

СЛАБАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ И СИЛЬНЕЙШИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ФОНЕ ВАРИАЦИЙ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН

© 2023 г. О. И. Аптикаева*

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

*E-mail: aptikaevaoi@mail.ru

Поступила в редакцию 09.09.2022 г.

После доработки 04.11.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

Рассматривается роль относительно слабых землетрясений как инструмента изучения среды, в том числе, в процессе реализации сильных событий. Рассмотрена пространственная структура поля поглощения нескольких сейсмоактивных районов (Гармского прогностического полигона в Таджикистане, Алтай, Кавказа, Восточной Анатолии, Западного Тянь-Шаня), а также эпицентральных областей ряда сильнейших землетрясений и приуроченность к ней “заглубленной” сейсмичности. Показано, что поле поглощения, полученное по короткопериодной коде слабых землетрясений в сейсмически активных районах, неоднородно и состоит из добротных блоков и ослабленных зон сильного поглощения. Отмечается неравномерность распределения “заглубленных” землетрясений. Она связывается с блоковым строением: в ослабленных зонах их доля больше, чем в добротных блоках. Демонстрируются примеры вариации активности “заглубленной” сейсмичности в ослабленных зонах. Она варьирует во времени, увеличиваясь перед сильными землетрясениями. Приводятся факты, свидетельствующие о существовании связи между скоростью вращения Земли и активностью “заглубленной” сейсмичности. Приводятся примеры активизации слабой сейсмичности в виде сейсмических роев (серий слабых землетрясений, сконцентрированных в пространстве и во времени) в связи с сильными событиями. Характерной чертой этих роевых серий является изометричность областей локализации землетрясений в плане и вытянутость по вертикали. Они, как правило, совпадают с ослабленными зонами сильного поглощения S-волн. Интенсивная локализованная сейсмичность, приуроченная к одномерным объемам, вероятнее всего, связана с каналами повышенной проводимости, по которым, мигрируют глубинные флюиды. Активизация роевых серий является результатом активной миграции глубинных флюидов и роста флюидонасыщенности ослабленных зон. Флюиды, в свою очередь, являются катализатором процессов, приводящих к уменьшению прочности пород и разрушению блоков в эпицентральных зонах. В данном случае кластеры, к которым относятся роевые серии, могут рассматриваться как локальные сейсмогенные зоны. Появление компактных изометричных в плане и близвертикальных в разрезе кластеров слабой сейсмичности нередко наблюдается и вне эпицентральных зон сильных землетрясений. Такие зоны могут быть просто индикаторами сеймотектонической обстановки в регионе в целом. Предполагается, что резкое изменение динамики атмосферного давления в период подготовки сильного землетрясения на гидрометеостанциях, расположенных в таких районах, является следствием межгеосферного взаимодействия литосферы и атмосферы. Одним из основных механизмов аномального поведения атмосферного давления в процессе реализации сильных событий представляется глубинная дегазация. Она наиболее активна в ослабленных зонах. Механизмы воздействия глубинной дегазации на внешние геосферы остаются предметом дискуссий.

Ключевые слова: кода-волны, добротность, поле поглощения S-волн, роевая сейсмичность, межгеосферные взаимодействия.

DOI: 10.31857/S0002333723030018, EDN: JZKIUJ

ВВЕДЕНИЕ

Еще академик Г.А. Гамбурцев отмечал, что регистрация слабых землетрясений является одной из наиболее важных задач, т.к. “с одной стороны это способствует убыстрению сбора сейсмостатистических данных, с другой — поможет ответить на вопрос о существовании слабых сейсмических

толчков перед ощутимыми землетрясениями, а пространственно-временное распределение очагов слабых землетрясений может пролить свет на процесс вспарывания в очаге” [Г.А. Гамбурцев..., 2017].

В настоящей работе рассматривается роль относительно слабых землетрясений как инструмента изучения среды, в том числе в процессе реализации

сильных событий. Из всего многообразия направлений использования слабых землетрясений основное внимание в работе уделяется исследованию поля поглощения по огибающим их короткопериодной коды и особенностям распределения в нем близвертикальных кластеров сейсмичности. Близвертикальные кластеры очагов землетрясений чаще всего упоминаются в литературе в связи с возникновением землетрясений как до главного события, так и в афтершоковый период [Papadimitriou et al., 2006; Wang, Zhao, 2006; Габсатарова, 2014] и в связи с извержениями вулканов [Kilburn, 2003; McNutt, 1996; Yukutake et al., 2010]. При этом в большинстве случаев указывается на отсутствие связи скоплений очагов землетрясений с активными разломами. В работах [Шевченко и др., 2011; 2017] описаны столбообразные близвертикальные скопления очагов землетрясений на территории Гармского геодинамического полигона (Таджикистан). Близкие им по морфологии и положению в земной коре скопления очагов афтершоков выявлены в связи с Алтайским (2003), Нефтегорским (1996), Култукским (2008), Дагестанским (1970) землетрясениями. По мнению авторов этих работ, приуроченность скоплений очагов к каким-либо элементам тектонической структуры регионов отсутствует, на основании чего высказывается предположение, что связаны они с поступлением глубинных флюидов. А в работе [Захаров и др., 2013] сделан вывод, что наиболее вероятным механизмом генерации близвертикальных кластеров сейсмичности, не связанных с сильными землетрясениями, является активизация сейсмичности под действием флюидов.

К вопросу оценки добротности среды в сейсмически активных районах по характеристикам коды Q_c слабых землетрясений обращались давно [Раутиан и др., 1981]. Построены сводные огибающие для каждого из районов, получены частотные зависимости Q_c . Изучать частотную зависимость Q_c продолжают с помощью современных методов обработки цифровых записей, что позволяет привлекать огромные объемы данных, при этом используются унифицированные программы обработки коды землетрясений, например (см. [Сычева и др., 2015; Havskov et al., 2016]). Продолжают появляться работы, касающиеся природы сейсмических колебаний в коде [Shengelia et al., 2020], рассматриваются вариации Q_c в связи с возникновением сильных событий [Rahimi, Namzehlloo, 2008].

Современные исследования по изучению латеральных вариаций добротности среды с помощью сейсмотомографических моделей с использова-

нием различных типов волн в силу невысокого разрешения позволяет выявлять только крупные аномалии добротности, размером порядка $1.5 \times 1.5^\circ$ [Zor et al., 2007; Kaviani et al., 2015].

