

УДК 550.344 + 550.34

НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН И КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

¹⁾Копничев Ю.Ф., ²⁾Соколова И.Н.

¹⁾Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

²⁾Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Рассматривается корреляция между неоднородностями поля поглощения S-волн и кольцевыми структурами сейсмичности в районе Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Поглощение S-волн в литосфере оценено по отношению амплитуд в волнах Sn и Pn. Обработано около 140 записей землетрясений, полученных станцией Улан-Батор (ULN) на расстояниях ~400 - 1300 км. Выделены зоны высокого поглощения на крайнем юго-западе и северо-востоке оз. Байкал. Самая большая область промежуточного поглощения, расположенная в рифтовой зоне, находится в центральной части озера. После 1975 г. в районе БРЗ сформировались три кольцевые структуры сейсмичности с пороговыми значениями магнитуд $M_p=4.2 - 4.7$. Эти структуры проходят через зоны повышенного и промежуточного поглощения S-волн в районе оз. Байкал. По размерам колец сейсмичности ($L=150 - 310$ км) и величинам M_p оценены магнитуды возможных сильных землетрясений в областях кольцевых структур.

В работах [1 - 6] показано, что с очаговыми зонами сильных землетрясений в континентальных районах связаны аномалии высокого поглощения короткопериодных S-волн в литосфере. Установлено также, что перед многими межплитными событиями с $M>6.0$ формируются кольцевые структуры сейсмичности [7, 8]. Это позволяет выделять зоны подготовки возможных сильных коровых землетрясений по неоднородностям поля поглощения и характеристикам сейсмичности. Кроме того, по параметрам кольцевых структур можно оценивать магнитуды готовящихся событий [8]. В статье приводятся

результаты попытки выделения зон подготовки возможных сильных землетрясений в районе Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) с помощью указанного подхода.

ИСТОРИЧЕСКАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

Начиная с 1800 г. в районе БРЗ произошло 4 сильных землетрясения с $M \geq 7.0$ (рисунок 1, таблица 1). Кроме того, с начала XX-го века здесь зарегистрировано 7 событий с $6.5 \leq M < 7.0$ [9]. Последнее из них - Средне-Байкальское ($M=6.8$), - произошло еще в 1959 г.

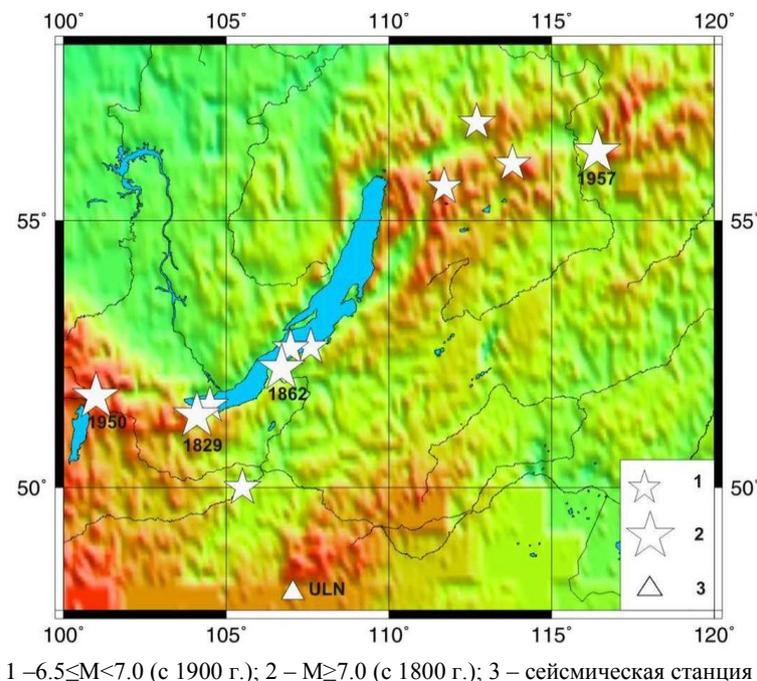


Рисунок 1. Эпицентры сильных землетрясений в районе Байкальской рифтовой зоны РЗ (к северу от $50^\circ N$)

**НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН И КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ
СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ**

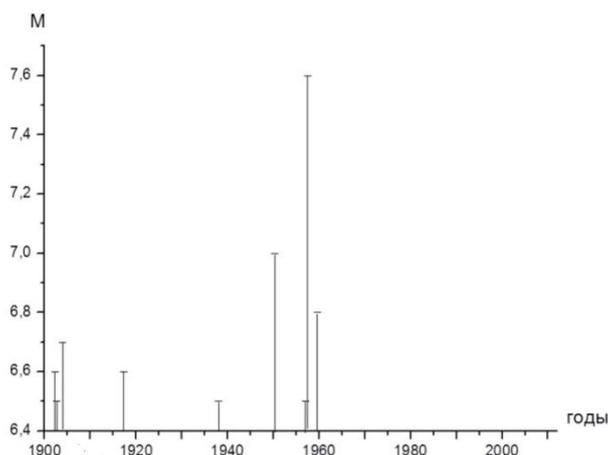


Рисунок 2. Зависимость магнитуд сильных землетрясений в районе БРЗ от времени начиная с 1900 г.

