

ЗАТУХАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ СЕВЕРО-ТАНЗАНИЙСКОЙ ДИВЕРГЕНТНОЙ ЗОНЫ (*Восточно-Африканская рифтовая система*)

А.А. Добрынина¹, Ж. Альбари², А. Дешамп³, Ж. Перро⁴, Р.В. Фердинанд⁵,
Ж. Девершер⁴, В.А. Саньков^{1,6}, В.В. Чечельницкий⁷

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

² Institute Chrono environnement, UMR 6249 CNRS-UFC, Besancon, France

³ Universite de Nice Sophia Antipolis, Geoazur, CNRS, IRD, OCA, Nice, France

⁴ Universite de Brest (UBO), UMR 6538 Domaines Oceaniques, IUEM, Plouzane, France

⁵ University of Dar Es salaam, Geology Department, Dar Es salaam, Tanzania

⁶ Иркутский государственный университет, 664003, Иркутск, ул. Карла Маркса, 1, Россия

⁷ Байкальский филиал Геофизической службы СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

На основе анализа кода-волн землетрясений, зарегистрированных в ходе французо-танзанийского сейсмического эксперимента SEISMO-TANZ'07, получены оценки эффективной сейсмической добротности (Q_c), ее зависимости от частоты (частотный параметр, n) и коэффициента затухания (δ) для земной коры и верхней мантии Северо-Танзанийской зоны дивергенции (Восточно-Африканская рифтовая система). Значения Q_c увеличиваются, а значения n и δ уменьшаются с увеличением частоты и длины окна. Подобное поведение параметров затухания может быть доказательством уменьшения степени неоднородности литосферы с глубиной. Сопоставление глубинных вариаций коэффициента затухания δ и частотного параметра n со скоростным строением региона показало, что наблюдается отчетливое изменение поведения затухания сейсмических волн на скоростных границах. Проведено сравнение полученных параметров затухания с аналогичными параметрами, определенными авторами ранее для других континентальных рифтовых систем — Байкальской рифтовой системы (Евразия) и Провинции Бассейнов и Хребтов (Северная Америка).

Сейсмическая добротность, затухание, кода, Северо-Танзанийская дивергентная зона, Восточно-Африканская рифтовая система.

SEISMIC WAVE ATTENUATION IN THE LITHOSPHERE OF THE NORTH TANZANIAN DIVERGENCE ZONE (*East African rift system*)

A.A. Dobrynina, J. Albaric, A. Deschamps, J. Perrot, R.W. Ferdinand,
J. Déverchère, V.A. San'kov, and V.V. Chechel'nitskii

The seismic effective quality factor (Q_c) and its frequently dependences on the frequency parameter (n) and attenuation coefficient (δ) for the Earth's crust and upper mantle of the North Tanzanian divergence zone (East African rift system) were estimated from an analysis of the earthquake coda waves recorded in the SEISMO-TANZ'07 French-Tanzanian seismic experiment. The Q_c values increase and the n and δ values decrease with increasing frequency and length of the lapse time window. This behavior of the attenuation parameters may be evidence that the degree of heterogeneity of the lithosphere decreases with depth. Comparison of the depth variations in the attenuation coefficient δ and the frequency parameter n with the velocity structure of the region shows that there is a distinct change in the behavior of seismic wave attenuation at velocity discontinuities. The obtained attenuation parameters were compared with the same parameters obtained in our previous studies for other continental rift systems — the Baikal rift system (Eurasia) and the Basin and Range Province (North America).

Seismic quality factor, attenuation, coda, North Tanzanian divergence, East African rift system

ВВЕДЕНИЕ

Рассеяние и поглощение сейсмических волн являются фундаментальным свойством литосферы, которые зависят от совокупности множества параметров — механической раздробленности среды, степени тектонической активности, содержания флюидов, теплового потока и др. Уменьшение амплитуды (или энергии) сейсмических волн, распространяющихся в геологической среде, вследствие геометриче-

© А.А. Добрынина✉, Ж. Альбари, А. Дешамп, Ж. Перро, Р.В. Фердинанд, Ж. Девершер, В.А. Саньков, В.В. Чечельницкий, 2017

✉ e-mail: dobrynina@crust.irk.ru

DOI: 10.15372/GiG20170209

ского расхождения, рассеяния на неоднородностях, потерь на тепло и др. называют затуханием [Aki, Chouet, 1975]. Для описания затухания сейсмической энергии в среде используется безразмерный параметр — сейсмическая добротность Q , а также ее зависимость от частоты (или частотный параметр, n) и коэффициент затухания (δ). На практике знание параметров затухания сейсмических волн необходимо при решении задач сейсмического и микросейсмического районирования территорий, для расчета 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), при этом сейсмическая добротность может быть оценена как по прямым волнам (P - и S -волны), так и по коде. Оба подхода имеют свои преимущества и недостатки, в то же время предпочтение в большинстве случаев отдается последнему.

В настоящей работе приведены оценки затухания сейсмических волн по коде короткопериодных поперечных волн в литосфере Северо-Танзанийской дивергентной зоны. Для южной части Восточно-Африканской рифтовой системы (частью которой является рассматриваемая нами Северо-Танзанийская зона дивергенции) оценки добротности ранее проводились в рамках сейсмологических экспериментов KRSP 85, 90, 94 за 1985, 1990 и 1994 гг., получены значения эффективной добротности ($Q^c L_g$) на основе анализа коды поверхностных волн Лява [Mitchell, 1995; Romanowicz, Mitchell, 2007], а также оценки двух компонент затухания — внутреннего и затухания вследствие рассеяния на неоднородностях среды [Jemberie, Nyblade, 2009]. Использование отличающихся подходов для разных регионов при оценке затухания не дает возможности провести корректные сопоставления. Поэтому целью настоящего исследования является получение информации о параметрах затухания сейсмических волн в литосфере и верхней мантии Северо-Танзанийской дивергентной зоны по поперечным кода-волнам с использованием модели однократного рассеяния для дальнейшего сопоставления с аналогичными параметрами других рифтовых систем мира.

РЕГИОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Восточно-Африканская рифтовая система (ВАРС) является крупнейшим континентальным рифтом Земли, она приурочена к границам трех литосферных плит — Аравийской, Нубийской и Сомалийской и простирается приблизительно на 6000 км от Северной Эфиопии до Центрального Мозамбика (рис. 1). Самый древний Эфиопский рифт сформировался в Афарском регионе, далее на юг расположена серия рифтов, окружающая Танзанийский кратон с запада (западная ветвь) и с востока (восточная ветвь). Танзанийский рифт расположен на южном окончании восточной ветви ВАРС, на широте $\sim 2.5^\circ$ единая ось рифта ветвится на несколько деформационных зон с различным простиранием, формируя Северо-Танзанийскую дивергентную зону (см. рис. 1) [Dawson, 1992].

Отличительной особенностью восточной ветви ВАРС является наличие активного современного вулканизма, не проявленного в западной ветви (рис. 2) [Mulwa, 2011]. В пределах исследуемого нами района ($4.25\text{—}2.50^\circ$ ю.ш., $34.5\text{—}37.5^\circ$ в.д., см. рис. 1) выделяются три области: 1) на севере расположена рифтовая система Магади—Натрон, представляющая собой узкую впадину субдолготной ориентации шириной 50—70 км, к которой приурочены многочисленные центры вулканической активности (см. рис. 2, врезка, [Mulwa, 2011]), 2) в центральной части расположен субширотный вулканический пояс Нгоронгоро—Килиманджаро размерами 200×50 км и 3) в южной части находится непосредственно Северо-Танзанийская зона дивергенции, сформированная системами разломов Эяси, Маньяра и Пангани (см. рис. 1) [Le Gall et al., 2008]. Активность вулканизма к югу от вулканического пояса резко уменьшается.

Вклад в высокую сейсмическую активность региона дают как тектонические, так и вулканические землетрясения [Mulwa et al., 2014] (см. рис. 2). Кора под рифтовыми впадинами незначительно утонена и достигает 35 км на юге Кении (долина Магади—Натрон) [Birt et al., 1997] и 37 км на севере Танзании [Last et al., 1997], литосфера под Северо-Танзанийской дивергентной зоной термально модифицирована [Ritsema et al., 1998; Weeraratne et al., 2003; Huerta et al., 2009]. По данным сейсмической томографии (метод two-plane wave tomography), наличие слоя аномальной мантии под корой Танзанийского кратона не подтверждается [O'Donnell et al., 2013] в отличие от северной части ВАРС [Недра..., 1981]. Кора в зоне Северо-Танзанийской дивергенции характеризуется низкими значениями поверхностного теплового потока [Nyblade et al., 1990].

