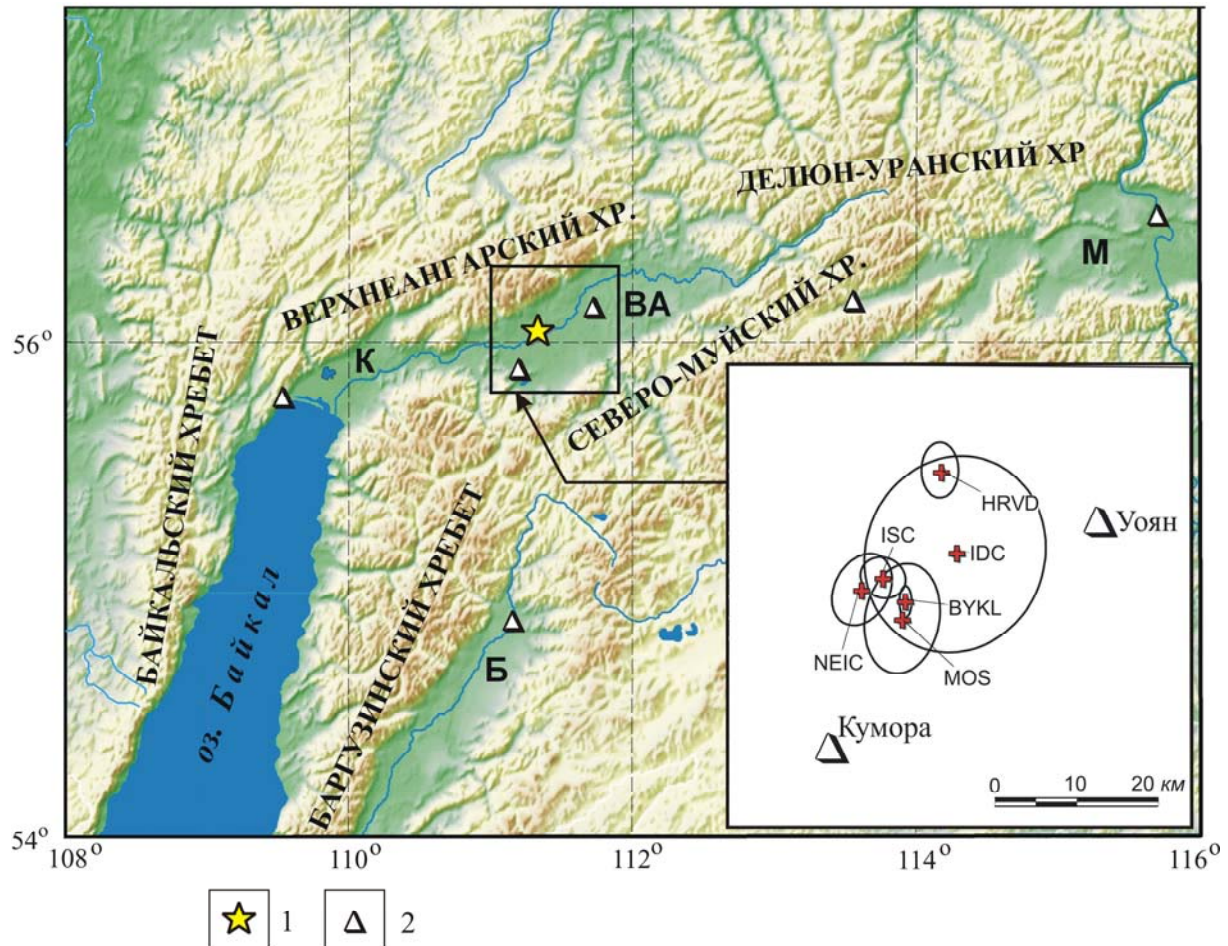


Рис. 1. Местоположение эпицентра Кумурского землетрясения 2003 г. с $K_p=14.3$

1 – инструментальный эпицентр, 2 – сейсмическая станция.

Буквами на карте обозначены рифтовые впадины: Б – Баргузинская, К – Кичерская, ВА – Верхнеангарская, М – Муйская. На врезке приведены решения эпицентра главного толчка и эллипсы ошибок по данным разных агентств (табл. 1).

Сейсмический режим. Верхнеангарская впадина, где произошло рассматриваемое событие, входит в одну из зон эпицентров восток–северо-восточного простирания, выделяемых на мелкомасштабных картах сейсмичности к востоку от оз. Байкал. Сейсмическая активность впадины высокая (рис. 2), но в период инструментальных наблюдений здесь преобладали землетрясения слабые или умеренные по своей величине. Полоса эпицентров слабых землетрясений во впадине тяготеет к северной ее части и восточному замыканию, а наибольшая активность связана с межвпадинными перемычками, самым ярким примером чему служит Кичерская последовательность землетрясений 1999 г. [5].

До 2003 г. во впадине было зарегистрировано только два события 14-го класса – 26.11.1968 г. [6] и 02.11.1976 г. [7]. Однако они сопровождались очень малым числом афтершоков: единичные толчки – в первом случае и около пятидесяти – во втором (все с $K_p \leq 9.0$). Положение и величина исторического землетрясения 23.09.1940 г. с $M=5.7$ определены «неточно» [8], поэтому нет полной уверенности в его приуроченности непосредственно к впадине.

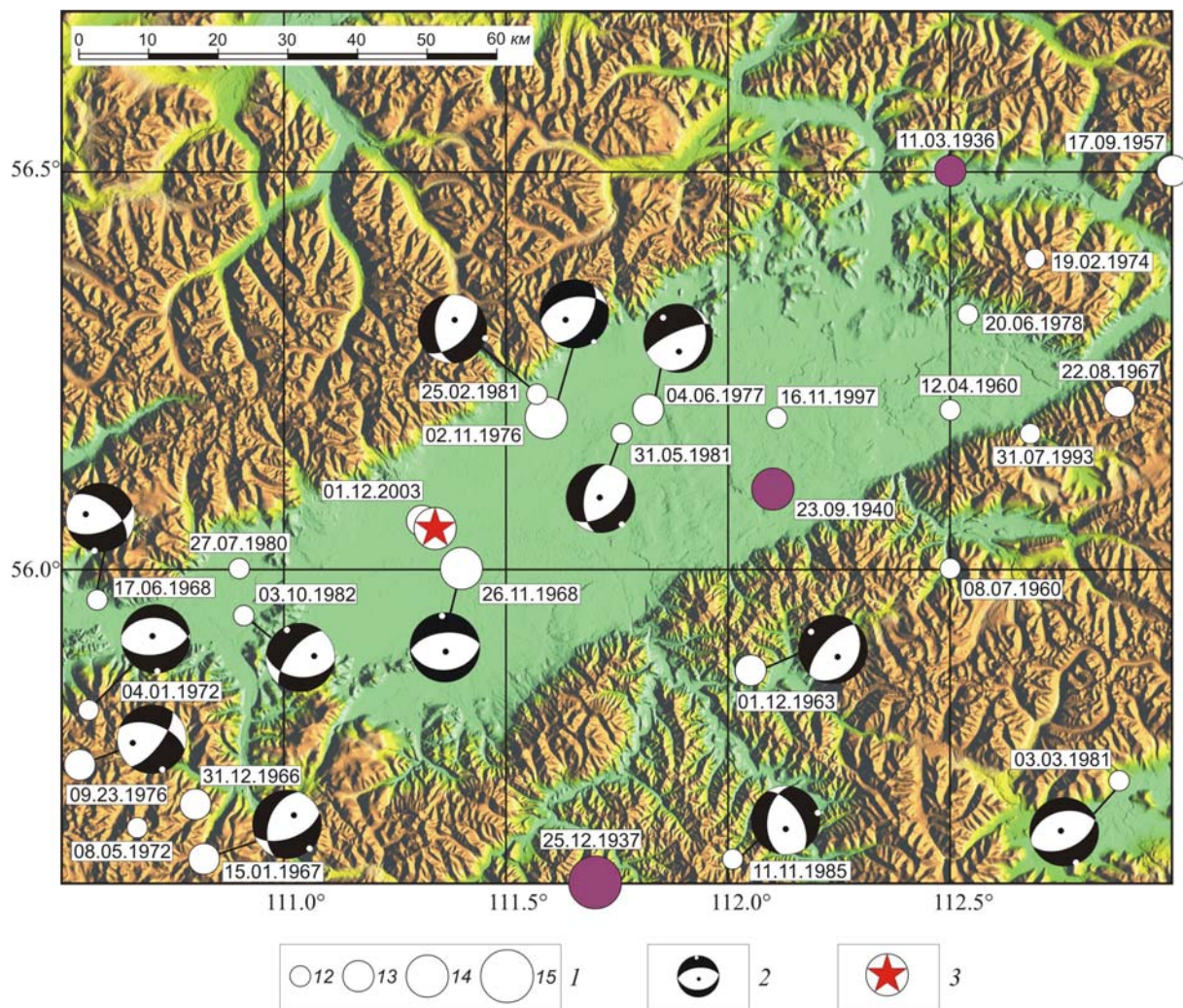


Рис. 2. Сильные землетрясения с $K_p \geq 12.0$ в пределах Верхнеангарской впадины и ее горного обрамления по историческим (затемненные эпицентры) и инструментальным (белые эпицентры) данным за 1900–2003 гг. (землетрясения с $K_p \geq 13$ приведены в табл. 2)

1 – энергетический класс K_p ; 2 – стереограмма механизма очага в проекции нижней полусферы; 3 – Куморское землетрясение.

Таблица 2. Параметры землетрясений с $K_p \geq 13$ ($M \geq 5$) в районе Верхнеангарской впадины за период 1900–2003 гг.

