

УДК 550.348.098(571.5)

ПРИБАЙКАЛЬЕ И ЗАБАЙКАЛЬЕ**С.И. Голенецкий**

Характеристика сейсмичности региона в целом. Инструментальные наблюдения над землетрясениями 1995 г. в Прибайкалье и Забайкалье осуществлялись, как и в 1994 г. [1], региональной сетью из 23 сейсмических станций Байкальской опытно-методической сейсмологической экспедиции. Список действовавших станций и сведения об использовавшихся сейсмических приборах содержатся в сборнике параметров аппаратуры [2]. Массовая обработка сейсмических наблюдений осуществлялась в группе сводной обработки экспедиции по методике, описанной в обзорах [3,4].

Всего в регионе в 1995 г. зарегистрировано более 3500 сейсмических событий, из них более 2000 в зоне Байкальского рифта. Региональный каталог землетрясений [5] с $K_p \geq 8.6$ содержит сведения о 191 землетрясении. Распределение землетрясений разных классов K_p во всем регионе, Байкальском рифте и его частях дано в табл. 1.

Таблица 1. Распределение числа землетрясений по энергетическим классам K_p и суммарная сейсмическая энергия ΣE во всем регионе, Байкальском рифте и его двух частях

Зоны	K_p										N_{Σ}	$\Sigma E * 10^{15}$, Дж
	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		
Весь регион	644	2017	784	200	63	18	9	-	1	1	3757	1.1
Байкальский рифт:	604	1087	333	105	30	11	4	-	1	1	2176	1.1
- с-в часть рифта	500	713	213	58	21	7	1	-	-	1	1514	1.0
- ю-з часть рифта	104	374	120	47	9	4	3	-	1	-	662	0.1

Примечание. Границы Байкальского рифта и его северо-восточной (I) и юго-западной (II) частей соответствуют схеме в [3]; координаты всего региона – 48-60°N и 96-122°E.

Сейсмичность в регионе традиционно характеризуется картами эпицентров землетрясений с $K_p \geq 8.6$ (рис. 1), с $K_p = 7-8$ (рис. 2), сейсмической активности A_{10} (рис. 3) и пространственно-временным распределением землетрясений в зоне Байкальского рифта в проекции на условную его ось (рис. 4) по методике, описанной в [3].

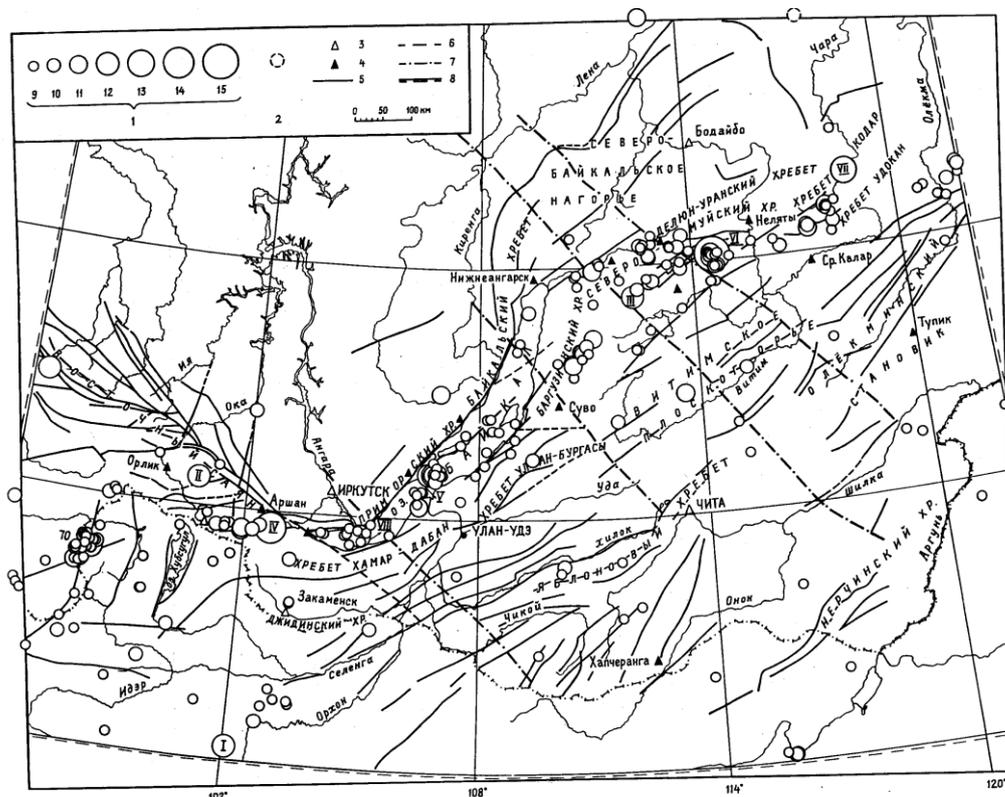


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Прибайкалья и Забайкалья за 1995 г.

1 – энергетический класс K_p ; 2 – возможно взрывы; 3,4 – опорная и региональная сейсмическая станция, соответственно; 5,6 – глубинный, генеральный разлом (5 – установленный, 6 – предполагаемый); 7 – осевая линия сквозной зоны разлома; 8 – граница региона. Число у группы эпицентров у юго-западной границы региона определяет количество афтершоков Бусингольского землетрясения 27.12.1991 г., не нанесенных на карту. Римские цифры в кружках соответствуют номерам землетрясений с $K_p \geq 11.6$ в [5]. Элементы разломной тектоники даны согласно карте [6] с дополнениями из карт [7,8].

