= ГЕОФИЗИКА =

VДК 550.344 DOI: <u>10.23671/VNC.2019.3.36475</u>

Оригинальная статья

Особенности Ванских землетрясений 1976 и 2011 гг., роевая сейсмичность и поле поглощения S-волн

О.И. Аптикаева (D, к.ф.-м.н.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Россия, 123995, г. Москва, ул. Б. Грузинская, д. 10, стр. 1, e-mail: aptikaevaoi@mail.ru

Статья поступила: 20 июня 2019, доработана: 5 августа 2019, одобрена в печать: 6 августа 2019.

Аннотация: Актуальность работы. Движение Аравийской плиты считается основной причиной интенсивной сейсмической активности района озера Ван. Район двух землетрясений с катастрофическими последствиями, которые произошли в течение относительно короткого промежутка времени, представляют для сейсмологов особый интерес. Очаги Ванских землетрясений 1976 и 2011 гг. располагались на расстоянии около 40 км, при этом разные сейсмические ситуации, предшествовавшие этим двум землетрясениям, по видимому, предполагают разные условия их возникновения. Цель работы – анализ пространственных вариаций поля поглощения поперечных волн в районе очагов Ванских землетрясений 1976 и 2011 гг. и их связи с сейсмичностью. Метод исследования – метод короткопериодной коды, когда по набору огибающих коды для многих землетрясений строится распределение поля поглощения в верхней мантии. Результаты работы. В районе озера Ван прослеживаются такие же, как и в других сейсмоактивных зонах, особенности структуры поля поглощения поперечных волн в мантии. Выделяются блоки слабого поглощения изометричной формы, в которых поглощение уменьшается в направлении от границ к центральным областям блоков, где добротность QS достигает 300 и даже 700. Среди зон сильного поглощения наиболее заметна широкая зона севернее 39 с.ш., где QS~80-110. Кроме того, выделены небольшой протяженности линейные зоны сильного поглощения, ориентированные в направлениях ЮЗ-СВ и ЮВ-СЗ. Эпицентры сильнейших землетрясений района, в том числе и землетрясений 1976 и 2011 гг., как правило, приурочены к границам добротных блоков и ослабленных зон. Сейсмическая ситуация, предшествовавшая землетрясению 1976 г., отличалась от таковой перед землетрясением 2011 г. В первом случае, за год до землетрясения на северо-востоке от очага будущего толчка сформировалась сейсмическая брешь. Во втором случае слабые землетрясения в области очага будущего землетрясения не прекращались в течение предшествовавшего главному событию года. За несколько месяцев до главного толчка на северо-западе от области очага имела место роевая серия землетрясений, которая ассоциируется с ослабленной низкодобротной зоной. Гипоцентры землетрясений, составляющих роевую серию, образуют одномерный объем изометричный в плане и вытянутый по вертикали (глубины очагов ~3–30 км). Предполагается, что рои землетрясений, приуроченные к одномерным объемам, связаны с каналами миграции глубинных флюидов повышенной проводимости. Такие объекты можно интерпретировать как локальные сейсмогенные источники. Практическая значимость работы заключается в оценке сейсмической опасности исследуемого района.

Ключевые слова: кода-волны, добротность, поле поглощения S-волн.

**Для цитирования:** Аптикаева О.И. Особенности Ванских землетрясений 1976 и 2011 гг., роевая сейсмичность и поле поглощения S-волн. *Геология и Геофизика Юга России*. 2019. 9(3): 105-118. DOI: 10.23671/VNC.2019.3.36475.

9 (3) 2019

= GEOPHYSICS =

DOI: <u>10.23671/VNC.2019.3.36475</u>

# Original paper

# Features of the 1976 and 2011 Van earthquakes, swarm seismicity and S-wave attenuation field

# O.I. Aptikaeva

Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, 10/1 B. Gruzinskaya Str., Moscow 123995, Russian Federation, e-mail: aptikaevaoi@mail.ru