Дата, д м год	t_0 , ч мин с $\pm \delta t_0, c$	Эпицентр		h , км $\pm \delta h$	M $\pm \delta M$	I_0 , балл $\pm \delta I_0$	Примечания	Источ- ник
		φ°, N $\pm \delta \varphi^\circ$	λ°, E $\pm \delta \lambda^\circ$					
11.03.1936	08 40 52 $\pm 10 c$	56.5 ± 1.0	112.5 ± 1.0		5.1 ± 0.3	(6–7)		[8]
25.12.1937	09 55 50 $\pm 2 c$	55.6 ± 0.5	111.7 ± 0.5	20 ± 15	6.1 ± 0.5	(8)	3–4–300 (1)	[8]
23.09.1940	10 25 59 $\pm 3 c$	56.1 ± 0.3	112.1 ± 0.3	20 ± 15	5.7 ± 0.3	(7–8)		[8]
17.09.1957	06 29 56	56.5	113.0				$K_p=13$	[*]
01.12.1963	04 26 10	55.9 ± 0.4	112.0 ± 0.4		4.8		$K_p=13$	[9]
31.12.1966	00 29 13 $\pm 2 c$	55.7 ± 0.2	110.8 ± 0.2	10 ± 10	5.1 ± 0.3	(7)	3–4–240 (2); $K_p=12.5$	[8]

Дата, д м год	t_0 , ч мин с $\pm \delta t_0, c$	Эпицентр		h , км $\pm \delta h$	M $\pm \delta M$	I_0 , балл $\pm \delta I_0$	Примечания	Источ- ник
		φ°, N $\pm \delta \varphi^\circ$	λ°, E $\pm \delta \lambda^\circ$					
15.01.1967	19 58 42 $\pm 2 c$	55.63 ± 0.1	110.82 ± 0.1	10 ± 5	5.2 ± 0.3		4–240 (3); $K_p=13$	[8, 10]
22.08.1967	23 12 20	56.2 ± 0.15	112.9 ± 0.15		5.5		$K_p=13$	[10]
26.11.1968	18 31 55 $\pm 2 c$	56.00 ± 0.1	111.40 ± 0.1	20 ± 10	5.3 ± 0.2	(6–7) ± 1	Верхнеангарское: 5–85 (6); 4–160 (10); 3–270 (7); $K_p=14$	[8]
23.09.1976	09 50 03.6	55.75 ± 0.1	110.54 ± 0.1	15	4.7 ^A _{PV}		3–4–28 (2); $K_p=13$	[11]
02.11.1976	14 56 01.6 $\pm 1 c$	56.10 ± 0.1	111.61 ± 0.1	33 ± 15	5.2 ± 0.3	6–7 ± 0.5	Уоянское-1: 6–22 (3); 5–32 (3); 4–80 (6); 3–235 (26); $K_p=14$	[11, 12]
04.06.1977	15 00 32.7	56.20 ± 0.07	111.82 ± 0.07	25	4.7		Уоянское-2: 4–5–14 (1); 4–51 (1); 3–223 (1); 2–3–252 (2); $K_p=13$	[13, 14]

Примечание. Сведения об ощутимости типа [3–235 (26)] означают, что интенсивность сотрясений $I=3$ балла отмечена на среднем для 26 пунктов эпицентрального расстоянии 235 км; знак * в столбце «Источник» означает фондовые материалы БФ ГС СО РАН.

Кумулятивный график числа событий до Куморского землетрясения не показывает каких-либо изменений непосредственно перед ним (рис. 3).

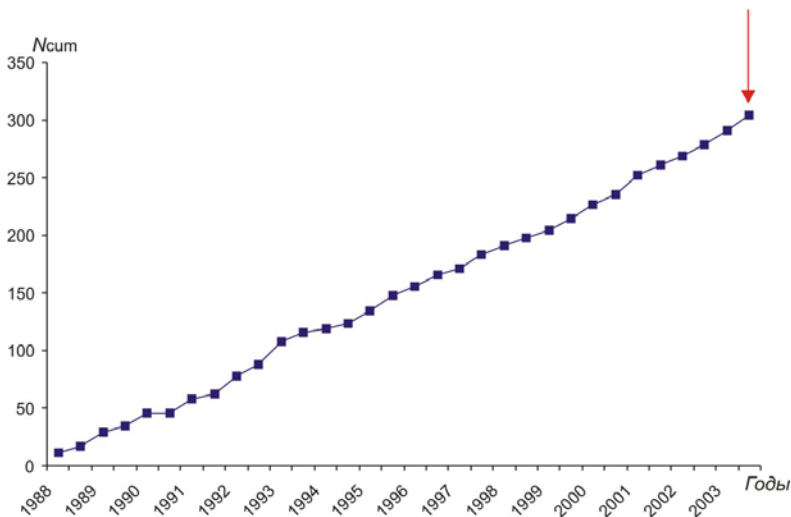


Рис. 3. График кумулятивного числа событий в районе Куморского землетрясения 16 сентября 2003 г. за 15 предшествующих лет

Стрелкой показан момент возникновения главного толчка.

Главному толчку предшествовал всего один слабый ($K_p=7.6$) форшок, произошедший за две минуты до него. Эпицентры афтершоков первых суток визуально образовали полосу северо-западного простирания (рис. 4) размером $\sim 35 \times 11 \text{ км}^2$. Однако вытянутость эпицентрального поля афтершоков в северо-западном направлении является не результатом активизации разлома такой ориентации, а, скорее, следствием ошибок определения эпицентров. Выше уже упоминалось, что в северо-западном секторе отсутствуют сейсмические станции, что приводит к вытянутости эллипса ошибок в субмеридиональном направлении (рис. 1). Смещение эпицентров по меридиану с юга на север менее контролируется, по сравнению с их положением вдоль широты — с запада на восток. Это наглядно демонстрирует рис. 5. На левом графике, где показаны ошибки по широте, большая часть значений распределена до 6 км с пиком на 4 км, а правый график показывает, что ошибки по долготе у эпицентров наиболее значимых энергетических классов $K_p=8–14$ не превышают двух километров. Таким образом, полученная геометрия афтершокового поля, а именно его вытянутость в северо-западном направлении, является артефактом.

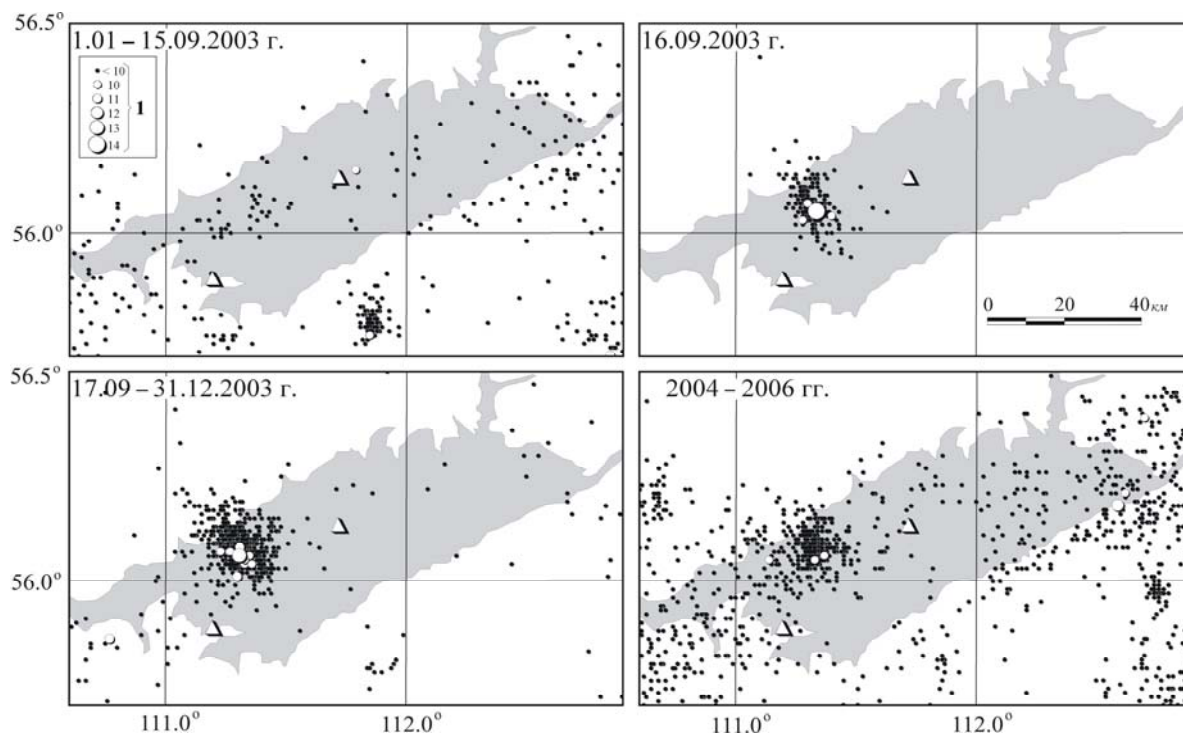


Рис. 4. Развитие эпицентрального поля афтершоков Куморского землетрясения во времени
1 – энергетический класс K_p .