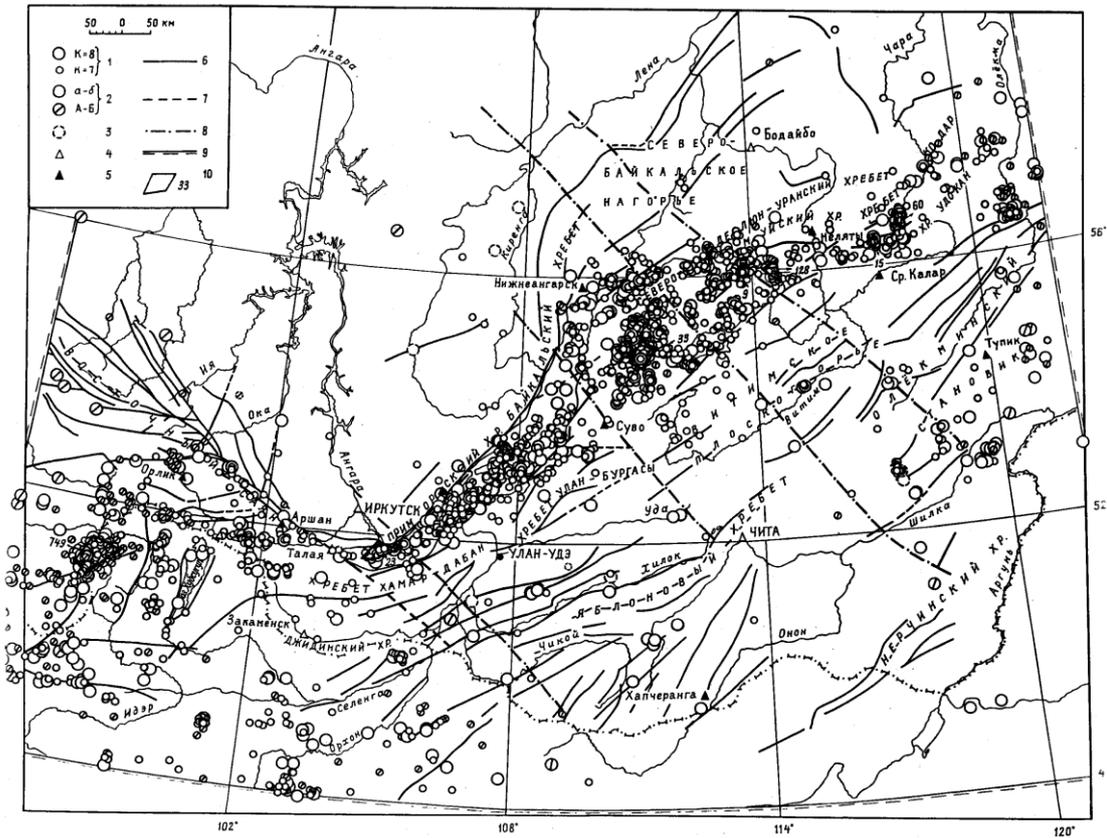


Рис. 2. Карта эпицентров слабых ($K_p=7,8$) землетрясений Прибайкалья и Забайкалья за 1995 г.

1 – энергетический класс K_p ; 2 – класс точности (а-б – 5-10 км, А-Б – 25-50 км); 3 – возможно взрыв; 4,5 – опорная и региональная сейсмическая станция, соответственно; 6,7 – глубинный, генеральный разлом (6- установленный, 7 – предполагаемый); 8 – осевая линия сквозной зоны разлома; 9 – граница региона; 10 – контур области, с указанием числа эпицентров, не нанесенных на карту (из-за большой плотности). Элементы разломной тектоники, как на рис. 1.