В данной работе латеральные вариации добротности среды, полученные по огибающим короткопериодной коды слабых землетрясений, использовались для изучения блокового строения сейсмоактивных районов. Исследование неоднородностей литосферы и астеносферы методом короткопериодной коды [Аптикаева, Копничев, 1991; 1992] позволяет детально картировать неоднородности поля поглощения в коре и верхней мантии и выявлять потенциально опасные зоны, где существуют условия, способствующие генерации сильных землетрясений. Следует отметить, что пространственные вариации поля поглощения сейсмоактивных районов изучаются и другими методами, например, методом, основанным на анализе отношения максимальных амплитуд волн S_n и P_n [Копничев, Соколова, 2010; 2019]. Результаты картирования неоднородностей поля поглощения S -волн в литосфере с помощью этого метода не только не противоречат результатам, полученным методом короткопериодной коды, но и на качественном уровне дополняют их [Аптикаева, 2020].

К анализу в данной работе привлекались самые последние сейсмологические данные, пополнение которых из года в год способствует продолжению начатых ранее исследований в плане детализации структуры поля поглощения в ряде сейсмоактивных районов [Аптикаева, 2007; 2019a] и анализа на ее основе сейсмотектонической обстановки, в частности, активизации слабой роевой сейсмичности в связи с сильными событиями [Аптикаев, Аптикаева, 2017; 2019; Аптикаева, 2019a; 2019b].

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЙОНОВ И ПРИУРОЧЕННОСТЬ К НЕЙ “ЗАГЛУБЛЕННОЙ” СЕЙСМИЧНОСТИ

Методика построения трехмерной структуры поля поглощения поперечных волн по короткопериодной коде в сейсмоактивных районах [Аптикаева, Копничев, 1992] опробована на данных более чем 40-летнего сейсмического мониторинга на Гармском прогностическом полигоне в Таджикистане и использована на Алтае [Аптикаева, 2017], Кавказе [Аптикаева, 2019a; 2020], в Восточной Анатолии [Аптикаева, 2019b], в районе Западного Тянь-Шаня (восточного обрамления Ферганской впадины) [Аптикаева, 2018] и непо-

средственно в Ферганской зоне [Аптикаева, 2021], а также в эпицентральных областях ряда сильнейших землетрясений [Аптикаева, 2007; 2014].

Результаты этих работ говорят о том, что поле поглощения в сейсмоактивных районах чрезвычайно неоднородно и включает в себя изометричные в плане добротные блоки и линейные зоны сильного поглощения (ослабленные зоны).

Ослабленные зоны в разрезе представлены перемежением слоев сильного и слабого поглощения. В рамках выбранной модели формирования короткопериодной коды вариации поглощения *S*-волн мы связываем с содержанием флюидов в соответствующих слоях земной коры и верхней мантии. Флюидонасыщенность и мощность слоев сильного поглощения в значительной степени определяет уровень сейсмической активности в каждом конкретном сейсмоактивном районе. Так, поглощение *S*-волн в подкоровом флюидонасыщенном слое очаговой области Чуйского землетрясения 2003 г. на Алтае сравнимо с таковым в очаговой области Газлийского землетрясения 1984 г. (Узбекистан), но заметно меньше, чем в очаговой области Джиргатальского землетрясения 1984 г. (Таджикистан). Повышенной вязкостью этого слоя, по-видимому, можно объяснить относительно низкий уровень сейсмической активности на Алтае и в Газли [Аптикаева, 2007; 2014].

Эпицентры сильнейших землетрясений локализованы в местах максимального контраста поглощения. Выходы разрывов на поверхность в пределах их очаговых областей приурочены к зонам сильного поглощения [Аптикаева, 2007; 2014].

При проведении эпицентральных наблюдений в очаговой зоне Чуйского землетрясения в стороне от выхода разрыва на дневную поверхность, а также в стороне от основного облака афтершоков был выявлен компактный изометричный в плане и близвертикальный в разрезе кластер слабой сейсмичности, который оказался не связанным ни с какими известными геологическими структурами. Эпицентральные наблюдения проводились достаточно плотной сетью временных сейсмических станций, чтобы обеспечить высокую точность локализации гипоцентров афтершоков. Кластер оказался компактным не только в пространстве, но и во времени — основная часть составляющих его событий произошла в течение недели. Аналогичный кластер был выявлен и в очаговой области Нефтегорского землетрясений 1995 г. [Шевченко и др., 2011].

Описанное выше явление представляется необычайно интересным, так как с подобным мы

сталкивались и в других сейсмоактивных районах, в том числе, на Гармском прогностическом полигоне (Таджикистан). Здесь на глубинах больших 10–12 км [Лукк, 2011] в течение всего периода наблюдений (более 40 лет) существовал подобный кластер (“сейсмогенное тело”), в пределах которого преобладали механизмы срез—врез и близвертикальное удлинение. По мнению цитируемого автора, это может быть следствием доставки сюда флюидами и переотложения минерального материала. Активное увеличение объема слоистых пород Таджикской депрессии в результате проникновения в пределы верхней коры глубинных флюидов, привносящих дополнительный минеральный материал, обуславливает субгоризонтальные напряжения распора и является определяющим в сеймотектоническом деформировании земной коры в пределах Гармского полигона.

Логично полагать, что проникновение глубинных флюидов осуществляется в пределах ослабленных зон, а не блоков. В силу вертикальной неоднородности ослабленных зон здесь на больших глубинах могут формироваться области контрастного поглощения — перемежения флюидонасыщенных слоев сильного поглощения и флюидонепроницаемых слоев слабого поглощения (межблоковых перемычек). В этом случае заглубленные землетрясения могут ассоциироваться с разрушением последних.

Отметим, что “сейсмогенное тело” в пределах Гармского полигона большей своей частью совпадает с одной из приведенных в работе [Аптикаева, 2013] ослабленных зон и расположено в непосредственной близости от сейсмически активного района Каудалья. Ослабленная зона, в свою очередь, характеризуется повышенной (по сравнению с добротными блоками) плотностью землетрясений с заглубленными (более 14 км) очагами (рис. 1а).