ДАННЫЕ

Для оценки параметров затухания использовались данные, полученные в рамках совместного французско-танзанийского сейсмического эксперимента SEISMO-TANZ'07 [Albaric et al., 2009]. В ходе эксперимента на территории Северной Танзании с 01 июня по 20 ноября 2007 г. действовала сеть из 35

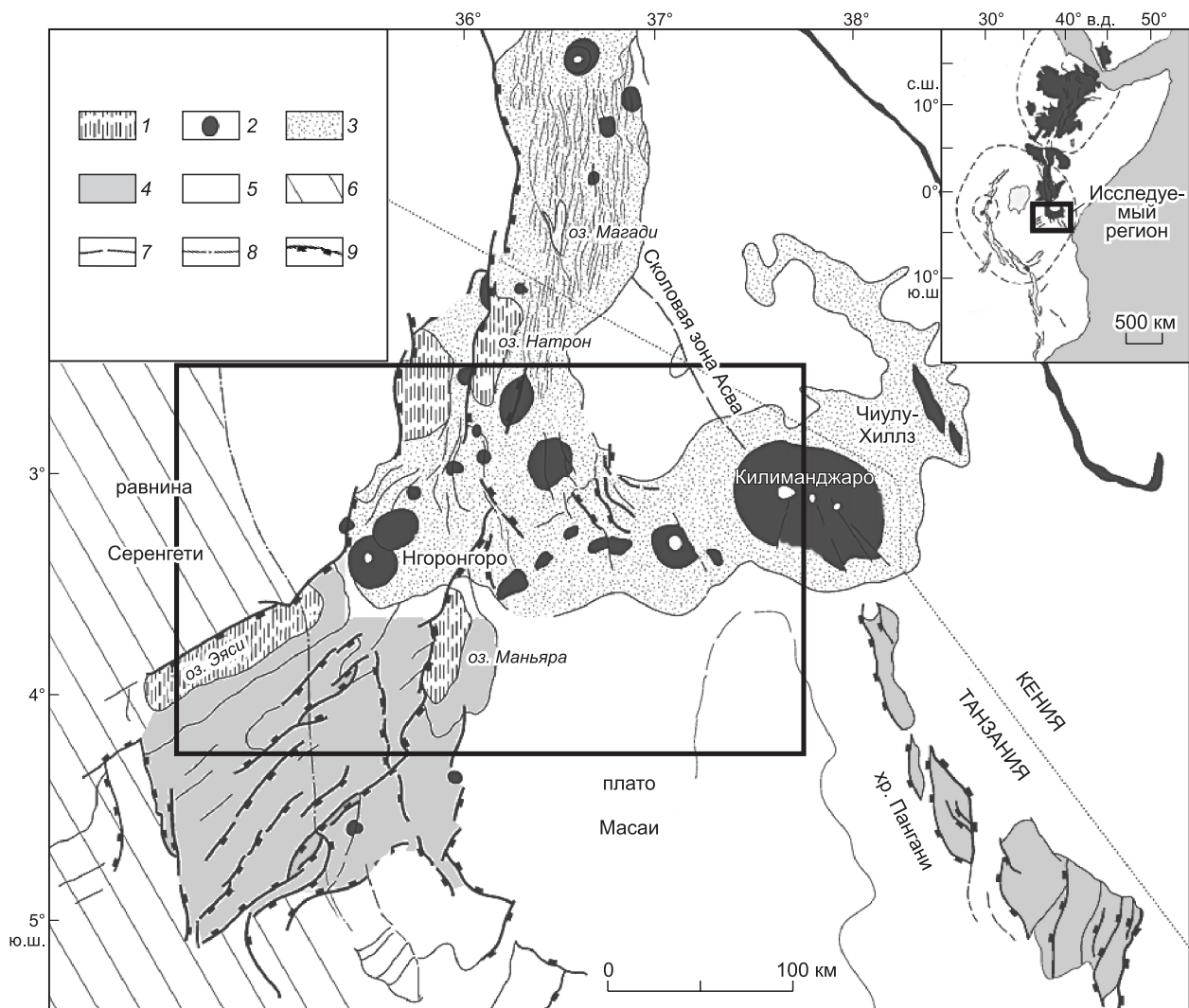


Рис. 1. Основные тектонические структуры Южно-Кенийской и Северо-Танзанийской рифтовых систем, по [Le Gall et al., 2008].

1 — осадочные бассейны; 2 — главные вулканы (0—8 млн лет); 3 — плиоценовый вулканизм; 4 — области рифтогенеза; 5 — фундамент; 6 — Танзанийский кратон; 7 — сдвиговые зоны; 8 — сколовые зоны; 9 — сбросы.

трехкомпонентных сейсмических станций, расположенная на южном окончании восточной ветви ВАРС (табл. 1, рис. 3). Частота дискретизации для всех станций — 125 Гц, кроме станции MOSH, расположенной вблизи влк. Килиманджаро (по причине высокого уровня помех частота дискретизации здесь 62.5 Гц).

Оценка параметров затухания сейсмических волн проводилась по форшокам и афтершокам Гелайского землетрясения (17 июля 2007, $M_w = 5.9$), произошедшим за период с начала июня до конца июля 2007 г. и локализованным в вулканической области впадины Натрон (см. рис. 3). Всего было использовано 50 землетрясений с магнитудами $M_c = 2.9—4.7$, эпицентральные расстояния менялись в пределах 47—205 км. Глубины гипоцентров землетрясений оцениваются в диапазоне 3.3—16.7 км, при этом основная часть событий приурочена к интервалу глубин 5—10 км [Albaric et al., 2009].

Таблица 1. Типы сейсмических станций, использованных в ходе эксперимента SEISMO-TANZ'07

Название	Частотный диапазон, Гц	Количество
L4C	1—50, короткопериодная	1
L22	2—50, короткопериодная	1
NoeMax	0.05—50, расширенный диапазон	16
Lennartz Le3D	0.2—50, расширенный диапазон	4
Guralp CMG 40T	0.016—50, широкополосная	10
Guralp CMG 3T	0.0083—50, широкополосная	3

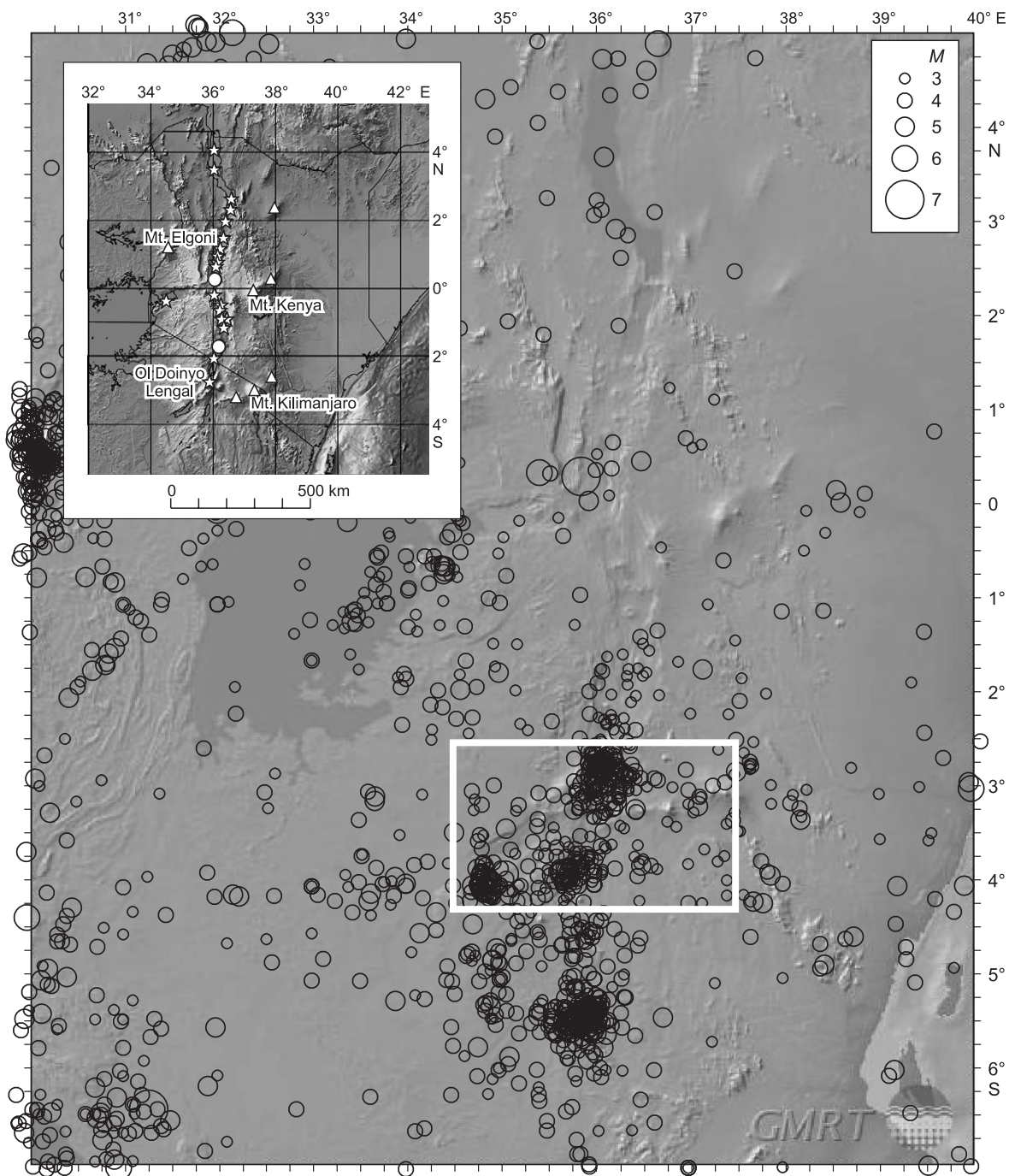


Рис. 2. Сейсмичность исследуемого региона и его окружения за период 1910—2012 гг., по данным Международного сейсмологического центра [International., 2013].