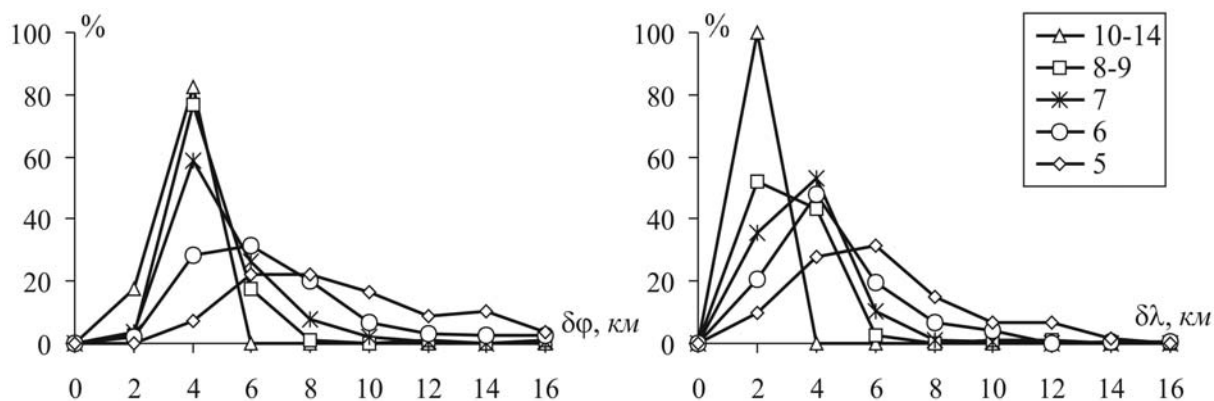


Рис. 5. Процентное распределение ошибок в определении координат эпицентров афтершоков разных классов Куморского землетрясения по широте ($\delta\varphi$) и долготе ($\delta\lambda$)

Со временем (за 2003–2006 гг.) поле увеличилось в размерах, его конфигурация приобрела изометричность (рис. 4). В целом эпицентры преобладающего большинства афтершоков расположены непосредственно во впадине, но небольшая их часть охватывает ее горное обрамление с севера.

Затухание числа афтершоков во времени типично для такого рода последовательностей – в первые сутки после главного толчка произошла почти пятая часть всех афтершоков (рис. 6). Всего на конец 2006 г. в эпицентральной области главного толчка зарегистрировано более тысячи землетрясений, начиная с $K_p \geq 6$. Сильнейший афтершок описываемой серии произошел 1 декабря 2003 г. в $20^{\text{h}}55^{\text{m}}$ и имел $K_p=12.8$. Энергетическая ступень ΔK_a , таким образом, составила

$$\Delta K_a = 14.3 - 12.8 = 1.5.$$

Из рис. 6 видно, что он не сопровождался собственными (вторичными) афтершоками.

Для всей совокупности афтершоков (2003–2006 гг.) методом наименьших квадратов был рассчитан кумулятивный график повторяемости.

Таблица 3. Число афтершоков Куморского землетрясения разных классов K_p , зарегистрированных с 16.09.2003 г. по 16.09.2004 г.

K_p	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	N_{Σ}
$N(K)$	147	519	206	71	22	11	2	–	1	1	980

В выборку были включены афтершоки энергетического диапазона $K_p=7-11$, так как землетрясения с $K_p=6$ не являются полностью представительными в данном районе, поскольку их число превышает число событий с $K_p=7$ только в 2.5–2.6 раза (табл. 3). Более сильные события ($K_p>11$) также не являются представительными для этого небольшого периода времени. В результате получено значение угла наклона кумулятивного графика повторяемости $\gamma=-0.49\pm 0.02$ при среднем долговременном значении $\gamma=-0.48\pm 0.03$, т.е. соотношение относительно слабых и сильных событий в последовательности афтершоков Куморского землетрясения фактически соответствовало таковому для фоновой сейсмичности. Однако для афтершоков первых месяцев (16.09–31.12 2003 г.) значение γ слегка понижено и составляет $\gamma=-0.44\pm 0.02$.

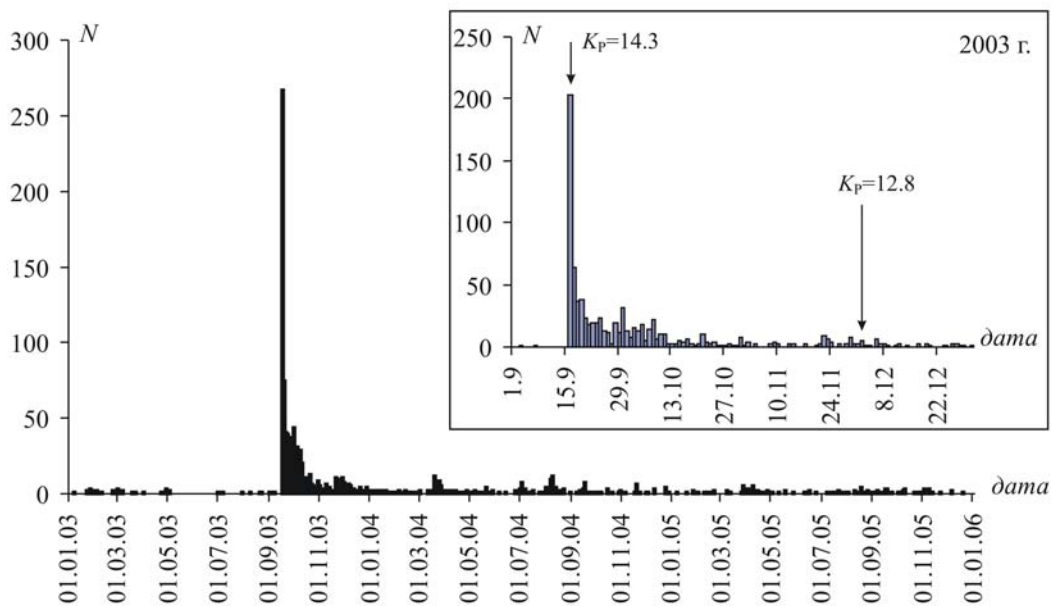


Рис. 6. Изменение во времени числа N землетрясений в районе Куморского землетрясения за период с 01.01.2003 г. по 01.01.2006 г.

На врезке приведен такой же график, но для периода с 01.09.2003 г. по 31.12.2003 г.; цена деления по оси абсцисс на основном графике – двое суток, на врезке – одни сутки.

Релокализация. Рутинная обработка обеспечивает достаточно точную локализацию эпицентров, тогда как оценка глубины является параметром, требующим особого подхода. Поэтому с целью уточнения именно глубин очагов была проведена релокализация гипоцентров афтершоков рассматриваемого события. Расчет проводился по программе HYPOINVERSE [15], основанной на принципе минимизации среднеквадратичного отклонения невязок (RMS) времен пробега волн. При использовании этого метода полученные результаты находятся в сильной зависимости от используемой скоростной модели.

В работе [16] для Куморской последовательности была показана обоснованность применения слоистой скоростной модели, составленной с учетом региональных особенностей геологического строения региона. Фундамент Верхнеангарской впадины является частью обширного Ангаро-Витимского гранитного батолита. Согласно результатам ГСЗ [17], скорости сейсмических волн в нем понижены до 5.6–5.8 км/с и резко возрастают в нижней части коры до 6.4–6.8 км/с. Геофизические данные указывают также, что корни батолита достигают 20 км [17]. На основании упомянутых работ была составлена слоистая скоростная модель, представленная в табл. 4.

Таблица 4. Скоростная модель, используемая в релокализации

h , км	v_p , км/с
0–10	5.8
10–20	6.2
20–42	6.4
Ниже 42	7.9

Отношение скоростей принималось постоянным и равным $v_p/v_s=1.77$. Использовались времена вступлений волн Pg и Sg с десяти ближайших ($\Delta=16-360$ км) станций для афтершоков, произошедших в период 2003–2006 гг. Результаты показывают, что среднее значение глубины очагов равняется 15 км, гистограмма распределения по двухкилометровым интервалам показана на рис. 7. Очевидно, что преобладающее большинство гипоцентров расположено в диапазоне глубин 8–22 км, при максимуме 16–18 км. В последнем же интервале, на глубине 17 км, находится очаг и главный толчок, локализованного с ошибкой меньше километра (табл. 5). Значения для Куморского землетрясения, приведенные в других источниках, близки к полученным цифрам. Так, в результате сводной рутинной обработки (с использованием однослойной модели) в бюллетене Байкальского филиала ГС СО РАН значение глубины составляет 19 ± 2 км (табл. 1). Международный сейсмологический центр ISC дает значения 18 и 21 км по фазе pP . В работе [18] в ходе моделирования волновых форм наилучшее соответствие наблюдалось при глубине 15 км, хотя возможный диапазон глубины очага достаточно большой – от 8 до 20 км.

Таблица 5. Основные параметры релокализованных событий с $K_p \geq 7.5$, относящихся к Куморскому землетрясению 16.09.2003 г.