Таблица 1. Сильные землетрясения в районе БРЗ

Год	Месяц	День	Широта, ° N	Долгота, ° E	M
1829	3	7	51.4	104.1	7.5
1862	1	12	52.3	106.7	7.5
1902	4	11	51.6	104.5	6.6
1902	8	17	56.7	112.7	6.5
1903	11	26	52.7	107.6	6.7
1917	4	29	56.0	113.8	6.6
1937	12	25	55.6	111.7	6.5
1950	4	4	51.77	101.0	7.0
1957	2	6	50.0	105.5	6.5
1957	6	27	56.2	116.4	7.6
1959	8	29	52.68	106.98	6.8

Все такие события, произошедшие в XX-м веке, группируются в две относительно короткие серии длительностью 15 лет и 22 года (1902 - 1917 и 1937 - 1959 гг. (рисунок 2). После 1959 г. здесь не зарегистрировано землетрясений с $M > 6.3$. Учитывая эти данные, можно предполагать, что в рассматриваемом районе идет подготовка нескольких достаточно сильных сейсмических событий.

МЕТОДИКА

Картирование поля поглощения S-волн в литосфере БРЗ проводилось по записям станции Улан-Батор (ULN) – (рисунок 1). Использовался метод, основанный на анализе отношений амплитуд волн Sn и Pn (параметра $Ig(ASn/APn)$, который для краткости будем обозначать как Sn/Pn). Эти волны проникают в верхнюю мантию и по параметру Sn/Pn при прочих равных условиях можно судить о степени поглощения S-волн в нижней коре и верхах мантии в области эпицентра [2 - 5, 10]. Для того чтобы учесть зависимость добротности среды от частоты колебаний, применялась узкополосная фильтрация (фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и полосой пропускания 2/3 октавы [11]).

При картировании поля поглощения рассматривалась корреляционная зависимость параметра Sn/Pn от расстояния. Определялись отклонения индивидуальных значений параметра от корреляционной зависимости $\Delta Sn/Pn$ (при этом самые высокие

значения $\Delta Sn/Pn$ соответствуют пониженному поглощению, а самые низкие – повышенному).

Кольцевые структуры сейсмичности выделялись в первую очередь в областях высокого поглощения S-волн или поблизости от них. Методика выделения таких структур имеет следующие особенности [12 - 14].

1. Длительность периода, в течение которого исследуются характеристики сейсмичности, составляет около 40 лет, что соответствует максимальным величинам, известным в настоящее время.

2. Рассматриваются параметры сейсмичности в двух диапазонах глубин: 0 - 33 и 34 - 70 км, в которых формируются кольцевые структуры.

3. Производится перебор пороговых величин магнитуд M_p (в обоих диапазонах глубин) с целью определения оптимальных значений, при которых кольцевые структуры выделяются наиболее четко. При меньших значениях M_p кольца сейсмичности “расплываются”, а при больших – прорисовываются гораздо хуже.

4. Регулярно (примерно раз в год) контролируются параметры сейсмичности, поскольку известны случаи, когда за последние 1 - 2 года проявлялись новые кольцевые структуры с гораздо большими величинами M_p , как это было, например, перед Великим землетрясением Тохоку 11 марта 2011 г. [14].

5. По размерам больших осей колец сейсмичности L и величинам M_p с учетом преобладающего механизма очага в рассматриваемом континентальном районе производится оценка магнитуды возможного сильного землетрясения [8].

С учетом перечисленного, проанализированы данные о сейсмичности, полученные за период 01.01.1973 – 01.07.2012 гг. Поскольку в районе БРЗ очаги землетрясений расположены в основном на малых глубинах, рассмотрены события только в диапазоне 0 - 33 км из каталогов NEIC (National Event Information Center -каталог Геологической службы США).

АНАЛИЗ ДАННЫХ

Картирование поля поглощения S-волн. На рисунке 3 показана зависимость параметра S_n/P_n от эпицентрального расстояния. Каждая точка представляет среднее значение, полученное для площадки с линейными размерами несколько десятков км. Это позволяет в значительной степени устранить погрешности, связанные с различием диаграмм направленности P и S волн для разных событий [2 - 5].