На врезке показано расположение центров вулканической активности, по [Mulwa, 2011]. Прямоугольником выделен исследуемый регион. Цифровой рельеф здесь и далее, по данным [Ryan et al., 2009].

МЕТОДЫ И ОБРАБОТКА ДАННЫХ

Расчет Q_c и интерпретация полученных результатов осуществлялись согласно модели однократного рассеяния [Aki, Chouet, 1975]. Эта модель рассматривает коду 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].

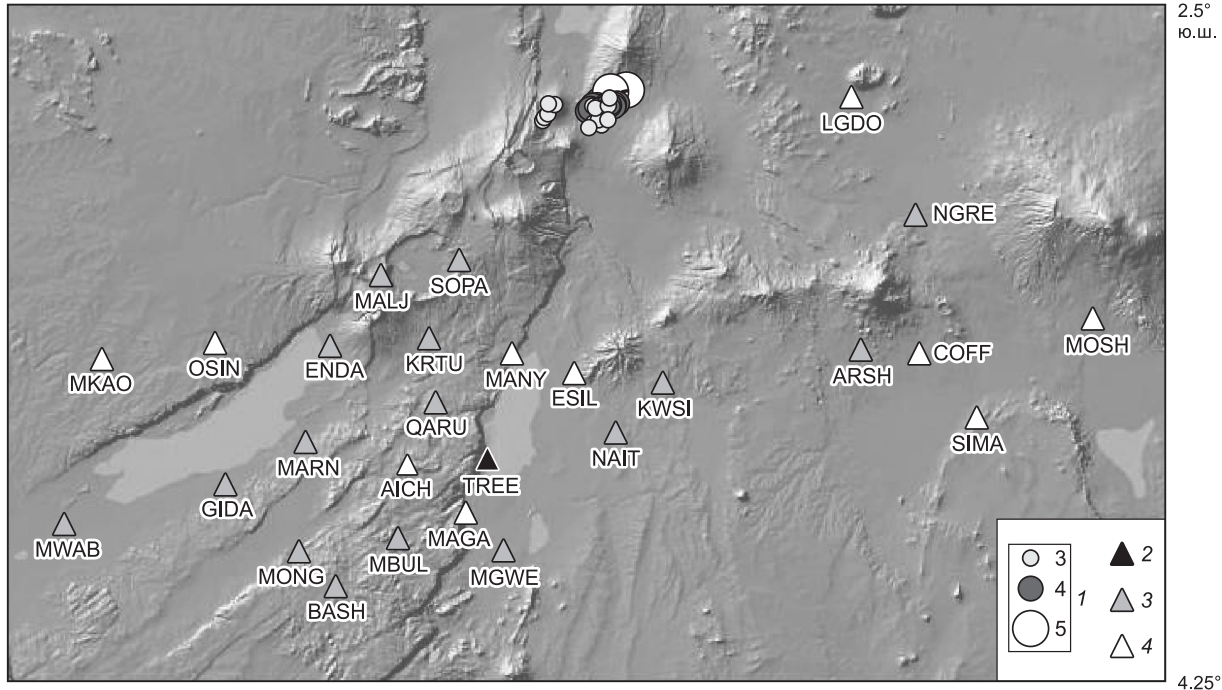


Рис. 3. Положение сейсмических станций и эпицентров землетрясений, использованных в работе.

1 — магнитуда, 2—4 — сейсмические станции: 2 — короткопериодные, 3 — расширенный диапазон, 4 — широкополосные.

Амплитуда коды A_c в момент времени t от времени в очаге для сейсмограммы, отфильтрованной на центральной частоте f , связана с добротностью следующим соотношением [Aki, Chouet, 1975]:

$$A_c(f, t) = S(f) \cdot t^{-\gamma} \cdot \exp\left[\frac{-\pi f t}{Q_c(f)}\right], \quad (1)$$

где $S(f)$ — временная функция источника, γ — характеристика геометрического расхождения, γ равно 1.0, 0.5 или 0.75 для объемных, поверхностных или диффузных волн соответственно, согласно [Sato, Fehler, 1998]. Так как для рассматриваемых событий анализируются коды поперечных волн, то параметр γ берется равным 1. Прологарифмировав (1), получим:

$$\ln(A_c(f, t) \cdot t^\gamma) = \ln(S(f)) - \frac{\pi f t}{Q_c(f)}. \quad (2)$$

Наклон графика зависимости $\ln(A_c(f, t) \cdot t^\gamma)$ от времени t определяет значение Q_c для рассматриваемой частоты f . Согласно [Rautian, Khalturin, 1978], приведенные выше соотношения действительны для времен больших, чем удвоенное время пробега S -волны (рис. 4), так как для этих времен очаговым процессом можно пренебречь.

Расчет значений Q_c выполнялся для семи значений длины окна обработки коды W от 20 до 80 с при шаге 10 с на шести центральных частотах f : 0.3 ± 0.1 , 0.75 ± 0.25 , 1.5 ± 0.5 , 3.0 ± 1.0 , 6.0 ± 2.0 и 12.0 ± 4.0 Гц. При расчетах использовались записи с отношением полезного сигнала к помехе (S/N) не менее 3. Для оценки отношения S/N использовались средние амплитуды сигнала до прихода P -волны (помехи) и средние амплитуды коды (полезный сигнал), отфильтрованные в указанных частотных диапазонах. Длина окна для определения отношения S/N бралась равной 10 с (см. рис. 4). Для расчета сейсмической добротности Q_c применялась программа CodaQ, входящая в состав пакета программ SEISAN [Havskov, Ottemoller, 2003].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

По записям 50 форшоков и афтершоков землетрясения Гелай получены значения сейсмической добротности в частотном диапазоне от 0.2 до 16 Гц. Общее количество использованных сейсмических

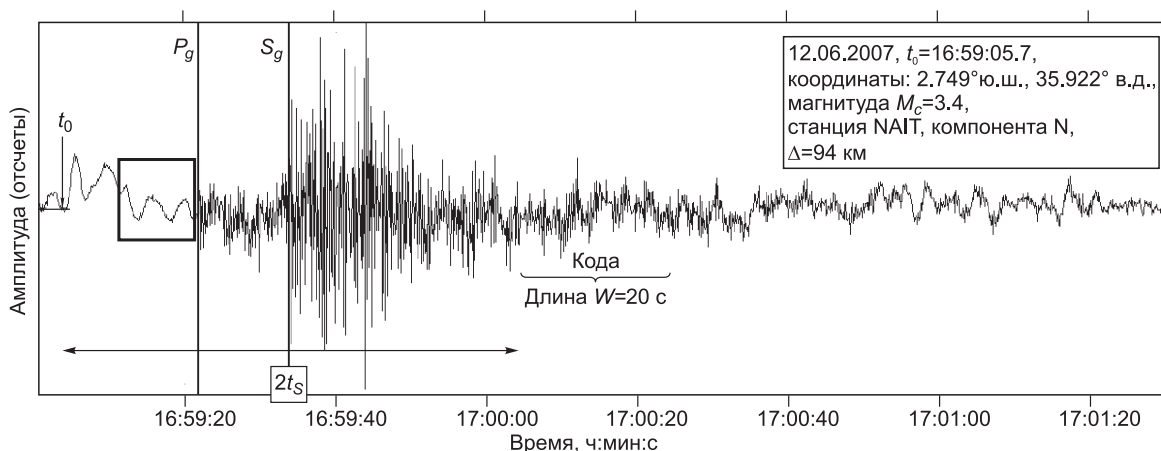


Рис. 4. Пример сейсмограммы землетрясения Гелайской форшок-афтершоковой последовательности.

Стрелкой показано время в очаге. Вертикальные линии — вступления прямых P - и S -волн, скобкой показан участок коды от момента времени, равного удвоенному времени пробега S -волны, прямоугольник — участок записи перед землетрясением, выбранный для оценки отношения сигнал-шум.

трасс — 1008. Относительно небольшое число трасс связано с тем, что в указанный период времени (с начала июня по конец июля) действовало только 27 станций (см. рис. 3), а также с тем, что не для каждой пары «землетрясение — станция» удалось получить значение сейсмической добротности (отсутствие записей, низкое отношение S/N , помехи и др.). На базе полученных значений Q_C для всех длин окна W были определены эмпирические зависимости добротности от частоты (табл. 2, рис. 5), согласно стандартному степенному закону [Mitchell, 1981]:

$$Q_C(f) = Q_0 \cdot \left(\frac{f}{f_0}\right)^n, \quad (3)$$

где $Q_C(f)$ — сейсмическая добротность по коде, Q_0 — добротность на некоторой референтной частоте f_0 (как правило, $f_0 = 1$ Гц) и n — показатель зависимости добротности от частоты или частотный параметр.

