

УДК 550.344

ОЧАГОВЫЕ ЗОНЫ ВАНСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 1976 И 2011 гг. В ПОЛЕ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН

Антикаева О.И.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, artikaevaoi@mail.ru

Введение

Тектоническая ситуация в районе озера Ван в Турции является следствием дрейфа Аравийской плиты в направлении Евроазиатской плиты. За период с 1111 по 2013 гг. в Восточной Анатолии произошло 19 землетрясений с магнитудой $M > 6.0$, в том числе два землетрясения с магнитудой $M \geq 7.0$: 24.11.1976 ($M = 7.5$) и 23.10.2011 ($M = 7.1$), очаги которых локализованы в районе озера Ван. По ним существуют не только макросейсмические, но и инструментальные данные. Очаги этих землетрясений располагаются на расстоянии около 40 км, описываются разными механизмами, им предшествовали разные сейсмические ситуации, что предполагает разные условия их возникновения. В предлагаемой работе приводятся результаты анализа пространственных вариаций поля поглощения поперечных волн в районе очагов этих землетрясений и сопоставление этих вариаций с сеймотектоникой Ванского района.

Материалы и методы

Вариации поля поглощения поперечных волн оценивались методом короткопериодной коды. В работе проанализированы огибающие коды 210 землетрясений $M > 4.0$. При этом использовались трехкомпонентные цифровые волнограммы, записанные 13 станциями, подведомственными Обсерватории Кандили (Kandilli Observatory Seismic Array (KOERI; KO), Стамбул, Турция, <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/>), и станциями KIV и GNI сети IRIS, за период с 1989 по 2018 гг. Эпицентральные расстояния варьировали от 10 до 600 км. Кроме того, привлекались каталоги Обсерватории Кандили (<http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/earthquake-catalog/>), каталоги NEIC (<https://earthquake.usgs.gov/contactus/golden/neic.php>), каталоги ФИЦ УГС РАН (<http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/new/catalog.pl>), а также «Специализированный каталог землетрясений для задач общего сейсмического районирования территории Российской Федерации» [3].

В основе работ по изучению пространственно-временных неоднородностей поля поглощения в сейсмически активных районах, лежат экспериментальные данные, свидетельствующие о том, что определяющее влияние на формирование сейсмического волнового поля оказывает структура поля поглощения, и что кода местных землетрясений, в основном, сформирована поперечными волнами, отраженными от многочисленных слабых субгоризонтальных границ в земной коре и верхней мантии [1].

Согласно этой модели, на достаточно больших временах кода-волны сравнительно круто пересекают низы коры и верхи мантии и несут информацию о строении среды в области между эпицентром и станцией. Существование в этой области зон повышенного или пониженного поглощения S-волн отражается на характеристиках коды, приводя соответственно к заметному увеличению или уменьшению ее наклона. Таким образом, огибающие коды состоят из участков, соответствующих большему или меньшему затуханию, которые могут быть описаны выражением, имеющим вид:

$$A(t) \sim \exp\left(-\frac{\pi t}{Q_S T}\right) / t,$$

где $A(t)$ – амплитуда коды в окрестностях времени t ; Q_S – эффективная добротность; T – период колебаний.

Метод короткопериодной коды используется для изучения строения литосферы районов со сложным тектоническим строением и высокой сейсмической активностью, в частности, эпицентральных зон сильных землетрясений. Поле поглощения в коре и верхней мантии в сейсмически активных районах весьма неоднородно. Резкий контраст характеристик коды зачастую наблюдается на расстояниях менее 5 км, что можно объяснить волноводными эффектами. Короткопериодные поперечные волны попадают в каналы, характеризующиеся пониженной по

сравнению с окружающей литосферой скоростью, что приводит к захвату ими волн, формирующих коду.

В сейсмоактивных районах прослеживаются линейные области сильного поглощения, которые тяготеют к разломным зонам и уходят корнями в мантию. Наряду с ними выделяются блоки слабого поглощения, изометричной формы, причем горизонтальные размеры блоков всегда меньше вертикальных, а поглощение уменьшается в направлении от границ к центральным областям блоков. Кроме того, экспериментально установлено, что наилучшая сходимость данных по разным станциям соответствует случаю, когда параметры поля поглощения относятся к области эпицентра данного землетрясения. Скорее всего, это обстоятельство связано с тем, что наиболее ярко волноводные эффекты проявляются в случае, когда низкоскоростной (сильно поглощающий) канал лежит непосредственно под очагом землетрясения (если регистрирующая станция находится в «нормальных» условиях) [1]. Если же станция расположена вблизи разломной зоны, то наклон огибающей коды землетрясения (по сравнению с огибающими коды того же землетрясения, зарегистрированного другими станциями) увеличивается [2].