Тот факт, что активность “заглубленной” сейсмичности варьирует во времени, отмечался давно, например, [Нерсесов и др., 1979]. “Заглубленная” сейсмичность в пределах рассмотренной выше ослабленной зоны активизируется перед большинством сильных землетрясений района, при этом обнаруживается цикличность в активизации сейсмичности — максимумы активности наблюдаются примерно через каждые 10 лет (рис. 1б). За одним из них последовала серия землетрясений с $K \sim 13$, большинство из которых произошло в непосредственной близости в Каудальской зоне (рис. 1а)

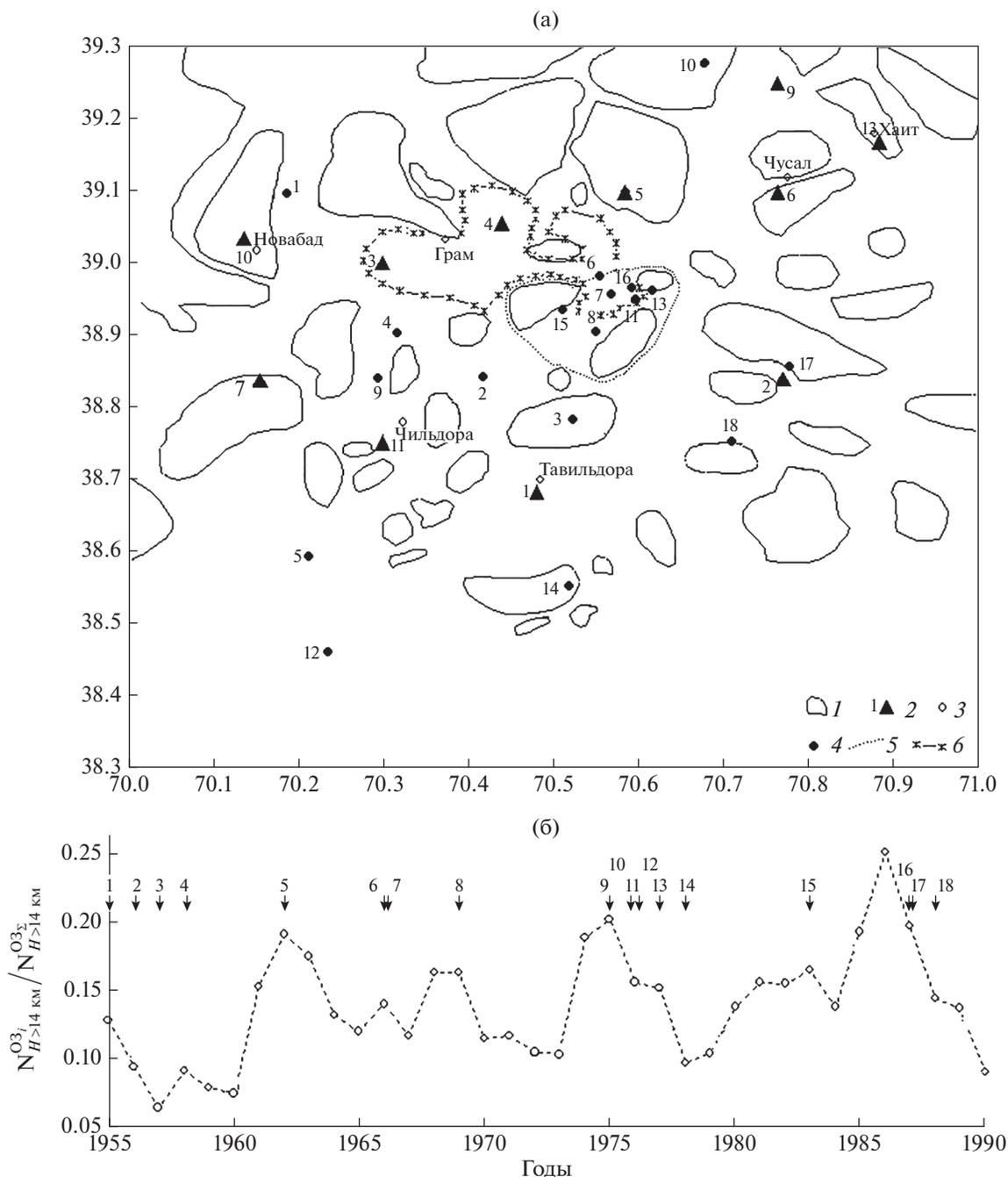


Рис. 1. Пространственное распределение эпицентров землетрясений с $K \geq 12.5$ (а): 1 – границы блоков; 2 – сейсмические станции; 3 – населенные пункты; 4 – эпицентры землетрясений; 5 – границы Каудальской зоны; 6 – контуры ослабленной зоны с максимальной плотностью эпицентров землетрясений с $H > 14$ км. Отношение числа землетрясений с $H > 14$ км, которые произошли в ослабленной зоне за год, к числу таких землетрясений из всех ослабленных зон района (б). Стрелками отмечены моменты возникновения землетрясений с $K \sim 13$.

Отметим, что появление компактных изометричных в плане и близвертикальных в разрезе кластеров слабой сейсмичности нередко наблюдается и вне эпицентральных зон сильных землетрясений. Из анализа материалов сейсмической станции Наманган (Узбекистан) следует, что для

этого района характерны сейсмические активизации с признаками группировки (роевая сейсмичность). Периоды активизаций сейсмичности, длительность которых составляет 1–2 мес., сменяются периодами затишья. На рис. 2 приведены примеры роевых серий, начиная с 1984 г.,