Рассчитанные значения добротности для больших длин окон согласуются с данными о затухании поверхностных волн в литосфере Танзанийского кратона и его окружения. По данным [Mitchell, 1995; Romanowicz, Mitchell, 2007], значения добротности, полученные по коде поверхностных волн, (Q_{Lg}^C) меняются в пределах от 360 до 500 на частоте 1 Гц. Значения внутреннего затухания Q_i (intrinsic attenuation) для поверхностных волн варьируются по латерали в пределах 300—600, затухание вследствие рассеяния на неоднородностях среды Q_{sc} (scattering attenuation) достигает значения ~ 1000 в подвижной области и ~ 2200 в литосфере Танзанийского кратона (для анализа использовались участки коды L_g -волн от 150 до 300 с от момента землетрясения) [Jemberie, Nyblade, 2009]. Так как в нашем случае максимальные эпицентральные расстояния не выходили за пределы 205 км, а максимальная длина окна обработки коды составляет 80 с, то для сопоставления полученных данных с известными определениями Q мы воспользовались методикой экстраполяции результатов на большие значения окна обработки коды, согласно [Gusev, 1995]. Значения Q_C на частоте 1 Гц возрастают от 74 ± 3 до 278 ± 48 (при $W = 20$ и 80 с соответственно), экстраполяция полученных результатов на большие значения W дает значения $Q_C \approx 515$ (для участка

Таблица 2. Значения сейсмической добротности Q_0 , частотного параметра n и коэффициента затухания δ для разных значений длины окна W

W , с	Q_0	ΔQ_0	n	Δn
20	74	3	1.12	0.02
30	109	6	1.09	0.03
40	146	13	1.04	0.05
50	183	22	1.00	0.07
60	214	32	0.99	0.09
70	247	41	0.96	0.10
80	278	48	0.93	0.11

Примечание. ΔQ_0 — среднеквадратичное отклонение величины Q_0 ; Δn — среднеквадратичное отклонение частотного параметра.

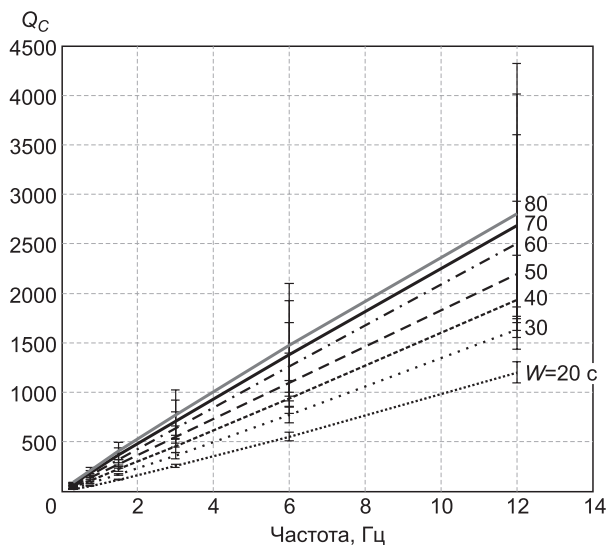


Рис. 5. Зависимость добротности по коде (Q_c) от частоты для разных длин окна обработки коды.

коды от 70 до 150 с от момента времени в очаге), ~1000 (для участка коды от 70 до 220 с) и ~1480 (для участка коды от 70 до 300 с), что в целом хорошо согласуется со значениями, приведенными в работе [Jemberie, Nyblade, 2009].

Также удовлетворительное согласие наблюдается между данными, полученными в настоящей работе для зоны Северо-Танзанийской дивергенции и определенными авторами ранее для Байкальской рифтовой системы (Евразия) и Провинции Бассейнов и Хребтов (Северная Америка): для Байкальского рифта Q_0 меняется в пределах от 103 ± 9 до 325 ± 25 , параметр n — от 0.89 ± 0.06 до 0.81 ± 0.06

и для Провинции Бассейнов и Хребтов Q_0 — от 60 ± 8 до 222 ± 17 , n — от 10.57 ± 0.04 до 0.84 ± 0.05 (W равна 20 и 80 с соответственно) [Добрынина и др., 2011; Dobrynina, 2011, 2013; Dobrynina et al., 2016].

Несмотря на значительное количество исследований, посвященных сейсмической добротности, причины частотной зависимости затухания остаются неясными. Согласно [Aki, Chouet, 1975], вариации добротности с частотой связаны с неоднородностями, случайно распределенными в литосфере. В работах [Sato, Fehler, 1988; Mak et al., 2004] показано существование связи между частотной зависимостью Q и тектонической активностью исследуемых регионов, а также с возрастом коры. В настоящем исследовании для интерпретации полученных данных использовалась «стандартная» модель однократного рассеяния Аки [Aki, Chouet, 1975]. Согласно этой модели, значения добротности на частоте 1 Гц и частотного параметра n отражают степень тектонической активности рассматриваемого региона: для тектонически-активных регионов Q_c уменьшается в частотном диапазоне от 0.1 до 25 Гц [Aki, Chouet, 1975; Aki, 1981]. Частотный параметр при этом близок к 1 [Aki, 1981].

По результатам многочисленных измерений эффективной сейсмической добротности в разных регионах мира установлено, что тектонически-активные регионы (Японская дуга, зона Северо-Анатолийского разлома и др.) характеризуются низкими значениями добротности ($Q < 200$) [Aki, Chouet, 1975; Sato, Fehler, 1988; Mak et al., 2004]. Относительно стабильные блоки, такие как центральная часть Северо-Американской платформы, Канадский щит и др., характеризуются высокими значениями добротности ($Q > 600$), в то время как в районах с умеренной сейсмичностью (Западно-Европейская платформа, Индийский щит) наблюдаются средние значения добротности — $Q = 200$ —600. Частотный параметр характеризует среду, возрастая с интенсивностью тектонической активности региона [Aki, 1981], и варьирует в следующих пределах: $n < 0.5$ (для тектонически-стабильных блоков), $n = 0.3$ —0.8 (для областей с умеренной тектоникой) и $n > 0.8$ для тектонически-активных структур [Mak et al., 2004]. Полученные в настоящей работе результаты показывают сильную зависимость сейсмической добротности от частоты и длины окна: Q_c возрастает от 37 ± 35 до 1141 ± 187 для центральных частот 0.3 и 12.0 Гц при длине окна обработки коды $W = 20$ с и от 79 ± 43 до 1999 ± 496 на тех же частотах при $W = 80$ с (см. рис. 5). Значения Q_0 меняются от 74 ± 3 до 278 ± 48 , а частотного параметра — от 1.12 ± 0.02 до 0.93 ± 0.11 в зависимости от длины окна W (см. табл. 2, рис. 6). Такие величины параметров Q_0 и n характерны для районов с высокой тектонической активностью [Mak et al., 2004].

Помимо зависимости затухания сейсмических волн от частоты, наблюдается также сильная зависимость сейсмической добротности и частотного параметра от длины окна обработки коды — величина добротности Q_0 возрастает, а частотного параметра убывает с увеличением длины окна (см. рис. 6). Если частотная зависимость затухания определяется тектонической активностью региона, то объяснением вариаций затухания с увеличением длины окна обработки коды W могут служить несколько факторов: 1) неоднородное распределение «рассеивателей» в объеме среды, 2) вклад в формирование коды многократно рассеянных сейсмических волн и 3) непостоянное значение внутреннего затухания Q_i . В рамках модели однократного рассеяния предполагается, что рассеянное волновое поле слишком слабо и не дает вторичного рассеяния на неоднородностях [Aki, Chouet, 1975; Rautian, Khalaturin, 1978; Копничев, 1991]. В то же время для региональных событий на больших временах ($W > 100$ с) эффектом