На рис. 1 приведены огибающие коды афтершока землетрясения 2011 г., записанного несколькими станциями, расположенными в разных азимутах по отношению к эпицентру и на разных эпицентральных расстояниях. Расстояния от очага до станций VANB, AGRB, CUKN, VRTB составляют соответственно 21, 103, 162, 176 км. Как видно, на временах $t - t_0 > 2t_s$ (t_0 – время в очаге, t_s – время вступления S-волны), наклон всех огибающих коды одинаков, исключением является интервал $t - t_0 = 17-28$ с огибающей коды VANB (пологая ее часть). В рамках выбранной нами модели этот интервал соответствует глубинам 30-50 км. Эффективная добротность, рассчитанная по пологой части огибающей коды на частоте ~ 1 Гц, эквивалентна 800. На больших глубинах значение добротности по любой из четырех огибающих коды существенно ниже ($Q_s \sim 100$).

Из приведенного на рис. 1 примера ясно, что по огибающим коды землетрясений, записанных удаленными от очага станциями, можно оценить добротность на глубинах, соответствующих верхней мантии (мощность коры в данном районе варьирует от 40 до 50 км). Поэтому, значения эффективной добротности, о которой пойдет речь ниже, относятся к верхней мантии. Эффективная добротность оценивалась по огибающим короткопериодной коды в интервале частот 1-1.6 Гц, на временах от $t - t_0 = 2t_s$ до момента достижения амплитуды колебаний уровня микросейсмического фона. Конкретные значения эффективной добротности относились к областям эпицентров. Таким образом, по имеющемуся набору огибающих коды для многих эпицентров землетрясений строилось распределение поля поглощения в верхней мантии.

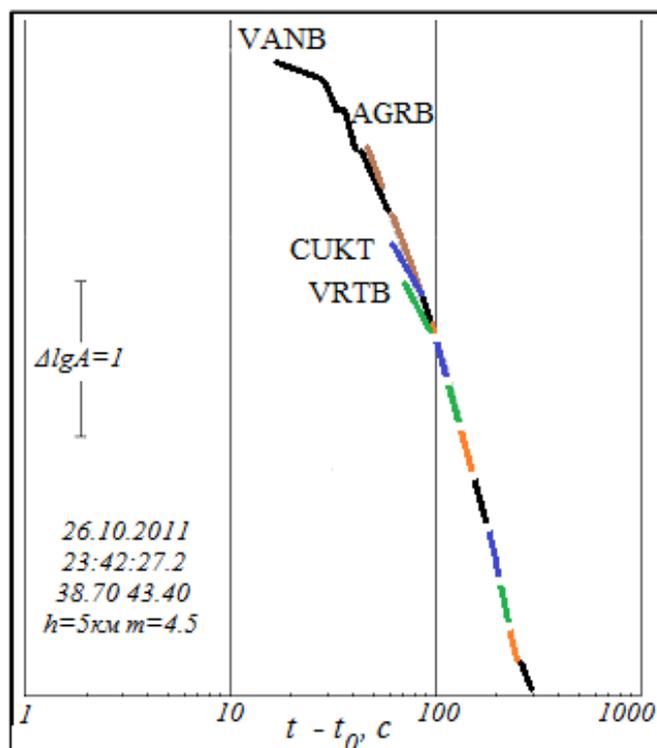


Рис. 1. Огибающие коды афтершока землетрясения 2011 г. на частоте 1 Гц по записям нескольких станций.

Сеймотектоника Ванского района и поле поглощения S-волн

Четыре основных в регионе разлома: Северо-Анатолийский (NAF), Восточно-Анатолийский (EAF), Главный Современный разлом Загроса (MRF) и разлом Тебриз (TF) исчезают на подходе к озеру Ван. Высказывается предположение, что NAF теряет свои характеристики главного поперечного разлома восточнее Эрзинджана и представляет собой в этом районе не единую трассу, а зону шириной в несколько километров, сформированную из нескольких параллельных разломов [8].

Район вблизи соединения NAF и EAF на основе спутниковых изображений представлен работе [8] в виде мозаичной структуры из небольших активных разломов параллельных NAF или EAF к югу и северо-востоку от Эрзинджана, по которым и осуществляют тектонические движения. Такая структура согласуется со сжатием района в направлении ССВ - ЮЮЗ и расширением в направлении ЗСЗ-ВЮВ, а также с механизмом Ванского землетрясения 2011 г.