Received 20 June 2019; revised 5 August 2019; accepted 6 August 2019

Abstract: Relevance. The movement of the Arabian Plate is considered as the main reason for the intense seismic activity of the Lake Van region. The area of two earthquakes with catastrophic consequences (that occurred over a relatively short period of time) is of a particular interest to seismologists. The foci of the Van earthquakes of 1976 and 2011 located at a distance of about 40 km, while different seismic situations that preceded these two earthquakes, apparently suggest different conditions for their occurrence. Aim. The analysis of spatial variations in the shear wave absorption field in the region of the foci of the Van earthquakes of 1976 and 2011 and their connection with seismicity. Methods. The short-period code method, which supposes the construction of the distribution of the absorption field in the upper mantle using a set of envelopes for many earthquakes. Results. In the area of the Lake Van the same features of the structure of the transverse wave's absorption field in the mantle are observed as in other seismically active zones. Isometric shape blocks of weak absorption are distinguished, in which the absorption decreases in the direction from the boundaries to the central regions of the blocks, where the quality factor QS reaches 300 and even 700. Among the zones of strong absorption, the most noticeable is a wide zone north of 39 N, where QS ~ 80-110. In addition, linear zones of strong absorption, oriented in the directions SW-NE and SW-NW, are distinguished for a small extent. The epicenters of the strongest earthquakes in the region, including the earthquakes of 1976 and 2011, are usually confined to the boundaries of solid blocks and weakened zones. The seismic situation, preceded the earthquake of 1976, differed from that before the earthquake of 2011. In the first case, a seismic gap was formed a year before the earthquake in the northeast of the center of the future shock. In the second case, weak earthquakes in the area of the source of the future earthquake did not stop during the year preceding the main event. A few months before the main shock, an earthquake swarm occurred in the northwest of the outbreak area, which is associated with a weakened low-Q zone. The hypocenters of the earthquakes that make up the swarm series form a one-dimensional volume which is isometric in plan and elongated vertically (focal depths ~ 3-30 km). It is assumed that earthquake swarms confined to one-dimensional volumes are associated with migration channels of deep conductive fluids. Such objects can be interpreted as local seismogenic sources. Practical significance. The assessment of seismic hazard of the studied area.

Keywords: coda waves, Q-factor, S-wave attenuation field.

**For citation:** Aptikaeva O.I. Features of the 1976 and 2011 Van earthquakes, swarm seismicity and S-wave attenuation field. *Geologiya i Geofizika Yuga Rossii = Geology and Geophysics of Russian South.* 2019. 9(3): 105-118. (In Russ.) DOI: 10.23671/VNC.2019.3.36475.

## Введение

Турция, как тектонически активный район, расположена в окружении трех главных плит: Африканской, Евразийской и Аравийской. Согласно исследованиям GPS [Barka, Reilinger, 1997; McClusky et al., 2000], Аравийская плита движется на север-северо-запад относительно Евразийской со скоростью около 25 мм/год и со скоростью 10 мм/год она приближается к Кавказу. Более мелкие тектонические элементы: Турецкая, Иранская, Черноморская и Южно-Каспийская плиты движутся симметрично относительно района озера Ван на восток и запад, как будто расталкиваемые Аравийской плитой. Движение Аравийской плиты считается основной причиной интенсивной сейсмической активности района озера Ван. За период с 1111 по 2013 гг. в районе озера Ван произошло 19 землетрясений с магнитудой М>6,0, в том числе четыре землетрясения с магнитудой М≥7,0 за инструментальный период, начиная с 1900 г.: 28.05.1903 (М=7,0), 06.05.1930 (М=7,3), 24.11.1976 (М=7,5) и 23.10.2011 (М=7,1) [Специализированный каталог...]. По двум последним из нихсуществуют не только макросейсмические, но и инструментальные данные.

Очаг землетрясения и эпицентральная зона землетрясения 24 ноября 1976 г. располагались в северо-восточной части озера Ван, на южном склоне хребта Аладага. Район землетрясения характеризуется высокой сейсмической активностью, при этом, землетрясение 24 ноября 1976 г. – наиболее крупное сеймическое событиене только рассматриваемого района, но и всей Малой Азии. По официальным данным около 200 населенных пунктов были полностью уничтожены или сильно разрушены [Баграмян и др., 1980]. По данным NEIC механизм очага этого землетрясения – правосторонний сдвиг. Движение осуществлялось по Чалдыранскому разлому, который к моменту землетрясения еще не был выявлен. Максимальные смещения вдоль разлома достигали 4 м, уменьшаясь к восточному концу разлома, где в среднем сдвиг был порядка 2 м [Saroglu, Erdogan, 1983]. Еще одно разрушительное землетрясение Ванского района, эпицентр которого находился в г. Ван, - землетрясение 23 октября 2011 года. [Elliott et al., 2013]. Подземные толчки ощущались за сотни километров [Землетрясения..., 2017]. Механизм очага этого землетрясения определен как взброс со сдвиговой компонентой. Согласно [Саргсян и др., 2017], землетрясения в очаговой зоне Ванского землетрясения наблюдались задолго до главного толчка, с начала 2011 года. За главным толчком последовал интенсивный афтершоковый период.

Еще одно разрушительное землетрясение Ванского района, эпицентр которого находился в г. Ван, – землетрясение 23 октября 2011 года. [Elliott et al., 2013]. Подземные толчки ощущались за сотни километров [Землетрясения..., 2017]. Механизм очага этого землетрясения определен как взброс со сдвиговой компонентой. Согласно [Саргсян и др., 2017], землетрясения в очаговой зоне Ванского землетрясения наблюдались задолго до главного толчка, с начала 2011 года. За главным толчком последовал интенсивный афтершоковый период.

Район двух землетрясений с катастрофическими последствиями, которые произошли в течение относительно короткого промежутка времени, представляют для сейсмологов особый интерес. Очаги Ванских землетрясений 1976 и 2011 гг. располагались на расстоянии около 40 км, при этом разные сейсмические ситуации, предшествовавшие этим двум землетрясениям, по-видимому, предполагают разные условия их возникновения. В предлагаемой работе приводятся результаты анализа пространственных вариаций поля поглощения поперечных волн в районе очагов Ванских землетрясений 1976 и 2011 гг. и их связи с сейсмичностью.