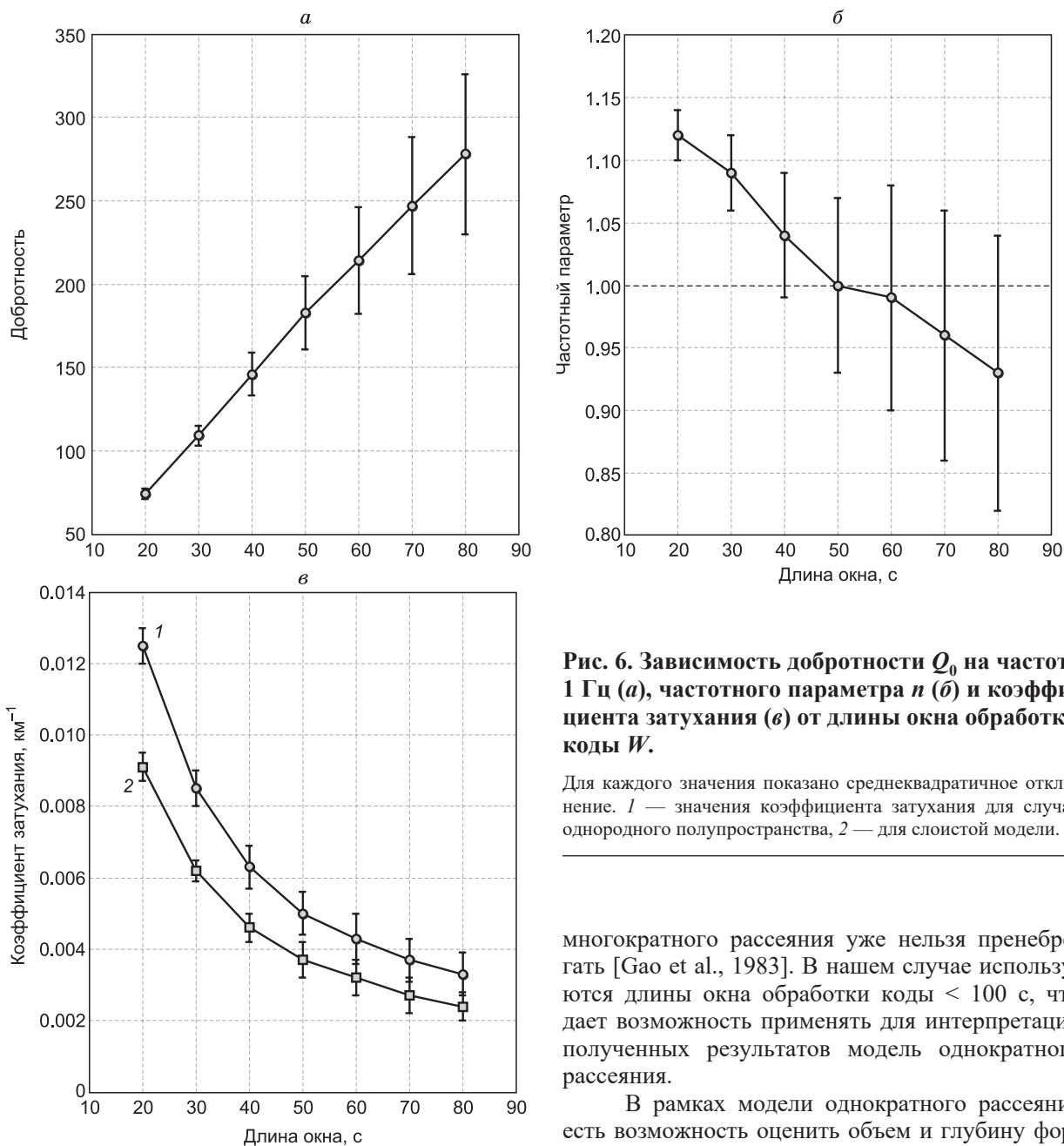


Рис. 6. Зависимость добротности Q_0 на частоте 1 Гц (а), частотного параметра n (б) и коэффициента затухания (в) от длины окна обработки коды W .

Для каждого значения показано среднее квадратичное отклонение. 1 — значения коэффициента затухания для случая однородного полупространства, 2 — для слоистой модели.

многократного рассеяния уже нельзя пренебрегать [Gao et al., 1983]. В нашем случае используются длины окна обработки коды < 100 с, что дает возможность применять для интерпретации полученных результатов модель однократного рассеяния.

В рамках модели однократного рассеяния есть возможность оценить объем и глубину формирования коды: согласно [Pulli, 1984], значение

добротности, полученное на сейсмической станции, характеризует некоторый объем пространства (эллипсоид), в фокусах которого находятся источник и станция. Размеры эллипсоида (a , b — длина полуосей эллипсоида, c — глубина нижней границы эллипсоида) определяются следующими соотношениями:

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

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

$$t = t_{start} + \frac{W}{2}, \quad (5)$$

где t_{start} — начальное время для окна обработки коды. Согласно формулам (4), (5), размеры исследуемой области зависят от эпицентрального расстояния и глубины очага землетрясения, а также от длины окна

обработки коды. Чем больше эпицентральное расстояние и длина окна, тем более глубокие области литосферы участвуют в формировании коды. Меняя длину окна W , можно проследить характер изменения $Q_c(f)$ с объемом предполагаемой области формирования коды и ее максимальной глубиной. Таким образом, увеличение добротности Q_c с увеличением длины окна может быть интерпретировано как увеличение добротности с глубиной, так как волны, прибывающие на сейсмограмме позже, могут быть отражены от более глубоких частей литосферы, чем волны, прибывающие раньше. Необходимо отметить, что в оригинальной работе [Pulli, 1984] данный метод определения объема формирования кода-волн игнорирует контраст скоростей сейсмических волн в области Мохо.

Для рассматриваемых событий среднее расстояние r равно 120 км, значения глубин землетрясений брались из [Albaric et al., 2009]. При расчете объема эллипсоида использовались две модели: 1) однородное полупространство с постоянной скоростью кода-волн, равной скорости поперечных волн — 3.4 км/с (метод Палли [Pulli, 1984]) и 2) слоистая модель среды, согласно подходу [Копничев, 1991]. Скорость поперечных волн в коре меняется с глубиной от 3.4 до 4.0 км/с, в мантии — 4.8 км/с, согласно [Birt et al., 1997; Last et al., 1997] (табл. 3). Полученные значения параметров эллипсоида для обеих рассматриваемых моделей приведены в табл. 4. Видно, что размеры эллипсоида в зависимости от использованного подхода значительно меняются — на 83—85 км.

Помимо расчета эффективной сейсмической добротности и ее частотной зависимости для каждого значения W были получены коэффициенты затухания δ :

$$\delta = \frac{\pi \cdot f}{V \cdot Q}. \quad (6)$$

Здесь V — скорость кода-волн берется равной скорости прямых поперечных волн. Значения коэффициента затухания также рассчитывались для обеих моделей среды (см. табл. 3). Полученные значения коэффициентов затухания приведены в табл. 5.

Значения сейсмической добротности Q_0 увеличиваются, а частотного параметра n и коэффициента затухания δ уменьшаются с длиной окна обработки коды (см. рис. 6). Вместе с увеличением длины окна также увеличиваются все оси эллипсоида. Если предположить, что «рассеиватели» распределены в среде однородно, то увеличение объема должно приводить к увеличению числа неоднородностей и, соответственно, к увеличению затухания сейсмических волн. На практике же мы видим обратную ситуацию — чем больше объем, тем слабее затухание и меньше частотный параметр.

Таблица 3. Скоростная модель земной коры и мантии южного окончания восточной ветви ВАРС

Толщина слоя, км	Скорость сейсмических волн, км/с		Отношение скоростей сейсмических волн (V_p/V_s)
	Продольные волны (V_p)	Поперечные волны (V_s)	
Кора			
0—14	5.9	3.4	1.74
14—27	6.5	3.8	1.71
27—37	6.8	4.0	1.70
Мантия			
> 37	8.3	4.8	1.73

Таблица 4. Размеры осей эллипсоида, согласно [Pulli, 1984]

W , с	a_1	b_1	c_1	a_2	b_2	c_2
20	119	107	113	181	173	179
30	128	116	122	193	186	192
40	136	125	131	205	198	204
50	145	134	140	217	210	216
60	153	144	150	229	223	229
70	162	153	159	241	235	241
80	170	162	168	253	247	253

Примечание. a_1, b_1, c_1 — размеры полуосей эллипсоида (длина, ширина и глубина) для случая однородного полупространства (км); a_2, b_2, c_2 — размеры полуосей эллипсоида (длина, ширина и глубина) для слоистой модели (км).

Таблица 5. Значения коэффициента затухания для двух моделей среды

W, c	δ_1	$\Delta\delta_1$	δ_2	$\Delta\delta_2$
20	0.0125	0.0005	0.0091	0.0004
30	0.0085	0.0005	0.0062	0.0003
40	0.0063	0.0006	0.0046	0.0004
50	0.0050	0.0006	0.0037	0.0005
60	0.0043	0.0007	0.0032	0.0005
70	0.0037	0.0006	0.0027	0.0005
80	0.0033	0.0006	0.0024	0.0004

Примечание. δ_1 и $\Delta\delta_1$ — значение коэффициента затухания и его среднеквадратичное отклонение для одно-рального полупространства (км^{-1}); δ_2 и $\Delta\delta_2$ — значение коэффициента затухания и его среднеквадратичное отклонение для слоистой модели (км^{-1}).

Для того, чтобы оценить вклад глубинных и приповерхностных неоднородностей в затухание сейсмических волн, значения Q_0 и n были рассчитаны отдельно для каждой сейсмической станции при минимальной длине окна $W = 20$ с. Полученные результаты представлены на рис. 7. Видно, что латеральные вариации параметров затухания незначительны (в среднем сейсмическая добротность $Q_0 = 95 \pm 6$, а частотный параметр — 0.88 ± 0.08) и не объясняют изменения затухания с увеличением длины окна (см. табл. 2). Взаимное расположение сейсмических станций и эпицентров землетрясений не позволяет рассчитать затухание в конкретных тектонических структурах, но тем не менее прослеживается тенденция к увеличению затухания сейсмических волн в области вулканического пояса Нгоронгоро—Килиманджаро по сравнению с областями рифтогенеза на юго-западе исследуемой области при сопоставимых расстояниях «источник—приемник» (см. рис. 7).