Распределение по площади эпицентров рассмотренных землетрясений неравномерно. Такие области, как очаговая зона землетрясения 2011 г. представлены достаточным количеством событий, тогда как в других - эпицентры отсутствуют, поэтому представленную схему (рис. 2) нельзя считать окончательной, она в деталях может видоизменяться по мере поступления новых данных. Тем не менее, общие, с другими сейсмоактивными зонами, черты здесь прослеживаются. Прежде всего, выделяются блоки слабого поглощения, изометричной формы, в которых поглощение уменьшается в направлении от границ к центральным областям блоков, где добротность достигает 300 и даже 700. Среди зон сильного поглощения, обычно линейно вытянутых, наиболее заметна широкая зона (севернее 39° с.ш.), связанная с NAF, здесь $Q_s \sim 80-110$.

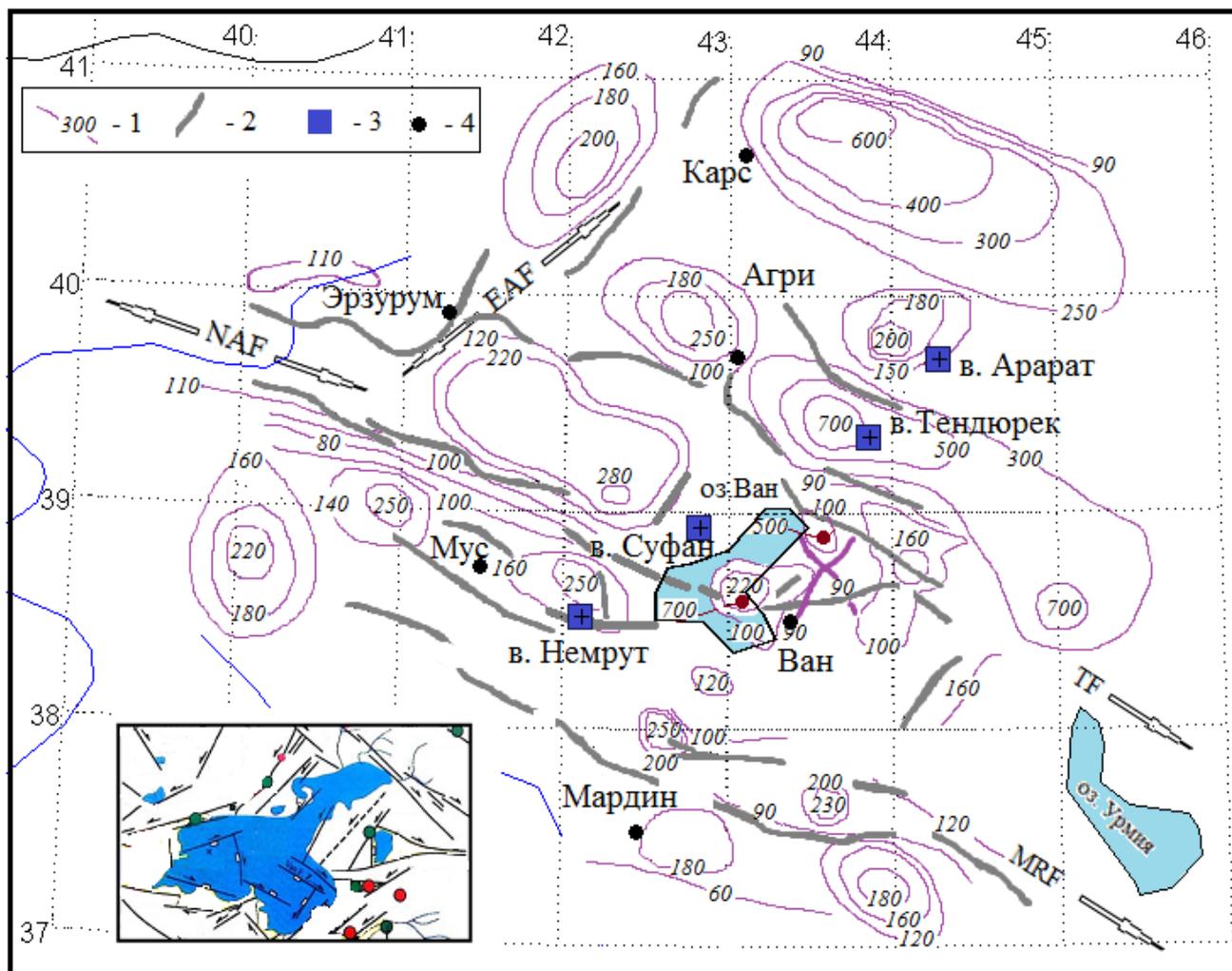


Рис. 2. Распределение эффективной добротности (1) на фоне активных разломов (2) из [7]; 3 - голоценовый вулканизм [6], 4 – населенные пункты. На врезке активные тектонические элементы в эпицентральной области Ванского землетрясения 2011 года по [7].

Линейные зоны сильного поглощения небольшой протяженности, ориентированные в направлениях ЮЗ-СВ и ЮВ-СЗ не противоречат представлениям о тектоническом строении района озера Ван как о мозаичной структуре с участием небольших активных разломов параллельных NAF или EAF [8].

В эпицентральной области Ванского землетрясения 2011 г. ориентация линейных зон сильного поглощения, построенных как по его афтершокам (см. врезку рис. 3), так и по землетрясениям, зарегистрированным в течение всего рассмотренного периода без учета афтершоков (см. рис. 2.) совпадает с ориентацией активных тектонических элементов в эпицентральной области Ванского землетрясения 2011 г.

Для изучаемого района характерно наличие стратовулканов со значительными пиками (Немрут, Суфан, Тендюрек, Арарат) и относительно плоского вулканического поля, размеры которого 5000 км² (плато между Эрзурум и Карс со средней высотой 1.5 км над уровнем моря) (см. рис. 2.).

Широко распространенный в голоцене по всему Восточно-Анатолийскому плато вулканизм предполагает наличие значительного источника тепла под ним [6]. Средняя толщина коры (40–45 км), отсутствие землетрясений глубже 30 км и низкие скорости P_n указывают на наличие под регионом частично расплавленного материала. По мнению авторов работы [6], эти наблюдения в совокупности позволяют предположить, что в основании Восточно-Анатолийского плато располагается горячая астеносферная мантия, а не утолщенная кора или субдуцированная континентальная литосфера Аравийской плиты.

