

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.341

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ДОБРОТНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ
ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

А.А. Добрынина, В.В. Чечельницкий*, В.А. Саньков

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

**Байкальский филиал Геофизической службы СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

По записям поперечных кода-волн региональных землетрясений получены значения сейсмической добротности (Q_c), частотного параметра (n) и коэффициента затухания (δ) сейсмических волн в литосфере юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы. Наблюдается сильная зависимость добротности от частоты и длины окна: Q_c меняется от 47 ± 51 до 1036 ± 190 для центральных частот 0.3 и 12.0 Гц при длине окна обработки коды $W = 20$ с и от 83 ± 46 до 1596 ± 573 на тех же частотах при $W = 60$ с. Значения добротности и коэффициента затухания рассчитаны для всей территории юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы и для отдельных тектонических блоков: стабильной Сибирской платформы, горных поднятий Хамар-Дабана и Восточного Саяна, Южно-Байкальской и Тункинской впадин. Сопоставление результатов определений Q_c с данными о возрасте, тектонике и уровне сейсмической активности рассматриваемых структур показало, что добротность зависит от современной тектонической активности структур и в меньшей степени от возраста коры.

Байкальская рифтовая система, добротность, кода-волны, затухание.

SEISMIC QUALITY FACTOR OF THE LITHOSPHERE
OF THE SOUTHWESTERN FLANK OF THE BAIKAL RIFT SYSTEM

A.A. Dobrynina, V.V. Chechel'nitskii, and V.A. San'kov

The seismic quality factor (Q_c), the frequency parameter (n), and the attenuation coefficient (δ) of seismic waves in the lithosphere of the southwestern flank of the Baikal rift system are obtained from records of S coda waves from regional earthquakes. There is a strong dependence of the quality factor on the frequency and coda window length: for central frequencies of 0.3 and 12.0 Hz and a coda window length $W = 20$ s, Q_c varies from 47 ± 51 to 1036 ± 190 , and for the same frequencies and $W = 60$ s, it varies from 83 ± 46 to 1596 ± 573 . The values of the quality factor and the attenuation coefficient are calculated for the whole southwestern flank of the Baikal rift system and for individual tectonic blocks: the stable Siberian Platform, Khamar-Daban and East Sayan uplifts, and South Baikal and Tunka basins. A comparison of the obtained values of Q_c with data on the age, tectonics, and seismic activity level of the structures shows that the quality factor depends on the recent tectonic activity of the structures, and to a lesser extent, on the age of the crust.

Baikal rift system, quality factor, coda wave, attenuation

ВВЕДЕНИЕ

Сейсмическая добротность Q является безразмерным параметром, описывающим затухание сейсмической энергии при прохождении волны в геологической среде, и необходима при расчете искусственных сейсмограмм, при изучении макросейсмических проявлений при сильных землетрясениях и т.д. К настоящему времени разработан ряд методов определения добротности среды, основанных как на активном («просвечивание» среды с помощью взрывов, виброисточников и др.), так и на пассивном сейсмических экспериментах (обработка записей землетрясений, микросейсм). Оба подхода имеют свои преимущества и недостатки, в то же время предпочтение в большинстве случаев отдается последнему. При обработке сейсмограмм землетрясений сейсмическая добротность может быть оценена по прямым волнам (P - и S -волны) и по коде. В нашем исследовании использован подход к оценке сейсмической добротности литосферы Южного Прибайкалья по коде S -волн.

Впервые возможность определения параметров затухания по коде (как и сама природа кода-волн) была рассмотрена в работах [Aki, 1969; Aki, Chouet, 1975]. Для объяснения существования кода-волн им была предложена модель однократного рассеяния, согласно которой кода-волны, записанные на сейсмограмме локального землетрясения, рассматриваются как суперпозиция однократно рассеянных волн, сгенерированных многочисленными неоднородностями, случайно распределенными в земной коре и верхней мантии [Aki, 1969; Aki, Chouet, 1975; Rautian, Khalturin, 1978]. При этом уменьшение сейсмической энергии в кода-волнах происходит вследствие геометрического расхождения, внутреннего затухания и рассеяния по мере прохождения через среду и дает возможность количественно рассчитать сейсмическую добротность. Наблюдения показали, что спектр кода-волн слабых землетрясений вблизи источника не зависит от магнитуды землетрясения и пути между станцией и гипоцентром, но зависит от выбора временного окна относительно времени в очаге [Aki, Chouet, 1975; Sato, 1977]. Этот факт поддерживает предположение о том, что кода на сейсмограмме возникает вследствие рассеяния сейсмических волн в среде в области между источником и приемником. Л. Гао с соавторами [Gao et al., 1983] предложили модель многократного рассеяния для определения параметров добротности, характеризующих как внутреннее затухание (Q_i), так и затухание вследствие рассеяния (Q_s). Практической проблемой моделей многократного рассеяния является разделение величин Q_i и Q_s , так как при расчете добротности по кода-волнам одновременно наблюдаются обе компоненты. В работе [Wu, Aki, 1988] показано, что одновременный расчет значений Q_i и Q_s по кода-волнам может привести к недопустимо большим ошибкам в обеих величинах, поэтому модель однократного рассеяния является наиболее приемлемой для расчета добротности по кода-волнам. Вопросам затухания сейсмических волн посвящены многочисленные теоретические и экспериментальные работы отечественных и зарубежных авторов [Аги, 1969; Жадин, Дергачев, 1973; Aki, Chouet, 1975; Sato, 1977; Rautian, Khalturin, 1978; Johnston et al., 1981; Mitchell, 1981; Gao et al., 1983; Pulli, 1984; Gusev, Lemzikov, 1985; Аптикаева, 1991; Копничев, 1991; Еманов и др., 1999; Gupta, Kumar, 2002; Копничев, Соколова, 2003; Havskov, Ottemoller, 2003; Mak et al., 2004; Павленко, 2008; Hazarika et al., 2009].

В настоящей работе приведены результаты оценки сейсмической добротности по поперечным кода-волнам региональных землетрясений для литосферы юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы (БРС), одного из наиболее сейсмически-активных регионов России [Комплект..., 1999]. Несмотря на высокий сейсмический потенциал региона и длительную историю сейсмологических исследований, изучение добротности (Q) до сих пор носило локальный характер. Получены значения добротности литосферы по измерениям преобладающих периодов записей микроземлетрясений для территории Республики Тува и о. Ольхон (Прибайкалье), при этом итоговое значение Q было получено путем осреднения по участку с поперечными размерами 500—1000 км и составило 1000—2000 [Жадин, Дергачев, 1973]. В работе [Егоркин и др., 1981] получены значения добротности продольных (Q_p) и поперечных (Q_s) волн для консолидированной коры Ангаро-Ленской ступени (Сибирская платформа): $Q_p = 168$, $Q_s = 340$ ($f = 1—6$ Гц, $\Delta = 18—181$ км), $Q_p = 154$, $Q_s = 508$ ($f = 1—8$ Гц, $\Delta = 9—148$ км). По записям донных и береговых станций для района Центрального Байкала получены значения добротности для прямых поперечных волн $Q_s = 400$ и $Q_s = 1400$ для частот 2 и 8 Гц соответственно [Букина и др., 1983]. Ю.Ф. Копничевым [1991] по поперечным кода-волнам локальных землетрясений и карьерных взрывов с $K_p = 7—10$ ($\Delta < 200$ км) оценен диапазон глубин, соответствующих зонам повышенного поглощения на юго-западном фланге БРС. Для Южно-Байкальской и Тункинской впадин и их окружения по записям кода-волн афтершоков Тункинского землетрясения 1995 г. и слабых землетрясений Южного Байкала были получены характеристики затухания сейсмических волн на расстояниях 50—200 км, $Q = 150$ (при расчетах добротность считалась независимой от частоты) [Потапов и др., 1996]. С использованием сильного виброисточника для верхней части земной коры Забайкалья получены значения затухания продольных волн, распространяющихся вдоль ($Q_p = 157$) и вкрест ($Q_p = 82$) простирания разломов [Еманов и др., 1999]. Оснащение сейсмических станций региона цифровой высокочувствительной аппаратурой в 1998—2003 гг. значительно улучшило условия регистрации сейсмических событий в БРС [Масальский и др., 2007], облегчило процедуру обработки сейсмограмм и позволило провести расчет добротности литосферы региона по коде S-волн [Добрынина и др., 2009; Dobrynina et al., 2010].