В работе [Jemberie, Nyblade, 2009] по поверхностным волнам Лява и их коде выполнялась оценка внутреннего затухания (Q_i) и затухания на неоднородностях среды (Q_{sc}) для Восточно-Африканского плато, включая зоны Танзанийского кратона и восточной ветви ВАРС. Полученные высокие значения внутреннего затухания для рифтовой области ($Q_i \approx 300$ — 600) не могут объясняться активным кайнозойским рифтогенезом и современным вулканизмом, так как значения теплового потока в рифте в среднем составляют только 5 — 10 $\text{мВт}/\text{м}^2$ [Nyblade et al., 1990]. В качестве альтернативного объяснения авторами приводится нарушенность верхней части коры активными разломами и высоким содержанием флюидов

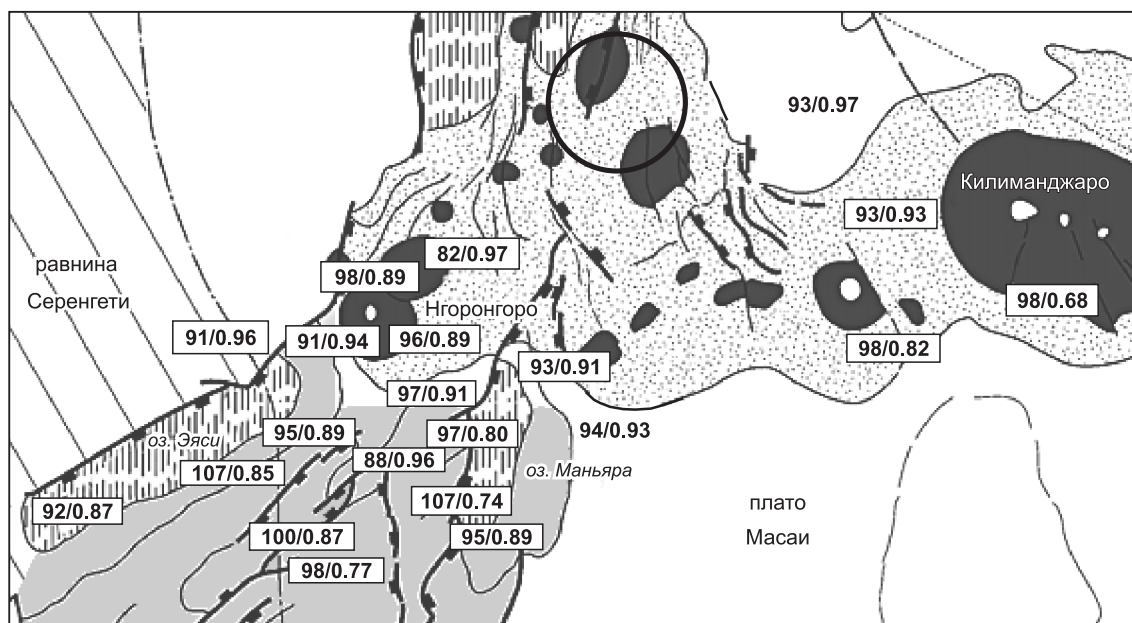


Рис. 7. Латеральные вариации параметров затухания Q_0/n (Q_0 — сейсмическая добротность на частоте 1 Гц, n — частотный параметр).

Окружностью показана эпицентральная область Гелайской форшоково-афтершоковой последовательности. В качестве подложки использован фрагмент карты основных тектонических структур региона из работы [Le Gall et al., 2008]. Усл. обозн. см. на рис. 1.

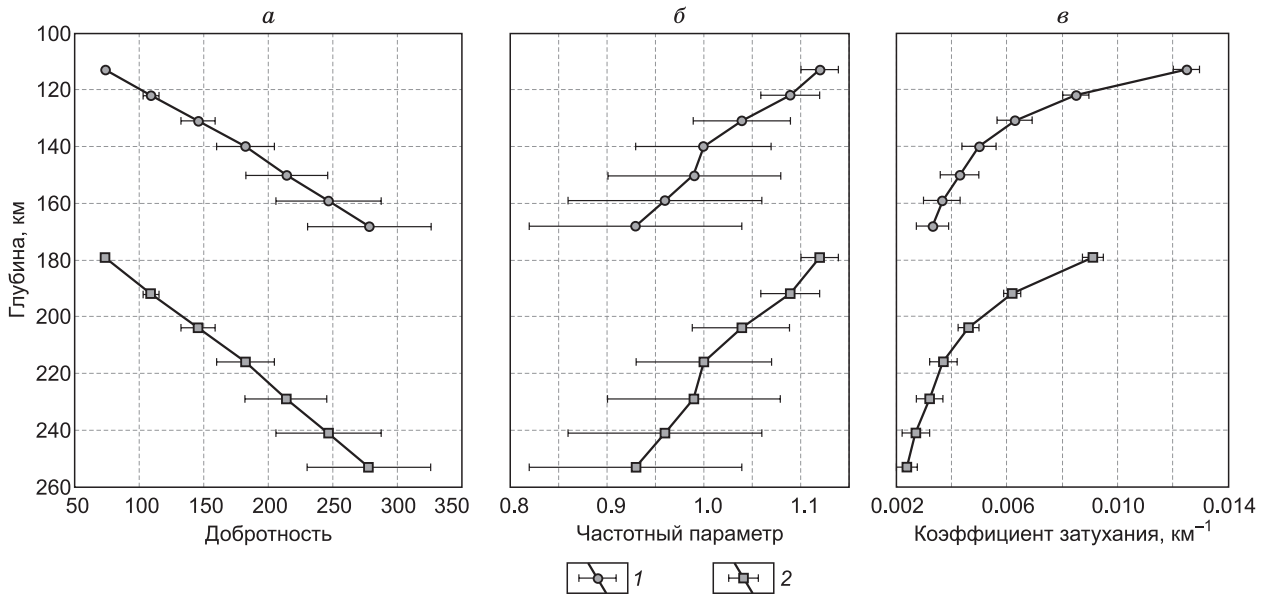


Рис. 8. Зависимость добротности по коде на частоте 1 Гц (а), частотного параметра n (б) и коэффициента затухания δ (в) от глубины для случая однородного полупространства (1) и слоистой модели среды (2).

[Jemberie, Nyblade, 2009]. Исходя из вышесказанного, логично предположить, что уменьшение затухания и частотного параметра наиболее вероятно связано с уменьшением неоднородности среды с глубиной.

Интересно, что изменение с глубиной коэффициента затухания и частотного параметра, характеризующего степень неоднородности среды, нелинейно. Для частотного параметра в диапазоне $W = 50$ — 60 с наблюдается изменение угла наклона (см. рис. 6). В пересчете на глубины это изменение приходится на диапазон 140 км для модели 1 и 215 км для модели 2 (рис. 8). Аналогичное изменение на тех же глубинах отмечается для коэффициента затухания и не так явно для сейсмической добротности (см. рис. 8). Дальнейшая интерпретация полученных глубинных вариаций параметров затухания в значительной мере зависит от выбранной модели среды. С точки зрения авторов, в среде с резким контрастом скоростей сейсмических волн предпочтение должно отдаваться слоистой модели, как наиболее приближенной к реальной среде. При использовании модели с постоянной скоростью S -волн глубина нижней границы формирования коды достигает 168 км, т. е. находится глубоко под Мохо. Использование стандартизированного подхода [Pulli, 1984] для оценки объема формирования коды на больших эпицентральных расстояниях дает заведомо заниженный результат.

На рис. 9 приведен скоростной разрез исследуемого региона, полученный методом функций приемника (recevier function) [Weeratne et al., 2003], а также геологическая интерпретация более глубокого разреза, выполненная с помощью метода функций приемника для той же территории [Huerta et al., 2009]. На разрезе видно, что под областью Северо-Танзанийской дивергенции расположена низкоскоростная мантийная аномалия на глубинах 120—210 км. Глубина изменения в параметрах затухания сейсмических волн совпадает с нижней границей мантийной аномалии. Анализ градиента коэффициента затухания сейсмических волн с глубиной показывает приуроченность его максимальных значений к области мантийной аномалии, при этом с ростом глубины отмечается значительное уменьшение градиента коэффициента затухания. Подобное изменение параметров затухания на скоростных границах ранее наблюдалось авторами при исследовании характеристик затухания в литосфере и верхней мантии Байкальской рифтовой системы [Добрынина и др., 2011; Dobrynina, 2011; Dobrynina et al., 2016] и Северо-Американской Провинции Бассейнов и Хребтов [Dobrynina, 2013].

Сопоставление вариаций характеристик затухания со скоростным строением региона позволяет сделать вывод, что изменение угла наклона графика зависимости частотного параметра и коэффициента затухания от глубины для зоны Северо-Танзанийской дивергенции связано со скоростным строением и неоднородностью среды. При этом резкие изменения коэффициента затухания и частотного параметра приурочены к скоростным границам (граница между аномальной и нормальной мантией). В то время как общее уменьшение параметров затухания с глубиной связано, скорее всего, с механической неоднородностью среды — ее нарушением разломами. Высокие значения затухания и частотного параметра, характерные для верхней части разреза, свидетельствуют о высокой степени неоднородности среды.

