

ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОГЛОЩЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА, ОЦЕНЕННЫЕ ПО ЗАПИСЯМ СЕЙСМОСТАНЦИИ “МАХАЧКАЛА”

© 2020 г. О. В. Павленко*

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

**E-mail: olga@ifz.ru*

Поступила в редакцию 21.05.2019 г.

После доработки 28.01.2020 г.

Принята к публикации 23.04.2020 г.

Записи местных землетрясений, полученные сейсмостанцией “Махачкала”, используются для оценивания частотно-зависимой добротности коры и верхней мантии в восточной части Северного Кавказа. Изучены записи 42-х землетрясений с эпицентрными расстояниями до ~200 км и магнитудами $M \sim 2.4–5.8$. Для оценивания функции добротности используется метод “нормализации по коде”, применимый в разных ситуациях и дающий надежные оценки добротности. В предположении трехсегментной функции геометрического расхождения вида $1/R$ от 1 до 50 км, $1/50$ от 50 до 150 км и $1/\sqrt{R}$ на расстояниях больших 150 км получены оценки добротности $Q(f) \sim 100f^{0.9}$, близкие к ранее полученным оценкам добротности среды в окрестностях Сочи, Анапы и Кисловодска. Полученные оценки добротности могут использоваться для прогноза параметров колебаний земной поверхности при возможных в будущем сильных землетрясениях в восточной части Северного Кавказа; в будущих исследованиях эти оценки могут быть уточнены.

Ключевые слова: добротность среды, геометрическое расхождение, кода-волны, велосиграммы.

DOI: 10.31857/S0002333720050075

ВВЕДЕНИЕ

Записи местных землетрясений, полученные в сейсмических районах, дают ценную информацию о параметрах колебаний земной поверхности при землетрясениях, которая необходима для проектирования и строительства сейсмостойких сооружений.

Еще относительно недавно землетрясения, происходящие в разных регионах мира, считались достаточно близкими по своим характеристикам. (Такие представления использовались, например, ведущими российскими сейсмологами при создании баз данных по сильным движениям в 1980-х годах [Исследования..., 1988], Ф.Ф. Аптикаевым в его докторской диссертации [Аптикаев, 2001]. Возможность региональных различий в параметрах колебаний поверхности (прежде всего, пиковых ускорениях) при фиксированных магнитуде и расстоянии изучалась при создании карт общего сейсмического районирования территории РФ. Такие различия признавались [Гусев, 2011], но не более чем в 1.5–2.5 раз по средним пиковым ускорениям (между западом и востоком США, между субдукционными и коровыми очагами в Японии, между данными запада США (Калифорнии) и данными Италии (или Японии)). В особых случаях (например, для северо-

запада Индии по сравнению с ее северо-востоком) различия амплитуд максимальных ускорений и скоростей оценивались в 2–3 раза [Гусев, 2011]). Записи землетрясений Калифорнии, на основе которых были созданы первые базы данных по сильным движениям [Исследования..., 1988], широко использовались для расчета сейсмостойких конструкций во всем мире. Однако с развитием сетей сейсмических наблюдений и накоплением записей сильных движений стали очевидны очень существенные региональные различия землетрясений (до 10–15 раз по пиковым ускорениям), которые объясняются региональными различиями свойств сейсмических очагов и среды распространения сейсмических волн [Павленко, 2011].

Для успешного прогноза параметров колебаний поверхности при возможных в будущем сильных землетрясениях необходимо изучать региональные характеристики излучения и распространения сейсмических волн. Особенно это актуально для России с ее большой территорией, включающей множество сейсмических районов с различными особенностями очагов и среды.

На сегодняшний день в сейсмологии разработано множество методов для оценивания параметров излучения и распространения сейсмиче-

ских волн по записям местных землетрясений. Как правило, первый шаг в изучении региональных особенностей — это оценивание региональных характеристик поглощения сейсмических волн. В настоящей работе изучаются записи местных землетрясений, полученные сейсмостанцией “Махачкала” за период с 2005 по 2014 гг. В 2015 г. эта единственная в городе сейсмостанция прекратила свое существование, она была разрушена местными предпринимателями в ходе земельного спора.

В настоящей работе оценивается функция добротности среды распространения сейсмических волн $Q(f)$, обратная величина которой характеризует поглощение сейсмических волн в среде. Для оценки $Q(f)$ использован так называемый метод “нормализации по коде”, разработанный и описанный в работах [Aki, Chouet, 1975; Rautian et al., 1978]; этот простой и надежный метод не требует предположений ни о частотной зависимости $Q(f)$, ни о форме очагового спектра. Добротность Q оценивается независимо в нескольких частотных интервалах; при этом для получения информации об очаговых спектрах используются кода-волны.

В ряде работ, выполненных в прошлые годы, добротность среды на Северном Кавказе была оценена по записям сейсмостанций “Сочи” (SOC), “Анапа” (ANN) и “Кисловодск” (KIV). К сожалению, частота дискретизации сейсмических записей на станциях “Сочи” и “Анапа” всего 20 Гц, что позволяет оценить добротность среды лишь на частотах ниже ~8 Гц, т.е. получить лишь приблизительные оценки. Сейсмостанция “Кисловодск” входит в мировую сеть сейсмических станций IRIS [Габсатарова и др., 2018], и имеет частоту дискретизации записей 100 Гц; оценки добротности в окрестностях Кисловодска получены в широком частотном диапазоне, до 40 Гц. На станции “Махачкала” частота дискретизации большей части сейсмических записей 40 Гц, что также позволяет расширить частотный диапазон оценивания добротности до ~18–20 Гц. В этих диапазонах частот записи имеют, как правило, высокое соотношение сигнал/шум. Оценки добротности, полученные в настоящей работе, сравниваются с оценками, полученными ранее в окрестностях Сочи, Анапы и Кисловодска.