## Материалы и методы

Вариации поля поглощения поперечных волн оценивались методом короткопериодной коды. В работе проанализированы огибающие коды 210 землетрясений М>4,0. При этом использовались трехкомпонентные цифровые велосиграммы, 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. (рис. 1). Эпицентральные расстояния составляли 10–600 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), калоги ФИЦ УГС РАН (http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/new/catalog.pl), Каталог землетрясений Кавказа (http://zeus.wdcb.ru/wdcb/sep/caucasus), а также «Специализированный каталог землетрясений для задач общего сейсмического районирования территории Российской Федерации» [Специализированный каталог...].

В основе работ по изучению пространственно-временных неоднородностей поля поглощения в сейсмически активных районах [Аптикаева, Копничев, 1991], лежат экспери-



Рис. 1. Схема эпицентров землетрясений (1) и расположение регистрирующих станций (2); на взрезке – огибающие коды афтершока землетрясения 2011 г. на частоте 1 Гц по записям нескольких станций. Пояснения в тексте. /

*Fig. 1. Layout of the earthquake epicenters (1) and recording stations (2). Inset: coda waves envelope of the aftershock earthquake 2011 recorded by several station at a frequency of 1 Hz (see explanations in the text)* 

ментальные 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 [Аптикаева, Копничев, 1991, 1992].

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.

Эффективная добротность оценивалась по огибающим короткопериодной коды (в том числе и коды Lg [Каазик и др., 1990]), в интервале частот 1-1,6 Гц, на временах от t-t<sub>0</sub>= $2t_s$  ( $t_0$  – время в очаге,  $t_s$  – время вступления S-волны) до момента достижения амплитудой колебаний уровня микросейсмического фона.

На врезке рисунка 1 в качестве примера приведены огибающие коды афтершока землетрясения 2011 г., записанного несколькими станциями, расположенными в разных азимутах от эпицентра и на разных эпицентральных расстояниях (до станций VANB, AGRB, CUKN, VRTB они составляют соответственно 21, 103, 162, 176 км). Как видно, на временах t-t<sub>0</sub>>2t<sub>s</sub> наклон огибающих коды постоянен и одинаков для всех станций, исключением является интервал t-t<sub>0</sub>=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, составляет порядка 800. На больших глубинах значение добротности по всем четырем огибающим коды существенно ниже Q<sub>S</sub>~100.

Из приведенного 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 изменяется от 40 до 50 км [Vanacore et al., 2013; Duman et al., 2016].

Конкретные значения эффективной добротности приписывались эпицентрам событий. Таким образом, по имеющемуся набору огибающих коды для многих эпицентров землетрясений строилось распределение поля поглощения поперечных волн в верхней мантии.

### Сильнейшие землетрясения района озера Ван на фоне поля поглощения S-волн.

Как следует из рисунка 1, распределение по площади эпицентров землетрясений неравномерно. Такие области, как очаговая зона землетрясения 2011 г., представлены достаточным количеством событий, тогда как в других – эпицентры отсутствуют, поэтому приведенную на рисунке 2 схему 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, в границах рассматриваемого района выделяются блоки слабого поглощения, изометричной в плане 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  $39^{\circ}$ с.ш.), здесь  $Q_{s}$ ~80–110. И только на юге изучаемого района отмечены более низкие значения добротности  $Q_{s}$ =60.

Как видно из рисунка 2, эпицентры сильнейших землетрясений, в том числе и землетрясений 1976 и 2011 гг., как правило, приурочены к границам добротных блоков. Единичные случаи, как например, землетрясение 1903 г., когда эпицентр оказался внутри блока, можно объяснить тем, что разлом, по которому произошла эта подвижка и, который по [Barka, Reilinger, 1997] простирается с северо-востока на юго-запад, на данном этапе исследований в поле поглощения не проявился.

Отметим, что схема, приведенная на рисунке 2, построена без учета афтершоков землетрясения 2011 г. Распределение эффективной добротности в пределах афтершоковой области (по 50 афтершокам) приведено на врезке рисунка 2. Можно заметить, что после землетрясения добротность в очаговой зоне варьирует от 80 до 220, при медианном значении 100. Эпицентральная область землетрясения 2011 г. 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 (рис. 2).



Рис. 2. Сильнейшие землетрясения в границах изучаемого района на фоне поля поглощения S-волн.
1 – изолинии эффективной добротности (без учета огибающих коды афтершоков землетрясения 2011 г.); 2 – землетрясения с M>6.0 по каталогу [Специализированный каталог...], номера соответствуют номерам в таблице. На врезке – распределение эффективной добротности в эпицентральной области землетрясения 2011 г. по его афтершокам (пояснения в тексте). / Fig. 2. Strongest earthquakes within the study area against the background of the S-waves attenuation field. 1 – quality factor isolines (excluding coda waves envelope of the aftershocks earthquake 2011); 2 – earthquake epicenters with M> 6.0 [Specialized catalog...], the numbers correspond to numbers in the table. Inset: quality factor distribution in the earthquake 2011ерісеntral region by its aftershocks (see explanations in the text).