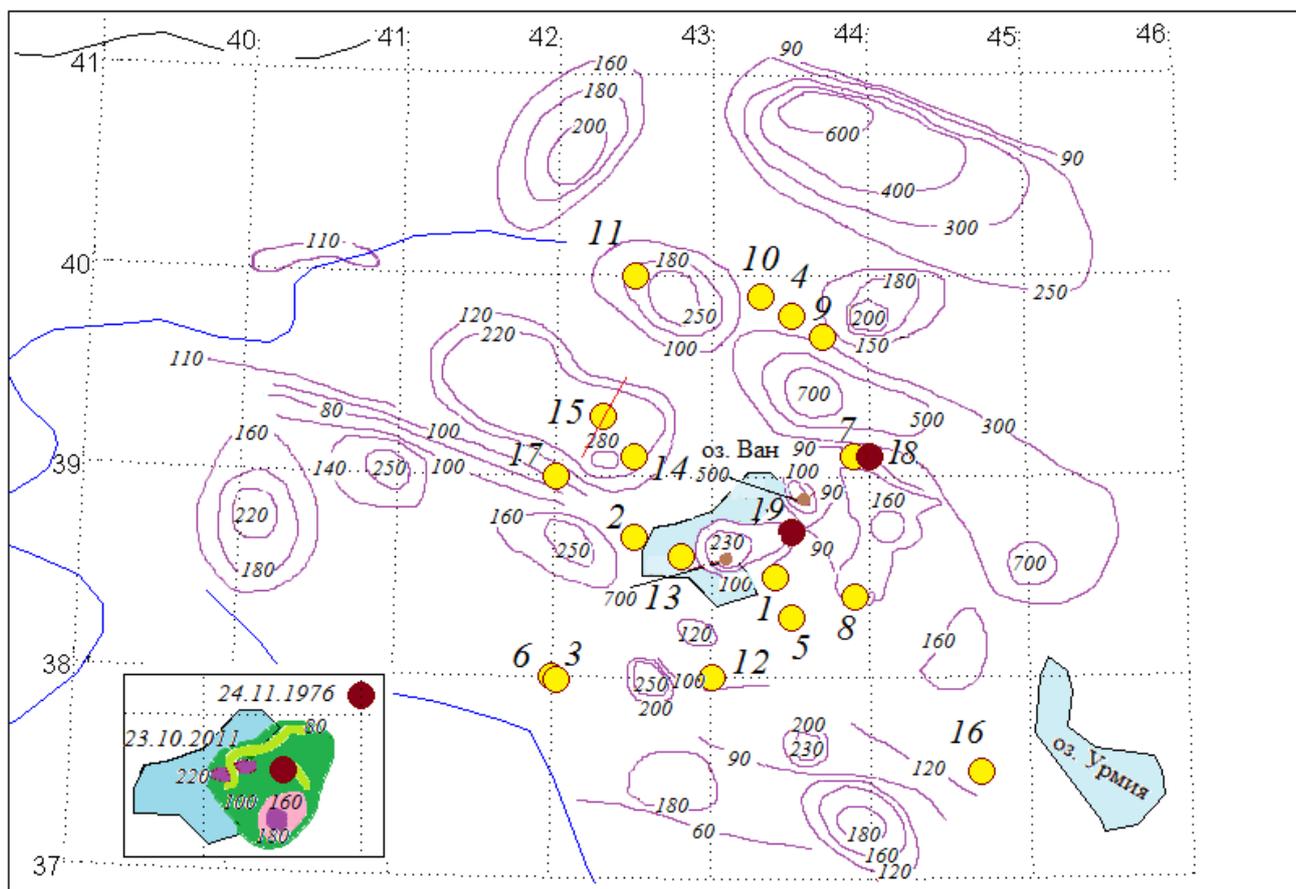


Рис. 3. Сильнейшие землетрясения с $M > 6.0$ района озера Ван, номера соответствуют номерам в таблице. На врезке - распределение эффективной добротности в афтершоковой зоне землетрясения 2011 г. по огибающим коды афтершоков (цифры - значения Q_s , пояснения в тексте)

Сопоставляя положение упомянутых вулканов с полем поглощения поперечных волн в мантии, можно заметить, что большинство из них тяготеют к зонам, добротность которых составляет 150 – 160, что заметно выше минимальных значений добротности ($Q_s = 60 – 80$), характерных для ослабленных зон, приуроченных к разломам. Другими словами, на данном этапе исследований

аномально высокое поглощение, указывающее на повышенную концентрацию под стратовулканами расплавленного маловязкого вещества или флюидов автором данной работы не выявлено.

К слову сказать, трасса между вулканами Немрут и Арарат никак не отражается в распределении теплового потока Турции [4]. Полученное же в данной работе поле поглощения согласуется с распределением теплового потока Турции только в общих чертах: близлежащий к озеру Ван район характеризуется минимальным его уровнем, и только южнее, по мере приближения к MRF, тепловой поток увеличивается почти в 3 раза.