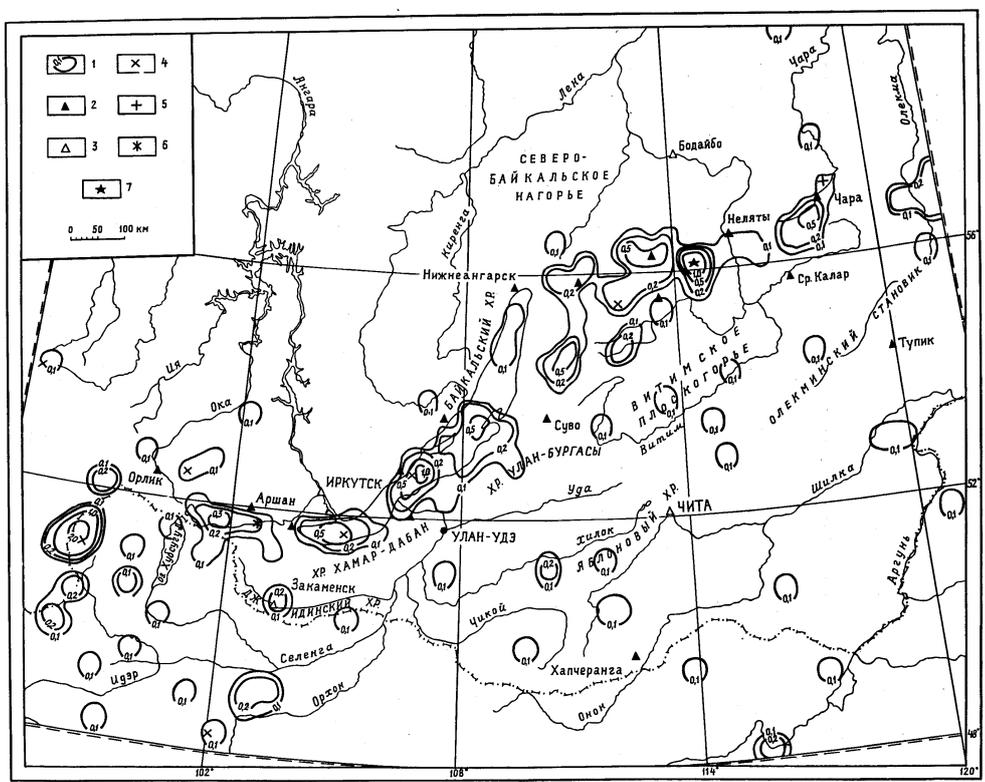


Рис. 3. Карта сейсмической активности в единицах A_{10} по данным о землетрясениях с $K_p \geq 9$

1 – изолиния сейсмической активности; 2,3 – региональная и опорная сейсмическая станция, соответственно; 4-7 – эпицентры землетрясений с $K_p = 12-15$.

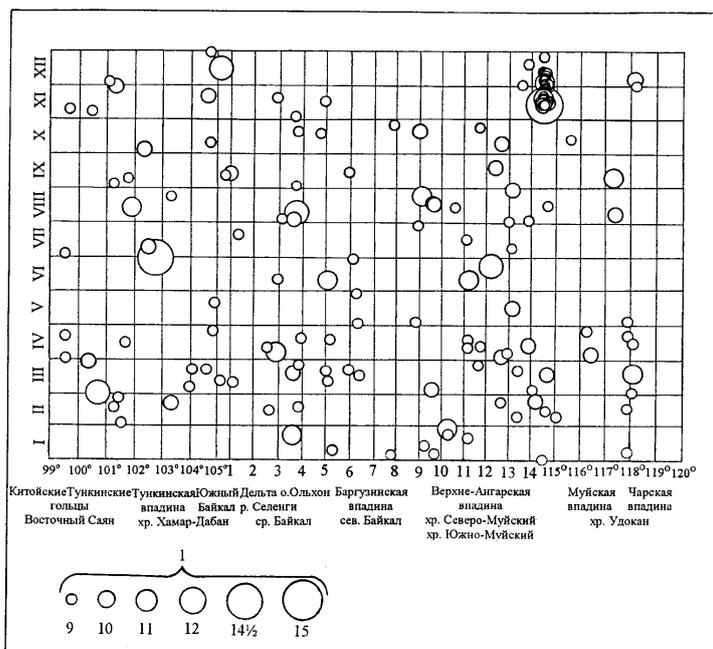


Рис. 4. Пространственно-временное распределение землетрясений зоны Байкальского рифта с $K_p=9-15$ (1) в проекции на условную ось рифтовой системы (описание методики построения в [3,4]).

В 1995 г. продолжалось оживление сейсмической деятельности в регионе, наблюдавшееся в последние годы. Все еще регистрировались многочисленные афтершоки Буеингольского землетрясения 27.12.1991 г. [9] ($t_0=09^h09^m$, $K_p=16.2$, $M_S=6.5$ [16]) в пограничном районе между восточной Тувой и северо-западной Монголией, характеризуемом на рис. 3 наибольшими значениями сейсмической активности. Общее распределение эпицентров землетрясений по территории региона было вполне обычным, но наиболее сильные землетрясения произошли в таких локальных районах, где за весь период инструментальных наблюдений подобных землетрясений не отмечалось.

Землетрясения с $K_p \geq 12$ прошли в 1995 г. по региону с юго-запада на северо-восток дважды – от Северной Монголии и Восточного Саяна до Верхне-Муйской впадины (землетрясения I-III на рис. 1) и от Тункинской впадины – к Среднему Байкалу – району Муйской впадины – хр. Кодар (IV-VII на рис. 1). Последние два землетрясения в декабре 1995 г. снова локализовались с интервалом всего в 5 часов на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны (Восточный Саян, район Южного Байкала, землетрясение VIII на рис. 1).

Как всегда, известные трудности возникают при характеристике сейсмичности северо-восточных районов рассматриваемой территории – Северо-Байкальского и Патомского нагорий или согласно другому территориальному делению – в пределах Байкало-Патомского нагорья, в пространстве между Байкальской рифтовой зоной и Сибирской платформой. Из года в год здесь регистрируются достаточно многочисленные эпицентры слабых сейсмических событий, как правило, в дневное местное время. Поскольку анализ всего накопленного фактического материала [4] привел к выводу, что указанные сейсмические события в дневное время почти полностью обусловлены проведением взрывов при добыче золота, мусковита, строительстве автодороги к трассе Байкало-Амурской железнодорожной магистрали, то соответствующие эпицентры не наносились на карту рис. 2, как и на аналогичные карты за предыдущие годы.

В расчетах параметров графиков повторяемости землетрясений для различных площадей (табл. 2) обращает на себя внимание недостаточная согласованность данных и пониженный (при большой возможной погрешности) угловой коэффициент графика повторяемости землетрясений для юго-западной части зоны Байкальского рифта.

Таблица 2. Основные параметры сейсмического режима γ и $A_{10}=\lg N_{10}$

Зоны	γ	σ_γ	$\lg N_{10}$	$\sigma_{\lg N_{10}}$	Диапазон K_p
Весь регион	0.50	± 0.07	1.85	± 0.09	8-12
Байкальский рифт:	0.48	± 0.03	1.53	± 0.04	8-12
- с-в часть рифта	0.49	± 0.05	1.32	± 0.06	8-11
- ю-з часть рифта	0.43	± 0.14	1.16	± 0.19	8-12

Примечание. γ – наклон графика повторяемости землетрясений; N_{10} – расчетное число землетрясений с $K_p=10$; σ_γ и $\sigma_{\lg N_{10}}$ – доверительные интервалы параметров графика повторяемости землетрясений при доверительной вероятности 90%.