#### Сейсмическая активность в очаговых областях землетрясений 1976 и 2011 гг.

Согласно каталогу [Каталог землетрясений Кавказа...] сейсмическая ситуация перед землетрясением 1976 г. выглядела следующим образом (рис. 3). В течение 11 месяцев до сильного события на северо-востоке от очаговой области будущего землетрясения сформировалась обширная область затишья. Примерно за месяц до сильного события (1, 20 и 21 ноября) произошли три землетрясения K=9, которые обозначили (если судить по афтершоковой области) размеры очага главного толчка (см. рис. 3). Общее количество афтершоков превысило 230. Они, по большей части, относятся к ослабленной зоне, добротность которой  $Q_s=90$  (см. рис. 2), и границе добротного блока. В пределах района, показанного на рисунке 3, выделена также некая область, характеризующаяся не только повышенной сейсмической активностью в предшествующий землетрясению 1976 г. период, но и появляющимися время от времени сейсмическими роями, например, роем землетрясений K=9-10 в августе 1975 г. [Каталог землетрясений Кавказа...].

Согласно каталогу Обсерватории Кандили (http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/ earthquake-catalog/) сейсмическая ситуация перед землетрясением 2011 г. существенно отличалась от описанной выше (рис. 4). С начала 2011 г. до сильного события очаговая область будущего землетрясения не переставала генерировать землетрясения с магнитудой  $m\sim2,0-3,0$ . Афтершоки сильного землетрясения локализованы очень компактно (см. врезку рисунка 4) в перекрестье двух линейных ослабленных зон с добротностью  $Q_s=90$  и на границах небольших добротных блоков, размеры которых в плане составляют 5–10 км.

Механизмы многих афтершоков землетрясения 2011 г., так же, как и главного толчка, по данным NEIC (https://earthquake.usgs.gov/contactus/golden/neic.php) определены как взбросы со сдвиговой компонентой.

#### Таблица 1. / Table 1.

# Параметры землетрясений с M>6,0 по Специализированному каталогу землетрясений для задач общего сейсмического районирования территории Российской Федерации [Специализированный каталог...]. / Earthquakes parameters with M> 6.0 from the Specialized catalog of earthquakes for problems of general seismic zoning of the Russian territory Federation [Specialized catalog...]

			Координаты / Coordinates		Магнитуда
N⁰	Дата / Date	Время / Time	Широта /	Долгота /	$M_{\rm LH}$ / Magnitude
			Latitude	Longitude	$M_{LH}$
1	00.00.1111	00:00:00	38.50	43.40	6,5
2	00.00.1208	00:00:00	38.70	42.50	6,7
3	27.06.1275	00:00:00	38.00	42.00	6,8
4	00.00.1319	00:00:00	39.80	43.50	7,4
5	31.03.1648	00:00:00	38.30	43.50	6,7
6	01.08.1670	00:00:00	38.00	42.00	6,6
7	14.04.1696	00:00:00	39.10	43.90	7,0
8	08.03.1715	06:00:00	38.40	43.90	6,6
9	00.00.1834	00:00:00	39.70	43.70	6,0
10	00.00.1850	00:00:00	39.90	43.30	6,2
11	23.04.1868	03:30:00	40.00	42.50	6,0
12	17.03.1871	00:00:00	38.00	43.00	6,8
13	07.06.1881	00:00:00	38.60	42.80	6,3
14	03.04.1891	00:00:00	39.10	42.50	6,0
15	28.04.1903	23:39:00	39.30	42.30	7,0
16	06.05.1930	22:34:18	37.50 (37.98)	44.70 (44.48)	7,3 (7,6)
17	24.03.1936	19:46:22	39.00	42.00	6,0
18	24.11.1976	12:22:18	39.10	44.00	7,5
19	23.10.2011	10:41:23	38.72	43.51	7,1
В скобках – параметры землетрясения по [Duman et al., 2016] / In brackets – earthquake parameters					
by[Duman et al., 2016]					

Примечательно, что 22-23 февраля 2011 г. в выделенной на рисунке 4 области, обозначенной как «локализация роя», зарегистрирована сейсмическая серия из более 40 событий с m=2,5–4,5 и глубиной h=3–28 км.

## Роевая сейсмичность района исследований

Для выявления серий слабых землетрясений, сконцентрированных в пространстве и во времени, анализировался каталог (http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/earthquake-catalog/) за 2004–2018 гг., при этом, отбирались события с магнитудой m>2,5 в границах изучаемого района. На рисунке 5, показано положение наиболее заметных из выделенных серий, а на рисунке 6, а, б, *в* – распределение событий каждой из них на временной оси.