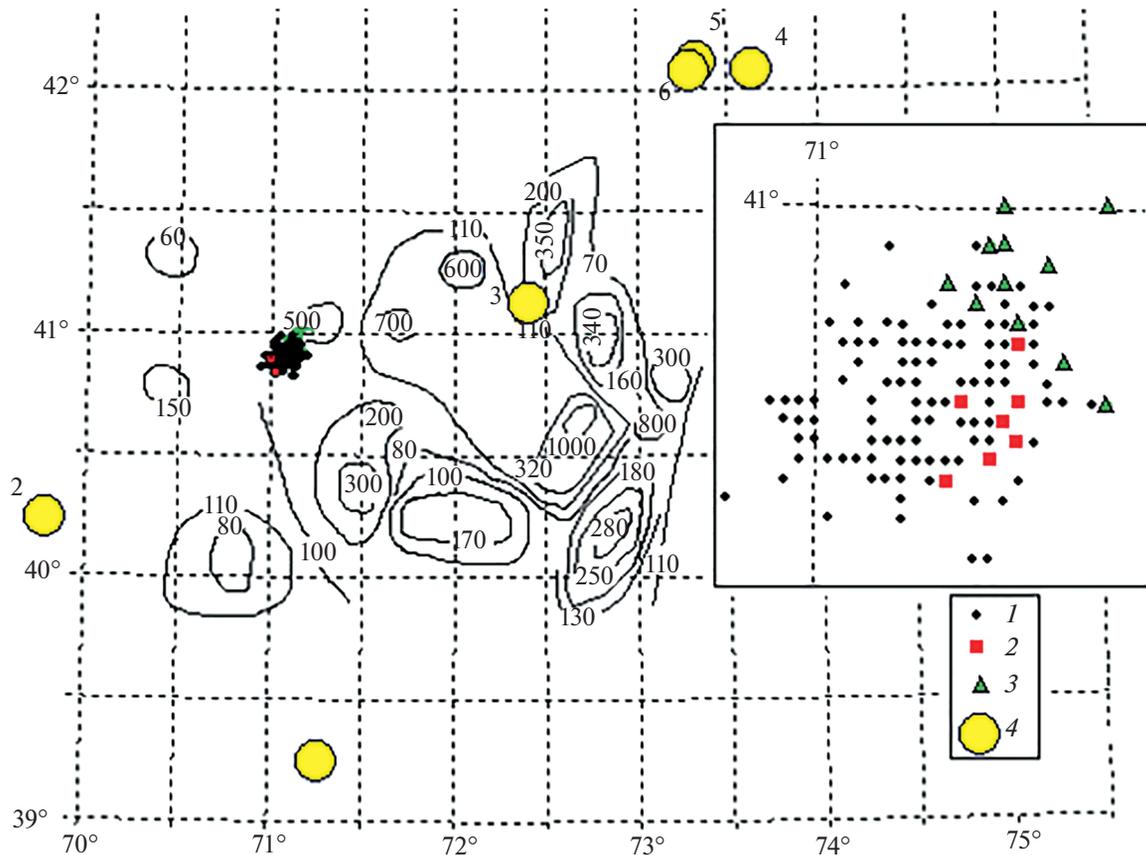


Рис. 2. Роевые серии землетрясений в Папской зоне 1–3, зарегистрированные соответственно в феврале 1984 г., апреле 1985 г., ноябре 1991 г. (они же на врезке) перед сильными региональными землетрясениями $M > 6.4$ на фоне изолиний эффективной добротности Q_s на частоте 1 Гц и глубине менее 200 км, номера соответствуют табл. 1.

когда в зоне Папского роя землетрясений в течение периода с 28 января по 5 февраля зарегистрировано 94 землетрясения $K = 7-12$.

Примечательно, что роевые серии в Папской зоне предшествуют сильным региональным землетрясениям в 1984, 1985 и 1992 гг. (рис. 2). Характерной чертой этих роевых серий является изометричность областей локализации землетрясе-

ний в плане и вытянутость по вертикали (глубины $\sim 5-25$ км).

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

Таблица 1. Параметры сильных региональных землетрясений, приведенных на рис. 2

№	Дата	Время	Координаты		H	M	Название
			Широта, °	Долгота, °			
1	26.10.1984	20:22:20	39.25	71.26	15	6.3	Джиргатальское
2	13.10.1985	15:59:52	40.30	69.80	10	6.0	Кайраккумское
3	15.05.1992	8:08:59	41.10	72.42	5	6.3	Суусамырское
4	19.08.1992	2:04:36	42.07	73.63	25	7.5	
5	19.08.1992	3:12:05	42.11	73.34	22	6.9	
6	19.08.1992	3:20:30	42.07	73.28	33	6.8	

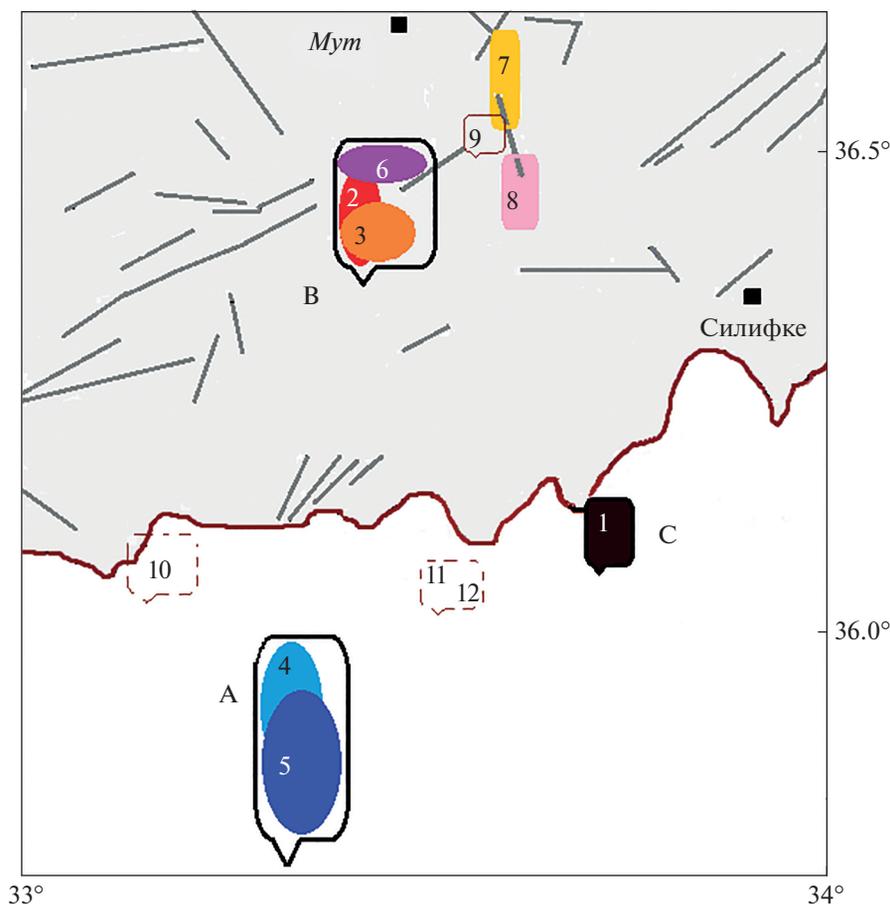


Рис. 3. Контуры выявленных компактных кластеров активизации слабых землетрясений 2011–2021 гг. (номера роев см. в табл. 2); штриховые контуры – растянутая во времени активизация в пределах кластера.

флюиды. Выявленные области локализации роевых серий в Папской зоне, по-видимому, могут быть связаны с такими каналами миграции.

Другим примером может служить активизация слабых землетрясений в виде краткосрочных роев или более растянутая во времени активизация, выявленная при анализе временных вариаций сейсмичности в пределах трех кластеров в окрестностях района строительства АЭС “Аккую” (на суше и в море) [Аптикаев, Аптикаева, 2017]. Ее иллюстрирует рис. 3, где вместо эпицентров роев слабых землетрясений показаны их примерные границы. Диапазон изменения глубин в кластерах А и В достигает 20 км, тогда как глубины афтершоков сильнейшего для этого района землетрясения с $M = 3.9$ (кластер С на рис. 2) варьируют незначительно.