МЕТОД И ДАННЫЕ

Как известно, при землетрясении спектр колебаний поверхности Y в некотором пункте регистрации можно представить в виде произведения, которое учитывает вклад источника E , пути распространения сейсмических волн P и локальных условий G [Boore, 2003]:

$$Y(M, R, f) = E(M, f)P(R, f)G(f), \quad (1)$$

где: M — магнитуа землетрясения; R — расстояние источник–приемник; f — частота. Эффекты

пути распространения сейсмических волн обычно представляют в виде простых функций, описывающих геометрическое расхождение и затухание $Q(f)$, включающее эффекты поглощения и рассеяния (также следует учитывать увеличение длительности колебаний с расстоянием вследствие эффектов распространения и рассеяния сейсмических волн):

$$P(R, f) = Z(R) \exp[-\pi f R / Q(f) v], \quad (2)$$

где: $Q(f)$ — добротность среды; v — скорость объемных P - или S -волн, для которых ищутся характеристики поглощения, а $Z(R)$ — геометрическое расхождение, которое задается кусочно-непрерывной функцией вида [Boore, 2003]:

$$Z(R) = \begin{cases} \frac{R_0}{R}, & R \leq R_1 \\ Z(R_1) \left(\frac{R_1}{R}\right)^{p_1}, & R_1 \leq R \leq R_2 \\ \dots \\ Z(R_n) \left(\frac{R_n}{R}\right)^{p_n}, & R_n \leq R \end{cases} \quad (3)$$

Обычно используют трехсегментную функцию геометрического расхождения, где $R_0 = 1$ км, $p_1 = 0$, $p_2 = 0.5$. Для многих районов земного шара принимают $R_1 = 50$ – 70 км, $R_2 = 130$ – 150 км [Boore, 2003]; такие параметры определяются средней мощностью континентальной коры на земном шаре.

Для оценивания поглощения сейсмических волн эффекты поглощения следует отделить от эффектов излучения очага и локальных эффектов в окрестности очага и точки приема (формула (1)). Для этого выбираются записи землетрясений с одной сейсмостанцией (для минимизации локальных эффектов); обычно выбирается станция, расположенная на твердых породах — для минимизации эффектов, связанных с влиянием грунтовых условий. По записям землетрясений оцениваются спектральные амплитуды прямых объемных волн, P - или S -, для которых ищутся характеристики поглощения [Aki, 1980a].

Метод нормализации по коде был подробно описан во многих работах, поэтому не будем подробно останавливаться на описании процедур оценивания добротности.

Пусть $A_i(f)$ — спектральная амплитуда объемной волны i -го землетрясения, а $A_i^c(f, t)$ — амплитуда кода-волн, измеренная аналогичным образом, где t — время, измеренное от момента начала i -го землетрясения. Для прямых объемных волн с учетом эффектов направленности и геометриче-

ского расхождения, $A_i(f)$ можно представить как [Aki, 1980a]:

$$A_i(f) = E_i(f, q)G(f, q) Z(R) \exp[-\pi f R / Q(f) v], \quad (4)$$

где: $E_i(f, \theta)$ – очаговый спектр сейсмического излучения в направлении θ ; $G(f, \theta)$ – локальные эффекты в точке приема, возможно зависящие от θ .

Если время t (измеренное от начала землетрясения) больше, чем двойное время пробега S -волн, спектральные амплитуды кода-волн можно представить в виде:

$$A_i^c(f, t) = E_i^c(f)G^c(f)D(f, t), \quad (5)$$

где $D(f, t)$ характеризует изменение интенсивности кода-волн со временем и не зависит как от расстояния источник–приемник, так и от направления, а эффекты источника $E_i^c(f)$ и приемника $G^c(f)$ не зависят от направления на приемник. Это эмпирическое заключение можно объяснить, приняв во внимание, что кода-волны – это волны, рассеянные случайно распределенными в Земле неоднородностями [Aki, 1980a].

Для определения Q из этих уравнений сделаны два предположения: (I) выражение $\ln\{E_i(f, q)/E_i^c(f)\}$ независимо от направления θ при усреднении по множеству событий в широком диапазоне направлений, его среднее значение не имеет систематических географических вариаций; (II) выражение $\ln\{G(f, q)/G^c(f)\}$ удовлетворяет тем же условиям [Aki, 1980a]. Очевидно, предположения (I) обоснованы для S -волн, поскольку очаговые спектры $E_i^c(f)$, информацию о которых содержат кода-волны, представляют собой осредненные случайно распределенным рассеянием очаговые спектры S -волн, взятые по всем направлениям. В работах многих авторов на основе близкого сходства Q для кода-волн и S -волн приводятся доказательства того, что кода-волны являются производными от S -волн [Aki, 1980a]. Предположение (II) подтверждается проведенным анализом характеристик S -волн и кода-волн от локальных землетрясений в центральной Японии [Tsujiura, 1978]. Установлено, что относительное возбуждение кода-волн в различных пунктах практически независимо от расположения источников, а отношение амплитуд S -волн в двух пунктах сильно варьирует в зависимости от расположения источника; однако среднее значение логарифма отношения их амплитуд приблизительно равно соответствующему среднему логарифма отношения амплитуд кода-волн на тех же двух станциях [Tsujiura, 1978].

Тогда из приведенных выше формул следует:

$$\left\langle \ln \left\{ A_i(f) / [Z(R)A_i^c(f, t_0)] \right\} \right\rangle_{R \pm \Delta R} = a - bR, \quad (6)$$

где коэффициенты a и b независимы от расстояния до источника R и $b = \pi f / Qv$. Символ $\langle x \rangle$ обозначает усреднение x по всем событиям в диапазоне расстояний от $R - \Delta R$ до $R + \Delta R$. Таким образом, если предположения верны, связь между x , средним логарифмом отношения амплитуд S -волн, деленным на функцию геометрического расхождения, к амплитудам кода-волн, и расстоянием будет линейной. Наклон этой линейной зависимости b даст оценку добротности Q [Aki, 1980a].