№	Дата, д м	t_0 , ч мин с	δt_0 , с	Эпицентр			h , км	ERZ , км	K_p
				φ° , N	λ° , E	ERH , км			
Форшок									
1	16.09	11 22 09.41	0.11	56.022	111.358	0.50	18.2	0.4	7.6
Основной толчок									
2	16.09	11 24 54.37	0.13	56.038	111.372	0.38	17.5	0.4	14.3
Афтершоки									
3	16.09	11 33 49.97	0.41	55.986	111.357	1.33	14.3	2.1	9.1
4	16.09	11 40 01.05	0.25	56.010	111.415	0.78	17.4	0.7	9.8
5	16.09	11 54 32.37	0.22	55.951	111.445	0.76	26.1	1.4	7.6
6	16.09	12 00 19.31	0.19	56.004	111.366	0.75	15.6	0.8	8.2
7	16.09	12 07 11.92	0.22	56.000	111.355	0.80	15.5	0.9	8.0
8	16.09	12 17 44.40	0.37	56.007	111.338	0.87	9.9	1.7	9.3
9	16.09	12 17 52.64	0.38	56.020	111.307	0.99	14.6	2.1	9.2
10	16.09	12 20 42.70	0.18	56.031	111.316	0.69	16.1	0.5	7.9
11	16.09	12 20 45.65	0.10	56.027	111.298	0.51	8.9	0.6	8.1
12	16.09	12 34 21.98	0.16	55.997	111.282	0.55	17.7	0.4	8.3
13	16.09	12 43 38.27	0.14	56.028	111.325	0.72	15.2	0.4	8.2
14	16.09	12 43 55.37	0.38	56.001	111.330	1.02	17.9	0.7	8.2
15	16.09	12 49 16.30	0.28	56.042	111.284	0.63	17.2	0.6	7.9
16	16.09	13 07 50.28	0.18	56.015	111.333	0.87	16.3	0.5	7.6
17	16.09	13 24 53.70	0.26	56.030	111.329	0.85	16.8	0.7	7.7
18	16.09	14 05 55.09	0.21	56.018	111.365	0.77	16.1	0.6	8.4
19	16.09	14 15 15.46	0.21	56.028	111.339	0.62	15.6	0.9	8.1
20	16.09	14 26 14.33	0.11	56.010	111.293	0.34	15.7	0.4	9.9
21	16.09	14 31 30.78	0.21	56.032	111.350	0.78	15.9	1.0	8.1
22	16.09	15 13 12.57	0.15	56.038	111.321	0.45	15.6	0.6	7.7
23	16.09	15 30 21.52	0.31	56.066	111.299	0.72	15.6	0.7	7.8
24	16.09	15 32 01.46	0.20	56.077	111.275	0.60	13.4	0.9	7.9
25	16.09	15 37 53.63	0.17	56.076	111.274	0.62	14.6	0.7	8.8
26	16.09	16 35 23.59	0.21	56.017	111.364	0.86	15.0	1.1	7.8
27	16.09	17 48 34.35	0.11	55.997	111.370	0.47	13.3	0.9	8.0
28	16.09	22 17 28.90	0.22	56.022	111.356	1.06	16.0	1.3	8.0
29	16.09	22 58 36.26	0.13	56.010	111.415	0.54	17.4	0.4	7.7
30	16.09	23 24 02.65	0.27	56.034	111.317	0.77	15.1	0.9	10.5
31	17.09	04 23 47.62	0.16	56.010	111.328	0.55	17.2	0.4	9.6

№	Дата, д м	t_0 , ч мин с	δt_0 , с	Эпицентр			h , км	ERZ , км	K_p
				φ° , N	λ° , E	ERH , км			
32	17.09	07 18 53.04	0.16	56.033	111.337	0.57	14.4	0.6	9.6
33	17.09	14 06 25.70	0.22	56.023	111.348	0.84	17.4	0.6	9.4
34	17.09	14 23 22.93	0.30	56.048	111.323	1.02	14.1	1.3	8.1
35	17.09	20 05 45.55	0.21	56.020	111.374	1.01	14.3	1.4	8.1
36	18.09	02 30 44.27	0.13	56.040	111.370	0.49	18.3	0.4	9.9
37	18.09	13 08 08.02	0.15	56.032	111.349	0.55	18.6	0.4	9.9
38	18.09	19 52 30.79	0.16	56.026	111.358	0.71	16.9	0.6	8.0
39	19.09	00 40 43.67	0.08	56.007	111.373	0.71	16.3	0.5	7.8
40	19.09	11 50 52.48	0.16	56.025	111.318	0.51	15.8	0.6	8.9
41	19.09	23 35 12.32	0.13	56.011	111.339	0.42	16.5	0.4	9.0
42	20.09	14 08 01.82	0.08	56.010	111.393	0.60	14.3	0.8	7.6
43	20.09	14 19 01.15	0.36	56.021	111.339	0.84	15.3	1.2	8.5
44	20.09	14 50 52.02	0.19	56.024	111.367	0.69	15.4	0.9	7.8
45	21.09	09 16 38.93	0.19	56.030	111.324	0.65	18.0	0.5	8.9
46	21.09	17 12 41.47	0.32	56.021	111.490	0.85	15.4	1.5	7.6
47	22.09	02 05 31.04	0.15	55.981	111.274	0.68	16.6	0.3	8.0
48	23.09	00 13 48.52	0.30	56.014	111.348	0.91	16.6	1.3	7.7
49	23.09	03 38 39.84	0.21	56.038	111.305	0.50	16.0	0.6	7.7
50	23.09	11 48 55.72	0.14	56.008	111.317	0.50	15.6	0.4	8.2
51	23.09	18 04 47.18	0.17	56.032	111.300	0.57	12.2	0.6	8.0
52	24.09	08 39 50.90	0.11	56.064	111.279	0.58	12.3	1.0	9.9
53	24.09	11 57 14.02	0.20	56.027	111.360	0.70	14.9	0.9	8.4
54	24.09	19 23 32.38	0.25	56.069	111.261	0.78	13.2	1.1	8.2
55	25.09	02 04 29.20	0.32	56.042	111.296	0.96	14.9	1.3	9.2
56	26.09	05 21 03.47	0.29	56.039	111.278	1.14	14.2	1.4	7.6
57	26.09	06 09 28.31	0.13	56.027	111.283	0.57	14.8	0.8	7.6
58	26.09	07 33 26.77	0.12	56.050	111.275	0.63	13.6	0.8	8.0
59	26.09	19 33 07.54	0.24	56.021	111.283	0.81	15.9	1.0	7.9
60	30.09	09 13 44.46	0.21	56.077	111.319	0.90	13.1	1.3	7.7
61	03.10	00 54 38.89	0.20	56.052	111.275	0.71	15.0	1.0	8.0
62	04.10	04 33 06.50	0.14	56.064	111.340	0.66	11.9	1.3	7.6
63	05.10	09 21 05.55	0.11	55.993	111.286	0.37	15.2	0.5	7.9
64	05.10	11 48 35.69	0.21	56.046	111.332	0.77	11.0	1.4	8.8
65	07.10	09 08 21.69	0.20	56.070	111.294	0.76	12.0	1.2	9.0
66	08.10	16 08 51.51	0.22	55.985	111.341	0.97	16.0	1.1	8.3
67	10.10	19 01 38.73	0.20	56.087	111.272	1.02	13.9	1.4	7.6
68	11.10	21 55 29.97	0.28	56.116	111.186	0.89	14.3	1.5	7.6
69	15.10	08 29 56.62	0.19	56.054	111.309	0.81	11.2	1.5	8.1
70	16.10	01 20 20.20	0.42	56.048	111.229	1.26	15.7	1.6	7.6
71	17.10	05 40 20.21	0.59	55.959	111.297	1.28	22.6	1.8	8.4
72	17.10	08 21 03.90	0.24	56.021	111.459	0.59	12.7	1.2	8.7
73	21.10	06 04 19.76	0.14	56.033	111.388	0.56	18.4	0.4	10.5
74	04.11	06 38 15.37	0.12	56.000	111.284	0.45	15.2	0.5	7.6
75	04.11	10 10 16.32	0.14	55.961	111.291	0.55	15.1	0.5	8.6
76	17.11	17 13 26.50	0.13	55.990	111.274	0.43	11.7	1.4	10.8
77	26.11	22 08 02.96	0.13	56.108	111.424	0.70	16.1	0.4	8.0
78	26.11	22 09 37.92	0.29	56.092	111.455	0.71	16.6	0.6	9.0
79	29.11	21 24 40.93	0.25	56.039	111.417	0.80	12.5	1.3	9.4
80	29.11	21 56 11.71	0.20	56.043	111.454	0.93	14.0	1.0	8.3
81	30.11	03 05 50.46	0.19	56.044	111.413	0.66	12.6	1.1	8.8
82	01.12	20 55 46.50	0.34	56.007	111.349	0.87	18.4	0.7	12.8
83	03.12	21 24 13.68	0.25	55.991	111.445	1.63	16.0	1.8	11.1
84	06.12	15 34 13.77	0.44	56.053	111.235	1.26	11.3	1.8	8.4
85	06.12	17 43 18.73	0.16	56.062	111.215	0.49	11.6	1.0	10.3
86	06.12	17 53 09.17	0.20	56.043	111.232	0.52	9.7	0.6	7.6
87	09.12	07 42 11.33	0.05	55.986	111.279	1.11	14.0	0.6	7.6
88	17.12	06 58 51.66	0.18	56.041	111.328	0.37	17.0	0.4	7.8
89	29.12	14 54 21.15	0.21	56.045	111.374	0.67	18.1	0.5	7.8

Примечание. ERH , ERZ – горизонтальная и вертикальная стандартная ошибка определения гипоцентров; K_p – энергетический класс из [1].

Распределение стандартных ошибок определения гипоцентров при 32 % доверительном интервале показывает (рис. 7), что большинство событий релокализовано с достаточно хорошей точностью в пределах используемой скоростной модели.

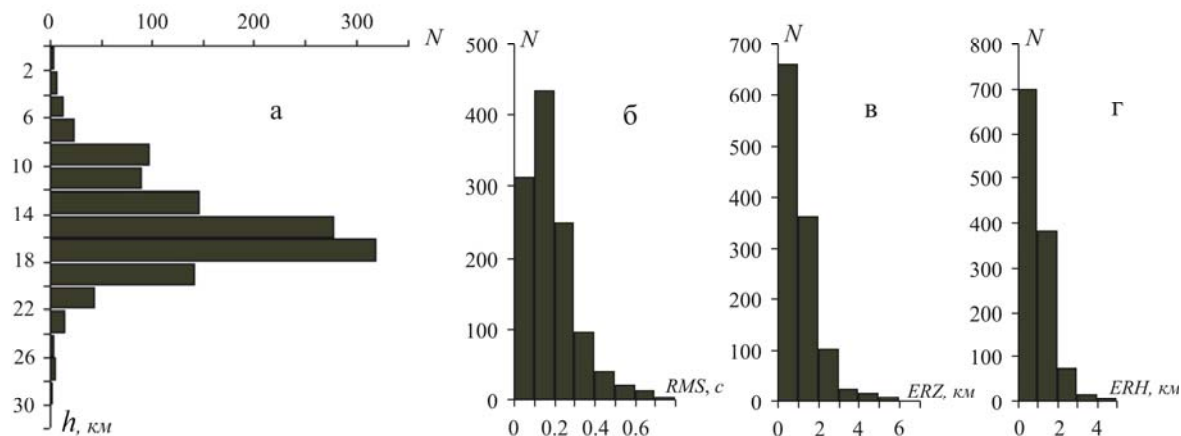


Рис. 7. Гистограммы распределения землетрясений по глубине h (а) и их стандартных ошибок RMS (б), ERZ (в), ERH (г)

RMS – среднеквадратичное отклонение невязок; ERZ , ERH – ошибка по вертикали и горизонтали соответственно.