Из рисунка 3 следует, что в среднем величины S_n/P_n уменьшаются с расстоянием. Корреляционная зависимость $S_n/P_n(\Delta)$ описывается выражением:

$$S_n/P_n \sim 1.02 - 3.75 \times 10^{-4} \Delta \text{ (км)} \quad (1)$$

Наибольший разброс данных наблюдается на меньших расстояниях, при этом самые большие величины S_n/P_n получены для эпицентров, расположенных на южной окраине древней Сибирской платформы.

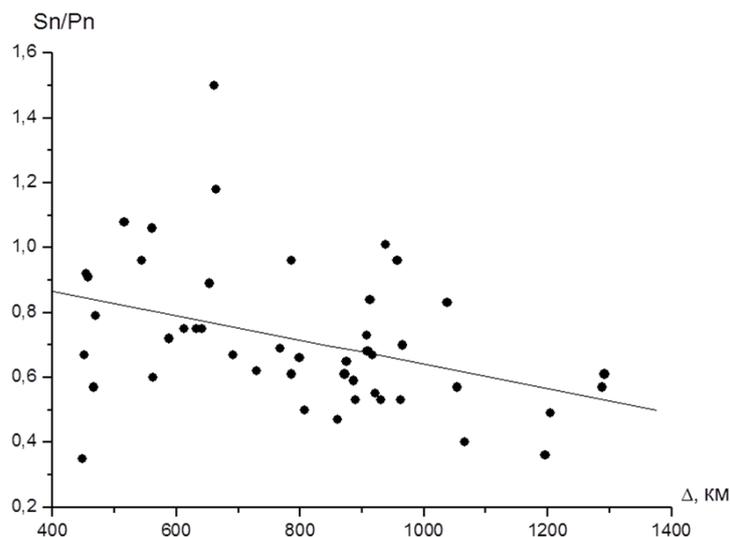
Были рассмотрены величины $\Delta S_n/P_n$, представляющие отклонения от средней зависимости (1). Все значения этих отклонений были разбиты на три уровня, соответствующие пониженному ($\Delta S_n/P_n >$

0.15), промежуточному ($-0.15 \leq \Delta S_n/P_n \leq 0.15$) и повышенному ($\Delta S_n/P_n < -0.15$) поглощению.

На рисунке 4 представлена карта поля поглощения в районе БРЗ, построенная по данным ст. ULN. На карте, помимо средних значений $\Delta S_n/P_n$, нанесены также несколько точек, соответствующих индивидуальным значениям этого параметра (в тех случаях, когда было недостаточно данных для осреднения). Из рисунка 4 следует, что южной окраине Сибирской платформы соответствует пониженное, а району Забайкалья – промежуточное и пониженное поглощение. В собственно рифтовой зоне наблюдается большой контраст поля поглощения. Сильное поглощение имеет место на крайнем юго-западе оз. Байкал, западнее (в области Тункинской впадины) поглощение уменьшается. Еще одно пятно высокого поглощения выделяется на северо-восточной окраине озера и на малом удалении к востоку от него. Небольшие зоны низких величин $\Delta S_n/P_n$ проявились на юге оз. Хубсугул, а также на восточной окраине БРЗ (между 115° и 118° E).

Самая большая область промежуточного поглощения приурочена к центральной и северо-восточной частям оз. Байкал. Меньшие по размеру области выделяются к северо-востоку от озера, а также на восточной окраине рифтовой зоны. Кроме того, небольшие пятна промежуточного поглощения проявились в области Тункинской впадины, на юго-западе оз. Байкал и в области Северо-Муйского хребта.

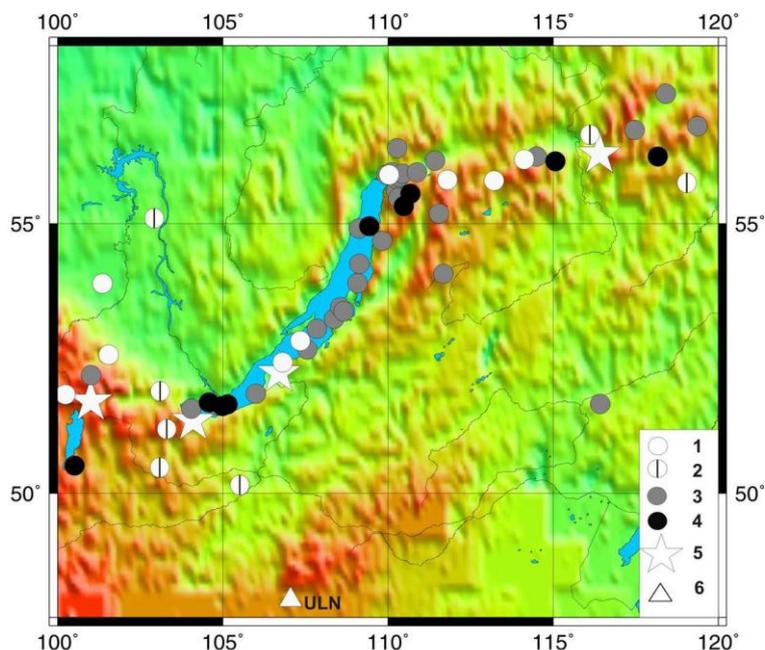
Пониженное поглощение соответствует области к северу от оз. Хубсугул, центральной части оз. Байкал (около 107° E), области Северо-Муйского хр. и к югу от него (между 111° и 114.5° E), а также между зонами низких величин $\Delta S_n/P_n$ на крайнем востоке БРЗ (по записи одного события).