Время t_0 (время от начала события), на котором измеряется амплитуда кода-волн, должно быть одинаково для всех событий. Однако при расчетах амплитуды кода-волн обычно измеряются на разных временах, например, t_1 , и затем пересчитываются в амплитуды на времени t_0 умножением на величину $D(f, t_0)/D(f, t_1)$. Время t_1 для измерения амплитуд кода-волн выбирается таким образом, что оно больше, чем удвоенное время пробега S -волн, но при этом уровень сигнала заметно выше уровня фонового сейсмического шума [Aki, 1980a].

В настоящей работе добротность среды оценена по записям сейсмостанции “Махачкала” (МАК). Для анализа выбраны наиболее качественные записи (велосигramмы) 42-х землетрясений с наиболее низким уровнем сейсмического шума; информация об этих землетрясениях приведена в табл. 1. Магнитуды землетрясений – от 2.4 до 5.8, глубины очагов – от 6 до 86 км. На рис. 1 показана карта очагов землетрясений, на рис. 2 – гистограммы их распределений по магнитудам и глубинам очагов. Максимальное число анализируемых событий имеют глубины очагов 5–20 км; в распределении событий по магнитудам преобладают магнитуды 3.6–4.8. По велосигramмам землетрясений строились акселерограммы, и по акселерограммам оценивались спектральные амплитуды S -волн и коды для оценки добротности среды.

Спектральные амплитуды S -волн и коды рассчитывались в окрестности $t_0 \sim 60$ с по стандартным программам спектрального анализа во временных интервалах длительностью ~ 3 с. Оценивались спектральные амплитуды S -волн и коды в 7-ми частотных диапазонах: 1–2, 2–3.5, 3.5–5.5, 5.5–8, 8–11, 11–14.5 и 14.5–18.5 Гц. Если оценки спектральных амплитуд коды делались на других временах t_1 , они приводились к $t_0 \sim 60$ с с помощью поправочных зависимостей $D(f, t_0)/D(f, t_1)$, учитывающих изменение интенсивности коды со временем [Aki, 1980a].

Для определения поправочных зависимостей (характеризующих снижение интенсивности кода-волн со временем) строились огибающие предварительно отфильтрованных в частотных полосах 1–2, 2–3.5, 3.5–5.5, 5.5–8, 8–11, 11–14.5 и 14.5–18.5 Гц финальных частей акселерограмм,

Таблица 1. Каталог землетрясений

Дата	Время	Коорд. эпицентра		Глубина очага, км	Магнитуда	Rэ, км	Rг, км	PGA, см/с ²
		с.ш.	в.д.					
12.06.2005	14:17:56.9	43.19	47.84	14	3.8	37.7	40.3	.055
24.08.2005	16:58:08.4	43.28	45.79	10	4.5	141.7	141.9	.425
29.09.2005	01:14:57.0	42.11	47.42	12	4.2	90.1	90.9	.185
06.02.2006	04:08:00.7	42.65	43.46	11	5.3	331.9	332.1	.039
19.07.2006	02:46:27.7	42.33	47.23	10	4.1	69.9	70.6	.18
22.07.2006	07:55:54.1	44.29	42.64	13	4.1	417.5	417.7	.05
22.12.2006	01:11:18.2	42.51	45.44	25	4.4	175.1	176.9	.11
15.01.2007	21:13:32.3	42.14	48.81	52	2.8	138.1	147.6	.033
20.01.2007	14:37:35.7	43.35	46.13	17	4.2	119.3	120.5	.123
22.01.2007	03:14:29.7	43.05	47.93	18	4.5	36.6	40.8	.348
11.08.2007	21:21:55.4	43.80	46.10	14	4.4	145.3	146.0	.063
11.09.2007	03:10:51.1	41.15	48.30	18	4.1	203.6	204.4	.040
18.10.2007	03:37:38.8	43.15	47.20	10	3.7	32.5	34.0	.032
30.01.2009	05:47:50.9	43.10	47.27	13	4.5	24.7	27.9	.931
13.05.2009	05:42:30.7	43.38	46.18	12	4.5	116.7	117.4	.219
17.05.2009	15:03:49.1	43.45	46.22	15	4.7	116.9	117.9	.369
05.07.2009	18:10:02.7	42.76	47.67	15	4.1	24.6	28.8	.318
05.02.2010	14:04:20.1	42.90	46.18	86	4.3	107.9	137.9	.221
11.02.2010	08:17:34.7	42.85	47.07	6	4.3	36.7	37.2	.227
22.03.2010	11:03:36.3	43.39	50.64	7	2.4	259.5	259.6	.242
06.11.2010	08:38:03.6	43.46	46.26	17	4.5	114.5	115.8	.259
24.09.2011	14:06:31.6	43.10	45.83	16	4.0	137.0	137.9	.16
23.12.2011	04:02:24.8	42.83	47.12	8	3.9	33.6	34.5	.095
02.02.2012	12:37:58.4	42.80	46.93	14	4.3	49.2	51.2	.204
09.02.2012	19:38:57.9	41.86	46.53	11	4.0	141.3	141.7	.011
11.03.2012	08:41:28.6	41.54	46.86	12	4.3	159.8	160.2	.134
16.03.2012	19:55:55.8	42.96	46.88	19	4.3	50.6	54.0	.135
07.05.2012	04:40:25.8	41.46	46.85	10	5.8	168.1	168.4	3.040
07.05.2012	05:38:02.4	41.42	46.83	12	4.6	172.7	173.1	.186
07.05.2012	05:40:30.3	41.41	46.83	16	4.5	173.7	174.5	.124
29.05.2012	22:45:56.6	43.26	46.30	15	3.8	103.1	104.2	.054
05.06.2012	16:29:46.6	41.45	46.84	11	4.2	169.4	169.8	.034
05.07.2012	08:49:54.7	43.64	45.90	16	4.1	149.3	150.1	.20
04.02.2013	11:05:41.9	42.95	47.84	11	3.7	27.7	29.8	.122
31.03.2013	07:02:38.1	42.65	46.82	54	4.9	64.2	83.9	.968
16.04.2013	12:26:57.5	42.47	47.85	10	5.0	58.8	59.6	1.991
25.08.2013	01:18:14.2	41.66	46.50	9	4.1	160.7	161.0	.043
17.09.2013	04:09:13.3	42.09	45.76	11	5.4	170.0	170.3	2.292
01.02.2014	10:58:05.3	42.97	45.90	10	3.9	130.5	130.9	.05
02.02.2014	17:36:26.2	41.42	47.56	25	3.6	163.7	165.6	.019
29.06.2014	17:26:07.9	41.58	46.78	10	5.5	158.1	158.4	1.02
31.07.2014	20:29:01.0	42.73	49.05	10	4.7	128.8	129.2	1.873