Механизм очага. Фокальный механизм главного толчка установлен однозначно как по первым вступлениям P_n - и P_g -волн на региональных станциях [19], так и моделированием волновых форм (рис. 8, табл. 6), причем наблюдается полное совпадение решения для начальной точки разрыва и для тензора момента центроида (СМТ). Движение в очаге представляло собой сброс по плоскости северо-восточного простирания. Одна нодальная плоскость более пологая – угол варьирует от 34° в региональном решении до $40\text{--}45^\circ$ по данным мировых агентств, и падает на юго-восток; вторая же плоскость с типичным для сбросов углом $50\text{--}60^\circ$ падает под хребет.

Фокальные механизмы для афтершоков, полученные по знакам вступлений продольных волн на станциях региональной сети, более разнообразны (рис. 8). И хотя в пяти решениях из семи преобладает сбросообразование, нодальные плоскости меняют свою ориентацию от широтной до меридиональной. Два решения указывают на взбросовые смещения в очагах с небольшой сдвиговой компонентой. К сожалению, не удалось однозначно определить механизм очага сильнейшего ($K_p=12.8$) афтершока 1 декабря 2003 г. в $20^{\text{h}}55^{\text{m}}$.

Механизмы очагов Куморского землетрясения и его афтершоков полностью «вписываются» в региональное поле тектонических напряжений [5, 21], которое отражает доминирующую роль растяжения, действующего в горизонтальной плоскости с азимутом 150° . Ось сжатия, ориентированная в северо-восточных румбах, здесь вертикальна, что и отражается в подвижках типа сброс в очагах землетрясений по плоскостям преимущественно северо-восточного и широтного простирания (рис. 2).

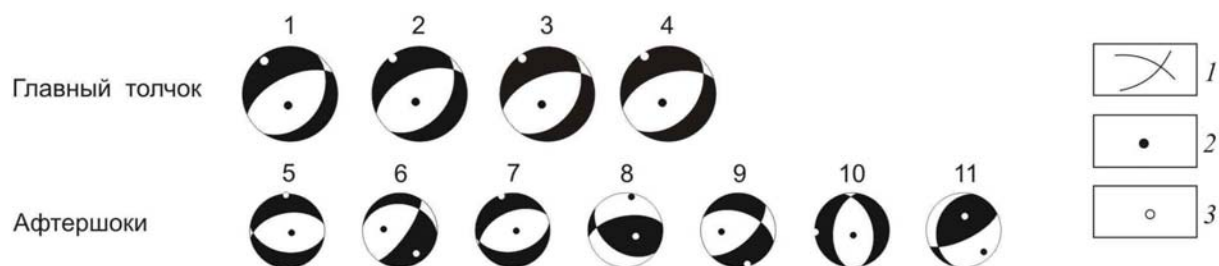


Рис. 8. Стереогаммы механизмов очагов Куморского землетрясения (варианты 1–4) и его афтершоков (5–11) в проекции нижней полусферы

1 – нодальные плоскости; 2, 3 – оси напряжений сжатия и растяжения соответственно; номера 1–11 соответствуют таковым в табл. 6.

Таблица 6. Параметры механизма очага Куморского землетрясения и его афтершоков

№	Дата, д м	t_0 , ч мин	h , км	K_p	Оси напряжений						Нодальные плоскости						Источ- ник
					T		N		P		$NP1$			$NP2$			
					PL	AZ	PL	AZ	PL	AZ	STK	DP	$SLIP$	STK	DP	$SLIP$	
Главный толчок																	
1	16.09	11 24	17.5	14.3	13	322	14	55	70	190	34	34	-116	244	60	-74	[19]
2			15		7	323	13	55	75	207	38	40	-111	245	53	-73	[18]
3			15		9	326	18	59	70	210	35	39	-119	251	56	-68	[4]
4			12		4	321	0	0	69	221	30	45	-120	249	52	-63	[20]
Афтершоки																	
5	16.09	14 26	15.7	9.9	4	358	9	267	80	110	98	42	-76	259	50	-103	[19]
6	16.09	23 24	15.1	10.5	25	145	24	43	54	274	35	74	-116	276	30	-33	[19]
7	18.09	02 30	18.3	9.9	4	342	7	251	82	98	245	49	-99	79	42	-79	[19]
8	18.09	13 08	18.6	9.9	64	120	24	276	10	10	126	41	128	260	59	62	[19]
9	24.09	08 39	12.3	9.9	7	165	36	70	53	265	47	61	-132	289	49	-39	[19]
10	17.11	17 13	11.7	10.8	2	267	11	357	79	167	346	44	-106	188	48	-75	[19]
11	06.12	17 43	11.6	10.3	59	5	21	236	22	137	64	70	112	194	29	44	[19]

Сеймотектоническая позиция. Верхнеангарская впадина – одна из крупных впадин Байкальской рифтовой системы. Длина впадины чуть более 100 км, ширина – около 35 км. С запада она граничит с Кичерской депрессией, с которой соединена долиной р. Верхняя Ангара, с востока она слепо замыкается в Делюн-Уранский хребет, а еще далее к востоку расположена сложнопостроенная Муйская впадина (рис. 1).

Верхнеангарская впадина представляет собой симметричный грабен, образовавшийся в результате слияния двух депрессий, поэтому структурно она делится на два сектора – юго-западный с более опущенным днищем фундамента и северо-восточный, менее погруженный [21]. Мощность кайнозойских осадочных отложений варьирует от 0.5 до 1.6 км. Глубина залегания границы Мохоровичича – 42 км [22]. Борты рассматриваемой впадины ограничивают разломы северо-восточного простирания: Верхнеангарский – с севера и Северо-Муйский – с юга. Их кинематика на кайнозойском этапе развития определяется как сбросо-сдвиговая, хотя, как отмечается в [21], прямых доказательств наличия крупных сдвигов по ним нет.

Согласно карте активных разломов [23], эпицентр главного толчка попадает на окончание внутривпадинного разлома северо-восточного простирания (рис. 9). Приуроченность к закартированному разлому, а также удаленность от разлома, ограничивающего впадину от ее горного обрамления, свидетельствуют о продолжающемся процессе опускания неоднородного фундамента впадины.

Макросейсмические данные. Сведения об ощутимости Куморского землетрясения 16 сентября 2003 г. с $K_p=14.3$ были получены от сотрудников сейсмических станций региональной сети, а также от отдельных корреспондентов посредством рассылки опросных листов. Непосредственного обследования населенных пунктов не проводилось. С наибольшей интенсивностью ($I_1=5-6$ баллов) землетрясение проявилось в пос. Уоян на расстоянии около 20 км. Подробные макросейсмические данные приводятся ниже.

Уоян. Землетрясение ощущалось всеми людьми в помещениях и на открытом воздухе. Раскачивались висючие предметы, самопроизвольно открывались дверцы шкафов. В некоторых печах отмечено образование трещин. На улице очевидцами чувствовалась вибрация почвы, наблюдалось раскачивание столбов и электропроводов. При землетрясении слышался гул.

Новый Уоян. Землетрясение ощущалось как в помещениях (одноэтажные деревянные дома), так и на открытом воздухе. Скрипели полы и потолки, колебалась и скрипела мебель, качались висючие предметы, дребезжала посуда и стекла окон. Легкие незакрепленные предметы сдвигались со своих мест и в некоторых случаях опрокидывались. Спавшие люди просыпались, многие в испуге покидали помещения. При землетрясении слышался гул, напоминавший шум от тяжелой техники.

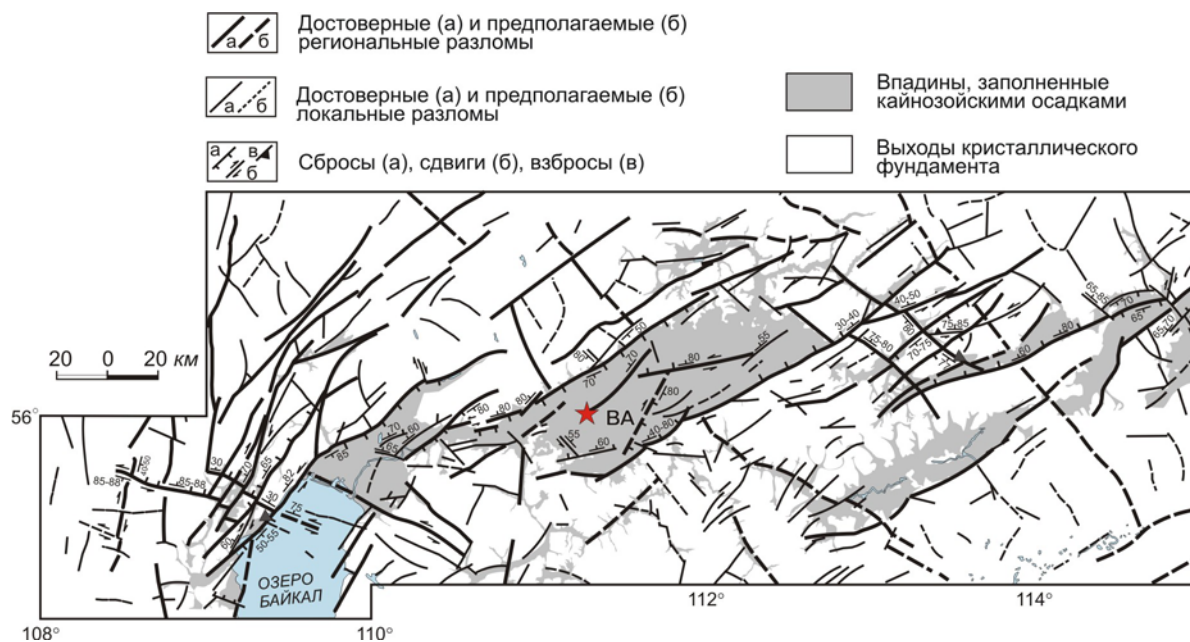


Рис. 9. Фрагмент карты разломно-блокового строения северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны по [23]

ВА – Верхнеангарская впадина; звездочка – эпицентр Куморского землетрясения 16 сентября 2003 г.