Магнитуды серии слабых событий 2004 г. (28 февраля – 6 марта) варьируют от 2,8 до 4,2. События локализованы в низкодобротной (ослабленной) зоне. Самое сильное событие m=4,2 произошло 3 марта, т.е. внутри серии. Глубины очагов событий из этой серии варьируют от 5 до 13 км, и только одно землетрясение в конце нее произошло на глубине 27 км.



Рис. 3. Сейсмическая ситуация, предшествующаяземлетрясению 1976 г. (с 1 января по 21 ноября), и положение его афтершоков по [Каталог землетрясений Кавказа...]; 1 – эпицентр землетрясения 24.11.1976, 2 – события за период 01.01–21.11.1976, 3 – афтершоки землетрясения 1976 г., 4 – границы зоны затишья, 5 – локализация роя 02–21.08.1975 (К=9-10), 6 – ослабленные зоны, 7 – добротные блоки /

Fig. 3. Seismic situation prior to the earthquake 1976 (from January 1 to November 21), and the position of its aftershocks [Catalog of Caucasus earthquakes...]; 1 – earthquake epicenter 24.11.1976, 2 – events during the period 01.01–21.11.1976, 3 – aftershocks of earthquake 1976, 4 – boundary of seismic gap, 5 – swarm position 02–21.08.1975 (K=9-10), 6 – weakened zones, 7 – blocks having high Q-factor

По соотношению магнитуд главного события этой серии и последовавших за ним, ее можно отнести к последовательности форшоки-главный толчок-афтершоки.

Три серии 2005–2006 гг. (25 января – 12 февраля 2005 г., 29 мая – 8 июня 2005 г. и 3–20 июня 2006 г.) локализованы в одном месте (рис.5). Первая, самая многочисленная из них, серия включает события с магнитудами m=2,6–4,5, их глубины варьируют от 3 до 32 км. Отнесем рассматриваемую серию к роевой, характерной чертой которой является большой интервал глубин очагов, составляющих ее событий. Серия предшествовала двум относительно сильным землетрясениям 14 и 23 марта 2005 г. с магнитудами 4,6 и 4,7. Положение эпицентров этих землетрясений совпадает с местом локализации серии 2004 г., описанной выше.

Следует отметить, что, несмотря на в целом высокую сейсмическую активность района, за период 2004–2011 гг. выявлено только две роевые серии, представленные несколькими десятками событий – описанная выше серия 25 января – 12 февраля 2005 г. и серия 22 февраля – 10 марта 2011 г. (более 40 событий с m=2,5–4,5 и глубиной h=3–28км). Обе роевые серии ассоциируются с ослабленными зонами, приуроченными к небольшим разломам, которые можно отнести к широким разломным поясам: складчатому надвиговому поясу Загрос-Битлис и Северо-Анатолийскиму разломому.



Рис. 4. Сейсмическая ситуация, предшествующая землетрясению 2011 г. (с 1 января по 23 октября), и его афтершоки (http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/earthquake-catalog/), 1 – эпицентр землетрясения 23.10.2011 г., 2 – события за период 01.01–12.10.2011, 3 – локализация роя 22-23.02.2011. На врезке афтершоки землетрясения 2011 г. Остальные обозначения – на рисунке 3. / Fig. 4. Seismic situation prior to the earthquake 2011 (from January 1 to October 23), and the position of its aftershocks (http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2 / earthquake-catalog /), 1 - earthquake epicenter 23.10.2011, 2 – events during the period 01.01–23.10.2011, 3 – swarm position 22-23.02.2011. Inset: aftershocks of the 2011 earthquake. Other symbols as fig. 3

Обращает на себя внимание изометричность областей локализации роевых серий в плане и вытянутость по вертикали (глубины очагов ~3-30 км). Подобные структуры в тектонически активных зонах, в том числе и на территории Турции, описаны в литературе [Шевченко и др., 2014, 2017; Аптикаева, Аптикаев, 2019]. Часто они интерпретируются как локальные источники деформаций (за счет проникновения в пределы верхней коры глубинных флюидов, привносящих дополнительный минеральный материал, что обусловливает субгоризонтальные напряжения распора). Такие сейсмогенные области, как правило, совпадают с ослабленными зонами сильного поглощения S-волн [Аптикаева, 2012, а, б]. На это указывают и механизмы землетрясений (взбросы), эпицентры которых расположены, например, в области локализации роя 2011 г. (№17 на рисунке 7). Отметим, что механизмы многих афтершоков землетрясения 2011 г., как и главного толчка, по данным NEIC определены как взбросы со сдвиговой компонентой, при том, что большинство землетрясений в этом районе – сдвиги (рис. 7).