По-видимому, это связано со своеобразным развитием сейсмического процесса в юго-западной части рифта в 1995 г. Здесь в районе Тункинских впадин 29 июня в 23^h02^m произошло достаточно редкое по магнитуде ($M_S=5.9$ [5]) землетрясение, сопровождавшееся однако крайне малочисленными афтершоками. Второе сильное землетрясение произошло 13 ноября в 08^h43^m с $K_p=15$, $M_S=6.1$ [5] в районе юго-западного окончания Муйской впадины на северо-восточном фланге Байкальского рифта. Оно сопровождалось значительным количеством афтершоков и характеризовалось существенно иной сейсмической предысторией. Подробные сведения об основных параметрах этих землетрясений и карты изосейст даны в [12,13]. Ниже дан анализ сейсмической предыстории этих землетрясений.

Землетрясение 29.06.1995 г. в 23^h02^m с $K_p=14.5$ [5] произошло в районе Тункинских впадин. По ближайшему к эпицентру пункту Еловка ($\Delta=2$ км [12]) его можно назвать Еловским. Инструментальные данные за все время до него (вторая половина XX в.), как и основные черты разломной тектоники района, описаны в [14]. С наибольшей плотностью эпицентры землетрясений (в основном, разумеется, слабых)

концентрируются по этим данным в широтной полосе во внутренних западных районах Тункинской впадины. Две другие полосы концентрации эпицентров землетрясений (с меньшей их плотностью) локализуются вдоль Главного Саянского разлома и двух параллельных широтных разломов в хр. Хамар-Дабан. Подобные сопоставления не всегда, однако, просты, поскольку существующие карты разломной тектоники даже при участии одних и тех же авторов-составителей неоднозначны, содержат различия рисовки и состав систем разломов, например, [8] и [15].

В указанную картину вполне вписываются и проявления сейсмичности района Тункинских впадин за существенно более короткие интервалы времени – непосредственно за полтора года перед землетрясением 29.06.1995 г. (рис. 5а) и за такое же время после него (рис. 5б). В период после землетрясения в рассматриваемом районе наступило некоторое оживление сейсмической деятельности по сравнению с предшествующим периодом, однако, афтершоки оказались крайне малочисленными и слабыми. Не исключено, что единичные, слабые землетрясения в первой декаде июля 1995 г. в районе к северо-западу от эпицентра основного толчка вовсе и не представляли собой афтершоков в полном смысле слова, а произошли на других структурах под воздействием этого землетрясения.

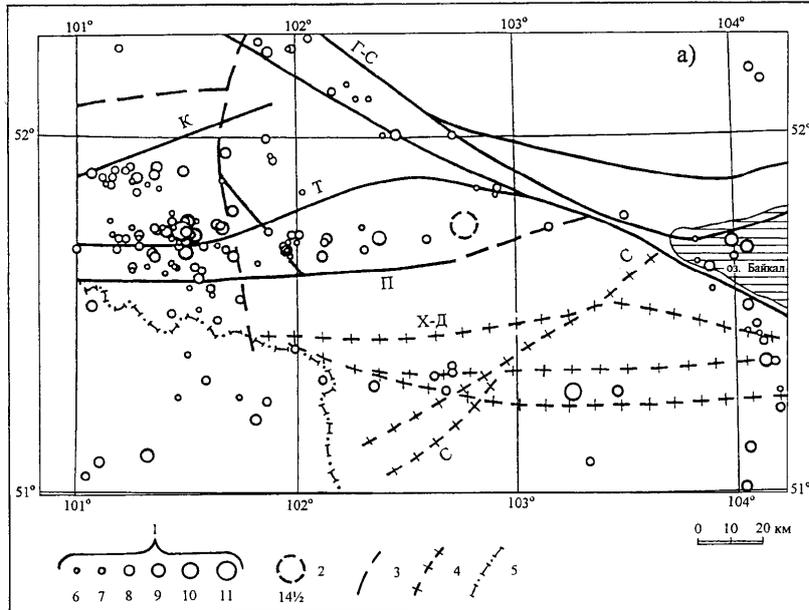


Рис. 5а. Карта эпицентров землетрясений района Тункинских впадин с 01.01.1994 г. по 29.09.1995 г.

1 – энергетический класс K_p ; 2 – будущий эпицентр главного толчка; 3 – разломы согласно [6]; 4 – разломы согласно [15]; 5 – государственная граница. Название разломов: Г-С – Главный Саянский, К – Китайский, Т – Тункинский, С – Слюдянский, Х-Д – Хамар-Дабанский, П – разлом у подножия хр. Хамар-Дабан.