Прямая – корреляционная зависимость (1)

Рисунок 3. Зависимость $S_n/P_n(\Delta)$ для района БРЗ

НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН И КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ
СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

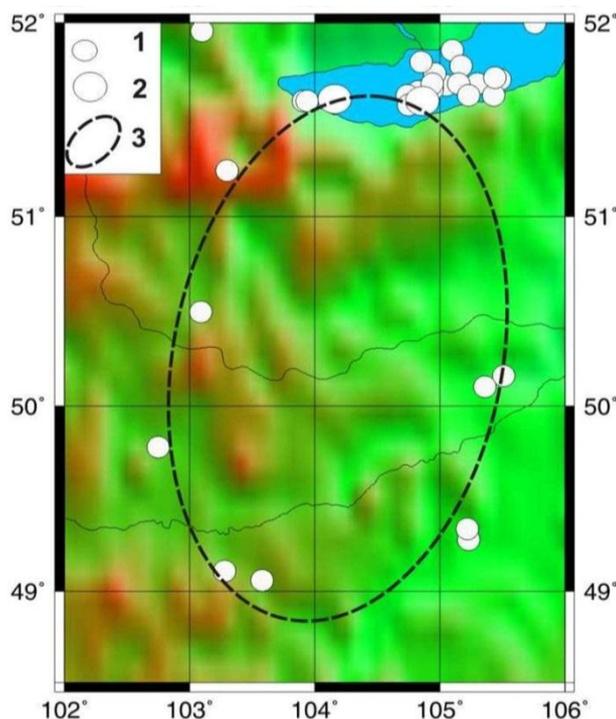


Поглощение: 1, 2 – пониженное (2 – одиночные значения Sn/Pn); 3 – промежуточное; 4 – повышенное; 5 – эпицентры сильных землетрясений ($M \geq 7.0$, начиная с 1800 г.); 6 – сейсмическая станция

Рисунок 4. Карта поля поглощения в районе Байкальской рифтовой зоны

Характеристики кольцевой сейсмичности. Учитывая связь неоднородностей поля поглощения и характеристик сейсмичности, обусловленную миграцией глубинных флюидов [7], мы рассматривали кольцевые структуры в первую очередь в областях относительно пониженных величин Sn/Pn и поблизости от них. На рисунке 5 показаны характеристики

сейсмичности в области южного Байкала и к югу от него. Начиная с 1987 г. здесь сформировалась кольцевая структура ($M_p=4.2$), вытянутая в субмеридиональном направлении (длина ее большой оси $L \sim 310$ км). Северная часть кольца сейсмичности проходит через зону высокого поглощения на юго-западной окраине озера.



1 - $6.0 > M \geq 4.2$. 2 - $M \geq 6.0$. 3 – кольцо сейсмичности (здесь и Байкала и к югу от него на рисунках 7, 9)

Рисунок 5. Кольцевая сейсмичность в области южного Байкала и к югу от него

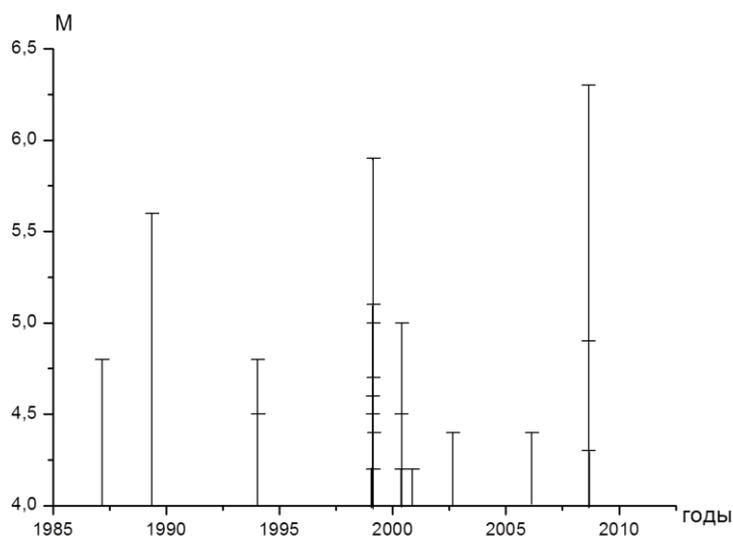


Рисунок 6. Зависимость $M(T)$ для кольцевой структуры

Рисунок 6 иллюстрирует зависимость магнитуд событий в области кольцевой структуры от времени. График $M(T)$ имеет Ш-образную форму; максимальные скорости сейсмотектонической деформации (СТД) наблюдались в 1987 - 1994 и 1999 - 2008 гг. Самые сильные землетрясения произошли здесь в 1999 ($M=6.0$) и 2008 гг. ($M=6.3$).