Как отмечается в работе [Шевченко и др., 2017], интенсивная локализованная сейсмичность, приуроченная к одномерным объемам разной формы и пространственного положения, вероятнее всего, связана с каналами повышенной проводимости, по которым,



Рис. 5. Положение роев землетрясений изучаемого района. Кружками показаны эпицентры событий: 2004–2011 гг. – по каталогу (http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/earthquake-catalog/) и 1945 г. – по каталогу [Специализированный каталог...]. /

Fig. 5. Position of earthquake swarms within the study area. The circles are the event epicenters: 2004–2011 (http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/earthquake-catalog/) and 1945 [Specialized catalog...].



Рис. 6. Временные вариации сейсмичности в пределах каждой из трех выделенных на рисунке 5 зон. /

Fig. 6. Temporary variations of seismicity within each of the three zones shown in Fig. 5



 Рис. 7. Механизмы очагов землетрясений из эпицентральных зон землетрясений 1976 и 2011 гг. по [Tan et al., 2008; https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/], справа – их параметры. /
 Fig. 7. Focal mechanisms of earthquakes from the epicentral zones of earthquakes 1976 and 2011 [Tan et al., 2008; https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/], on the right - their parameters

мигрируют глубинные флюиды. Выявленные одномерные объемы, по описанным выше признакам, по-видимому, могут быть связаны с такими каналами миграции.

Учитывая, что вслед за интенсивной локализованной сейсмичностью могут возникать крупные сейсмические события, такие как землетрясение 2011 г., или в течение короткого времени – несколько землетрясений меньшей силы, как в 2005 г., такие объемы можно интерпретировать как локальные сейсмогенные источники.

Уместно упомянуть еще об одной серии землетрясений в изучаемом районе – серии 1945 г. Она продолжалась с июля по декабрь, магнитуды событий M<sub>LH</sub>=4,6-5,8, эпицентр максимального толчка с M<sub>LH</sub>=5,8 находился в пределах очаговой области землетрясения 2011 г. (см. рис. 5). Интересно, что в результате этой серии землетрясений имели место крупномасштабные разрушения в районе оз. Ван. Последним перед этой серией событием, оставившим после себя подобные разрушения, было землетрясение 1648 г. с магнитудой M<sub>LH</sub>=6,7 (см. №5 в табл. 1). По-видимому, эту серию можно поставить в один ряд с сильнейшими событиями в районе оз. Ван. Тогда периодичность возникновения таких событий (1945, 1976, 2011 гг.) совпадает с периодом вариаций скорости вращения Земли (~65–70 лет). При этом события 1945 и 2011 гг. произошли на максимуме скорости вращения Земли, а землетрясения 1976 г. – на минимуме. Очевидно, механизмы очагов землетрясений 1976 и 2011 гг. (соответственно сдвиг и взброс) отвечают напряженному состоянию, свойственному каждой из этих двух ситуаций.

## Заключение

В работе рассмотрено положение очагов сильнейших землетрясений и роевой сейсмичности в районе озера Ван на фоне поля поглощения поперечных волн. Поле поглощения получено методом короткопериодной коды, когда по набору огибающих коды для многих эпицентров землетрясений строится распределение поля поглощения в верхней мантии. Более подробно рассмотрена сейсмическая ситуация, связанная с возникновением землетрясений 1976 и 2011 гг.

Полученная структура поля поглощения не является окончательной. Она, сохраняя основные черты, может видоизменяться по мере поступления новых данных.

В районе озера Ван прослеживаются общие, с другими сейсмоактивными зонами, особенности структуры поля поглощения поперечных волн в мантии. Выделяются 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. Среди зон сильного поглощения наиболее заметна широкая зона севернее 39 с.ш., где Q<sub>S</sub>~80–110. Кроме того, выделены линейные зоны сильного поглощения небольшой протяженности, ориентированные в направлениях ЮЗ-СВ и ЮВ-СЗ.

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

Эпицентральная область землетрясения 2011 г. представляет собой объем, добротность которого  $Q_s \sim 100$ , осложненный тремя добротными включениями ( $Q_s \sim 180-220$ ) и двумя секущими зонами более сильного поглощения ( $Q_s \sim 80$ ).

Сейсмическая ситуация, предшествовавшая землетрясению 1976 г., отличалась от таковой перед землетрясением 2011 г. В первом случае, по крайней мере, за год до землетрясения на северо-востоке от очага будущего толчка сформировалась зона затишья. Во втором случае – слабые землетрясения в области очага будущего землетрясения не прекращались в течение года, предшествовавшего главному событию.

За период 2004–2011 гг. выявлено две роевые серии. Одна из них (22 февраля – 10 марта 2011 г.), представленная более чем 40 событиями с m=2,5–4,5 и глубиной h=3–28 км, произошла на северо-западе от области очага землетрясения 2011 г.

Обе роевые серии в той или иной степени ассоциируются с ослабленными зонами. Они либо приурочены к зонам сильного поглощения S-волн (рои 2005-2006 гг.), либо локализованы на границе блока и ослабленной зоны (рой 2011 г.). Гипоцентры роев образуют одномерные объемы (изометричные в плане и вытянутые по вертикали, глубины очагов ~3–30 км).