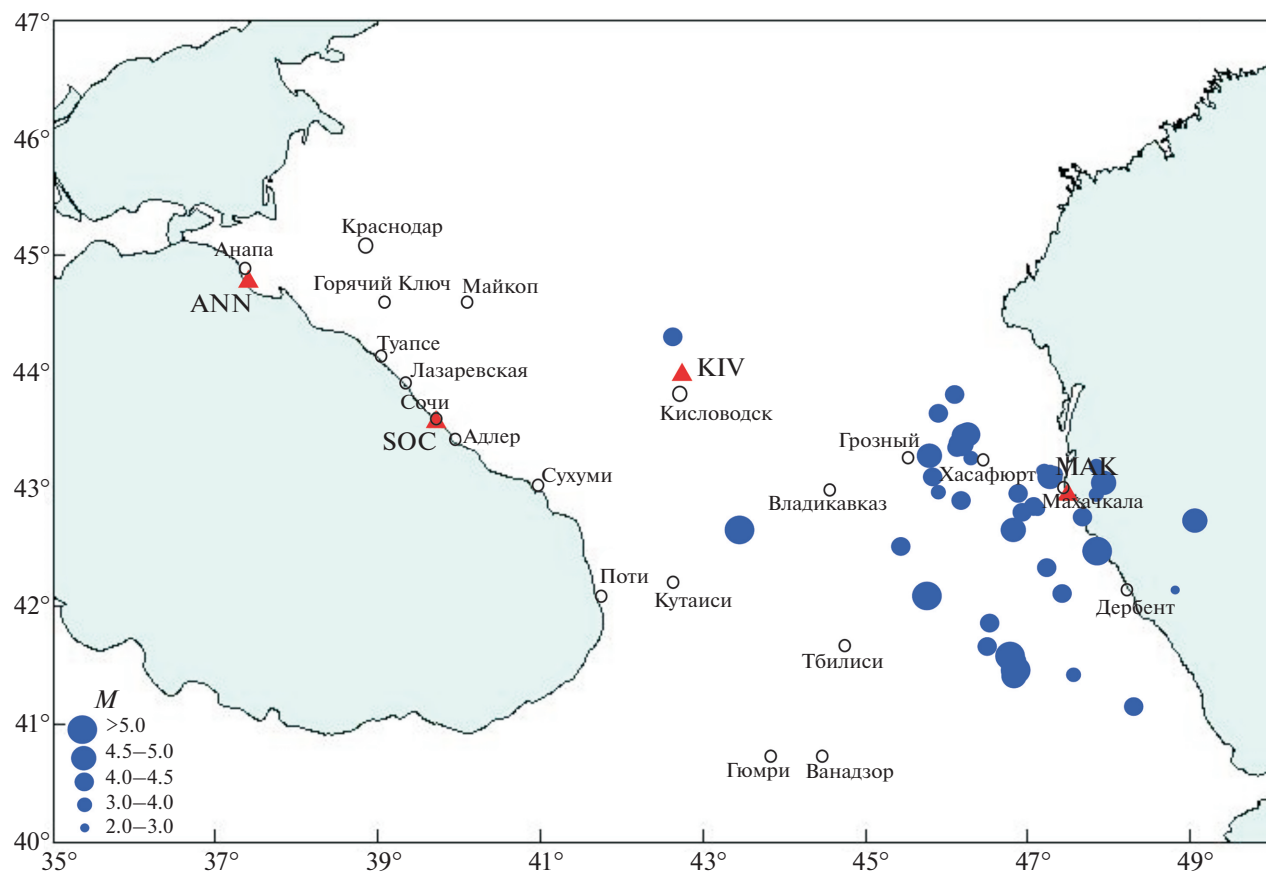


Рис. 1. Карты эпицентров землетрясений, зарегистрированных сейсмостанцией “Махачкала” и изучаемых в настоящей работе. Треугольниками показано расположение сейсмостанций “Анапа” (ANN), “Сочи” (SOC), “Кисловодск” (KIV) и “Махачкала” (МАК).