На рисунке 7 показаны характеристики сейсмичности в северо-восточной части оз. Байкал, где расположена самая большая область с промежуточными значениями поглощения.

В данном случае сформировалась менее четко выраженная кольцевая структура, вытянутая вдоль озера в северо-северо-восточном направлении ($M_p=4.7$, $L\sim 170$ км). Из рисунка 8 следует, что зависимость $M(T)$ для этой структуры также имеет Ш-образную форму; наибольшие скорости СТД имели место в 1981 - 1992 и 2006 - 2010 гг. Самые сильные события с магнитудой 5.3 и 5.5 произошли здесь соответственно в 1992 и 2010 гг.

Еще одна кольцевая структура проявилась на северо-восточном окончании оз. Байкал (рисунок 9).

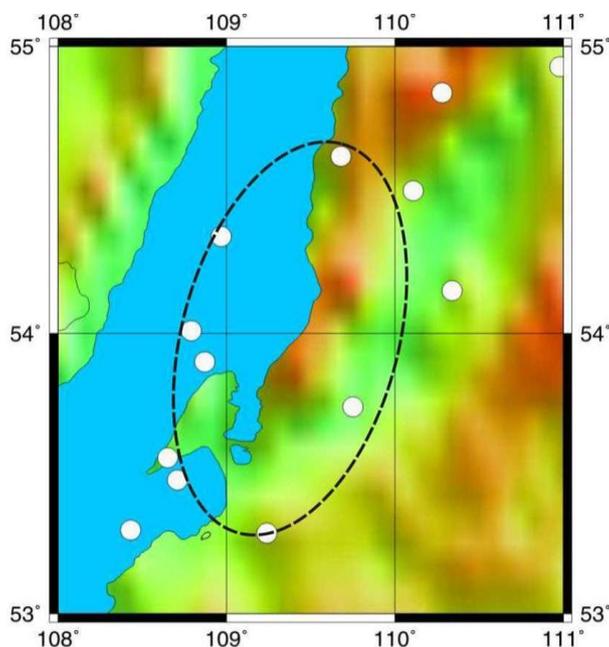


Рисунок 7. Кольцевая сейсмичность в северо-восточной части оз. Байкал. $M_n=4.7$

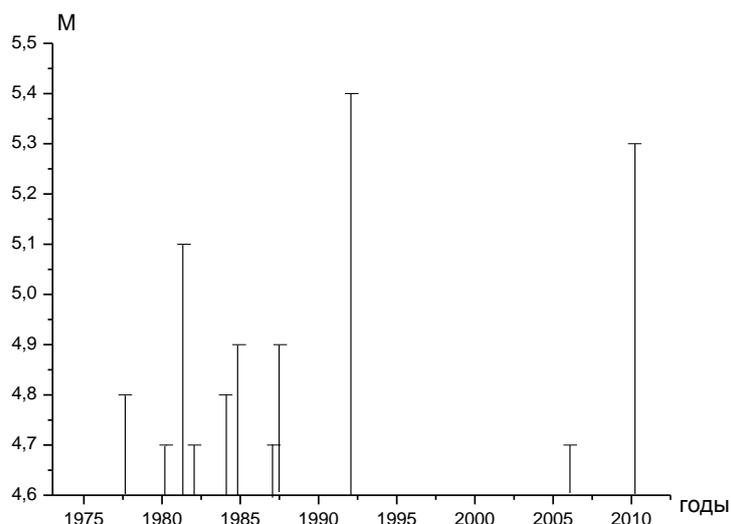


Рисунок 8. Зависимость $M(T)$ для кольцевой структуры

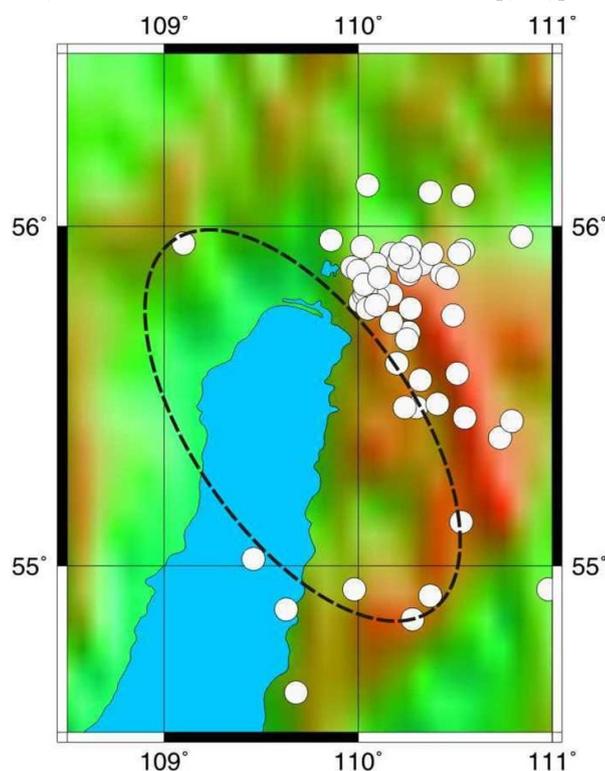


Рисунок 9. Кольцевая сейсмичность в области северо-восточного окончания оз. Байкал и к востоку от него. $M_p=4.4$

Кольцо сейсмичности ($M_p=4.4$, $L \sim 150$ км) вытянуто в северо-северо-западном направлении. На рисунке 10 показана зависимость $M(T)$ для этой структуры. Видно, что скорость СТД резко выросла в 1999 - 2007 гг.; наибольшие магнитуды событий составляли 5.3 и 5.5 (в 1999 и 2007 гг.). Оценка магнитуд возможных сильных землетрясений в областях кольцевых структур была проведена на основании результатов, полученных в [8]. В [8] получены корреляционные зависимости $IgL(M_w)$ и $M_p(M_w)$ для внутриконтинентальных событий, а также пока-