Отметим также, что по результатам сейсмической томографии примерно от 39° до 44° в.д. (субширотный профиль по 39° с.ш.), на глубинах до 400 км, выделена зона пониженных скоростей, которая связывается авторами с «горячей астеносферой» [5], ее на данном этапе изучения поля поглощения, можно ассоциировать только с ослабленной зоной, где $Q_s = 80 - 90$, которая протягивается вдоль NAF вплоть до очаговой области Ванского землетрясения 2011 г.

Поле поглощения S-волн района озера Ван и сейсмичность

Как видно из рис. 3, эпицентры сильнейших землетрясений района, в том числе и землетрясений 1976 и 2011 гг., как правило, приурочены к границам добротных блоков. Немногочисленные случаи, как например, землетрясение 1903 г., когда эпицентр оказался внутри блока, можно объяснить тем, что разлом, по которому произошла эта подвижка и, который простирается с северо-востока на юго-запад (см. красная риска на рис. 3), на данном этапе исследований не проявился в поле поглощения.

Обращает на себя внимание тот факт, что очаг землетрясения 2011 г. приурочен к нескольким относительно небольшим добротным блокам.

В афтершоковый период очаговая зона (см. врезку рис. 3) представляет собой относительно однородный объем, добротность которого $Q_s \sim 100$, с тремя добротными включениями ($Q_s \sim 180-220$) и двумя секущими его зонами более сильного поглощения ($Q_s \sim 80$), которые практически совпадают с аналогичными низкодобротными зонами ($Q_s \sim 90$) на схеме (см. рис. 3).

Таблица 1. Параметры землетрясений с $M > 6.0$ по «Специализированному каталогу землетрясений для задач общего сейсмического районирования территории Российской Федерации» [3].