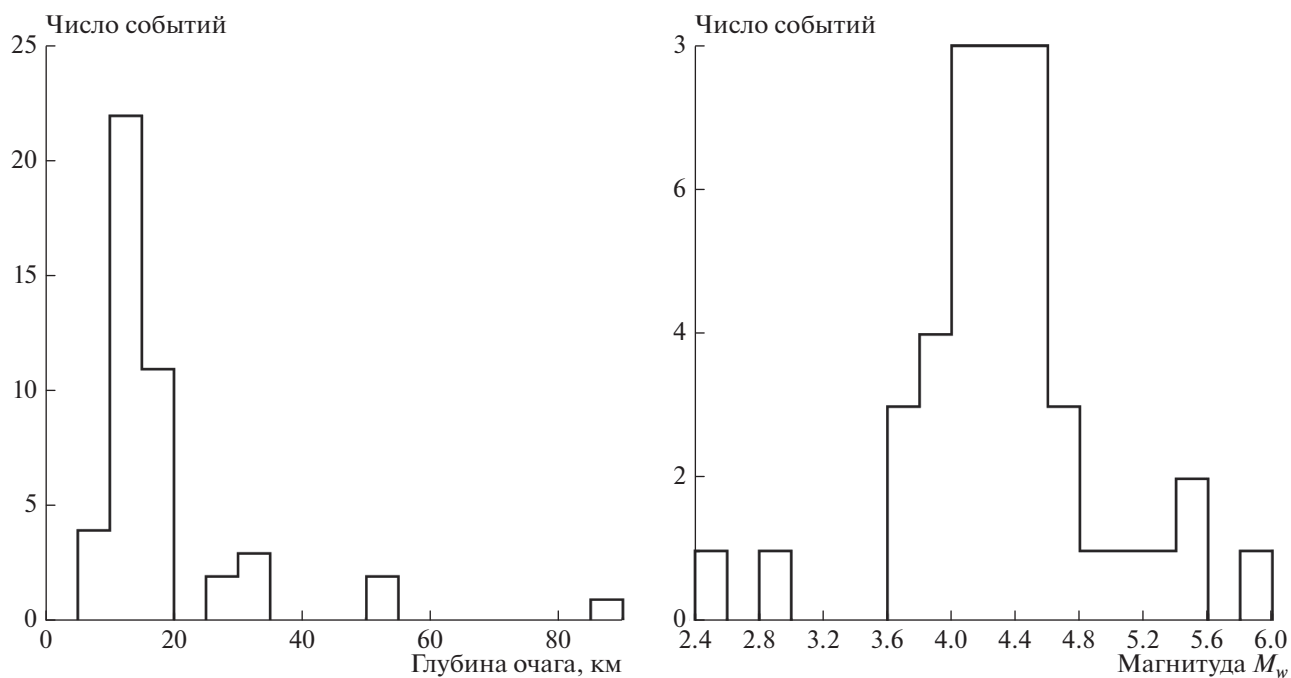


Рис. 2. Гистограммы распределений изучаемых землетрясений по глубинам очагов и по магнитудам M_w .

Таблица 2. Коэффициенты b и d , описывающие спад кода-волн со временем в различных частотных полосах на станции “Махачкала” (МАК)

$f, \text{ Hz}$	b	d
1–2	1.56	0.0057
2–3.5	1.49	0.0041
3.5–5.5	1.47	0.0020
5.5–8	1.45	0.0016
8–11	1.53	0.00135
11–14.5	1.56	0.0011
14.5–18.5	1.63	0.010

Таблица 3. Значения коэффициентов a и b (формула (6)) и Q со стандартными отклонениями, рассчитанные по записям сейсмостанции “Махачкала”

Центральная частота, Гц	a	$-b \text{ (км}^{-1}\text{)}$	$Q(f)$
1.5	13.3 ± 0.21	0.0099 ± 0.0016	146 ± 23
2.75	13.5 ± 0.17	0.0086 ± 0.0013	308 ± 46
4.5	14.0 ± 0.20	0.0113 ± 0.0015	387 ± 53
6.75	14.4 ± 0.24	0.0149 ± 0.0019	438 ± 54
9.5	14.1 ± 0.28	0.0150 ± 0.0021	614 ± 88
12.75	13.4 ± 0.28	0.0116 ± 0.0021	1063 ± 196
16.5	13.0 ± 0.33	0.0094 ± 0.0026	1699 ± 461

соответствующих кода-волнам. Построенные огибающие сглаживались в скользящих окнах длительностью ~ 10 с и аппроксимировались степенно-линейными функциями вида $\lg A = C - b \lg t - dt$. Для каждой записи найдены коэффициенты C , b и d , затем найдены средние по 42-м событиям коэффициенты в 7-ми частотных полосах (они представлены в табл. 2), и в спектральные амплитуды кода-волн введены поправки для приведения их к общему времени $t_0 \sim 60$ с.

При оценке $Q(f)$ использовались трехсегментные функции геометрического расхождения (формула (6)) с параметрами: $R_1 = 50$ км, $R_2 = 150$ км. Поскольку закономерности геометрического расхождения сейсмических волн в районе Махачкалы специально не изучались, в качестве приближения выбрана эта типичная среднемировая зависимость, которая показала согласие с наблюдениями при оценке Q в других районах Кавказа (в окрестностях Сочи, Анапы и Кисловодска). В дальнейшем предполагается уточнить эти параметры.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ДИСКУССИЯ

На рис. 3 представлены зависимости логарифмов отношений амплитуд S -волн (деленных на

функцию геометрического расхождения) к амплитудам кода-волн от гипоцентрального расстояния R . Как видно из рисунка, для всех частот эти зависимости хорошо аппроксимируются линейными функциями, определенными по методу наименьших квадратов; следовательно, сделанные выше предположения (I) и (II) верны. Для принятой трехсегментной функции геометрического расхождения (формула (3), $R_1 = 50$ км, $R_2 = 150$ км) получены оценки добротности в виде: $Q(f) = 100f^{0.9}$ (рис. 4). В табл. 3 приводятся рассчитанные значения параметров a и b этих линейных зависимостей и оценки добротности Q с их стандартными отклонениями.

Полученные оценки добротности $Q(f)$ для северо-восточного Кавказа, окрестностей Махачкалы, можно сравнить с аналогичными оценками, полученными для северо-западного (окрестности Сочи и Анапы) и северного (окрестности Кисловодска) Кавказа.

Для северо-западного Кавказа, района Сочи, по записям ~ 60 -ти землетрясений с магнитудами $M > 3.9$ получены оценки добротности вида: $Q(f) \sim 80f^{0.9}$ на базе 35–280 км и $Q(f) \sim 110f^{0.8}$ на базе 60–280 км. При этом геометрическое расхождение задавалось в виде трехсегментной функции: $1/R$ от 1 до 50–70 км, 1 от 50–70 до 130–150 км и $1/\sqrt{R}$ на расстояниях больших 130–150 км [Павленко, 2008]. Позднее оценки были уточнены, и в частотном диапазоне 1–8 Гц получены оценки добротности $Q(f) \sim 55f^{0.9}$ в окрестностях Сочи и $Q(f) \sim 90f^{0.7}$ в окрестностях Анапы. Эти оценки подтверждены стохастическим моделированием акселерограмм местных землетрясений, зарегистрированных сейсмостанциями “Сочи” и “Анапа” [Павленко, 2016].