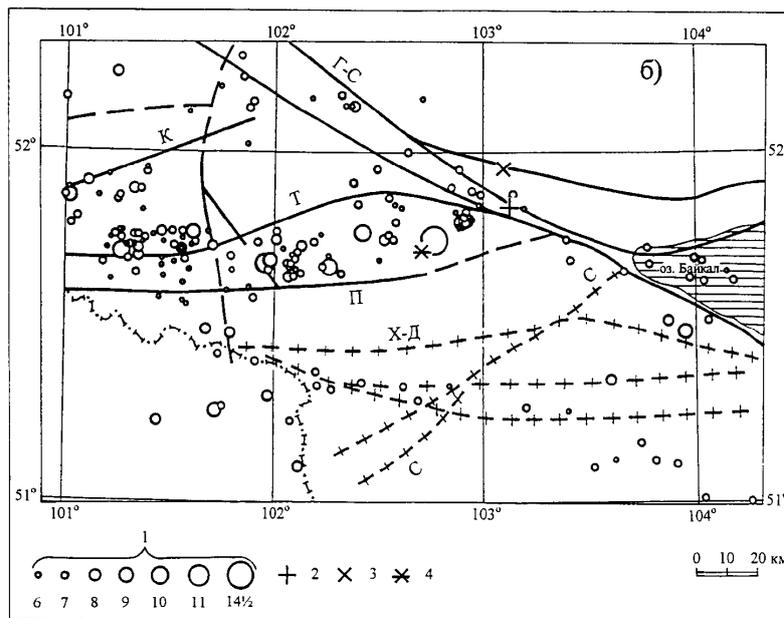


Рис. 5б. Карта эпицентров землетрясений района Тункинских впадин после Еловского [12] землетрясения с $MS=5.9$ [16], с 30.06.1995 г. по 31.12.1996 г.

1 – энергетический класс K_p ; 2 – эпицентр по [16]; 3 – то же по [17]; 4 – локализация центраида [17]. Обозначения и названия разломов те же, что и на рис. 5а.

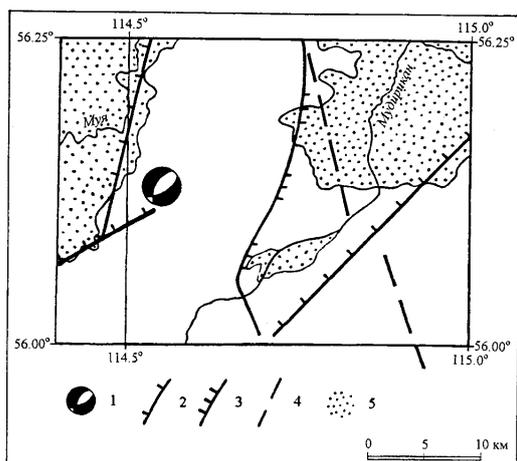


Рис. 6. Район эпицентра землетрясения 13 ноября в 08^h43^m с $K_p=15$, $MS=6.1$

1 – эпицентр и механизм очага землетрясения (зачернены области волн сжатия); 2,3 – сбросы и разрывные нарушения неустановленной природы по [6]; 4 – разлом по [15]; 5 – осадочные отложения.

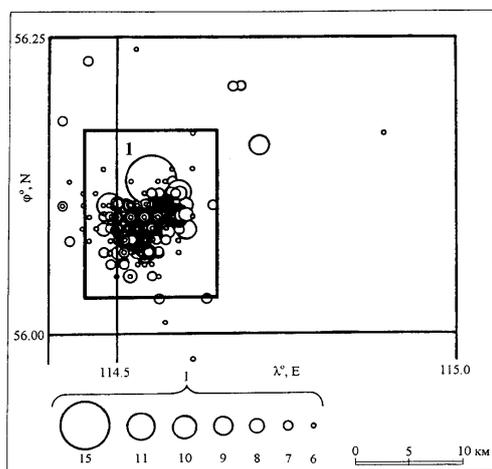


Рис. 7. Афтершоки землетрясения 13 ноября в 08^h43^m с $K_p=15$, $MS=6.1$

События в данном случае состояло в сейсмической активизации в предшествующее время смежного района. Распределение эпицентров землетрясений за 1962-1995 гг. (рис. 9) на всей рассматриваемой территории (в границах на рис. 6) свидетельствует о наличии совсем рядом с зоной афтершоков другой области высокой концентрации эпицентров землетрясений. Эта область появилась в связи с развитием в середине 80-х годов крупного ($n > 1000$ с $K_{max} \div 11$) роя землетрясений [19], причем концентрация эпицентров в западной части (56.03-56.17°N, 114.65-114.77°E) была существенно более низкой, чем в восточной (56.01-56.15°N, 114.77-114.92°E) (рис. 9). Как следует из рис. 8 б,в, восточная и западная части указанной области активизировались не одновременно. Особо следует отметить, что в 1995 г., когда произошло описываемое землетрясение, в вышеупомянутой области вообще не зарегистрировано эпицентров землетрясений (рис. 7), но в следующем 1996 г. наступило небольшое оживление сейсмической деятельности.

Если попытаться соотнести указанные сейсмические проявления с элементами разломной тектоники, то можно усмотреть, что в восточная часть района концентрации эпицентров землетрясений в рое тяготеет к участку сброса, ограничивающего Южно-Муйский хребет с северо-запада. Этот сброс подобен тому, на продолжении которого оказываются эпицентры землетрясения 13.11.1995 г. и его афтершоков. Западная часть роя территориально приходится на район с разрывным нарушением неясной природы (флексурой или разломом, рис. 6).