зано, что они существенно варьируются для разных типов подвижек в очаге. Для механизмов типа сброса и сбросо-сдвига, которые доминируют в районе БРЗ [15], получены следующие зависимости:

$$IgL \text{ (км)} = 0.38 + 0.28M_w \quad (2),$$

$$M_p = -0.19 + 0.64M_w \quad (3).$$

С использованием формул (2) и (3) проведена оценка магнитуды возможных сильных землетрясений в областях кольцевых структур (таблица 2).

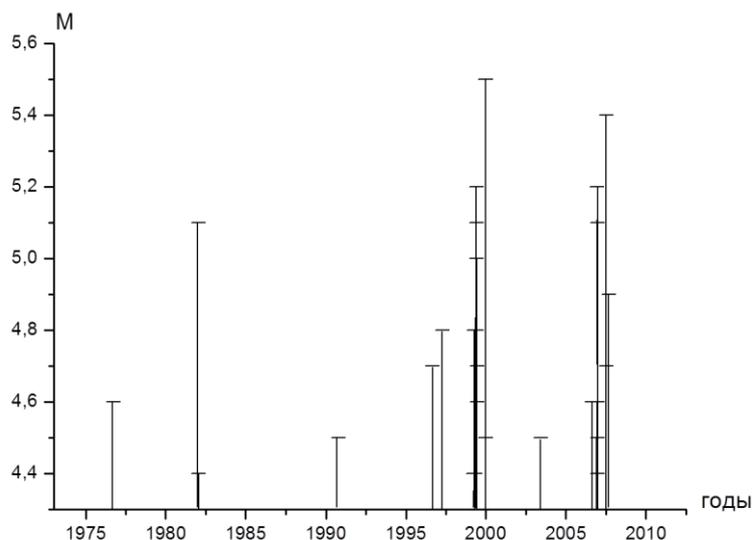


Рисунок 10. Зависимость $M(T)$ для кольцевой структуры

Таблица 2. Характеристики кольцевых структур в районе БРЗ

°N	°E	L, км	Mп	ΔT, лет	Mw
48.5-52.0	102.0-106.0	310	4.2	25	7.2±0.3
53.0-55.0	108.0-111.0	170	4.7	35	7.1±0.5
54.5-56.5	108.5-111.0	150	4.4	36	6.8±0.4

Из таблицы 2 следует, что средние величины M_w варьируются от 6.8 до 7.2, уменьшаясь в направлении с юго-запада на северо-восток. Следует отметить, что точность оценки этих величин наибольшая для кольца сейсмичности, приуроченного к юго-западной окраине оз. Байкал. Текущая длительность времени формирования кольцевых структур ΔT варьируется от 25 до 36 лет.

ОБСУЖДЕНИЕ

Из приведенных данных следует, что в целом поглощение короткопериодных S-волн в литосфере районов БРЗ и Забайкалья сравнительно слабое, несмотря на проявления сравнительно молодого (четвертичного) вулканизма [16]. Это согласуется с предварительными данными, полученными авторами ранее [17]. Сопоставление с результатами, полученными в [2 - 5], показывает, что средний уровень параметра Sn/Pn при прочих равных условиях здесь значительно выше, чем в районах Центральной Азии.