Для окрестностей Кисловодска получены оценки добротности на частотах до ~ 35 Гц. Входными данными послужили записи ~ 40 землетрясений, зарегистрированных сейсмостанцией “Кисловодск” с 2000 г. ($M > 3.8$, глубины очагов 1–165 км, эпицентральные расстояния ~ 100 –300 км). Геометрическое расхождение задавалось в виде кусочно-непрерывной функции расстояния: $1/R$ на удалениях от очага от 1 до 50 км, $1/(50-70)$ на удалениях от 50–70 до 130–150 км и $1/\sqrt{R}$ на удалениях, превышающих 130–150 км. Для таких моделей геометрического расхождения и некоторых их вариаций получены оценки добротности в функции частоты: $Q(f) \sim 85f^{0.9}$ на частотах ~ 1 –20 Гц и $Q(f) \sim 75f^{1.0}$ на частотах ~ 1 –35 Гц [Павленко В.А., Павленко О.В., 2016].

Таким образом, в изученных районах Кавказа получены близкие оценки добротности среды. Уточнить эти оценки, подобно тому как это сделано для Камчатки [Гусев, Гусева, 2016], вероятно, мы сможем в будущем, когда кавказские сейсмо-

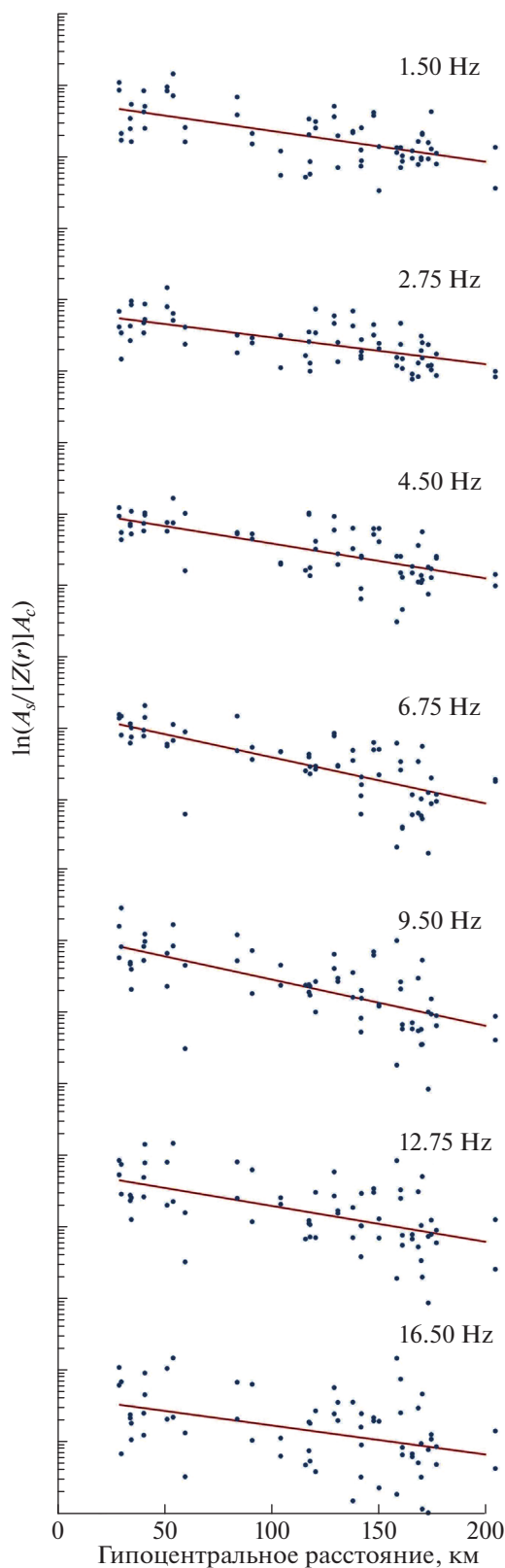


Рис. 3. Оценки логарифмов отношений амплитуд S -волн, деленных на функцию геометрического расхождения, к амплитудам кода-волн в зависимости от расстояния источник-приемник в окрестностях 7-ми центральных частот.

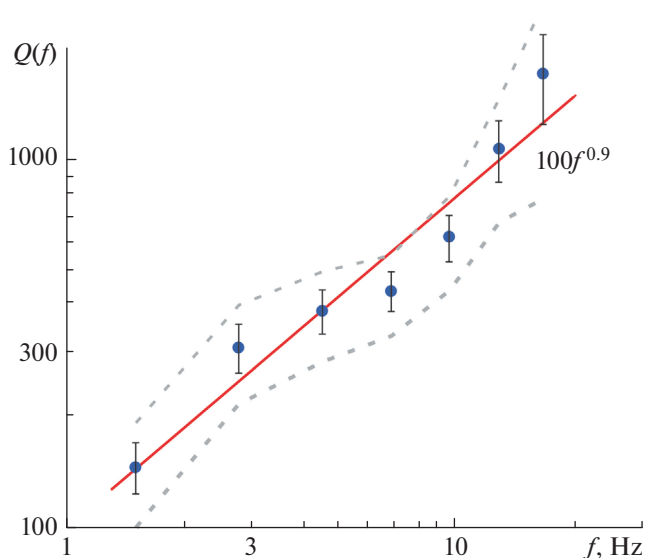


Рис. 4. Полученные оценки добротности в окрестности Махачкалы (точки) со стандартными отклонениями (интервалы в 2 стандартных отклонения показаны пунктирными линиями) и аппроксимирующая их степенная зависимость $Q(f) = 100f^{0.9}$.