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Байкальская рифтовая система расположена в Северной Евразии и является второй по величине континентальной рифтовой системой в мире. Она протягивается вдоль края Сибирской платформы на 1600 км из Северо-Западной Монголии до Южной Якутии и состоит из линейной системы поднятий и впадин, ограниченных разломами преимущественно сбросового кинематического типа [Logatchev, Florensov, 1978]. Фундаментом Байкальской рифтовой системы в южной ее части служат структуры архейско-протерозойской Сибирской платформы и приложенных к ней в разное время террейнов обрам-

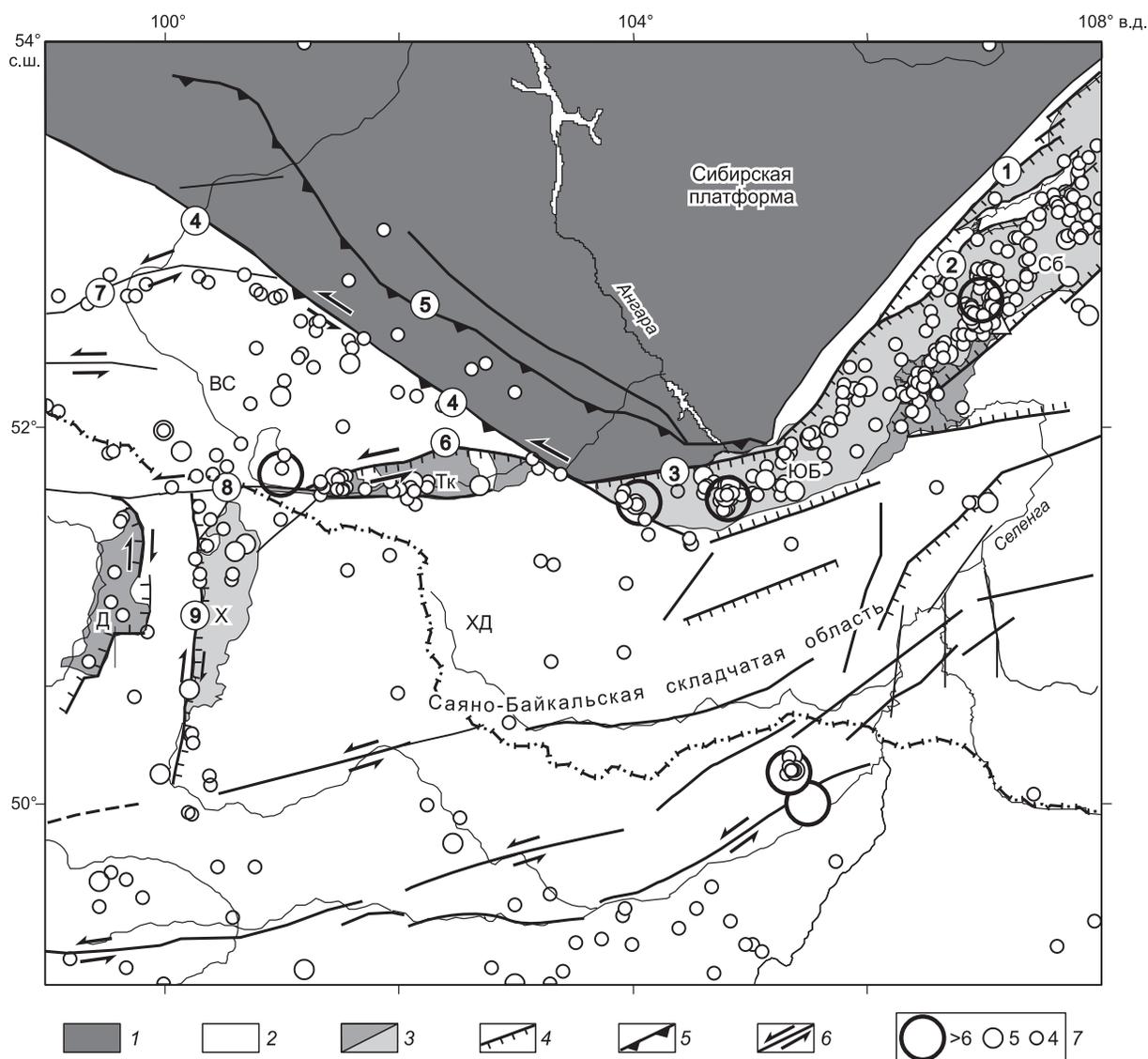


Рис. 1. Схема неотектонических структур и сейсмичность юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы и его окружения.

1 — Сибирская платформа; 2 — Саяно-Байкальская складчатая область; 3 — кайнозойские рифтовые впадины: СБ — Среднебайкальская, ЮБ — Южно-Байкальская, Тк — Тункинская, Х — Хубсугульская, Д — Дархатская; 4–6 — разломы: 4 — сбросы, 5 — взбросы и надвиги, 6 — сдвиги; цифрами в кружках обозначены разломы: 1 — Приморский, 2 — Морской, 3 — Обручевский, 4 — Главный Саянский, 5 — Передовой, 6 — Тункинский, 7 — Окино-Жомболокский, 8 — Байкало-Мондинский, 9 — Хубсугульский; 7 — магнитуда землетрясений. Поднятия: ВС — Восточный Саян, ХД — Хамар-Дабан. Карта сейсмичности составлена по данным БФ ГС СО РАН.

ления, возраст консолидированной коры которых изменяется от позднепротерозойского до раннепалеозойского [Беличенко и др., 2003]. Большую роль в локализации неотектонических структур, особенно в южной и центральной частях БРС, играли краевые ограничения Сибирской платформы и древних блоков ее обрамления (рис. 1). Ярко выражена роль Главного Саянского разлома в контроле поднятия Восточного Саяна, а также роль Приморского разлома в контроле западного борта Байкальской впадины. Вдоль разломных ограничений вендского Тувино-Монгольского микроконтинента заложилась Тункинская, Хубсугульская, Окино-Жомболокская впадины [Васильев и др., 1997].

В неотектоническом отношении БРС приурочена к границе Северо-Евразийской и Амурской литосферных плит, современная подвижность между которыми и определяет высокий уровень сейсмической активности и многие параметры сейсмического процесса. С начала периода инструментальных сейсмологических наблюдений (1950 г.), по данным Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН (БФ ГС СО РАН), здесь произошло шесть землетрясений с магнитудой $M \geq 6.0$ (<http://www.seis-bykl.ru>) (см. рис. 1). Согласно историческим данным, к исследуемому региону приурочены также события с

магнитудой до 8.2 [Новый каталог..., 1977]. Последнее сильное событие, известное как Култукское землетрясение 27 августа 2008 г., произошло в районе Южного Байкала и, по данным Международного сейсмологического центра, имело магнитуду $M_w = 6.1—6.3$ (<http://www.isc.ac.uk>). Очаги землетрясений юго-западного фланга БРС локализируются в земной коре с максимумом в интервале 8—20 км [Гилева и др., 2000, 2007; Радзиминович и др., 2003; Radziminovitch et al., 2005; Суворов, Тубанов, 2008; Арефьев и др., 2008].