Рассмотрим теперь связь аномалий поля поглощения с исторической сейсмичностью. Из рисунков 1 и 4 следует, что очаг Мондинского землетрясения 1950 г. ($M=7.0$) приурочен к области слабого поглощения S-волн в области оз. Хубсугул. Относительно эпицентров землетрясений 1829 г. ($M=7.5$) и 11.04.1902 г. ($M=6.6$), ввиду низкой точности их определения, можно лишь сказать, что они находятся вблизи области большого контраста поглощения на юго-восточной окраине оз. Байкал. Очаги сильных землетрясений: Цаганского 1862 г. ($M=7.5$), Байкальского 1903 г. ($M=6.7$) и Средне-Байкальского 1959 г. ($M=6.8$) коррелируются с областью понижен-

ного поглощения в центральной части оз. Байкал. Эпицентры землетрясений 17.08.1902 г. ($M=6.5$), 1917 г. ($M=6.6$) и 1937 г. ($M=6.5$) находятся в обширной области высоких величин Sn/Pn , приуроченной к Северо-Муйскому хр. И наконец, очаг Муйского землетрясения 1957 г. ($M=7.6$) также расположен в области сравнительно слабого поглощения (хотя и выделенной по малому количеству данных). Отсюда следует, что очаги сильных землетрясений в районе БРЗ, которые произошли с середины XIX-го до середины XX-го века, как правило, связаны с областями пониженного поглощения в литосфере. Этот вывод согласуется с полученными ранее данными, которые говорят о том, что после сильных коровых землетрясений в течение нескольких десятков лет резко ускоряется подъем глубинных флюидов в литосфере [1, 6, 15] (как отмечено в [6], одна из важных функций таких событий заключается именно в высвобождении легкой жидкой фазы, что в конечном счете приводит к уменьшению потенциальной энергии Земли).

В то же время в областях высокого поглощения S-волн, по крайней мере с 1830 г., не зарегистрированы события с $M \sim 7.0$. Существенно, что к самым крупным аномалиям с низкими величинами Sn/Pn привязаны две из трех выделенных кольцевых структур. Еще одна кольцевая структура расположена в самой большой области промежуточных значений поглощения S-волн. По аналогии с данными, полученными ранее для других внутриконтинентальных районов [7, 8], можно предполагать, что с этими кольцевыми структурами связаны зоны под-

готовки сильных землетрясений. Учитывая данные об исторической сейсмичности [9], можно ожидать, что эпицентры будущих сильных событий, скорее всего, должны будут располагаться в районе оз. Байкал или его ближайших окрестностях. При этом наибольшую опасность будет представлять сильное землетрясение, которое может произойти в области южного Байкала вблизи зоны высокого поглощения, где находится крупный промышленный и научный центр – г. Иркутск. Вблизи той же самой северной кольцевой структуры проходит трасса БАМ, а также линия нефтепровода Восточная Сибирь – Тихий океан.

Текущие длительности формирования двух северных колец сейсмичности (35 и 36 лет) близки к максимальным величинам ΔT , известным в настоящее время (~40 лет [7, 8, 12, 13]). В связи с этим сильные землетрясения, которые могут готовиться в этих областях, в ближайшие годы наиболее вероятны. В то же время событие, которое, по нашим данным, готовится в области южного Байкала, скорее всего, может произойти несколько позже. Тем не менее, во всех трех областях целесообразно вести постоянный мониторинг различных геофизических и геохимических параметров с целью среднесрочного прогноза сильных сейсмических событий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Физика Земли, 2003. – № 7. – С. 35-47.
2. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере Тянь-Шаня и Джунгарии и их связь с сейсмичностью / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // ДАН, 2010а. – Т.433, № 6. – С. 808-812.
3. Копничев, Ю.Ф. Картирование поля поглощения поперечных волн в земной коре и верхах мантии Алтая / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2010. – Вып. 1. – С. 93 - 99.
4. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере Центральной Азии и их связь с сейсмичностью / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // ДАН, 2011. – Т. 437. – № 1. – С. 97 - 101
5. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере Центральной и Южной Азии и их связь с сейсмичностью / Ю.Ф. Копничев, О.К. Кунакова, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2012. – Вып. 1. – С. 147 - 152.
6. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в верхней мантии сейсмически активных и слабосейсмичных районов / Ю.Ф. Копничев, Д.Д. Гордиенко, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология, 2009. – № 1. – С. 49 - 64.
7. Копничев, Ю.Ф. О корреляции характеристик сейсмичности и поля поглощения S-волн в районах кольцевых структур, формирующихся перед сильными землетрясениями / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология, 2010. – № 6. – С. 34 - 51.
8. Kopychev, Yu.F. Ring-shaped seismicity structures, being formed prior to large earthquakes with different faulting types in continental regions / Yu.F. Kopychev, I.N. Sokolova // Book of Abstracts. 33rd General Assembly of ESC. 2012. – Moscow-Obninsk, Russia. – P. 182.
9. Кондорская, Н.В. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин (ред.). // М.: Наука, 1977. – 535 с.
10. Molnar P. Lateral variations of the upper mantle and discontinuities in the lithosphere / P. Molnar, J.Oliver // J. Geophys. Res. 1969. – V. 74. – P. 2648 - 2682.
11. Копничев, Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука. 1985. – 176 с.
12. Копничев, Ю.Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районе Суматры / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // ДАН, 2009. – Т. 429, № 1. – С. 106 - 109.
13. Копничев, Ю.Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин в регионе Южной Америки / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2010. – Вып. 1. – С. 100-110.
14. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности и землетрясение 11 марта 2011 г. ($M_w=9.0$) в районе северо-восточной Японии / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // ДАН, 2011. – Т. 440, № 2. – С. 246 - 249.
15. Husen S. Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile / S. Husen, E. Kissling // Geology, 2001. – V. 29, N 9. – P. 847 - 850.
16. Рассказов, С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. 1993 / С.В. Рассказов, Н.А. Логачев // Н.: Наука. – 286 с.
17. Копничев, Ю.Ф. Новые данные о строении верхней мантии Байкальской рифтовой зоны // ДАН, 1992. – Т. 325, № 5. – С. 944 - 949.
18. Tapponnier, P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions / P. Tapponnier, P. Molnar // J. Geophys. Res, 1979. – V. 84. – P. 3425 - 3459.