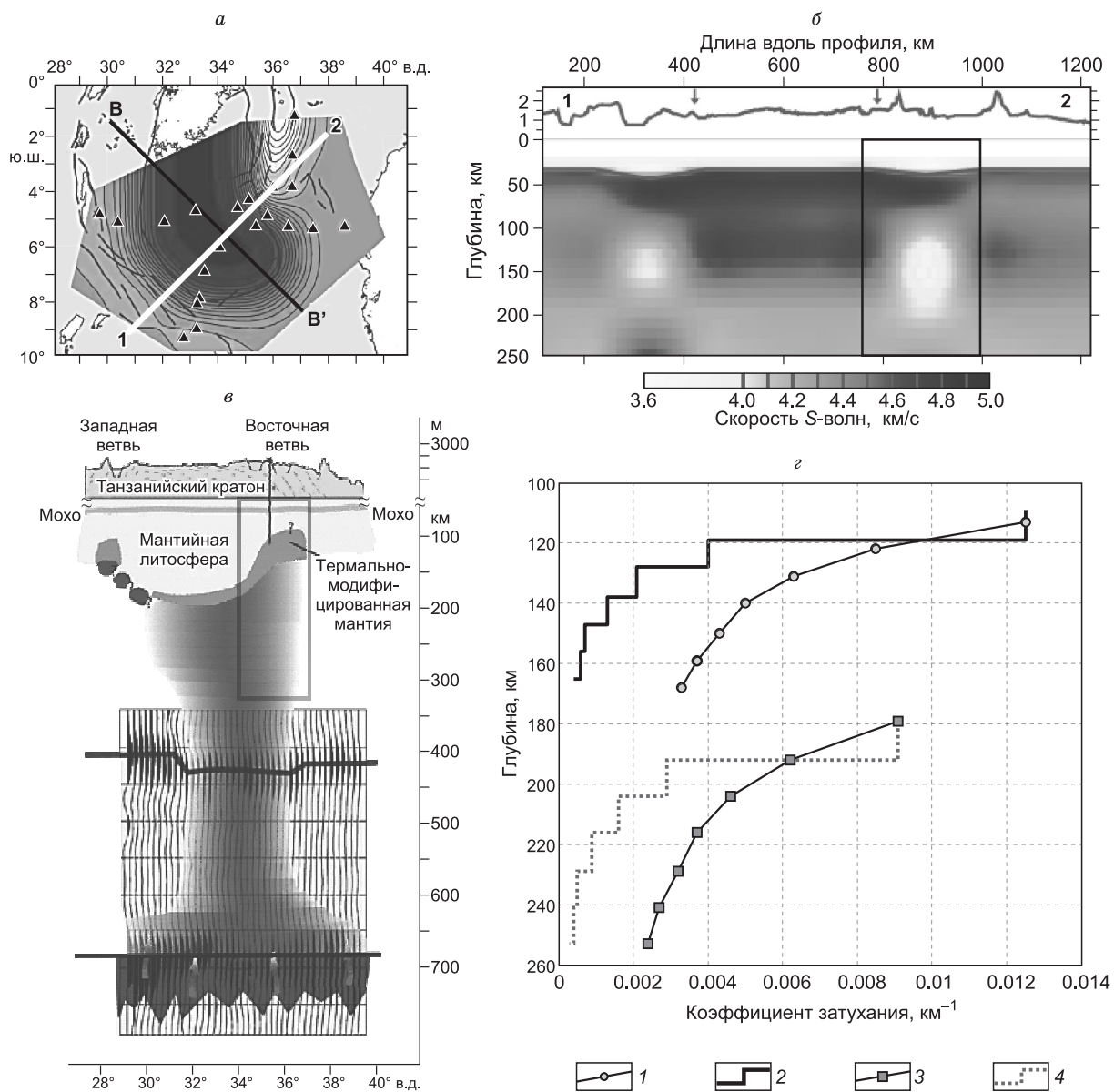


Рис. 9. Сопоставление скоростного строения исследуемой части Северо-Танзанийской дивергентной зоны и коэффициента затухания.

a — положение сейсмического профиля, пересекающего Танзанийский кратон с юго-запада на северо-восток; *б* — карта скоростных аномалий, полученная методом функций приемника (receiver function), рисунок заимствован из работы [Weeraratne et al., 2003], прямоугольником показан исследуемый регион; *в* — интерпретация скоростного разреза, по данным [Huerta et al., 2009] (скоростное строение региона получено методом функций приемника, прямоугольником показан исследуемый регион); *г* — вариации коэффициента затухания с глубиной: коэффициент затухания и его градиент для однородного полупространства (1, 2), для слоистой модели (3, 4).

Уменьшение параметров δ и n в средней и нижней частях разреза говорит о более однородной структуре среды на больших глубинах, так как высокое литостатическое давление в нижней части коры приводит к закрытию трещин и проявлению пластических деформаций [Николаевский, 1984].

Значения частотного параметра и коэффициента затухания и их глубинные вариации сопоставлялись с характеристиками затухания, полученными авторами ранее для северной части Провинции Бассейнов и Хребтов (запад Северной Америки) [Dobrynina, 2013] и Байкальской рифтовой системы (Евразия) [Добрынина и др., 2011; Dobrynina, 2011; Dobrynina et al., 2016] (рис. 10). При сопоставлении глубины формирования коды коэффициенты затухания пересчитывались с учетом скоростной структуры регионов. В Байкальской рифтовой системе глубина Мохо колеблется от 34 км (Южный Байкал) до

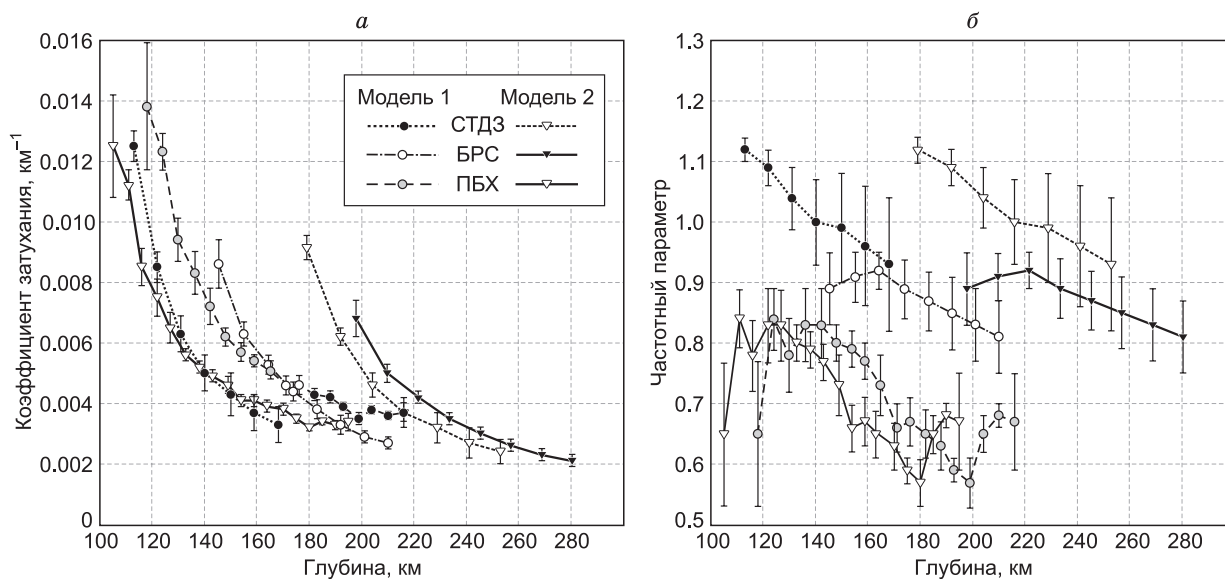


Рис. 10. Зависимость коэффициента затухания (а) и частотного параметра (б) от глубины для разных рифтовых систем.

СТДЗ — Северо-Танзанийская дивергентная зона; БРС — Байкальская рифтовая система (Евразия), по данным [Добрынина и др., 2011; Dobrynina, 2011; Dobrynina et al., 2016]; ПБХ — Провинция Бассейнов и Хребтов (Северная Америка), по данным [Dobrynina, 2013], для однородного полупространства (модель 1) и слоистой модели среды (модель 2). Для каждого значения показано среднеквадратичное отклонение.

45 км (северо-восточный фланг рифта), скорости S -волн меняются в пределах от 3.58—3.70 км/с в коре, 4.3 км/с — в аномальной мантии (диапазон глубин ≈ 38 —55 км) и 4.5—4.8 км/с в нормальной мантии [Недра..., 1981]. Для северной части Провинции Бассейнов и Хребтов использовались однослойная модель среды с постоянной скоростью сейсмических волн $V_S = 3.8$ км/с и двухслойная модель, согласно [Bensen et al., 2009; Shen et al., 2012]: в коре (до 35 км) скорость поперечных волн 3.4 км/с, в мантии — 4.2 км/с.

По причине низкого контраста скоростей в коре и верхней мантии для Провинции Бассейнов и Хребтов разница в глубинах проникновения кода-волн, полученных по разным моделям, не превышает 20 км, в то время как для Байкальского рифта и Северо-Танзанийской зоны дивергенции использование слоистой модели среды значительно меняет картину вариаций затухания с глубиной. Например, для случая однородного полупространства коэффициенты затухания сейсмических волн на одних и тех же глубинах приблизительно одинаковы для Байкальской рифтовой системы и Провинции Бассейнов и Хребтов и намного выше, чем для Северной Танзании. В то же время при использовании слоистой модели среды значения δ для Байкальского и Северо-Танзанийского рифтов незначительно отличаются друг от друга. Противоположная картина наблюдается для частотных параметров: применение однослойной модели дает близкие значения n на одинаковых глубинах в литосфере Байкальской рифтовой системы и зоны Северо-Танзанийской дивергенции, а в случае слоистой модели значения частотного параметра для Северной Танзании выше (см. рис. 10).