Мамакан. Землетрясение ощущалось на первых-вторых этажах деревянных зданий. Скрипели полы и потолки, дребезжала посуда и стекла, скрипела мебель, колебались всякие предметы. Сдвигались с места легкие незакрепленные предметы. Некоторые люди покинули помещения. Имеется единичное сообщение о повреждении штукатурки (без указания характера повреждения). Слышался гул.

Бодайбо. Землетрясение ощущалось на различных этажах в зданиях различных типов. Дребезжала посуда и стекла окон, колебались всякие предметы. Слышался скрип полов.

Северобайкальск. Землетрясение замечено лицами, находившимися в помещениях на различных этажах. Колебалась жидкость в сосудах, раскачивались всякие предметы, дребезжала посуда, дрожала и скрипела мебель. Некоторые люди испугались и вышли на улицу.

Чита. Интенсивные колебания ощущались людьми, находившимися на различных этажах панельных и кирпичных зданий. Среди наиболее часто встречающихся эффектов отмечены раскачивание всяких предметов, колебания воды в посуде, дрожание, колебание и движение мебели (кресла, диваны, столики), дребезжание посуды. Самопроизвольно открывались межкомнатные двери и дверцы мебели. Многие люди испытывали испуг, граничащий с паникой, некоторые покинули помещения. Перечисленные макросейсмические проявления были более заметны на верхних этажах зданий, однако имеется информация о сильных колебаниях мебели также и на нижних этажах. Это обстоятельство вкуче с острой реакцией жителей города на землетрясение позволяет оценить интенсивность сотрясений по макросейсмическим данным не менее чем в 4 балла.

Оценка интенсивности сотрясений по всем имеющимся данным представлена в табл. 7.

Таблица 7. Макросейсмические данные о Куморском землетрясении

№	Пункт	Δ, км	Звук	№	Пункт	Δ, км	Звук	
1	<u>5–6 баллов</u>	22	гул	4	Даван	152	гул	
	Уоян			<u>4–5 баллов</u>	5	Северобайкальск		133
	<u>5 баллов</u>			6	Горно-Чуйский	179		
2	Кумора	18		7	Согдиондон	191		
3	Новый Уоян	27	гул					

№	Пункт	Δ, км	Звук	№	Пункт	Δ, км	Звук
8	Таксимо	222			<u>Не ощущалось</u>		
9	Казачинское	235	гул	29	Качуг	418	
10	Луговский	245		30	Могзон	478	
11	Мамакан	257	гул	31	Вершино-Дарасунский	492	
12	Алексеевск	271		32	Букачача	496	
	<u>4 балла</u>			33	Новокручининский	499	
13	Магистральный	243		34	Видим	512	
14	Колотовка	268		35	Жирекен	529	
15	Витимский	270		36	Иволгинск	547	
16	Мусковит	270		37	Новопавловка	553	
17	Чита	470		38	Петровск-Забайкальский	554	
	<u>3–4 балла</u>			39	Шилка	558	
18	Бодайбо	265	гул	40	Арбагар	558	
19	Артемовский	314		41	Кокуй	586	
20	Витим	388		42	Большеокинское	600	
	<u>3 балла</u>			43	Балей	603	
21	Уakit	155	гул	44	Калтук	603	
	<u>2–3 балла</u>			45	Гусиноозерск	618	
22	Усть-Кут	361		46	Ангарск	621	
23	Жигалово	414		47	Касьяновка	623	
24	Иркутск	625		48	Кутулик	627	
	<u>2 балла</u>			49	Листвянка	629	
25	Улан-Удэ	527		50	Залари	630	
26	Свирск	612		51	Оловянная	631	
27	Черемхово	622		52	Чеботариха	668	
28	Зима	639		53	Тулун	704	
				54	Чунский	725	
				55	Лесогорск	736	
				56	Квиток	801	

Район землетрясения заселен относительно слабо, немногочисленные населенные пункты сконцентрированы главным образом вдоль транспортных путей и водных артерий. В силу специфического характера размещения населенных пунктов построить схему изосейст оказалось затруднительно, поэтому предпочтение было отдано схеме типа «пункты–баллы», представленной на рис. 10.

Из представленных данных следует, что Куморское землетрясение 16 сентября 2003 г. характеризуется резкими аномалиями в распределении макросейсмических эффектов. Слабое затухание сейсмических колебаний отмечается в северных румбах от эпицентра. После ближайшей зоны наибольшими значениями интенсивности сотрясений (4–5 баллов) характеризуются пункты, расположенные в пределах Сибирской платформы на расстояниях до 250–270 км. К югу от эпицентра аномально сильные эффекты отмечены в г. Чите, хотя в других пунктах, расположенных также к югу на сопоставимых эпицентральных расстояниях, землетрясение уже не ощущалось. Подобное распределение интенсивности сотрясений при землетрясениях с очагами в пределах северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны иногда встречалось и ранее. В частности, крайняя неравномерность распространения колебаний отмечена при катастрофическом Муйском землетрясении 27.06.1957 г. с $M=7.6$ [24, 25], то же в определенной мере можно сказать и о Кичерских землетрясениях 21.03.1999 г. с $M_w=6.0$ и 5.6 [5]. Усиление макросейсмических эффектов на значительных эпицентральных расстояниях отчасти можно объяснить локальными инженерно-геологическими условиями – как уже говорилось, большинство населенных пунктов расположено на берегах крупных рек. Вместе с тем, столь резко проявившаяся в случае Куморского землетрясения аномалия – явление все же достаточно редкое, связанное, по-видимому, с геологическим и тектоническим строением региона.

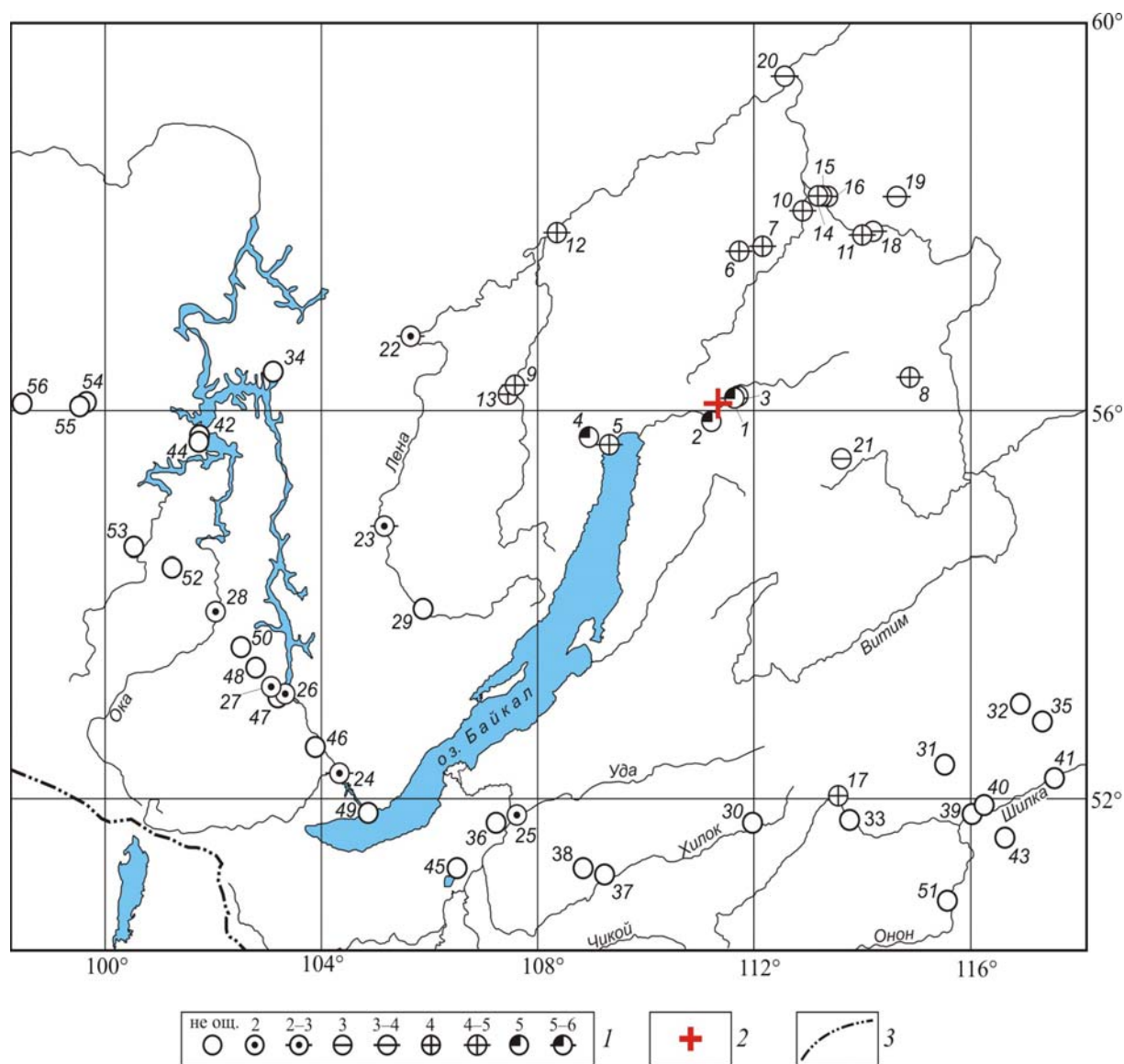


Рис. 10. Карта пунктов–баллов для Куморского землетрясения

1 – интенсивность сотрясений в баллах шкалы MSK-64; 2 – инструментальный эпицентр; 3 – государственная граница; номера пунктов соответствуют таковым в табл. 7.