Определение механизмов очагов (рис. 10) нескольких его афтершоков (№№ 8-11 в [20]), а также механизмы очагов трех землетрясений 1996 г. (15 января в 02^h07^m, 13 июля в 19^h09^m, 25 августа в 12^h36^m [21]) свидетельствует о том, что в их очагах произошли подвижки типа сброс. Только в одном случае (№9, 15.11.1995 г.) обнаружился взброс. Однако ранее [19] при определении механизмов очагов нескольких наиболее сильных землетрясений роя выявились существенно иные результаты – подвижки типа взброса по плоскостям северо-западного простирания. И тоже только при одном землетрясении (06.06.1986) подвижка оказалась иного типа – сбросом. Указанные механизмы очагов землетрясений в рое не соответствуют параметрам основных рифтогенных разломов на данном участке Байкальской рифтовой зоны. Землетрясения роя и толчок 13.11.1995 г. (с его афтершоками), очевидно реализовались в существенно различной тектонической обстановке.

Эпицентры более сильных землетрясений постепенно, но не строго монотонно смещались в западном направлении. Из них землетрясение 9 июля в 02^h22^m с $K_p=9.8$ ($\varphi=51.77^\circ N$, $\lambda=102.42^\circ E$) ощущалось с интенсивностью 3 балла в Аршане, Бадарах и других пунктах, где главный толчок достигал 6 баллов; толчок 13 августа в 15^h22^m, с $K_p=11.1$ ($\varphi=51.68^\circ N$, $\lambda=101.96^\circ E$) ощущался в Кырене, Бадарах с интенсивностью 3-4 балла, в Иркутске, Мондах – 2 балла, землетрясение 3 октября в 13^h46^m с $K_p=9.7$ ($\varphi=51.67^\circ N$, $\lambda=102.26^\circ E$) проявилось в Кырене с интенсивностью 2 балла [5].

Землетрясение 13.11.1995 г. произошло в отрогах Южно-Муйского хребта между реками Муя и Мудирикан в районе юго-западного окончания Муйской впадины на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны (рис. 6). Как и только что описанное землетрясение 29.06.1995 г., оно относится к числу тех немногих достаточно сильных землетрясений, к анализу предыстории которых могут быть привлечены наблюдения сети сейсмических станций, действующей здесь во второй половине XX в. Указанные наблюдения дают нечастую в регионе возможность проследить развитие сейсмического процесса в последние десятилетия перед землетрясением, которое имело значительные макросейсмические проявления.

Землетрясение 13 ноября ($t_0=08^h43^m$, $K_p=15$, $MS=6.1$) [5] сопровождалось значительным количеством афтершоков (рис. 7): 135 афтершоков с $K_p \geq 7$ (при максимальных двух афтершоках 11-го класса до конца 1995 г.) и почти таком же количестве слабых афтершоков до конца 1996 г. (при максимальных двух, следовавших друг за другом через три минуты, афтершоках 12-го класса). Относительное увеличение числа афтершоков наблюдалось в июне-июле 1996 г. (рис. 8,а). Во все предшествующее этому землетрясению время инструментальных наблюдений (1962-1994 гг.) на этой территории отмечались лишь единичные, слабые землетрясения.

Эпицентры афтершоков исследуемого землетрясения, как видно на рис. 7, размещались весьма компактно. Для ряда афтершоков 1995-1996 гг. удалось оценить глубины гипоцентров по наблюдениям волн Р, преломленных на подошве земной коры, и волн, отраженных от подошвы земной коры сверху, по методике, описанной в [18]. В первом случае средняя глубина гипоцентров оказалась равной 20 ± 4 км (81 определение), во втором 18 ± 4 км (76 случаев) при доверительной вероятности 90%.

Своеобразие развития сейсмических

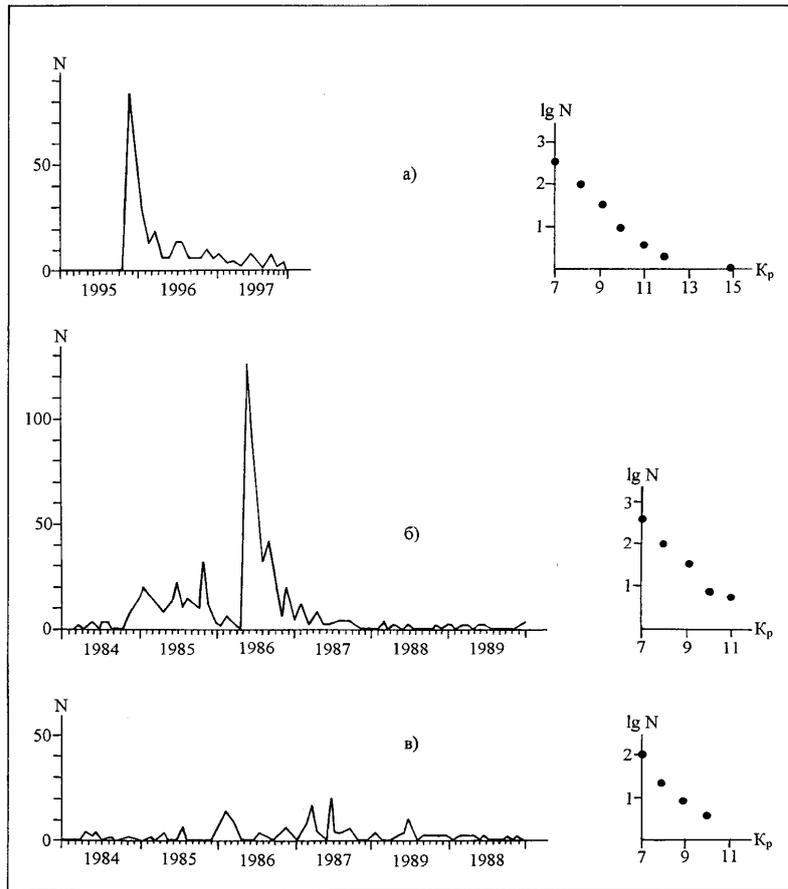


Рис. 8. Распределение числа N землетрясений по годам и месяцам на участках 1,2,3 в пределах координат:
 а) – 1 (56.03-56.17° N, 114.45-114.65° E), афтершоки, 1995-1997 гг.; б) – 2 (56.01-56.15° N, 114.77-114.92° E), 1984-1987 гг.;
 в) – 3 (56.03-56.17° N, 114.65-114.77° E, рой землетрясений), 1984-1997 гг. и соответствующие графики повторяемости $\lg N=f(K_p)$.
 Относительное положение участков 1,2,3 дано на рис. 9.