Сравнивая локализацию роев слабых землетрясений со структурой поля поглощения и тектоническим строением района можно заключить, что они могут быть как связанными с тектоническими элементами, так и не связанными с ними,

а вот о том, что они связаны с ослабленными зонами можно говорить более уверенно.

Активизация слабой сейсмичности в кластерах в 2011–2021 гг. происходила более или менее синхронно с землетрясениями Восточного Средиземноморья с магнитудой $M > 5.0$ и глубиной очагов >35 км (табл. 2), эпицентры которых показаны на рис. 4. При этом сильные землетрясения связаны с известными в регионе разломами, тогда как кластеры слабой сейсмичности явной связи с тектонической структурой района не имеют.

Характеристики поля поглощения в кластерах А и В близки между собой [Аптикаева, Аптикаев, 2019] и аналогичны характеристикам, полученным по землетрясениям, локализованным вблизи разломов, и афтершокам землетрясения 03.05.2012 г. Поглощение S -волн за пределами разломов и кластеров заметно меньше.

Как уже отмечалось, в рамках выбранной модели формирования короткопериодной коды вариации поглощения S -волн связываются с содержанием флюидов в соответствующих слоях зем-

Таблица 2. Периоды возникновения роевых серий и землетрясений Восточного Средиземноморья с $M_L \geq 5.0$

Роевые серии землетрясений		Землетрясения Восточного Средиземноморья с $M_L \geq 5.0$ (I–XV)	
1	Афгершоки землетрясения 03.05.2012 ($M_L=3.9$)	I	10.06.2012 г., $M_L = 6.0$
		II	09.07.2012 г., $M_L = 5.6$
2	24.06–25.06.2013 г.	III	28.12.2013 г., $M_L = 5.9$
3	06.11–13.11.2013 г.		
4	04.05–13.05.2014 г.	IV	11.06.2014 г., $M_L = 5.0$
		V	04.09.2014 г., $M_L = 5.3$
5	19.02–27.03.2015 г.	VI	27.03.2015 г., $M_L = 5.2$
6	12.08–26.08.2015 г.	VII	18.08.2015 г., $M_L = 5.0$
7	29.07.2016–20.02.2017 гг.	VIII	27.09.2016 г., $M_L = 5.3$
		IX	20.12.2016 г., $M_L = 5.4$
8	12.09–17.11.2017 г.	X	01.09.2017 г., $M_L = 5.1$
9	22.11–27.12.2019 г.	XI	10.12.2019 г., $M_L = 5.3$
10	03.04–25.06.2020 г.	XII	28.06.2020 г., $M_L = 5.4$
11	12.10.2020–23.01.2021 гг.	XIII	05.12.2020 г., $M_L = 5.5$
		XIV	21.01.2021 г., $M_L = 5.1$
12	19.06–21.10.2021 гг.	XV	19.10.2021 г., $M_L = 6.1$

ной коры и верхней мантии, повышенная или пониженная флюидонасыщенность отражается на характеристиках коды, приводя, соответственно, к заметному увеличению или уменьшению ее наклона. Исходя из этого, выделенные кластеры, наряду с зонами разломов, могут быть отнесены к ослабленным флюидонасыщенным зонам. Отмеченные на рис. 4, геотермальные области по работе [Uluosak et al., 2016] соответствуют некоторым выявленным нами ослабленным флюидонасыщенным зонам.

По мнению ряда авторов есть убедительные доказательства, свидетельствующие, что поднятие Центрально-Анатолийского плато и региональная тектоническая эволюция могут быть связаны с вертикальными воздействиями, например, с движением мантии [Cosentino et al., 2011; Özsayin et al., 2013; Yurur, Temel, Kose, 2002; Schildgen et al., 2012].

В работах [Шевченко и др., 2014; 2017] также отмечается, что в регионе в целом привнесение дополнительного минерального вещества восходящими потоками глубинных флюидов в верх-

нюю часть земной коры происходило в позднеюрское, меловое и палеогеновое время (и продолжается в настоящем). Высокий тепловой поток, термоминеральные источники, сольфатарные и фумарольные поля, кайнозойский вулканизм можно рассматривать как признаки такого восходящего потока [Aydin et al., 2005; Dhont et al., 1998; Tezcan, 1995]. Подобные проявления в большей степени характерны для смежных с районом размещения АЭС “Аккую” зон, окаймляющих его с запада, севера и востока [Uluosak et al., 2016].

Район размещения АЭС “Аккую” является для Турции зоной с наименее выраженными деформациями, минимальными напряжениями [Allmendinger et al., 2007], а также наименьшей сейсмической активностью [Tan et al., 2008]. Описанные выше сейсмические активизации случаются здесь довольно редко и представлены слабыми событиями. Поэтому рассматривать описанные выше кластеры как локальные сейсмогенные зоны, подобные выявленным в зонах с высокой сейсмической активностью, нет достаточных оснований. Такие зоны могут быть просто индикатора-