Результаты структурно-геологических исследований [Шерман, Днепровский, 1989; Парфеев, Саньков, 2006], измерений методом GPS-геодезии [Лухнев и др., 2003] и расчетов сеймотектонических деформаций [Мельникова, Радзиминович, 2007] свидетельствуют о том, что доминирующими для юго-западного фланга БРС являются режимы сдвига и сдвига со сжатием. При этом отмечается тенденция увеличения роли сжатия в западном направлении от Байкальской впадины.

По данным телесеismicческой томографии, мощность литосферы под БРС сокращена по сравнению с окружающими регионами (45—50 км под БРС, 200 км под Сибирской платформой, от 120 и до 170 км под Забайкальем и Монголией) [Gao et al., 1994; Зорин и др., 1996]. Мощность коры под рифтовыми впадинами составляет 34—48 км, 44—52 км — под поднятием Восточного Саяна и 37—39 км — под Сибирской платформой [Мац и др., 2001]. Считалось, что под главными рифтовыми впадинами земная кора утонена, хотя, согласно последней интерпретации данных ГСЗ [Suvorov et al., 2002], эта гипотеза не подтвердилась.

МЕТОД И МАТЕРИАЛЫ

Метод. Модель однократного рассеяния [Aki, Chouet, 1975] рассматривает кода-волны как суперпозицию объемных волн, отраженных от случайно распределенных в среде неоднородностей. Уменьшение амплитуды коды со временем происходит вследствие затухания энергии и геометрического расхождения и не зависит от характеристик очага землетрясения, эффектов пути и усиления на сейсмостанции [Aki, 1969]. Обычно добротность увеличивается с частотой, согласно [Mitchell, 1981],

$$Q_c(f) = Q_0 \cdot \left(\frac{f}{f_0} \right)^n, \quad (1)$$

где $Q_c(f)$ — добротность среды по коде, Q_0 — добротность на некоторой референтной частоте f_0 (как правило, 1 Гц) и n — частотный параметр, который близок к единице и меняется от региона к региону в зависимости от неоднородности среды [Aki, 1981]. Отношение (1) показывает, что затухание сейсмических волн со временем (расстоянием от источника) различно на разных частотах. Амплитуда кода-волны в момент времени t от времени в очаге для сейсмограммы, отфильтрованной на центральной частоте f , связывается с добротностью следующим соотношением [Aki, Chouet, 1975]:

$$A(f, t) = W(f) \cdot t^{-\alpha} \cdot \exp \left[\frac{-\pi f t}{Q_c(f)} \right], \quad (2)$$

где α — характеристика геометрического расхождения (для объемных волн $\alpha = 1.0$ [Sato, Fehler, 1998]), $W(f)$ — временная функция источника. Прологарифмировав (2), получим

$$\ln(A(f, t) \cdot t) = \ln(W(f)) - \frac{\pi f t}{Q_c(f)}. \quad (3)$$

Наклон графика в выражении (3), построенного во временной шкале, определяет значение Q для рассматриваемой частоты f . Согласно [Rautian, Khalturin, 1978], приведенные выше соотношения действительны для времен больших, чем удвоенное время пробега S -волны, так как для этих времен очаговым процессом можно пренебречь.

Данные. Для определения добротности из оперативного регионального каталога землетрясений БРС (<http://www.seis-bykl.ru>) было отобрано 68 событий с энергетическим классом $K_p = 9.6—13.7$ (рис. 2), произошедших на рассматриваемой территории за период 2001—2007 гг. и зарегистрированных на сейсмических станциях Аршан (международный код ARS), Монды (MOY), Орлик (ORL), Талая (TLY), Иркутск (IRK), Кабанск (KAB), Тырган (TRG), Листвянка (LSTR) и Закаменск (ZAK). Землетрясения выбирались так, чтобы избежать предела пикового насыщения амплитуд. Эпицентральные расстояния менялись в пределах от 15 до 300 км.

Для расчета добротности использовалась программа CodaQ, входящая в состав пакета программ SEISAN [Havskov, Ottemoller, 2003]. Значения добротности рассчитывались на шести центральных частотах: 0.3 ± 0.2 , 0.75 ± 0.25 , 1.5 ± 0.5 , 3 ± 1 , 6 ± 2 и 12 ± 4 Гц. Начало окна для обработки коды бралось с момента времени t_{start} равного удвоенному значению времени пробега S -волны (рис. 3), согласно [Rautian, Khalturin, 1978], а длина окна W бралась равной 20, 30, 40, 50 и 60 с.