Сильные движения. При Куморском землетрясении 2003 г. впервые в истории сейсмических наблюдений в Прибайкалье получены цифровые записи ускорений при интенсивности сотрясений 5–6 баллов. Это акселерограммы (рис. 11) на станциях «Кумора» и «Уоян», расположенных на расстояниях, соответственно, 20 и 29 км от эпицентра землетрясения. Максимальные амплитуды ускорений составили 42.6 и 44.1 $см/с^2$ при частоте колебаний 8.0 Гц, скорости – 2.4 и 3.7 $см/с$ при частоте 1.0 и 1.2 Гц. Ширина импульса, определенная в соответствии с работой [26], составила 6–8 с.

В табл. 8 приведены параметры колебаний грунта (значения максимальных амплитуд ускорений A и соответствующих частот f) на станциях, где интенсивность по макросейсмическим данным была 3 и более баллов. Нормированные спектры участков наиболее интенсивной части колебаний длительностью 20.48 с, исправленные с учетом АЧХ приборов, представлены на рис. 12. Видно, что полоса частот преобладающих колебаний на станциях «Уоян», «Северомуйск» и «Чита» сдвинута влево и гораздо уже, по сравнению с другими станциями. Широким частотным диапазоном характеризуются записи на станциях «Кумора», «Улюнхан», «Уакит».

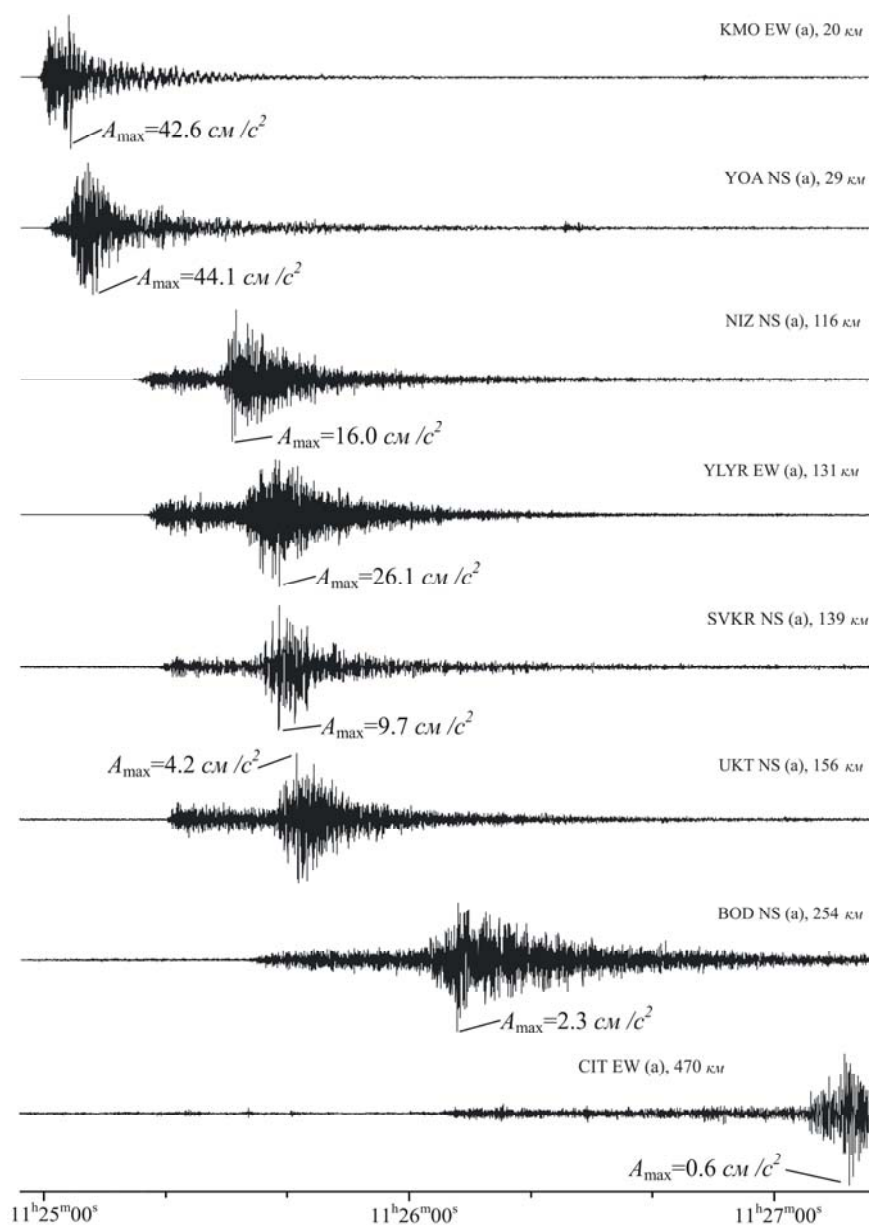


Рис. 11. Акселерограммы Куморского землетрясения по записям станций «Кумора (КМО), «Уоян» (УОА), «Нижеангарск» (НИЗ), «Улюнхан» (УЛЮХАН), «Северомуйск» (СВКР), «Уакит» (УКТ), «Бодайбо» (БОД) и «Чита» (СИТ)

Представлены горизонтальные компоненты (NS или EW), на которых амплитуды ускорений волн Sg наибольшие.

Таблица 8. Инструментальные данные о сильных движениях грунтов при Куморском землетрясении

Станция	Δ , км	A_{NS} , см/с ²	f_{NS} , Гц	A_{EW} , см/с ²	f_{EW} , Гц	A_z , см/с ²	f_z , Гц
Кумора	20	38.5	13.3	42.6	8.0	38.7	8.0
Уоян	29	44.1	8.0	42.0	7.5	27.4	8.0
Нижеангарск	116	16.0	9.1	11.2	14.0	4.3	8.7
Улюнхан	131	21.1	17.4	26.1	19.5	5.7	20.5
Северомуйск	139	9.7	4.7	8.3	3.6	4.6	5.5
Уакит	156	4.2	5.0	3.6	4.1	2.2	2.6
Бодайбо	254	2.3	5.2	1.96	2.5	2.3	4.2
Чита	470	0.38	2.2	0.56	5.0	0.32	2.5