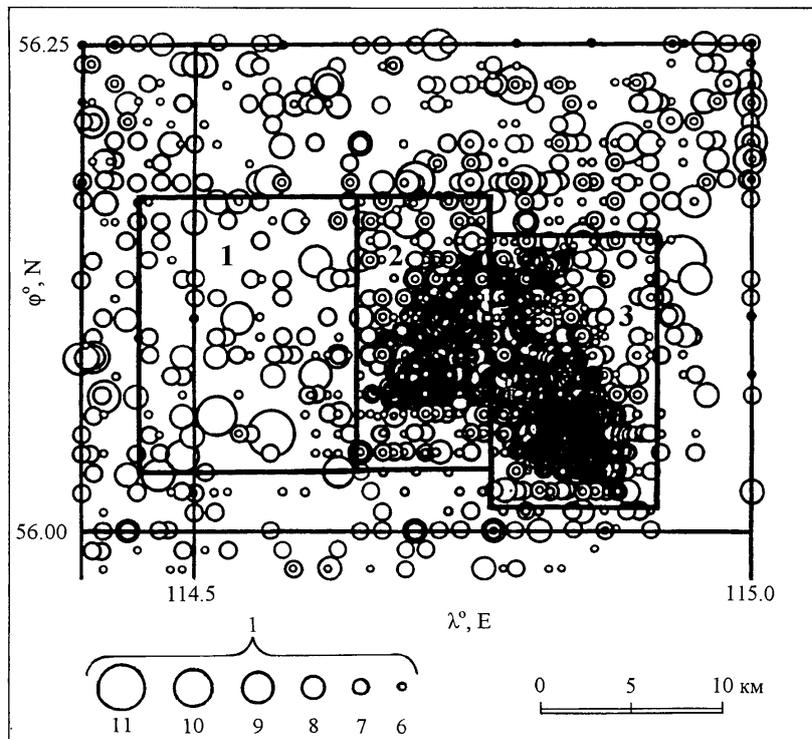


Рис. 9. Карта эпицентров землетрясений за 1962-1994 гг.

1 – энергетический класс K_p .
 Контуры участков 1-3 в пределах координат (56.03-56.17°N, 114.45-114.65°E),
 (56.03-56.17°N, 114.65-114.77°E), (56.01-56.15°N, 114.77-114.92°E), соответственно.

Рассмотрение сейсмической предыстории землетрясений 29.06.1995г. и 13.11.1995г., также как и других значительных землетрясений предыдущих лет, например, в районе Чарской впадины [22] и др., показывает, что каждый раз такие землетрясения в Байкальском регионе происходят в различной обстановке и по предшествующим наблюдениям трех последних десятилетий (в период работы региональной сети сейсмических станций) не удастся выявить особенности сейсмического режима, которые указывали бы на приближение подобных землетрясений в соответствующих локальных районах.

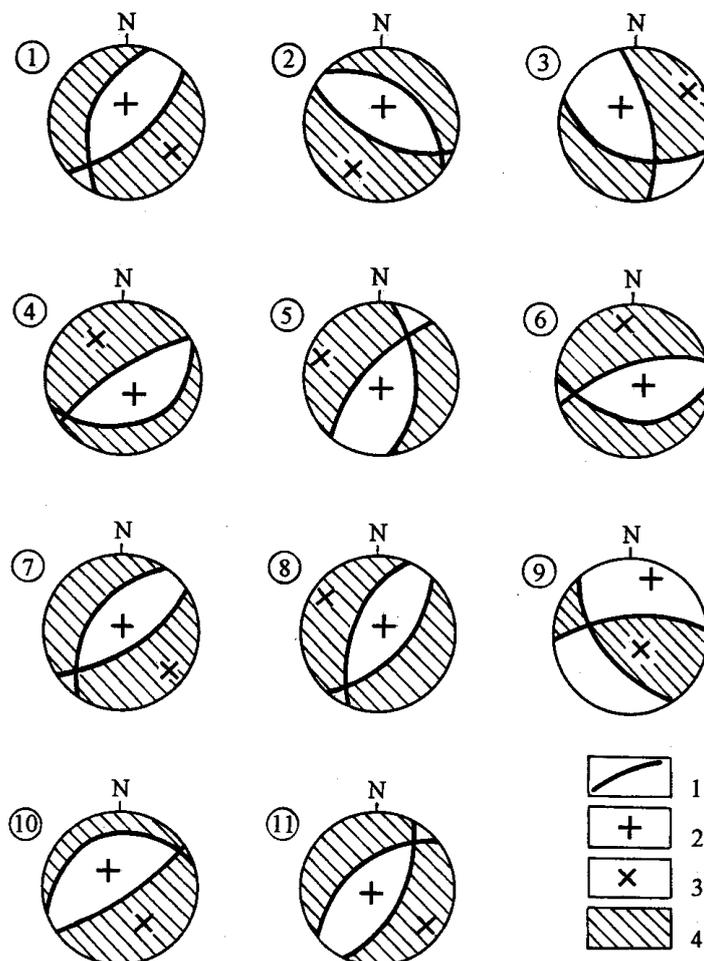


Рис. 10. Механизмы очагов землетрясений 1995 г. по знакам первых вступлений в продольных волнах

1 – нодальная линия; 2 – ось сжатия; 3 – ось растяжения; 4 – область волн сжатия. Нумерация землетрясений соответствует каталогу [20].