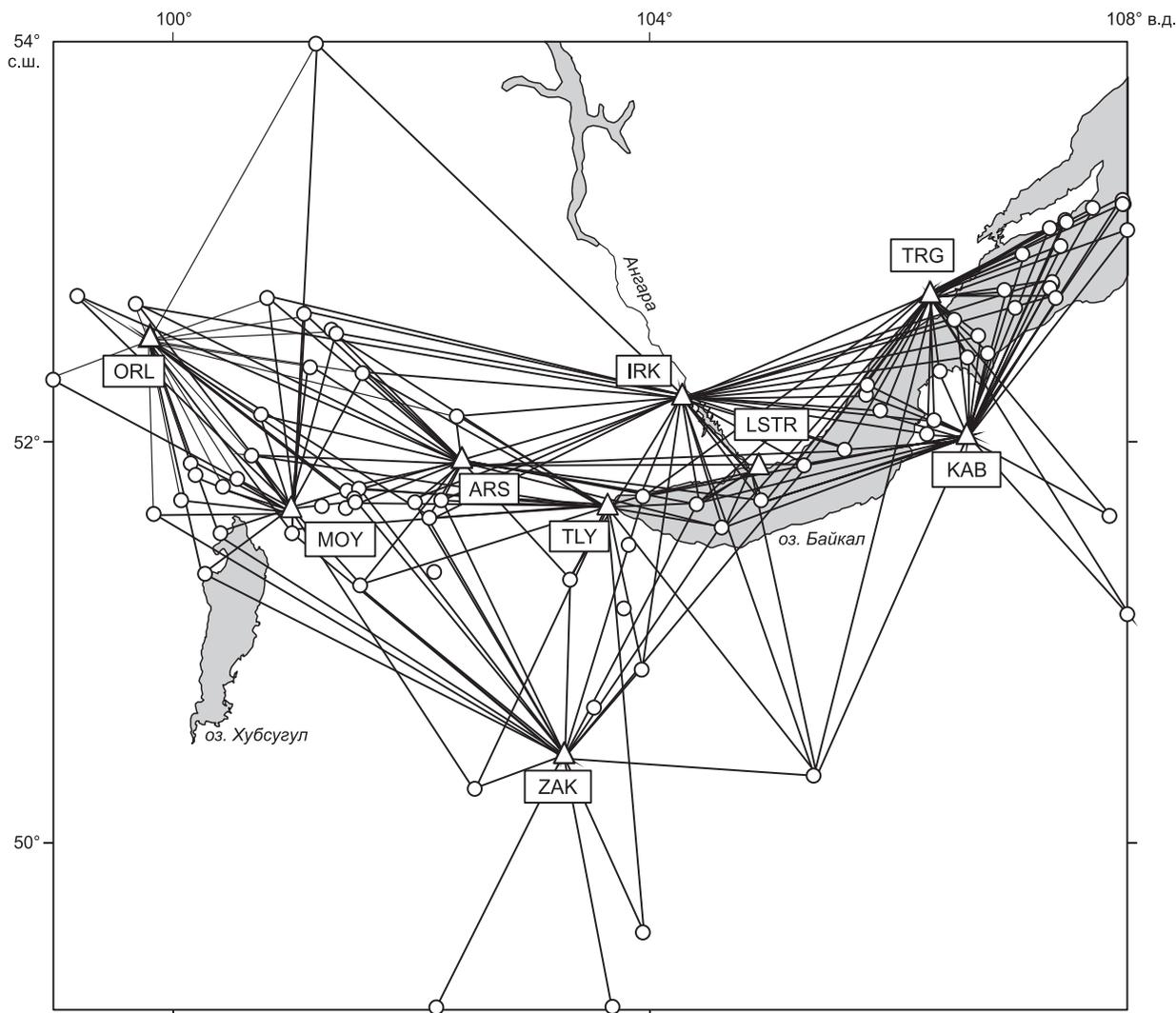


Рис. 2. Карта трасс источник—приемник рассматриваемой территории.

Кружками показаны эпицентры землетрясений, треугольниками — сейсмические станции, для каждой станции дан международный код.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Сейсмическая добротность Q_c литосферы юго-западного фланга БРС и окружающих тектонических структур рассчитана по записям 68 землетрясений, зарегистрированных на девяти региональных сейсмических станциях, на шести центральных частотах и для пяти временных окон. Всего было выполнено более 6500 индивидуальных определений добротности, при этом в расчетах использовались записи, для которых отношение полезного сигнала к помехе было не менее 4. Результаты определений сейсмической добротности представлены в табл. 1. Наблюдается сильная зависимость добротности от частоты: Q_c меняется от 47 ± 51 до 1036 ± 190 для центральных частот 0.3 и 12.0 Гц при длине окна обработки $W = 20$ с и от 83 ± 46 до 1596 ± 573 на тех же частотах при $W = 60$ с (см. табл. 1).

Вариации добротности с глубиной. Согласно [Pulli, 1984], значение добротности, полученное для трассы источник—приемник, характеризует некоторый объем среды (предположительно эллипсоид), в фокусах которого находятся очаг и сейсмическая станция. Размеры эллипсоида (a , b — длина полуосей эллипсоида, c — глубина нижней границы эллипсоида) определяются следующими соотношениями:

$$a = \frac{Vt}{2}; \quad b = \sqrt{\left(\frac{Vt}{2}\right)^2 - \frac{r^2}{4}}; \quad c = h + \sqrt{\left(\frac{Vt}{2}\right)^2 - \frac{r^2}{4}},$$

где V — скорость объемных волн, r — расстояние источник—приемник, h — глубина очага землетрясения, t — средняя длина временного окна, которая определяется как

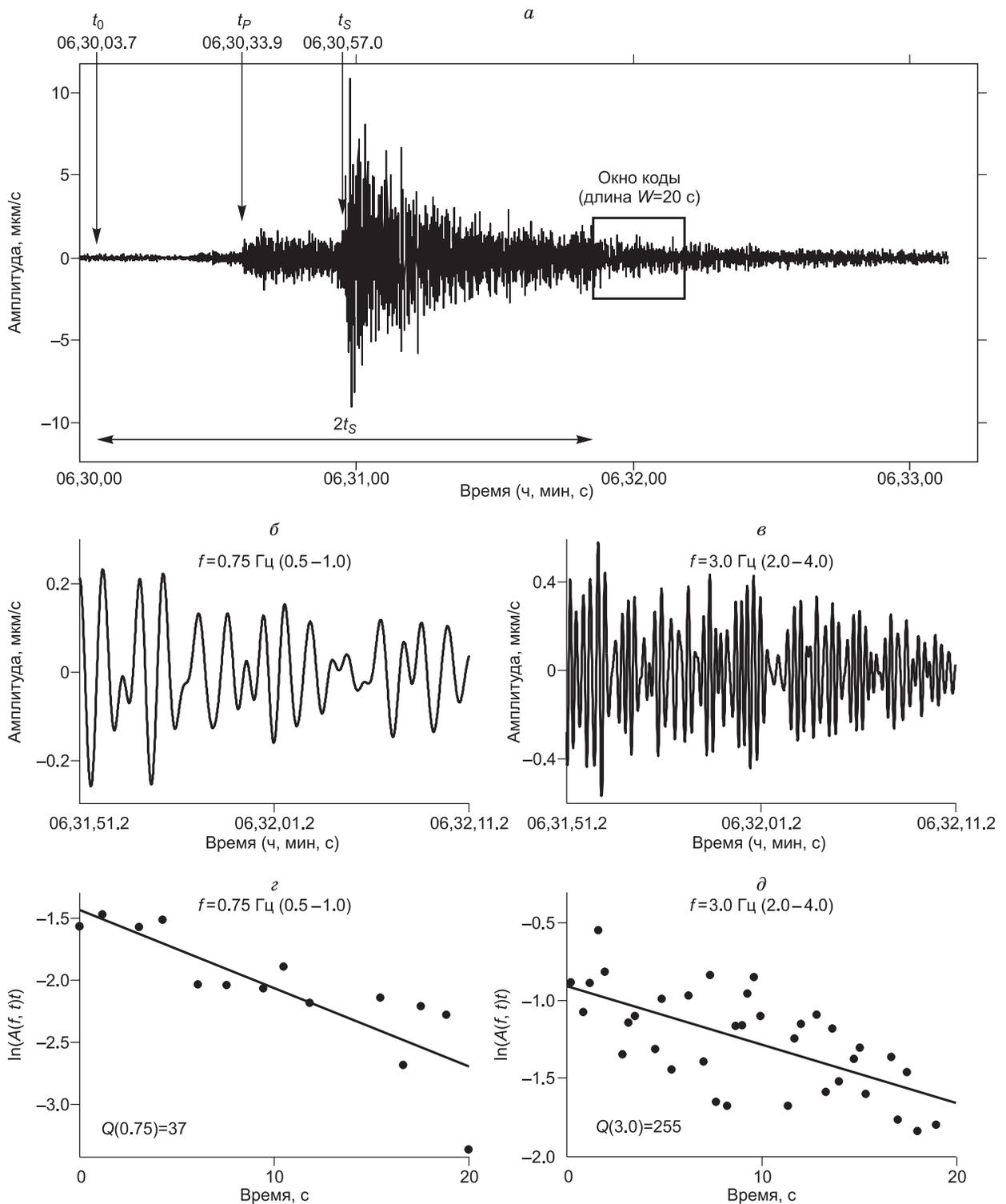


Рис. 3. Сейсмограмма землетрясения 3 апреля 2002 г. (06 ч 27 мин, $K_p = 10.6$), полученная на сейсмической станции Листвянка (эпицентрального расстояние $\Delta = 188$ км), компонента N—S.

a — нефильтрованная запись, t_0 , t_p , t_s — время в очаге, время прихода на станцию *P*- и *S*-волн соответственно. Прямоугольником показана анализируемая часть записи кода-волны (окно); *б*, *в* — запись кода-волны, отфильтрованная с центральными частотами 0.75 и 3.0 Гц соответственно; *г*, *д* — пример расчета добротности для выбранного участка на частотах 0.75 и 3.0 Гц, точками показаны измерения амплитуд колебаний, прямой линией — лучшее линейное приближение зависимости $\ln(A(f, t))$ от времени t .