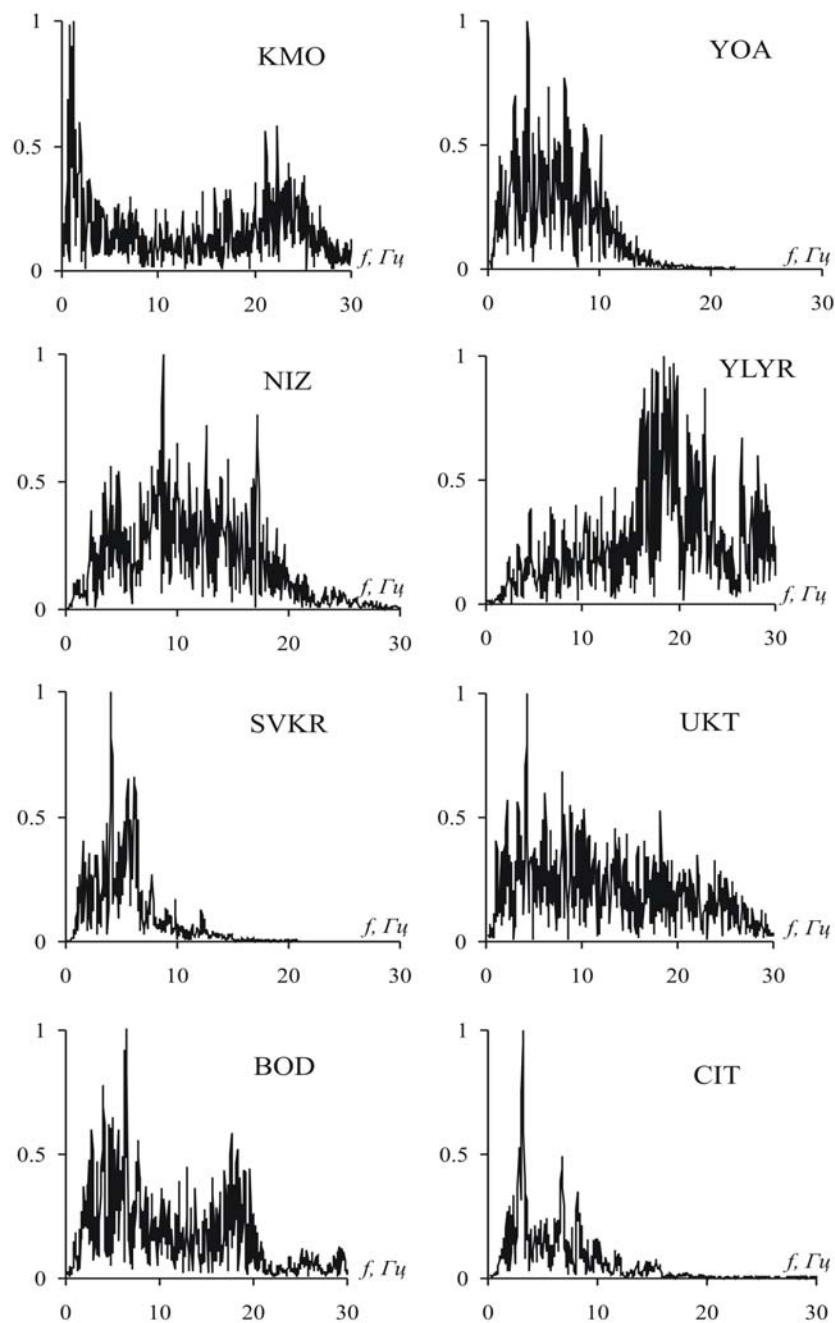


Рис. 12. Нормированные спектры участков наиболее интенсивной части акселерограмм Куморского землетрясения на станциях «Кумора» (KMO), «Уоян» (YOA), «Нижеангарск» (NIZ), «Улюнхан» (YLYR), «Северомуйск» (SVKR) и «Уакит» (UKT)

Определенный интерес представляет сопоставление оценок интенсивности сотрясений в ближней зоне по наблюдаемым макросейсмическим эффектам и по данным о сильных движениях грунта. Представленные в табл. 8 инструментальные данные на станциях «Уоян» и «Кумора» соответствуют интенсивности сотрясений в 6 баллов согласно шкале MSK-64 [27] и Региональной шкале сейсмической интенсивности [28]. Эти оценки хорошо согласуются с наблюдавшимися там макросейсмическими эффектами.

В заключении отметим, что Куморское землетрясение 16 сентября 2003 г., сопровождавшееся значительной афтершоковой серией и ощущавшееся на обширной территории, является закономерным проявлением сейсмической активности северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны. Результаты изучения этого землетрясения можно рассматривать как значимые в истории исследования сейсмичности Прибайкалья.

Л и т е р а т у р а

1. Леонтьева Л.Р., Гилёва Н.А. (отв. сост.), Тигунцева Г.В., Хайдурова Е.В., Андрусенко Н.А., Тимофеева В.М., Евсеева Е.Д., Дворникова В.И., Дрокова Г.Ф., Анисимова Л.В., Масальская Л.Н., Дреннова Г.Ф., Курилко Г.В., Хороших М.Б., Емельянова Л.В., Федюшкина Я.И., Черных Т.Е., Попикова Л.А., Старкова И.П., Павлова Л.В., Найманова Е.В., Лазорева Л.А., Матвеева Е.А. Каталог землетрясений Прибайкалья и Забайкалья за 2003 год. (См. Приложение к наст. сб. на CD).
2. Сейсмологический бюллетень (ежедекадный) за 2003 год / Отв. ред. О.Е. Старовойт. – Обнинск: ГС РАН, 2003–2004.
3. <http://www.isc.ac.uk>.
4. Department of Geological Sciences, Harvard University, Cambridge <http://www.globalcmt.org/>.
5. Мельникова В.И., Гилёва Н.А., Радзиминович Н.А., Ружич В.В., Масальский О.К., Радзиминович Я.Б., Бержинский Ю.А., Бержинская Л.П., Павленов В.А., Емельянова И.А. Кичерские землетрясения 21 марта 1999 года с $K_p=14.5$ и 14.2 , $I_0=7-8$ (Прибайкалье) // Землетрясения Северной Евразии в 1999 году. – Обнинск: ГС РАН, 2005. – С. 280–295.
6. Голенецкий С.И., Новомейская Ф.В., Букина К.И., Перевалова Г.И., Третьяк Э.А., Фомина Е.В., Анисимова Л.В., Леонтьева Л.Р., Солоненко Н.В., Масальский О.К. Обзор сейсмичности Прибайкалья за 1968 год. – М.: Наука, 1972. – С. 107–123.
7. Голенецкий С.И. Землетрясения Прибайкалья // Землетрясения в СССР в 1976 году. – М.: Наука, 1980. – С. 46–57.
8. Голенецкий С.И., Хромовских В.С. (отв. сост.), Кисловская В.В., Кондорская Н.В., Солоненко В.П., Шебалин Н.В. V. Прибайкалье [(2000 до н.э. – 500 н.э.)–1974 гг.; $M \geq 5.0$; $I_0 \geq 6$] // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. – М.: Наука, 1977. – С. 315–338.
9. Мишарина Л.А., Пшенников К.В., Букина К.И., Владимиров Г.П., Востокова А.Я., Кольцова М.С., Новомейская Ф.В., Перевалова Г.И., Попова З.Л., Фомина Е.В. Землетрясения Байкала // Землетрясения в СССР в 1963 году. – М.: Наука, 1966. – С. 107–130.
10. Голенецкий С.И., Новомейская Ф.В., Павлов О.В., Боровик Н.С., Успенская Т.А. Региональные особенности сейсмичности Прибайкалья в 1967 г. // Землетрясения в СССР в 1967 году. – М.: Наука, 1970. – С. 122–132.
11. Голенецкий С.И., Букина К.И., Анисимова Л.В., Белова Л.И., Белова Н.И., Виноградова Л.П., Вторушина Г.Н., Дорогокупец Н.И., Дреннова Г.Ф., Масальская Л.Н., Ощепкова В.Ф., Перевалова Г.И. Региональный каталог землетрясений Прибайкалья // Землетрясения в СССР в 1976 году. – М.: Наука, 1980. – С. 191–198.
12. Golenetskiy S.I., Kislovskaya V.V., Kondorskaya N.V., Solonenko V.P., Khromovskikh V.S., Shebalin N.V. V. Baikal [(2000 B.C. – 500 A.D.) – 1977; $M \geq 5.0$; $I_0 \geq 6$] // New catalog of strong earthquakes in the U.S.S.R. from ancient times through 1977. – Boulder: U.S. Department of commerce, 1982. – С. 327–351.
13. Голенецкий С.И. Землетрясения Прибайкалья // Землетрясения в СССР в 1977 году. – М.: Наука, 1981. – С. 72–85.
14. Голенецкий С.И., Букина К.И., Анисимова Л.В., Белова Л.И., Виноградова Л.П., Вторушина Г.Н., Дорогокупец Н.И., Дреннова Г.Ф., Масальская Л.Н., Михалева Л.А., Ощепкова В.Ф., Перевалова Г.И. Региональный каталог землетрясений Прибайкалья // Землетрясения в СССР в 1977 году. – М.: Наука, 1981. – С. 199–203.
15. Klein F.W. User's guide to HYPOINVERSE-2000, A Fortran program to solve for earthquake location and magnitudes // USGS Open File Report 02-171, version 1.0. – 2002.
16. Кустова М.Г., Радзиминович Н.А. Результаты релокализации гипоцентров афтершоков землетрясения 16.09.2003 г. с $M_S=5.8$ с эпицентром на северо-восточном фланге БРЗ // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований. Сборник трудов конференции ИрГТУ. Вып. 6. – Иркутск: ИрГТУ, 2006. – С. 24–28.
17. Suvorov V.D., Mishenkina Z.M., Petrick G.V., Sheludko V.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. – 351. – № 1–2. – P. 61–74.
18. Emmerson B., Jackson J., McKenzie D., Priestley K. Seismicity, structure and rheology of the lithosphere in the Lake Baikal region // Geophysical J. International. – 2006. – 167. – № 3. – P. 1233–1272.

19. Радзиминович Н.А. Мельникова В.И., (отв. сост.), Татомир Н.В., Добрынина А.А. Каталог механизмов очагов землетрясений Прибайкалья и Забайкалья за 2003 год. (См. Приложение к наст. сб. на CD).
20. National Earthquake Information Center, World Data Center A, USGS <http://neic.usgs.gov/neis/sopar/>.
21. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмогеология и сейсмическое районирование / Под ред. В.П. Солоненко, М.М. Мандельбаума. – Новосибирск: Наука, 1985. – 189 с.
22. Детальные исследования на *P*- и *S*-волнах / Под ред. Н.Н. Пузырева. – Новосибирск: Наука, 1993. – 195 с.
23. Лунина О.В., Гладков А.С. Активные разломы и напряженное состояние земной коры северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. – 2008. – 49. – № 2. – С. 146–160.
24. Солоненко В.П., Тресков А.А., Флоренсов Н.А., Пучков С.В. Муйское землетрясение 27 июня 1957 г. // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 1. (Труды Института физики Земли №1 (168)). – М.: АН СССР, 1958. – С. 29–43.
25. Пучков С.В., Солоненко В.П., Тресков А.А., Флоренсов Н.А. Новое сильное землетрясение в Восточной Сибири // Известия Сибирского отделения Академии наук СССР. – 1958. – № 3. – С. 42–51.
26. Аптикаев Ф.Ф. Сильные движения грунта при землетрясениях (сейсмические воздействия) // Автореф. дис. д-ра физ.-мат. наук. – М.: ИФЗ РАН, 2001. – 29 с.
27. Медведев С.В. (Москва), Шпонхойер В. (Иена), Карник В. (Прага). Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. – М.: МГК АН СССР, 1965. – 11 с.
28. Шерман С.И., Бержинский Ю.А., Павленов В.А., Аптикаев Ф.Ф. Региональные шкалы сейсмической интенсивности. – Новосибирск: СО РАН, 2003. – 189 с.