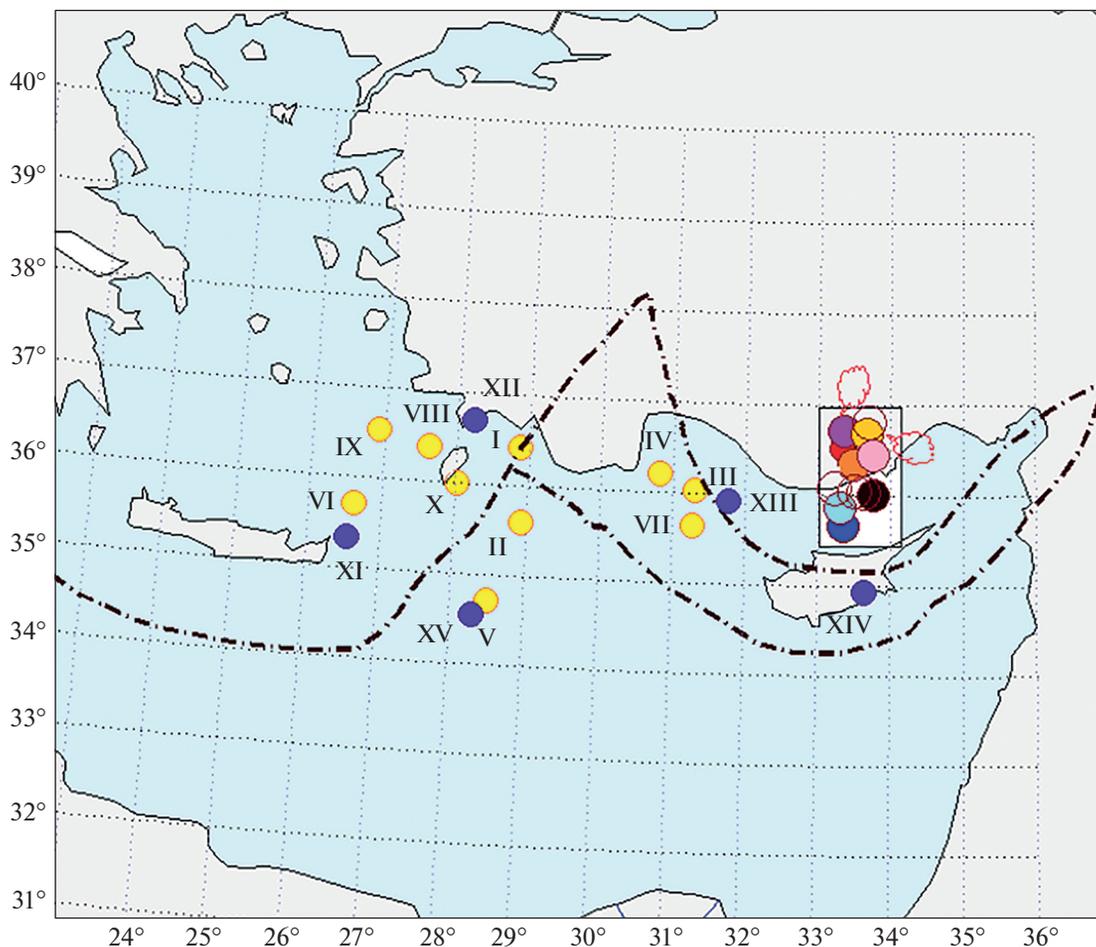


Рис. 4. Сейсмическая активность Восточного Средиземноморья в 2011–2021 гг. (I–XV в табл. 2). Кружки – положение компактных кластеров активизации слабых землетрясений (цвет такой же, как на рис. 3); облака – положение геотермальных областей по работе [Uluocak et al., 2016]). Основа – упрощенная тектоническая карта Восточно-Средиземноморского региона по работе [Gulen et al., 2002].

ми сеймотектонической обстановки в регионе в целом.

СЕРИИ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ АНАТОЛИИ, СКОНЦЕНТРИРОВАННЫХ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВО ВРЕМЕНИ

Следует отметить, что, несмотря на, в целом, высокую сейсмическую активность района восточной Анатолии, за период 2004–2011 гг. выявлено только две сконцентрированные во времени роевые серии, представленные несколькими десятками событий (рис. 5).

Первая серия (с 25 января по 2 февраля 2005 г.) включала 112 событий с магнитудами $M = 2.6–3.9$, их глубины варьировали от 3 до 32 км. Характерной чертой этой серии являлся широкий интервал глубин очагов составляющих ее событий,

причем в течение серии глубина очагов уменьшалась (очаги “всплывали”). Серия предшествовала двум относительно сильным землетрясениям 14 и 23 марта 2005 г. с магнитудами 4.6 и 4.7 (рис. 6а).

Другая серия землетрясений (с 22 февраля по 10 марта 2011 г.) включала более 40 событий с $M = 2.5–4.5$ и глубиной $h = 3–28$ км (рис. 6б). Очаги землетрясений, составляющих эту серию, также “всплывали” с течением времени. Серия предшествовала сильнейшему Ванскому землетрясению 23.10.2011 г. с магнитудой 7.1.

За прошедшие после Ванского землетрясения 10 лет в этом районе произошло три события с магнитудами около 6.0, в феврале и июле 2020 г., их эпицентры показаны на рис. 5. Им предшествовала роевая серия 07.10.2019–17.01.2020 гг. с магнитудами от 1.5 до 2.4, где прослеживалась та же тенденция “всплывания” очагов по мере приближения к моменту главного события (рис. 6в).