Таблица 1. Значения добротности Q_c для различных центральных частот f и временных окон W

W, c	Центральная частота, Гц																	
	0.3 (0.1—0.5 Гц)			0.75 (0.5—1.0 Гц)			1.5 (1.0—2.0 Гц)			3.0 (2.0—4.0 Гц)			6.0 (4.0—8.0 Гц)			12.0 (8.0—16.0 Гц)		
	Q_c	σ	N	Q_c	σ	N	Q_c	σ	N	Q_c	σ	N	Q_c	σ	N	Q_c	σ	N
20	47	51	130	67	41	199	135	54	173	283	77	156	536	106	136	1036	190	181
30	53	50	151	89	43	176	195	64	184	393	91	183	758	150	248	1241	284	264
40	59	38	152	121	53	176	252	76	182	518	121	233	915	202	342	1375	367	283
50	72	49	143	152	61	185	316	100	200	624	151	286	1017	248	381	1531	530	298
60	83	46	133	179	69	192	383	105	219	726	167	343	1082	284	390	1596	573	278

Примечание. W — длина окна для обработки коды; Q_c — значение добротности на соответствующих центральных частотах, в скобках показан диапазон частот; σ — среднеквадратичные отклонения; N — количество индивидуальных измерений добротности на указанной центральной частоте.

$$t = t_{start} + \frac{W}{2}.$$

Здесь t_{start} — начальное время для окна обработки коды, W — длина окна коды, т.е. размеры исследуемой области зависят, во-первых, от длины окна обработки коды и, во-вторых, от расстояния источник—приемник. Таким образом, меняя длину окна W , можно проследить характер изменения $Q_c(f)$ с глубиной.

В настоящей работе среднее расстояние r для выбранных событий равно 164 км, среднее значение $t_{start} = 93$ с. Поскольку для рассматриваемых землетрясений нет надежных определений глубин, то средняя глубина очагов землетрясений бралась равной 15 км, согласно работам [Гилева и др., 2000, 2007; Радзиминевич и др., 2003; Radziminovitch et al., 2005; Суворов, Тубанов, 2008; Арефьев и др., 2008].

Графики зависимости добротности Q_c от центральной частоты f для всех пяти временных окон показаны на рис. 4. Для каждого случая получена эмпирическая функциональная зависимость $Q_c(f)$, согласно выражению (1):

$$\begin{aligned} W = 20 \text{ с, } Q_c(f) &= (105 \pm 9)f^{(0.90 \pm 0.06)}; \\ W = 30 \text{ с, } Q_c(f) &= (139 \pm 9)f^{(0.90 \pm 0.04)}; \\ W = 40 \text{ с, } Q_c(f) &= (174 \pm 11)f^{(0.88 \pm 0.04)}; \\ W = 50 \text{ с, } Q_c(f) &= (214 \pm 15)f^{(0.84 \pm 0.04)}; \\ W = 60 \text{ с, } Q_c(f) &= (252 \pm 23)f^{(0.81 \pm 0.06)} \text{ (размеры осей эллипсоида показаны в табл. 2)}. \end{aligned}$$

На затухание сейсмических волн, помимо степени неоднородности среды, влияют такие физические параметры, как давление, температура и содержание флюида в среде [Johnston et al., 1981]. Влияние этих факторов неравнозначно. Коэффициент затухания δ определяется следующим образом:

$$\delta = \frac{\pi \cdot f}{V \cdot Q_c},$$

где f — частота, Q_c — добротность на этой частоте f . Значения коэффициентов затухания для исследуемого региона (частота $f = 1$ Гц) даны в табл. 2.

Изменение коэффициента затухания с глубиной показано на рис. 5. Уравнение регрессии имеет вид:

$$\delta = 0.030 \cdot e^{-0.014 \cdot c}$$

(коэффициент корреляции $R = 0.99$; согласно оценке по критерию Стьюдента, коэффициент корреляции значим с вероятностью $P_\alpha = 0.95$). Экспоненциальная форма зависимости $\delta(c)$ говорит о том, что в верхней части литосферы с глубиной уменьшение затухания происходит быстрее по сравнению с ее нижней частью.

Согласно полученным эмпирическим зависимостям $Q_c(f)$ для разных значений длины окна при обработке коды, частотный параметр n меняется от 0.90 до 0.81 с увеличением глубины. Увеличение добротности и уменьшение коэффициента затухания и частотного параметра с увеличением длины окна обработки коды (и, соответственно, глубины), по-видимому, отражают уменьшение неоднородности среды с глубиной, так как высокое литостатическое давление в нижней части коры приводит к закрытию трещин и проявлению пластических деформаций [Николаевский, 1984].

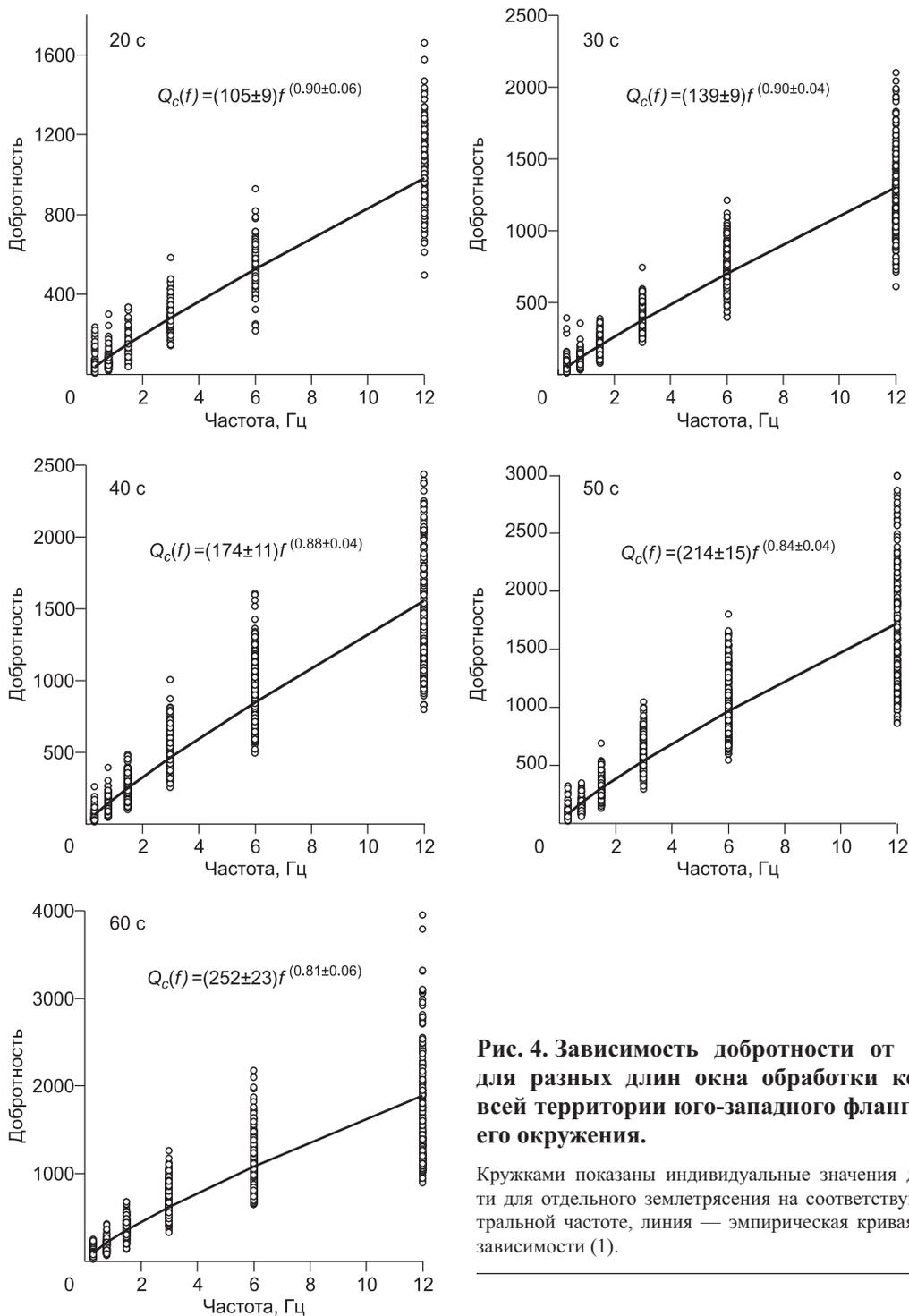


Рис. 4. Зависимость добротности от частоты для разных длин окна обработки коды для всей территории юго-западного фланга БРС и его окружения.