Среди иных, более слабых, землетрясений 1995 г. следует отметить толчки с эпицентрами в акватории Среднего и Южного Байкала (9 августа в $02^{\text{h}}09^{\text{m}}$, $K_p=11.6$ и 15 декабря в $22^{\text{h}}23^{\text{m}}$, $K_p=11.8$) и в районе дельты р. Селенги (6 апреля в $17^{\text{h}}48^{\text{m}}$, $K_p=10.6$). Сведения об их макросейсмических проявлениях даны в [5]. Землетрясения здесь регистрируются регулярно и нередко ощущаются на окружающей территории.

Помимо рассмотренных выше в обзоре для некоторых несильных землетрясений центральной и северо-восточной частей Байкальской рифтовой зоны определено еще несколько механизмов очагов [19], оказавшихся достаточно типичными для данного региона (с преобладанием сбросовых компонент подвижек очагов).

Л и т е р а т у р а

1. **Голенецкий С.И.** 2000. Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения Северной Евразии в 1994 году. М.: Изд-во ОИФЗ РАН. С. 65-79.
2. **Параметры, амплитудные и фазовые характеристики приборов сейсмических станций Сибири. 1996.** / Отв. ред. О.К. Масальский. Иркутск: Изд-во БОМСЭ. 31 с.
3. **Голенецкий С.И.** 1993. Землетрясения Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения Северной Евразии в 1993 году. М.: Изд-во НИА-Природа. С. 69-82.
4. **Голенецкий С.И.** 1988. Землетрясения Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения в СССР в 1985 году. М.: Наука. С. 124-135.
5. **Голенецкий С.И.** Леонтьева Л.Р. (отв. сост.). Прибайкалье и Забайкалье. См. раздел III (Каталоги землетрясений) в наст. сб.

6. **Карта новейшей тектоники юга Восточной Сибири (М: 1:1 500 000). 1981.** / Ред. А.Г. Золотарев, П.М. Хренов. Ленинград: Изд-во Мингео СССР.
7. **Карта мезозойской и кайнозойской тектоники МНР (М: 1:1 500 000). 1979.** / Гл. ред. А.Л. Яншин. М.: Изд-во ГУГК.
8. **Геологическая карта региона БАМ (М: 1:1 500 000). 1978.** / Гл. ред. Л.И. Красный. М.: Изд-во Мингео СССР.
9. **Филина А.Г. 1997.** Землетрясения Алтая и Саян // Землетрясения в СССР в 1991 году. М.: Изд-во ОИФЗ РАН. С. 38-39.
10. **Филина А.Г. (отв. сост.), Пугачёва В.Н., Манушина О.А., Слепенкова Э.А., Ибрагимова Г.Г. 1997.** Алтай и Саяны // Землетрясения в СССР в 1991 году. М.: Изд-во ОИФЗ РАН. С. 138-142.
11. **Golenetsky S.I. and Borisova O.A. 1999.** On the seismicity of the Baikal-Patom upland adjacent to the Baikal rift zone // Rifting in intracontinental setting: Baikal Rift System and other Continental Rifts. Irkutsk-Tervuren: Abstract Book. P. 59-61.
12. **Голенецкий С.И.** Еловское землетрясение *19 июня 1995 года (MS=5.9)*. См. раздел II (Макросейсмические обследования) в наст. сб.
13. **Голенецкий С.И.** Южно-Муйское землетрясение *13 ноября 1995 года (MS=6.1)*. См. раздел II (Макросейсмические обследования) в наст. сб.
14. **Голенецкий С.И. 1998.** Сейсмичность района Тункинских впадин на юго-западном фланге Байкальского рифта в свете инструментальных наблюдений второй половины XX века // Геология и геофизика. Т.39. №2. С. 260-270.
15. Карта разломов юга Восточной Сибири (М: 1:1 500 000). 1988. / Ред. П.М. Хренов. Ленинград: Изд-во Мингео СССР.
16. **Сейсмологический бюллетень (ежедекадный) за 1995 год. 1995-1996.** / Отв. ред. О.Е. Старовойт. Обнинск: Изд-во ОмЭ ИФЗ РАН.
17. **Bulletin of the International Seismological Centre for 1995. 1997.** Ньюбери: Изд-во ISC.
18. **Голенецкий С.И. 1977.** Анализ эпицентрального поля. Сейсмическая активность // Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск: Наука. С. 162-184.
19. **Голенецкий С.И. 1989.** Землетрясения Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения в СССР в 1986 г. М.: Наука. С. 112-122.
20. **Голенецкий С.И.** Прибайкалье и Забайкалье. См. раздел IV (Каталоги механизмов очагов землетрясений) в наст. сб.
21. **Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. 1998.** Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991-1996 годы // Геология и геофизика. Т.39. №11. С. 1598-1607.
22. **Голенецкий С.И., Дреннова Г.Ф., Ружич В.В. 1996.** Землетрясения 1994 г. в районе Чарской впадины на северо-восточном фланге Байкальского рифта // Физика Земли. №12. С. 130-139.