№	Дата	Время	M_{LH}	№	Дата	Время	M_{LH}
1	00.00.1111	00:00:00	6.5	11	23.04.1868	03:30:00	6.0
2	00.00.1208	00:00:00	6.7	12	17.03.1871	00:00:00	6.8
3	27.06.1275	00:00:00	6.8	13	07.06.1881	00:00:00	6.3
4	00.00.1319	00:00:00	7.4	14	03.04.1891	00:00:00	6.0
5	31.03.1648	00:00:00	6.7	15	28.04.1903	23:39:00	7.0
6	01.08.1670	00:00:00	6.6	16	06.05.1930	22:34:18	7.3(7.6)
7	14.04.1696	00:00:00	7.0	17	24.03.1936	19:46:22	6.0
8	08.03.1715	06:00:00	6.6	18	24.11.1976	12:22:18	7.5
9	00.00.1834	00:00:00	6.0	19	23.10.2011	10:41:23	7.1
10	00.00.1850	00:00:00	6.2	В скобках – параметры землетрясений по [6]			

Заключение

В работе рассмотрено положение очагов сильнейших за последние 100 лет землетрясений в районе озера Ван (1976 и 2011 гг.) на фоне поля поглощения поперечных волн в верхней мантии. Поле поглощения получено методом короткопериодной коды по набору огибающих коды для многих эпицентров землетрясений.

В силу ограниченности имеющегося в нашем распоряжении объема данных, рассмотренная структура поля поглощения не является окончательной, она, сохраняя основные черты, может видоизменяться по мере накопления данных.

В районе озера Ван прослеживаются общие (с другими сейсмоактивными зонами) особенности структуры поля поглощения поперечных волн: блоки слабого поглощения, изометричные в плане, в которых поглощение уменьшается в направлении от границ к центральным областям блоков, где добротность достигает 300 и даже 700, и зоны сильного поглощения, наиболее заметна широкая зона, связанная с Северо-Анатолийским разломом ($Q_s \sim 80 - 110$). Кроме того, выделены линейные зоны сильного поглощения небольшой протяженности, ориентированные в

направлениях ЮЗ-СВ и ЮВ-СЗ, что согласуется с мозаичной структурой небольших активных разломов района озера Ван.

Эпицентры сильнейших землетрясений района, в том числе и землетрясений 1976 и 2011 гг., приурочены к границам добротных блоков.

В афтершоковый период очаговая зона землетрясения 2011 г. представляла собой объем с добротностью $Q_s \sim 100$, осложненный тремя добротными включениями ($Q_s \sim 180 - 220$) и двумя секущими его зонами более сильного поглощения ($Q_s \sim 80$).

Список литературы

1. Антикаева О.И., Копничев Ю.Ф. Детальное картирование литосферы и астеносферы Гармского района по поглощению поперечных волн // Вулканология и сейсмология. 1992. №5-6. С.101–118.
2. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Пространственно-временные вариации структуры поля поглощения поперечных волн в районе Семипалатинского полигона // Физика Земли. 2002. №11. С. 73–86.
3. Специализированный каталог землетрясений для задач общего сейсмического районирования территории Российской Федерации / Ред. Уломов В.И., Медведева Н.С.// <http://seismos-u.ifz.ru/documents/Earthquake-Catalog-%D0%A1%D0%9A%D0%97.pdf>.
4. Akın, U., Çiftçi, Y. Structural Discontinuities of Turkey: Geological and Geophysical Analysis (Gravity and Magnetic). General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA), 2011.
5. Biryol C.B., Beck S.L., Zandt G., Özacar A.A. Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic p-wave tomography // Geophysical Journal International. 2011. V. 184. P. 1037–1057.
6. Dilek Y., Sandvol E. Seismic structure, crustal architecture and tectonic evolution of the Anatolian–African Plate Boundary and the Cenozoic Orogenic Belts in the Eastern Mediterranean Region / Ancient Orogens and Modern Analogues. Geological Society. London, 2009. P. 127–160.
7. Kadirioğlu F.T., Özalp S., Kalafat D., Ergintav S. et al. Seismotectonic database of Turkey // Article in Bulletin of Earthquake Engineering July 2016. DOI: 10, 1007/s10518-016-9965-9.
8. Tchalenko J.S. A reconnaissance of the seismicity and tectonics at the northern border of the Arabian Plate (Lake Van region) in Revue de Geologie Dynamique et de Geographie Physique vol. XIX no. 2. January 1977. P. 189–208.