Как отмечается в работе [Шевченко и др., 2017], интенсивная локализованная сейсмичность, приуроченная к одномерным объемам разной формы и пространственного положения, вероятнее всего, связана с каналами повышенной проводимости, по которым, мигрируют глубинные флюиды. Выявленные одномерные объемы, по описанным выше признакам, по-видимому, могут быть связаны с такими каналами миграции.

Учитывая, что вслед за интенсивной локализованной сейсмичностью могут возникать крупные сейсмические события, такие как землетрясение 2011 г., или за короткое время – несколько землетрясений меньшей силы, как в 2005 г., такие объемы можно интерпретировать как локальные сейсмогенные источники. Другими словами, сейсмическая активность в районе озера Ван в результате дрейфа Аравийской плиты в направлении плиты Евразийской, по-видимому, сочетается с воздействием местных локальных сейсмогенных источников.

# Литература

1. Аптикаева О.И., Копничев Ю.Ф. Тонкая структура литосферы и астеносферы Гармского района и ее связь с сейсмичностью. // Доклады АН СССР. – 1991. – Т. 317. №3. – С. 326–330.

2. Аптикаева 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.

3. Аптикаева О.И. Вариации блоковой структуры и сейсмичности Гармского района на фоне неравномерности вращения Земли. // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2012а. – №4. – С. 55–65.

4. Аптикаева О.И. Особенности циклических вариации поля поглощения S-волн в ослабленных зонах и блоках. // Геофизические исследования. – 2012б. – Т. 13. №3. – С. 35–44.

5. Аптикаева О.И., Аптикаев С.Ф. Поле поглощения S-волн в ближнем районе площадок АЭС по данным сейсмического мониторинга (на примере АЭС «Аккую», Турция). // Геофизические исследования. – 2019. – Т. 20. №2. – С. 56–72.

6. Баграмян А.Х., Геодакян Э.Г., Папалашвили В.Г. Землетрясение 24 ноября в районе озера Ван. // Землетрясения в СССР в 1976 г. – М.: Наука, 1980. – С. 16–18.

7. Землетрясения Северной Евразии. 2011 год. – Обнинск: ФГБУН ФИЦ ЕГС РАН, 2017. – 540 с.

8. Каазик П.Б., Копничев Ю.Ф., Нерсесов И.Л., Рахматуллин М.Х. Анализ тонкой структуры короткопериодных сейсмических полей по группе станций. // Физика Земли. – 1990. – №4. – С. 38–49.

9. Каталог землетрясений Кавказа. / Составитель А.А. Годзиковская/ http://zeus.wdcb.ru/wdcb/ sep/caucasus/

10. Саргсян Г.В., Абгарян Г.Р., Мугнецян Э.А., Геворгян А.А. АРМЕНИЯ. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2017. – С. 63–69.

11. Специализированный каталог землетрясений для задач общего сейсмического районирования территории Российской Федерации. / Ред. Уломов В.И., Медведева Н.С. // http://seismos-u.ifz.ru/ documents/Eartquake-Catalog-%D0%A1%D0%9A%D0%97.pdf

12. Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В. Автономная и плейттектоническая геодинамики некоторых подвижных поясов и сооружений. – М.: Геос, 2017. – С. 610.

13. Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т., Рейлинджер Р.Е. Современная геодинамика Средиземноморской-Малокавказской части Альпийско-Индонезийского подвижного пояса. // Физика Земли. – 2014. – №1. – С. 40–58.

14. Barka A., Reilinger R. Active Tectonics of Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. // Annali Di Geofisica. – 1997. – Vol. X2. No.3. – Pp. 587–610.

15. Duman T.Y., Can T., Emre O., Kadirioglu F.T., Basturk N.B., Kılıc T., Arslan S., Ozalp S., Kartal R.F., Kalafat D., Karakaya F., Azak T.E., Ozel N.M., Ergintav S., Akkar S., Altınok Y., Tekin S., Cingoz A., Kurt A.I. Seismotectonic database of Turkey // Bull Earthquake. – 2016. – Vol. 16. Issue 8. – Pp. 3277–3316.

16. Elliott J., Copley A., Holley R., Scharer K., Parsons B. The 2011 Mw 7.1 Van (Eastern Turkey) earthquake // J. Geophys. Res. Solid Earth. – 2013. – Vol. 118. – Pp. 1619–1637.

17. McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksoz M.N., Veis G. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. // J. Geophys. Res. – 2000. – Vol. 105. No. B3. – Pp. 5695–5719.

18. Şaroğlu F., Erdoğan R. Çaldıran Fayı'nındepremsonrasıhareketiileilgiligözlemler (Observations on post seismic slip along Çaldıran Fault). // Yeryuvarıveİnsan. – 1983. – No.8. – Pp. 10-11.

19. Tan O., Tapirdamaz M.C., Yoruk A. The Earthquake Catalogues for Turkey // Turkish J. Earth Sci. – 2008. – Vol. 17. – Pp. 405–418.