**БАЙКАЛ РИФТИК ЗОНАСЫ АУДАНЫНДА S-ТОЛҚЫНДАР ЖҰТЫЛУ ӨРІСІНІҢ БІР ТЕКТИ
ЕМЕСТІГІ ЖӘНЕ СЕЙСМИКАЛЫЛЫҚТЫҢ САҚИНАЛЫ ҚҰРЫЛЫМДАРЫ**

¹⁾Копничев Ю.Ф., ²⁾Соколова И.Н.

¹⁾*РФА О.Ю. Шмидт атындағы Жер физикасы институт, Мәскеу, Ресей*

²⁾*ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан*

Байкал рифтік зонасы (БРЗ) ауданында S-толқындар жұтылу өрісінің бір текті еместігі мен сейсмикалылықтың сақиналы құрылымдары арасында байланыстығы қаралуда. Литосферада S-толқындар жұтылуы Sn және Pn толқындарда амплитудалардың қатынасы бойынша бағаланған. Улан-Батор (ULN) станциясымен жерсілкінулердің ~400 - 1300 км. қашықтықта алынған шамасы 140 жазбалары өңделген. Байкал көлінің шеткі оңтүстік-батысы мен солтүстік шығысында жоғары жұтылу зоналары айқындалған. Рифтік зонасында орналасқан аралық жұтылудың ең үлкен облысы көлдің орталық бөлшегінде анықталады. 1975 жылдан кейін БРЗ ауданында магнитуданың $M_p=4.2 - 4.7$ табалдырық мәндерімен үш сақиналы құрылымдары қалыптасқан. Бұл құрылымдар Байкал көлінің ауданындағы S-толқындар жоғары және аралық жұтылу зоналарынан өтеді. Сейсмикалылық сақиналарының мөлшерлері және M_p мәндері бойынша сақиналы құрылымдар облыстарында ықтимал қатты жерсілкінулердің магнитудалары бағаланған.

**HETEROGENEITIES OF S WAVE ATTENUATION FIELD AND RING-SHAPED SEISMICITY
STRUCTURES IN THE REGION OF BAIKAL RIFT ZONE**

¹⁾Yu.F. Kopnichev, ²⁾I. N.Sokolova

¹⁾*Institute of the Earth Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²⁾*Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan*

We consider a correlation between heterogeneities of S wave attenuation field and ring-shaped seismicity structures in the region of Baikal rift zone (BRZ). Attenuation in the lithosphere was estimated using amplitude ratios for Sn and Pn waves. About 140 seismograms, obtained by station ULN at distances of ~400 - 1300 km have been processed. We found high attenuation zones at extreme south-west and north-east of Baikal lake. The biggest area of intermediate attenuation, situated within rift zone, is located in the central part of the lake. Since 1975 three ring-shaped seismicity structures were formed in the BRZ (with threshold magnitude values M_t of 4.2 - 4.7). These structures pass through the zones of relatively high attenuation in the area of Baikal lake. Using data of seismicity ring sizes ($L=150 - 310$ km) and M_t values we have estimated magnitudes of possible large earthquakes in the areas of ring-shaped structures ($M_w=6.8 - 7.2$).