Кружками показаны индивидуальные значения добротности для отдельного землетрясения на соответствующей центральной частоте, линия — эмпирическая кривая, согласно зависимости (1).

Латеральные вариации добротности. Помимо расчета добротности для всей рассматриваемой территории, оценки $Q_c(f)$ и коэффициента затухания δ выполнялись также для отдельных тектонических блоков: 1) Сибирской платформы, 2) Хамар-Дабанского блока, 3) блока Восточного Саяна, 4) Южно-Байкальской и 5) Тункинской впадин (см. рис. 1):

- 1) $Q_c(f) = (134 \pm 26)f^{(0.48 \pm 0.12)}$, $\delta = (0.0066 \pm 0.0013) \text{ км}^{-1}$ (минимальное количество измерений $N = 13$);
- 2) $Q_c(f) = (121 \pm 16)f^{(0.84 \pm 0.08)}$, $\delta = (0.0073 \pm 0.0009) \text{ км}^{-1}$ ($N = 84$);
- 3) $Q_c(f) = (104 \pm 12)f^{(0.89 \pm 0.06)}$, $\delta = (0.0085 \pm 0.0010) \text{ км}^{-1}$ ($N = 154$);
- 4) $Q_c(f) = (98 \pm 6)f^{(0.92 \pm 0.04)}$, $\delta = (0.0090 \pm 0.0006) \text{ км}^{-1}$ ($N = 189$);
- 5) $Q_c(f) = (91 \pm 2)f^{(0.97 \pm 0.02)}$, $\delta = (0.0097 \pm 0.0002) \text{ км}^{-1}$ ($N = 140$).

Таблица 2. Коэффициенты затухания сейсмических волн δ исследуемого региона для различных временных окон W

W , с	км			δ , км ⁻¹	σ
	a	b	c		
20	183	81	96	0.0084	0.0007
30	192	99	114	0.0064	0.0004
40	201	115	130	0.0051	0.0003
50	209	130	145	0.0041	0.0003
60	218	144	159	0.0035	0.0004

Примечание. a , b , c — размеры осей эллипсоида: a , b — длина и ширина, c — глубина нижней границы эллипсоида; δ — значение коэффициента затухания; σ — среднее квадратичное отклонение.

тивных регионов мира, высокие ($Q > 600$) — для стабильных областей и промежуточные значения ($Q = 200$ — 600) — для районов с умеренной тектонической активностью. Показатель зависимости добротности от частоты n (или частотный параметр) в уравнении (1) также характеризует среду и увеличивается с интенсивностью тектонической активности региона [Aki, 1980]. Значения частотного параметра варьируют от $n < 0.5$ для стабильных регионов до $n = 0.3$ — 0.8 для областей с умеренной тектонической активностью и $n > 0.8$ для тектонически-активных регионов [Mak et al., 2004]. Также наблюдаются заметные пространственно-временные вариации параметров Q и n , отражающие протекающие в литосфере геодинамические процессы, связанные с подготовкой сильного землетрясения, миграцией флюидов и др. [Аптикаев, 1991; Копничев, Соколова, 2003].

Сопоставление параметров затухания, полученных нами для юго-западного фланга БРС и для других регионов мира, показало, что соотношение $Q_c(f)$ для исследуемого региона ($Q_c(f) = (105 \pm 9)f^{(0.90 \pm 0.06)}$) согласуется с данными для других тектонически-активных районов, таких как Северо-Восточная Индия — $Q_c(f) = 52f^{1.32}$ [Nazarika et al., 2009], Гималаи — $Q_c(f) = 110f^{1.02}$ [Gupta, Kumar, 2002]. Наши данные свидетельствуют о высокой тектонической активности БРС, что подтверждается как высокой сейсмической активностью, так и высокими скоростями современных горизонтальных тектонических движений, по данным GPS-геодезии [Саньков и др., 2009]. Вместе с тем при рассмотрении параметров затухания для отдельных тектонических блоков наблюдаются некоторые особенности. Анализируя соотношения коэффициента затухания и частотного параметра, характеризующего неоднородность среды, для указанных блоков можно отметить две тенденции (рис. 6). Первая — как коэффициент затухания, так и частотный параметр снижаются для древних стабильных областей, т.е. в целом зависят от возраста консолидации земной коры. Например, для неактивной Сибирской платформы, возраст фундамента которой относится к архею—нижнему протерозою, типичны параметры затухания $\delta = 0.007$ км⁻¹, $n = 0.48$. Согласно [Mak et al., 2004], такое значение частотного параметра характерно для регионов с умеренной и стабильной тектоникой, таких как Северная Иберия ($n = 0.45$) [Pujades et al., 1991], Канадский щит ($n = 0.35$) [Nasegawa, 1985], Новая Англия ($n = 0.40$) [Pulli, 1984]. В то же время более молодому (венд) блоку Восточного Саяна свойственны высокие значения параметров затухания: $\delta = 0.009$ км⁻¹, $n = 0.89$. Увеличение затухания в этой области объясняется высоким уровнем сейсмической активности района (см. рис. 1). Для еще более молодого (нижний палеозой), но сейсмически значительно менее активного (см. рис. 1) Хамар-Дабанского блока эти параметры составляют 0.007 км⁻¹ и 0.84 соответственно.

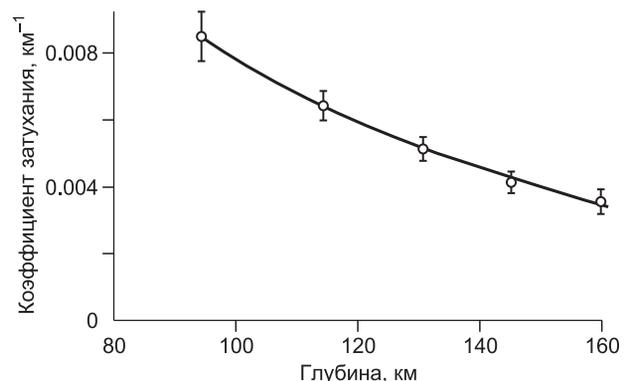
Вторая тенденция свидетельствует о том, что литосфера под рифтовыми впадинами (Южно-Байкальской и Тункинской) обладает высоким уровнем затухания ($\delta = 0.009$ — 0.010 км⁻¹) и нарушенности ($n = 0.92$ — 0.97), что, по нашему мнению, связано с активно протекающими процессами современного разломообразования [Шерман, 1977] и высоким уровнем разогрева недр под этими структурами [Лысак, 1988].

Рис. 5. Зависимость коэффициента затухания (δ) от глубины нижней границы эллипсоида (c).