20. Vanacore E.A., Taymaz T., Saygin E. Moho structure of the Anatolian Plate from receiver function analysis. // Geophys. J. Int. – 2013. – Vol. 193. – Pp. 329–337.

#### References

1. Aptikaeva O.I., Kopnichev Yu.F. Fine structure of the lithosphere and asthenosphere in the Garm area and its relationship to seismicity, Dokl.Akad. Nauk.SSSR, 1991, Vol. 317, No. 3. pp. 326–330. (In Russ.)

2. Aptikaeva O.I. Kopnichev Yu.F. Detailed mapping of the lithosphere and asthenosphere of the Garm region by transverse-waveattenuation, Volcanology and seismology, 1992, No. 5-6. pp. 101–118. (In Russ.)

3. Aptikaeva O.I. Variations in block structure and seismicity of the Garm Research Area in the background of nonuniform rotation of the Earth, Vopr. Inzh. Seismol., 2012a, Vol. 39, No. 4. pp. 55–65. (In Russ.)

4. Aptikaeva O.I. Cyclic variations characteristics of the s-waves attenuation field in the fault zones and blocks, Geophysical research, 2012b, Vol. 13, No. 3. pp. 35–44. (In Russ.)

5. Aptikaeva O.I., Aptikaev S.F. S-waves attenuation field in the near region of NPP sites by seismic monitoring data (example on the Akkuyu NPP, Turkey), Geophysical research, 2019, Vol. 20, No. 2. pp. 56–72. (In Russ.)

6. Bagramyan A.Kh., Geodakyan E.G., Papalashvili V.G. The earthquake on 24 November near Lake Van, Earthquakes in the USSR in 1976, Moscow: Nauka, 1980. pp. 16–18. (In Russ.)

7. Earthquakes of the Northern Eurasia, 2011. Obninsk: GS RAS, 2017. 540 p. (In Russ.)

8. Kaazik P.B. and Kopnichev Yu.F. Numerical Modeling of the SnWave Group and Coda in an Earth with Varying Velocity and Attenuation, Vulkanol. Seismol, 1990, No. 6. pp. 74–87. (In Russ.)

9. Catalog of Caucasus earthquakes, Compiled by A.A. Godzikovskaya, http://zeus.wdcb.ru/wdcb/ sep/caucasus/ (In Russ.)

10. Sargsyan G.V., Abgaryan G.R., Mughnetsyan E.A., Gevorgyan A.A. ARMENIA, Earthquakes of the Northern Eurasia, 2011.Obninsk: GS RAS, 2017. pp. 63–69. (In Russ.)

11. Specialized catalog of earthquakes for problems of general seismic zoning of the Russian territory Federation / Red. Ulomov V.I., Medvedeva N.S. http://seismos-u.ifz.ru/documents/Eartquake-Catalog-%D0%A1%D0%9A%D0%97.pdf. (In Russ.)

12. Shevchenko, V. I., Lukk A. A., Prilepin, M. T., Reilinger, R. E., Present-Day Geodynamics of the Mediterranean–Lesser Caucasus Part of the Alpine–Indonesian Mobile Belt, Izvestiya, Physics of the Solid Earth, 2014, V. 50, No.1. pp. 40–58. (In Russ.)

13. Shevchenko, V.I., Lukk, A.A., Guseva, T.V. Autonomous and plateau geodynamics of some mobile belts and structures, M.: GEOS, 2017, 612 p. (In Russ.)

14. Barka A. and Reilinger R. Active Tectonics of Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, Annali Di Geofisica, 1997, Vol. X2, No. 3. pp. 587–610.

9. Duman T.Y., Can T., Emre O., Kadirioglu F.T., Basturk N.B., Kılıc T., Arslan S., Ozalp S., Kartal R.F., Kalafat D., Karakaya F., Azak T.E., Ozel N.M., Ergintav S., Akkar S., Altınok Y., Tekin S., Cingoz A., Kurt A.I. Seismotectonic database of Turkey, Bull. Earthquake Eng., DOI 10.1007/s10518-016-9965-9

11. Elliott, J., Copley, A., Holley, R., Scharer, K., Parsons, B., The 2011 Mw 7.1 Van (Eastern Turkey) earthquake, J. Geophys. Res. Solid Earth, 2013, Vol. 118. pp. 1619–1637.

13. McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksoz M.N., and Veis G. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, J. Geophys. Res. 2000, Vol. 105, No. B3. pp. 5695–5719.

15. Şaroğlu F., Erdoğan R. Observations on post seismic slip along Çaldıran Fault. Yeryuvarıve İnsan, 1983, No. 8 pp.10–11. (in Turkish).

19. Tan O., Tapirdamaz M.C., Yoruk A. The Earthquake Catalogues for Turkey, Turkish J. Earth Sci., 2008, Vol. 17. pp. 405–418.

20. Vanacore E.A., Taymaz T., Saygin E. Moho structure of the Anatolian Plate from receiver function analysis, Geophys. J. Int. 2013, Vol. 193. pp. 329–337.