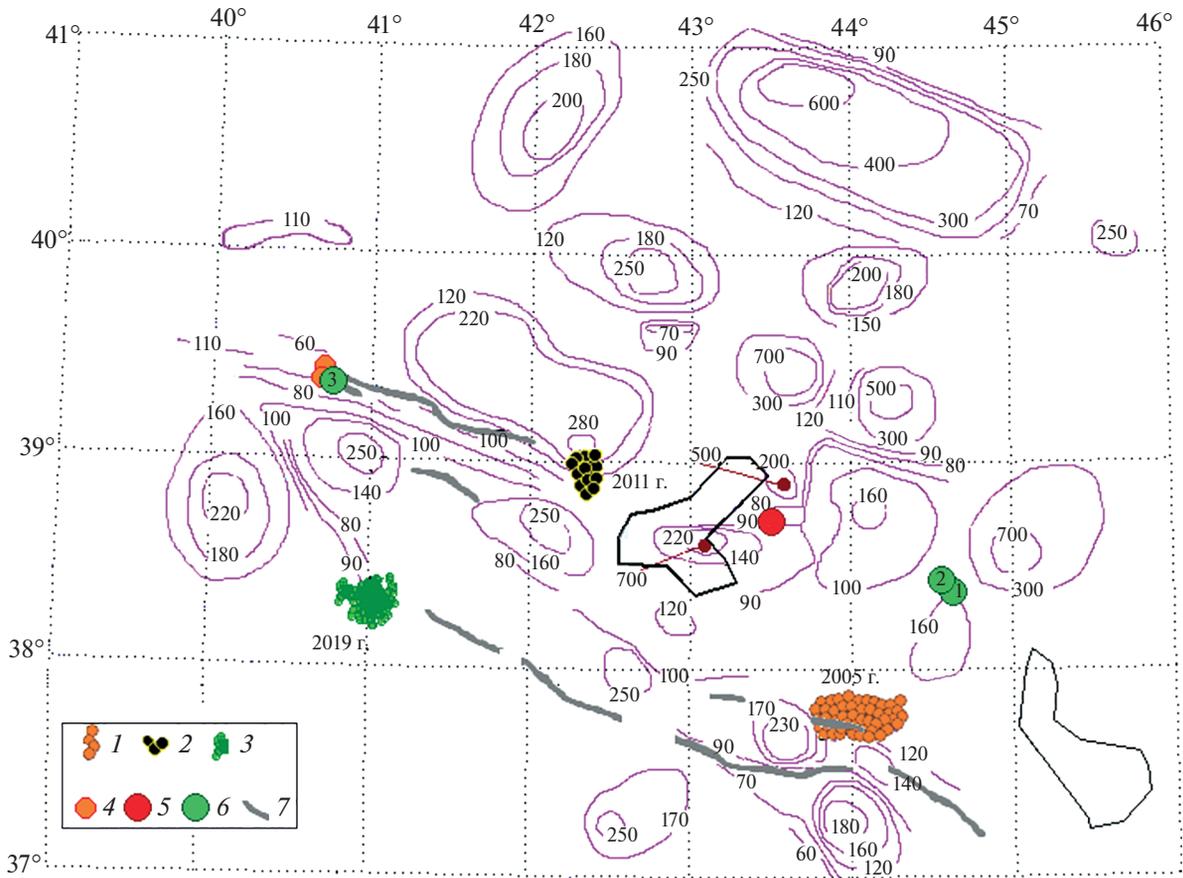


Рис. 5. Положение роев землетрясений на фоне изолиний добротности Q_s в верхней мантии на частоте 1 Гц. Кружками показаны эпицентры событий: 2005–2021 гг.: 1–3 – рои соответственно 2005, 2011, 2019 гг.; 4 – эпицентры землетрясений 14 и 23 марта 2005 г.; 5 – эпицентр землетрясения 2011 г. с $M > 7.0$; 6 – эпицентры землетрясений 2020 г. с $M \sim 6.0$; 7 – разломы.

Все эти роевые серии ассоциируются с ослабленными зонами, приуроченными к небольшим разломам, которые можно отнести к широким разломным поясам: складчатому надвиговому поясу Загрос-Битлис и Северо-Анатолийскому разлому, а характерной их чертой является широкий диапазон глубин очагов включенных в них событий, а также тенденция к “всплыванию” очагов в течение серии.

БАРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ АТМОСФЕРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ В ПЕРИОД ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Чтобы говорить о диапазоне глубин очагов слабых землетрясений, нужно располагать плотной сетью сейсмических станций, что, к сожалению, встречается далеко не всегда. На рис. 7 показано распределение эпицентров афтершоков Тувинского землетрясения 26.02.2012 г. с глубинами очагов $H \geq 34$ км при медианном значении

глубин событий 18 км. Регистрация афтершоков осуществлялась сетью временных сейсмических станций с точностью локализации очагов порядка 2 км. Очевидно, что эпицентры “заглубленных” событий тяготеют к ослабленным зонам, низкую добротность которых мы связываем с повышенной флюидонасыщенностью.

Как показано в работе [Аптикаева, 2016], временные вариации глубин очагов афтершоков этого землетрясения представляют собой чередование периодов, в течение которых преобладают то “заглубленные”, то “мелкие” события. Начинается цикл с периода “заглубленной” сейсмичности. Процесс миграции очагов слабых землетрясений вверх сопровождается изменением флюидного поля в окрестностях его очаговой зоны.

Еще более очевиден процесс миграции снизу вверх очагов сильных афтершоков с $M > 5.0$ Тувинского землетрясения 2012 г., в последнем цикле которого 4–7 марта глубины очагов не превышают 2–3 км (рис. 8). Примечательно, что в рай-

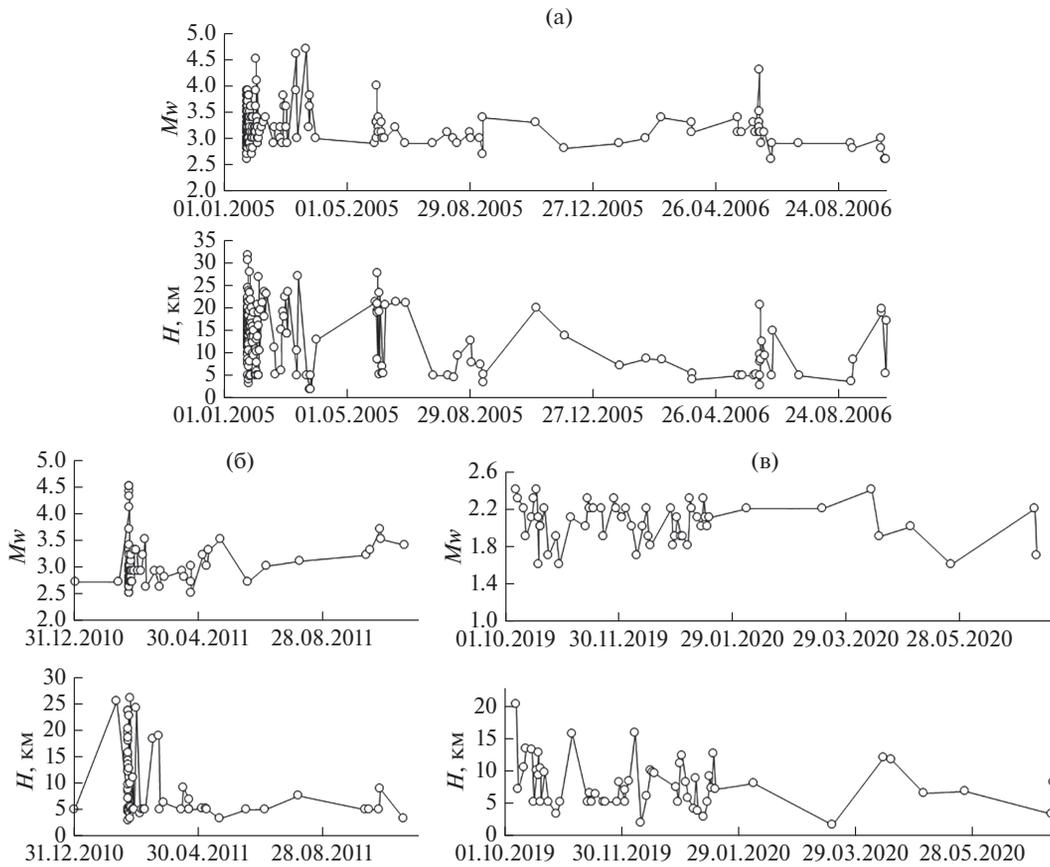


Рис. 6. Распределение событий серий слабой роевой сейсмичности в 2004–2021 гг. на временной оси.