Для каждого значения δ показаны ошибки.

Полученные в настоящей работе значения добротности удовлетворительно согласуются с определениями добротности ($Q = 120 \pm 15$), выполненными В.А. Потаповым с соавторами, по записям слабых землетрясений Южного Байкала и афтершоков Тункинского землетрясения (29 июня 1995 г., $K_p = 14.5$) [Потапов и др., 1996]. Значения коэффициента затухания (0.0060 ± 0.0010) и добротности ($Q_0 = 150$), полученные в тех же работах по записям сильных землетрясений на сейсмической станции Иркутск (IRK), хорошо согласуются с параметрами, рассчитанными нами: коэффициент затухания $\delta = 0.0066 \pm 0.0013$ км⁻¹ и добротность $Q_0 = 134 \pm 26$ (параметры получены на сейсмической станции Иркутск).

При сопоставлении характеристик затухания сейсмических волн для различных регионов авторами работы [Mak et al., 2004] сделан вывод о том, что низкие значения добротности ($Q < 200$) наблюдаются для тектонически-активных регионов.



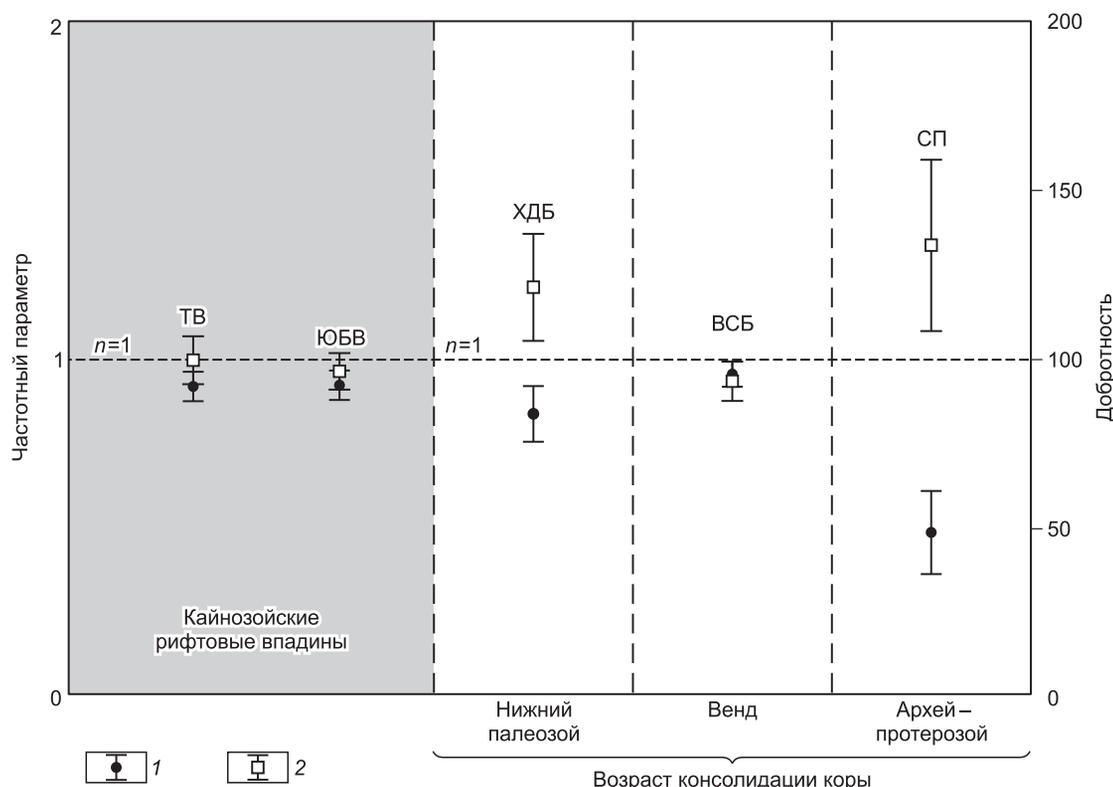


Рис. 6. Частотный параметр (n) и добротность (Q_0) для отдельных сегментов рассматриваемой территории.

1, 2 — значения частотного параметра и добротности на референтной частоте 1 Гц, для каждого значения даны ошибки. ТВ — Тункинская впадина, ЮБВ — Южно-Байкальская впадина, ХДБ — Хамар-Дабанский блок, ВСБ — Восточно-Саянский блок, СП — Сибирская платформа. Штриховой линией показан уровень частотного параметра $n = 1$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа кода-волн записей 68 региональных землетрясений для литосферы юго-западного фланга БРС и окружающих территорий рассчитаны параметры затухания: сейсмическая добротность (Q_c), частотный параметр (n) и коэффициент затухания (δ) сейсмических волн; получена функциональная зависимость добротности от частоты $Q_c(f) = (105 \pm 9)f^{(0.90 \pm 0.06)}$. Результаты исследования параметров затухания сейсмических волн и сопоставления с данными о тектонике, возрасте консолидации коры и уровне сейсмической активности позволили сделать вывод, что изменения добротности с глубиной объясняются существующей вертикальной неоднородностью среды и ее уменьшением с глубиной, а латеральные вариации параметров затухания определяются степенью неотектонической активизации, ее тектонической раздробленностью и в меньшей степени возрастом коры.

В целом полученные результаты дают принципиально новую информацию о параметрах затухания сейсмических волн в литосфере юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы и окружающих территорий. Определено эмпирическое соотношение между коэффициентом затухания δ и глубиной, характеризующее неравномерное распределение структурных неоднородностей на различных глубинных уровнях в литосфере. Полученные эмпирические зависимости $Q_c(f)$ для всего рассматриваемого региона и для отдельных, входящих в его состав тектонических блоков могут быть использованы в дальнейшем при расчете очаговых параметров землетрясений, при моделировании искусственных сейсмограмм, при уточнении скоростной модели среды и т.д.

Авторы выражают благодарность д.т.н. А.Ф. Еманову и д.ф.-м.н. Л.П. Виннику за ценные конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

В работе использовались каталоги, бюллетени и цифровые записи землетрясений, полученные Байкальским филиалом ГС СО РАН.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (грант 08-05-00992) и программы Президиума РАН № 16.8.

ЛИТЕРАТУРА

Аптикаева О.И. Частотная зависимость и пространственно-временные вариации добротности по записям аппаратуры ЧИСС и СКМ в районе Гармского полигона // *Землетрясения и процессы их подготовки*. М., Наука, 1991, с. 153—164.

Арефьев С.С., Быкова В.В., Гилева Н.А., Масальский О.К., Матвеев И.В., Матвеева Н.В., Мельникова В.И., Чечельницкий В.В. Предварительные результаты эпицентральных наблюдений Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. // *Вопросы инженерной сейсмологии*, 2008, т. 35, № 4, с. 5—15.

Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44 (6), с. 554—565.

Букина К.И., Виллемсон Л.Х., Ковачев С.А., Соловьев С.Л. Амплитудные кривые объемных волн байкальских землетрясений по наблюдениям автономных донных сейсмографов // *Физика Земли*, 1983, № 3, с. 82—87.

Васильев Е.П., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Соотношение древней и кайнозойской структур на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // *Докл. РАН*, 1997, т. 353, № 6, с. 789—792.

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., Мордвинова В.В., Добрынина А.А. Релокализация землетрясений в районе Южного Байкала по данным временной сети сейсмических станций PASSCAL_1992 // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания*. Вып. 5. Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2007, с. 52—54.

Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Саньков В.А. Добротность земной коры юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы и окружающих территорий // *Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: материалы Всероссийского совещания*. Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2009, с. 147—149.

Егоркин А.В., Кун В.В., Чернышев Н.М. Поглощение продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // *Физика Земли*, 1981, № 2, с. 37—50.

Еманов А.Ф., Селезнев В.С., Соловьев В.М., Чичинин И.С., Капцов О.В., Кашун В.Н., Жемчугова И.В., Дучков А.Д. Исследование динамических особенностей сезонных изменений волновых полей при вибросейсмическом мониторинге среды // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40 (3), с. 474—486.

Жадин В.В., Дергачев А.А. Измерение добротности земной коры по записям микроземлетрясений (на примере Западной Тувы и Байкальской рифтовой зоны) // *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1973, т. 2, с. 17—22.

Зорин Ю.И., Кожевников В.М., Мордвинова В.В., Турутанов Е.Х., Попов А.М., Лысак С.В., Голубев В.А., Дороева Р.П. Глубинное строение и термический режим литосферы Центральной Азии // *Литосфера Центральной Азии*. Новосибирск, Наука, 1996, с. 107—114.

Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97. М-б 1:8 000 000. М., ИФЗ РАН, 1999.

Копничев Ю.Ф. Новые данные о строении верхней мантии Байкальской рифтовой системы // *Докл. АН СССР*, 1991, т. 325, № 5, с. 944—949.

Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня // *Физика Земли*, 2003, № 5, с. 73—86.

Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Леви К.Г., Башкуев Ю.Б., Дембелов М. Г., Залуцкий В.Т., Кале Э., Девершер Ж., Верноль М., Бехтур Б., Амаржаргал Ш. Новые данные о современных тектонических деформациях южного горного обрамления Сибирской платформы // *Докл. РАН*, 2003, т. 389, № 1, с. 100—103.

Лысак С.В. Тепловой режим континентальных рифтовых зон. Новосибирск, Наука, 1988, 198 с.

Масальский О.К., Чечельницкий В.В., Гилева Н.А. Современное состояние сейсмических наблюдений в Прибайкалье // *Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: материалы Второй международной сейсмологической школы / Ред. В.И. Уткина*. Обнинск, ГС РАН, 2007, с. 140—144.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 252 с.

Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Параметры сеймотектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным // Докл. РАН, 2007, т. 416, № 4, с. 543—545.

Николаевский В.Н. Механика пористых и трещиноватых сред. М., Недра, 1984, 232 с.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. М., Наука, 1977, 536 с.

Парфеев А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2006, 151 с.

Потапов В.А., Чечельницкий В.В., Иванов Ф.И. Характеристика рассеяния сейсмических волн близких землетрясений в Прибайкалье // Геофизические исследования в Восточной Сибири на рубеже XXI века / Ред. Е.В. Складаров. Новосибирск, Наука, 1996, с. 172—176.

Радзиминович Н.А., Балышев С.О., Голубев В.А. Глубина гипоцентров землетрясений и прочность земной коры Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (11), с. 1216—1225.

Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж. Растяжение в Байкальском рифте: современная кинематика пассивного рифтогенеза // Докл. РАН, 2009, т. 424, № 5, с. 664—668.

Суворов В.Д., Тубанов Ц.А. Распределение очагов близких землетрясений в земной коре под центральным Байкалом // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (8), с. 805—818.

Шерман С.И. Физические закономерности формирования разломов в земной коре. Новосибирск, Наука, 1977, 102 с.

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск, Наука, 1989, 158 с.

Aki K. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves // J. Geophys. Res., 1969, v. 74, p. 615—631.

Aki K. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz // Phys. Earth Planet. Inter., 1980, v. 21, p. 50—60.

Aki K. Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes // BSSA, 1981, v. 71, p. 1687—1700.

Aki K., Chouet B. Origin of the coda waves: source, attenuation and scattering effects // J. Geophys. Res., 1975, № 80, p. 3322—3342.

Dobrynina A.A., Chechelnitsky V.V., Chernykh E.N., Sankov V.A. Seismic quality factor and source parameters of the Baikal rift system earthquakes // Seismol. Res. Lett., 2010, v. 81, p. 342.

Gao L.S., Biswas N.N., Lee L.C., Aki K. Effects of multiple scattering on coda waves in three-dimensional medium // Pure Appl. Geophys., 1983, v. 121, p. 3—15.

Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P., Zorin Y.A., Logatchev N.A., Kogan M., Burkholder P., Meyer R.P. Asymmetric upwarp of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia // J. Geophys. Res., 1994, v. 99, p. 15319—15330.

Gupta S.C., Kumar A. Seismic wave attenuation characteristics of three Indian regions: a comparative study // Curr. Sci., 2002, v. 82, p. 407—412.

Gusev A.A., Lemzikov V.K. Properties of scattered elastic waves in the lithosphere of Kamchatka: parameters and temporal variations // Tectonophysics, 1985, v. 112, p. 137—153.

Hasegawa H.S. Attenuation of Lg waves in the Canadian shield // BSSA, 1985, v. 75, p. 1569—1582.

Havskov J., Ottemoller L. SEISAN: the earthquake analysis softwares for Windows, Solaris and Linux, Version 8.0. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway, 2003, 348 p. <http://www.geo.uib.no/seismo/software/software.html>.

Hazarika D., Baruah S., Gogoi N.K. Attenuation of coda waves in the Northeastern Region of India // J. Seismol., 2009, v. 13, p. 141—160.

Johnston L.R., Toksoz M.N., Timur A. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rock: II. Mechanism, seismic wave attenuation // Soc. Explor. Geophys., 1981, v. 2, p. 229—249.

Logatchev N.A., Florensov N.A. The Baikal system of rift valleys // Tectonophysics, 1978, № 45, p. 1—13.

Mak S., Chan L.S., Chandler A.M., Koo R. CodaQ estimates in the Hong Kong region // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 24, p. 127—136.

Mitchell B. Regional variation and frequency dependence of Q_b in the crust of the United States // BSSA, 1981, v. 71, p. 1531—1538.

Pujades L., Canas J.A., Egozcue J.J. Coda Q distribution in the Iberian Peninsula // *Geophys. J. Int.*, 1991, v. 100, p. 285—301.

Pulli J.J. Attenuation of coda waves in New England // *BSSA*, 1984, v. 74, p. 1149—1166.

Radziminovitch N., Deverchere J., Melnikova V., San'kov V., Giljova N. The 1999 Mw 6.0 earthquake sequence in the Southern Baikal rift, Asia, and its seismotectonic implications // *Geophys. J. Int.*, 2005, v. 161, p. 387—400. doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02604.x.

Rautian T.G., Khalturin V.I. The use of coda for determination of the earthquake source spectrum // *BSSA*, 1978, v. 68, p. 923—948.

Sato H. Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering approximation // *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 25, p. 27—41.

Sato H., Fehler M. Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth. Springer, Berlin, 1998, 308 p.

Suvorov V.D., Mishenkina Z.R., Petrick G.V., Sheludko I.F., Seleznev V.S., Solovyev V.M. Structure of the crust in Baikal rift zone and adjacent areas from deep seismic sounding data // *Tectonophysics*, 2002, v. 354, p. 61—74.

Wu R.S., Aki K. Multiple scattering and energy transfer of seismic waves — Separation of scattering effect from intrinsic attenuation. II. Application of the theory to Hindu-Kush region // *Pure Appl. Geophys.*, 1988, v. 128, p. 49—80.

*Рекомендована к печати 31 августа 2010 г.
В.С. Селезневым*

*Поступила в редакцию
20 января 2010 г.*