Вместе с тем необходимо отметить, что очаги землетрясений в Провинции Бассейнов и Хребтов приурочены к верхней коре (глубины ~ 3 км [Dobrynina, 2013]), в то время как для Байкальской рифтовой системы основная масса очагов землетрясений проурочена к средней части коры (~ 15 км согласно [Радзиминович, 2010]), а землетрясения Гелайской последовательности в целом произошли на глубинах 5—10 км [Albaric et al., 2009]. Из чего следует, что прямое сопоставление параметров затухания для трех рифтов может быть не вполне корректным, поскольку верхняя часть коры максимально неоднородна [Spudish, Iida, 1993; Gusev, 1995], и положение гипоцентра источника может оказывать существенное влияние на результаты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены оценки затухания сейсмических волн в литосфере и верхней мантии Северо-Танзанийской дивергентной зоны на основе анализа кода-волн 50 землетрясений форшоково-афтершоковой последовательности Гелай: значения эффективной сейсмической добротности (Q_C), частотного параметра

(n) и коэффициента затухания (δ). Значения Q_c показывают высокую зависимость от частоты в диапазоне 0.2—16 Гц и длины окна обработки коды. Значения Q_c увеличиваются, а значения n и δ уменьшаются с увеличением частоты и длины окна: Q_c возрастает от 37 ± 35 до 1141 ± 187 для центральных частот 0.3 и 12.0 Гц при длине окна обработки коды $W = 20$ с и от 79 ± 43 до 1999 ± 496 на тех же частотах при $W = 80$ с. Рассчитаны эмпирические соотношения $Q(f)$ для разных длин окна обработки коды — от 20 до 80 с. Наблюдаемое увеличение Q_c с увеличением длины окна обработки коды может быть интерпретировано как проявление уменьшения затухания с глубиной. Сопоставление глубинных вариаций коэффициента затухания δ и частотного параметра n со скоростным строением региона говорит о приуроченности изменений в затухании сейсмических волн к скоростным границам.

Рассчитанные характеристики затухания сейсмических волн для Северо-Танзанийской зоны дивергенции удовлетворительно согласуются с аналогичными параметрами, полученными авторами ранее для Байкальской рифтовой системы (Евразия) и северной части Провинции Бассейнов и Хребтов (Северная Америка), что может свидетельствовать о сопоставимых по уровню процессах модификации литосферы в разных рифтовых зонах.

Вместе с тем опыт такого сопоставления показывает, что результаты оценки глубинных вариаций параметров затухания в значительной степени зависят от применяемой скоростной модели среды. По-видимому, для корректных сопоставлений необходимо пользоваться наиболее приближенной к реальности моделью.

Авторы выражают благодарность к.г.-м.н. В.М. Соловьеву и чл.-к. РАН И.Ю. Кулакову за ценные конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ и правительства Иркутской области (проект `p_сибирь_a` № 14-45-04157), гранта Президента РФ (проект № МК 1171.2014.5).

ЛИТЕРАТУРА

Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Саньков В.А. Сейсмическая добротность литосферы юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (5), с. 712—724.

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

Недра Байкала по сейсмическим данным / Ред. Н.Н. Пузырев. Новосибирск, Наука, 1981, 105 с.

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

Радзиминович Н.А. Глубины очагов землетрясений Байкальского региона: обзор // Физика Земли, 2010, № 3, с. 37—51.

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

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.

Albaric J., Perrot J., Deverchere J., Deschamps A., Le Gall B., Ferdinand R.W., Petit C., Tiberi C., Sue C., Songo M. Contrasted seismogenic and rheological behaviours from shallow and deep earthquake sequences in the North Tanzanian Divergence, East Africa // J. Afr. Earth Sci., 2009, v. 58, p. 799—811.

Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Yang Y.A. 3-D shear velocity model of the crust and uppermost mantle beneath the United States from ambient seismic noise // Geophys. J. Int., 2009, v. 177, p. 1177—1196.

Birt C., Maguire P., Khan M., Thybo H., Keller G., Patel J. The influence of pre-existing structures on the evolution of the southern Kenya Rift Valley — evidence from seismic and gravity studies // Tectonophysics, 1997, v. 278, № 1—4, p. 211—242.

Dawson J.B. Neogene tectonics and volcanicity in the North Tanzania sector of the Gregory Rift Valley: contrasts with the Kenya sector // Tectonophysics, 1992, v. 204, № 1—2, p. 81—83.

Dobrynina A.A. Coda-wave attenuation in the Baikal rift system lithosphere // Phys. Earth Planet. Int., 2011, v. 188, p. 121—126.

Dobrynina A.A. Attenuation of seismic waves in the lithosphere of the northern part of the Basin and Range Province // Geodyn. Tectonophysics, 2013, v. 4, № 1, p. 53—67, doi:10.5800/GT2013410091.

Dobrynina A.A., Sankov V.A., Chechelnitsky V.V., Déverchère J. Spatial changes of seismic attenuation and multiscale geological heterogeneity in the Baikal Rift and surroundings from analysis of coda waves // Tectonophysics, 2016, v. 675, p. 50—68, doi: 10.1016/j.tecto.2016.03.010.

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.

- Gusev A.A.** Vertical profile of turbidity and Coda Q // *Geophys. J. Int.*, 1995, v. 123, p. 665—672.
- 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>.
- Huerta A., Nyblade A.A., Reusch A.** Mantle transition zone beneath Kenya and Tanzania: More evidence for deep-seated thermal upwelling in the mantle // *Geophys. J. Int.*, 2009, v. 177, p. 1249—1255.
- International Seismological Centre.** Int. Seism. Centre, Thatcham, United Kingdom, 2013, <http://www.isc.ac.uk>.
- Jemberie A.L., Nyblade A.A.** Intrinsic and scattering Q near 1 Hz across the East African Plateau // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 2009, v. 99, № 6, p. 3516—3524, doi: 10.1785/0120090062.
- Last R.J., Nyblade A.A., Langston C.A., Owens T.J.** Crustal structure of the East African Plateau from receiver functions and Rayleigh wave phase velocities // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, № B11, p. 24469—24484.
- Le Gall B., Nonnotte P., Rolet J., Benoit M., Guillou H., Mousseau-Nonnotte M., Albaric J., Déverchère J.** Rift propagation at craton margin: distribution of faulting and volcanism in the North Tanzanian Divergence (East Africa) during Neogene times // *Tectonophysics*, 2008, v. 448, № 1—4, p. 1—19.
- Mak S., Chan L.S., Chandler A.M., Koo R.** Coda Q 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.
- Mitchell B.** An elastic structure and evolution of the continental crust and upper mantle from seismic surface wave attenuation // *Rev. Geophys.*, 1995, № 4, p. 441—462.
- Mulwa J.K.** Determination of source parameters for the May 20, 1990 southern Sudan earthquake by inversion of teleseismic body-waves // JICA training program, operating management of earthquake, tsunami and volcano eruption observation system, Fiscal year 2010. Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation, Japan, 2011, p. 15—31.
- Mulwa J.K., Kimata F., Suzuki S., Kuria Z.N.** The seismicity in Kenya (East Africa) for the period 1906—2010: A review // *J. African Earth Sci.*, 2014, v. 89, p. 72—78, doi: 10.1016/j.jafrearsci.2013.10.008.
- Nyblade A.A., Pollack D.L., Jones F., Mushayandevu M.** Terrestrial heat flow in east and southern Africa // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95, № 17, p. 371—17,384.
- O'Donnell J.P., Adams A., Nyblade A.A., Mulibo G.D., Tugume F.** The uppermost mantle shear wave velocity structure of eastern Africa from Rayleigh wave tomography: constraints on rift evolution // *Geoph. J. Int.*, 2013, v. 194, № 2, p. 961—978, doi: 10.1093/gji/ggt135.
- Pulli J.J.** Attenuation of coda waves in New England // *BSSA*, 1984, v. 74, p. 1149—1166.
- Rautian T.G., Khalturin V.I.** The use of coda for determination of the earthquake source spectrum // *BSSA*, 1978, v. 68, p. 923—948.
- Ritsema J., Nyblade A.A., Owens T.J., Langston C.A., VanDecar J.C.** Upper mantle seismic velocity structure beneath Tanzania, east Africa: implications for the stability of cratonic lithosphere // *J. Geophys. Res.*, 1998, v. 103, № B9, p. 21201—21213.
- Romanowicz B., Mitchell B.J.** Deep earth structure — Q of the Earth from crust to core // *Seismology and the structure of the Earth. Treatise on geophysics / Ed. G. Schubert. Amsterdam, Elsevier, 2007, p. 737—774.*
- Ryan W.B.F., Carbotte S.M., Coplan J.O., O'Hara S., Melkonian A., Arko R., Weissel R.A., Ferrini V., Goodwillie A., Nitsche F., Bonczkowski J., Zemsky R.** Global multi-resolution topography synthesis // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2009, v. 10, p. Q03014, doi: 10.1029/2008GC002332.
- Sato H., Fehler M.C.** Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous Earth. New York, Springer-Verlag, 1998, 495 p.
- Shen W., Ritzwoller M.H., Schulte-Pelkum V., Lin F.-C.** Joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions: A Bayesian Monte-Carlo approach // *Geophys. J. Int.*, 2013, v. 192, p. 807—836, doi: 10.1093/gji/ggs050.
- Spudis P., Iida M.** The seismic coda, site effects and scattering in alluvial basins studied by using aftershocks of the 1986 North Palm Springs, California, earthquakes as source arrays // *BSSA*, 1993, v. 83, p. 1721—1743.
- Weeraratne D.S., Forsyth D.W., Fischer K.M., Nyblade A.A.** Evidence for an upper mantle plume beneath the Tanzanian craton from Rayleigh wave tomography // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, № B9, p. 2427.