станции начнут регистрировать землетрясения с частотой дискретизации не менее 100 Гц, как это делается в других странах. Существующая в настоящее время оцифровка 20 и 40 Гц позволяет получить лишь приблизительные оценки добротности. Добротность коры и верхней мантии на Кавказе, согласно нашим оценкам, невысока, очевидно вследствие существенной трещиноватости и раздробленности среды, наличия большого количества разломов. Аналогичные относительно низкие значения $Q_0 \sim 60-100$ при $n \sim 0.6-0.8$ получены, например, для районов центральной Японии [Aki, 1980] и для территории Тайваня, $Q(f) \sim 117f^{0.77}$ [Chen et al., 1989]. На территории России подобные низкие оценки добротности получены для района озера Байкал [Добрынина и др., 2016].

В России при построении карт общего сейсмического районирования ОСР-97 оценивались характеристики затухания сейсмических волн. В работе [Гусев, Шумилина, 1999] изучены эмпирические зависимости балла от магнитуды и расстояния для двух регионов России: района Камчатка–Курилы–Япония и материковой части Северной Евразии. По затуханию балльности с расстоянием оценена добротность: для района Камчатка–Курилы–Япония на характерной частоте спектра ускорения $f = 2$ Гц $Q = 280$ [Гусев, Шумилина, 1999]; $Q_0 \sim 160$ если принять $n \sim 0.8$. Близкие оценки Q получены И.Р. Абубакировым и А.А. Гусевым для S -волн в литосфере Камчатки [Abubakirov, Gusev, 1990]. Для Северной Евразии на частоте $f = 2$ Гц получено $Q = 314$ [Гусев, Шу-

милины, 1999]. Таким образом, эти оценки добротности существенно выше, чем полученные для Северного Кавказа, его западной, центральной и восточной частей и для района озера Байкал. Мы видим значительные региональные вариации характеристик поглощения сейсмических волн. Оценивание добротности коры и верхней мантии в различных сейсмических районах России – актуальная задача российских сейсмологов.

В настоящее время, когда почти повсеместно в сейсмических районах ведутся сейсмические наблюдения и созданы представительные базы данных по сильным движениям, уточнение и детализация оценок добротности не представляет больших сложностей. Опыт таких исследований с современными достаточно полными данными (т.е. с большим количеством записей, с высокой частотой оцифровки, не менее 100 Гц) показывает, что значения добротности могут существенно изменяться в зависимости от удаления от сейсмостанции. Например, для Фенноскандии (Северной Финляндии) получены оценки $Q_0 \sim 80$ –100 при $n \sim 1.1$ –1.2 для гипоцентральных расстояний ~ 20 –150 км и $Q_0 \sim 180$ –350, $n \sim 0.7$ –0.9 для гипоцентральных расстояний ~ 150 –320 км [Pavlenko, Kozlovskaya, 2017]. Как известно [Aki, 1980b], величины добротности на низких частотах характеризуют верхние слои коры, близкие к земной поверхности, тогда как добротность на высоких частотах относится к глубоким слоям коры и верхней мантии. В таком случае полученный результат понятен, поскольку сейсмические волны, приходящие к станции с меньших гипоцентральных расстояний, распространяются в приповерхностных, менее добротных слоях коры, тогда как с увеличением расстояния волны проникают во все более глубокие слои коры и верхней мантии. При этом оценки добротности на высоких частотах близки для меньших и больших гипоцентральных расстояний.

Такие детальные оценки добротности в Фенноскандии получены применением метода нормализации по коде (на первом этапе) с последующей их проверкой и уточнением методами стохастического моделирования записей землетрясений. Такую же проверку и уточнение оценок добротности планируется выполнить с изучаемыми записями сейсмостанции “Махачкала”.

В будущем исследования по изучению региональных характеристик поглощения сейсмических волн на территории России должны быть проведены не только в сейсмических районах, но и в асейсмических платформенных областях, поскольку в таких местах строятся ответственные объекты, атомные станции, и знание региональных характеристик излучения и распространения сейсмических волн необходимо для оценки сей-

смической опасности на площадках строительства.

Как известно, региональные вариации поглощения могут быть по своей природе вариациями и собственно поглощения, и рассеяния. Оба механизма коррелируют с термической структурой верхней мантии и тектонической активностью региона. К. Аки отмечает, что для тектонически активных регионов (Калифорния, Иран, Япония) затухание сейсмических волн (Q^{-1}) максимумно на 0.5–1 Гц [Aki, 1980b]. На более высоких частотах затухание уменьшается независимо от современной тектонической активности, и на частотах ~ 25 Гц различия в добротности Q для сейсмически активных и стабильных районов исчезает. Подтверждением теории, связывающей Q с рассеянием на трещинах в земной коре и мантии (размер которых К. Аки оценивает в 1–10 км), служит тот факт, что поглощение обычно наиболее сильное в направлении, перпендикулярном основному направлению ориентации трещин.

Региональные вариации поглощения в коре и верхней мантии тесно связаны с возрастом пород и с тектонической активностью; регионы с относительно повышенным поглощением совпадают с более молодой, тектонически активной корой [Cormier, 1982]. Континентальные платформы подстилаются мантией с более низким поглощением на всех глубинах [Cormier, 1982].

Нужно иметь в виду, что фокусировка и дефокусировка сейсмических волн горизонтальными скоростными неоднородностями литосферы может вызвать локальные вариации магнитуд (m_b до 0.3 единиц) на расстояниях 50–100 км, сравнимые с вариациями Q ; такие эффекты маскируют вариации Q . Вариации Q в нижней мантии могут изменить оценки локальных магнитуд m_b на величины до 0.1 единиц [Cormier, 1982]. Наблюдения показывают, что дифференциальное поглощение в двух соседних регионах может практически не зависеть от частоты. Однако по некоторым соображениям оно может быть немного больше на низких частотах (для поверхностных волн), чем на высоких частотах (объемных волнах). Аналогичные закономерности справедливы и для коды: региональные различия на частотах ~ 1 Гц выше, чем на ~ 10 Гц [Cormier, 1982].

ВЫВОДЫ

В настоящей работе по записям сейсмостанции “Махачкала” получены оценки частотно-зависимого поглощения S -волн в коре и верхней мантии на частотах 1–18 Гц для северо-восточного Кавказа на базе 25–200 км в виде: $Q(f) \sim 100f^{0.9}$.

Такие значения добротности близки к оценкам, полученным ранее для окрестностей Сочи, Анапы и Кисловодска; они характерны для гор-

ных местностей с относительно молодой, тектонически активной корой. Близкие зависимости $Q(f)$ получены для окрестностей озера Байкал, Японии и Тайваня. Оценки Q получены в предположении трехсегментной функции геометрического расхождения: $1/R$ от на расстояниях от очага 1–50 км, $1/50$ на расстояниях 50–150 км и $1/\sqrt{R}$ на расстояниях больших 150 км. Полученные характеристики могут быть использованы для прогноза параметров сильных движений в этом регионе.

Работы по исследованию и уточнению характеристик поглощения сейсмических волн в регионах России должны быть продолжены.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках проведения исследований по госзаданию Института физики Земли РАН № 0123-2019-0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Габсатарова И.П., Даниялов М.Г., Мехрюшев Д.Ю., Погода Э.В., Янков А.Ю.* Северный Кавказ. Землетрясения в России в 2016 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2018. С. 16–22.
- Гусев А.А., Шумилина Л.С.* Моделирование связи балл–магнитуда–расстояние на основе представления о некогерентном протяженном очаге // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 29–40.
- Гусев А.А.* О принципах картирования сейсмоопасных регионов Российской Федерации и нормирования сейсмических нагрузок в терминах сейсмических ускорений. (Часть 1) // Инженерные изыскания. 2011. № 11. С. 20–29.
- Гусев А.А., Гусева Е.М.* Оценка затухания поперечных волн в среде вблизи ст. “Петропавловск”, Камчатка, по спаду спектра // Физика Земли. 2016. № 4. С. 35–51.
- Добрынина А.А., Саньков В.А., Чельницкий В.В.* Новые данные о затухании сейсмических волн в литосфере и верхней мантии северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы // Докл. РАН. 2016. Т. 468. № 1. С. 88–92.
- Исследования по сейсмической опасности // Вопросы инженерной сейсмологии. 1988. Т. 29.
- Павленко О.В.* Характеристики поглощения сейсмических волн в коре и верхней мантии северо-западной части Кавказа // Физика Земли. 2008. № 6. С. 52–60.
- Павленко О.В.* Различия региональных характеристик излучения и распространения сейсмических волн на Камчатке и Северном Кавказе // Докл. РАН. 2011. Т. 438. № 5. С. 687–693.
- Павленко О.В.* Оценки добротности коры и верхней мантии в окрестностях Сочи и Анапы (Северный Кавказ) // Физика Земли. 2016. № 3. С. 19–30.
- Павленко В.А., Павленко О.В.* Поглощение сейсмических волн в коре и верхней мантии в окрестностях сейсмостанции “Кисловодск” // Физика Земли. 2016. № 4. С. 24–34.
- Abubakirov I.R., Gusev A.A.* Estimation of scattering properties of lithosphere of Kamchatka based on Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake // Phys. Earth Planet. Inter. 1990. V. 64. P. 52–67.
- Aki K., Chouet B.* Origin of coda-waves: source, attenuation and scattering effects // J. Geophys. Res. 1975. V. 80. P. 3322–3342.
- Aki K.* Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz // Phys. Earth Planet. Inter. 1980a. V. 21. № 1. P. 50–60.
- Aki K.* Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere // J. Geophys. Res. 1980b. V. 85. P. 6496–6504.
- Boore D.M.* Simulation of Ground Motion Using the Stochastic Method // Pure Appl. Geoph. 2003. V. 160. P. 635–676.
- Chen K.C., Shin T.C., Wang J.H.* Estimates of coda Q in Taiwan // Proc. Geol. Soc. China. 1989. V. 32. P. 339–353.
- Cormier V.F.* The effect of attenuation on seismic body waves // Bull. Seismol. Soc. Am. 1982. V. 72. B. P. S169–S200.
- Pavlenko O., Kozlovskaya E.* Characteristics of radiation and propagation of seismic waves in the Northern Finland estimated based on records of local earthquakes // Pure Appl. Geoph. 2018. V. 175. № 12. P. 4197–4223. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1919-5>
- Rautian T.G., Khalturin V.I., Martynov V.G., Molnar P.* Preliminary analysis of the spectral content of P and S waves from local earthquakes in the Garm, Tajikistan region // Bull. Seism. Soc. Am. 1978. V. 68. № 4. P. 949–971.
- Tsujiura M.* Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes // Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 1978. V. 53. P. 1–48.

Seismic Wave Absorption in the Eastern Part of the North Caucasus Estimated from the Records of Seismic Station “Makhachkala”

O. V. Pavlenko*

Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*e-mail: olga@ifz.ru

Records of local earthquakes obtained by seismic station “Makhachkala” are used to estimate the frequency-dependent quality factor of the crust and the upper mantle in the eastern parts of the Northern Caucasus. Records of 42 earthquakes with epicentral distances up to ~200 km and magnitudes $M \sim 2.4$ –5.8 were studied. To estimate the quality factor $Q(f)$, coda normalization method was applied, which is applicable in various situations and giving reliable estimates of $Q(f)$. Under the assumption of a three-segment geometrical spread-

ing function of the type $1/R$ for distances 1 to 50 km, $1/50$ for distances 50 to 150 km, and $1/\sqrt{R}$ for distances larger than 150 km, we obtained $Q(f) \sim 10f^{0.9}$, which is close to the previously obtained estimates of $Q(f)$ in the vicinities of Sochi, Anapa, and Kislovodsk. The obtained estimates of the quality factor $Q(f)$ can be used for forecasting the parameters of ground motion during future strong earthquakes in the eastern parts of the Northern Caucasus; in future studies, these estimates can be clarified.

Keywords: quality factor, geometrical spreading, coda waves, velocity time histories.