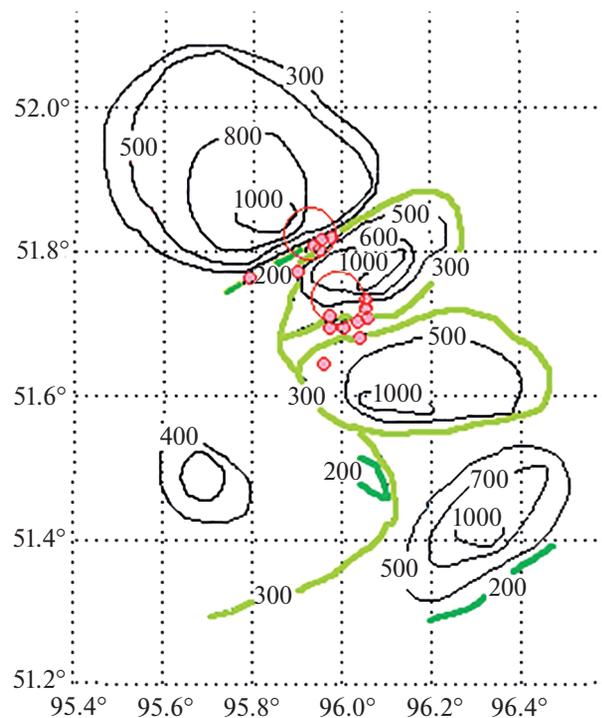


Рис. 7. Распределение эпицентров афтершоков Тувинского землетрясения 26.02.2012 г. с глубинами очагов $H \geq 34$ км на фоне поля поглощения поперечных волн (изолинии добротности на глубинах более 200 км, частота 1 Гц), кругами показаны очаги Тувинских землетрясений 2011 и 2012 гг.

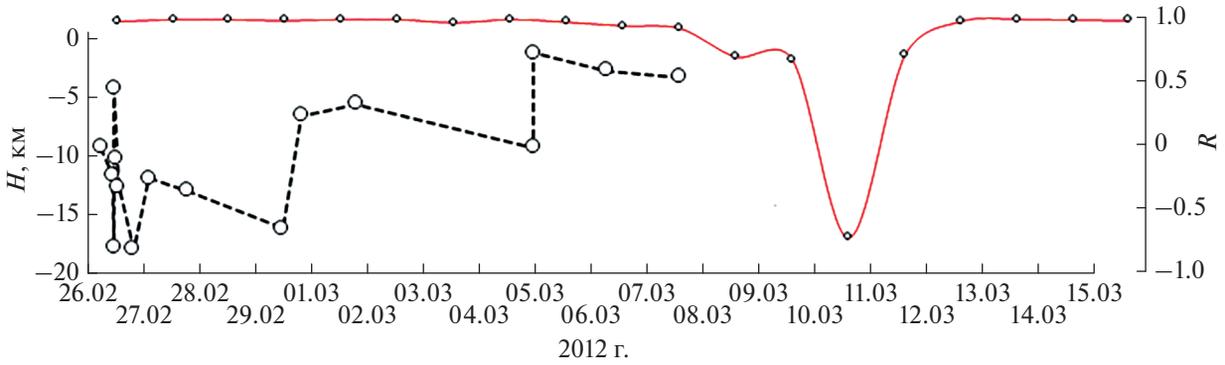


Рис. 8. Глубины очагов афтершоков Тувинского землетрясения 2012 г. с $M > 5.0$ и скользящий коэффициент корреляции (R) рядов атмосферного давления на метеостанциях Тоора-Хем и Кызыл, окно анализа 3 сут, шаг 1 сут.

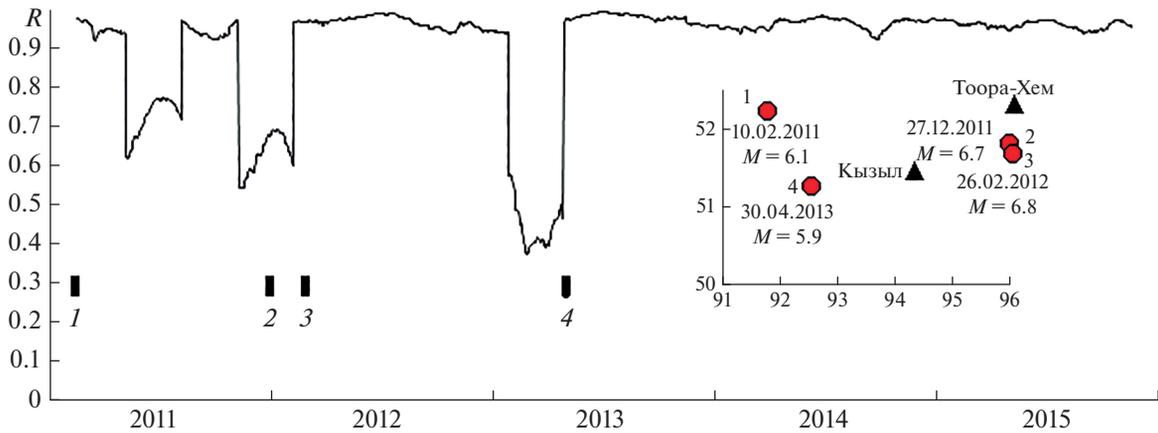


Рис. 9. Скользящий коэффициент корреляции рядов атмосферного давления на метеостанциях Тоора-Хем и Кызыл. Окно анализа составляет 5% от длины ряда, шаг 1 сут. Рисками отмечены моменты возникновения сильнейших землетрясений Тувы за период 2011–2015 гг., показанных на вкладке.

оне эпицентров афтершоков 4–7 марта были выявлены следы сейсмобросов, излияний и выдавливания обводненного песка из трещин [Овсюченко и др., 2014].

Последний цикл “всплывания” очагов афтершоков 4–7 марта (красные точки на рис. 8) предшествовал глубокой аномалии скользящего коэффициента корреляции рядов атмосферного давления на метеостанциях Тоора-Хем и Кызыл. Таким образом, возмущение в системе литосфера–атмосфера распространялось снизу–вверх.

При анализе экспериментальных данных, характеризующих вариации сейсмичности и барического поля атмосферы в ряде сейсмоактивных районов, автором были получены обнадеживающие результаты о существовании взаимной обусловленности процессов в литосфере и атмосфере [Аптикаева, 2015; 2016; 2021]. Так, в районе готовящегося Чуйского 2003 г. землетрясения анома-

лия барического поля атмосферы последовала за геодинамической активизацией. По мере приближения к моменту землетрясения очаги “всплывали”. Выход возмущения в атмосферу зарегистрировали ближайšie к очагу ГМС как устойчивую продолжительную аномалию атмосферного давления.

Аналогичные результаты были получены в зоне Тувинских землетрясений 2011 и 2012 гг. Рис. 9 демонстрирует, как продолжительные периоды синхронных вариаций атмосферного давления на метеостанциях Тувы сменяются периодами раскоординированного их поведения, при этом последние совпадают с периодами реализации сильных землетрясений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одним из основных механизмов аномального поведения атмосферного давления в процессе ре-

ализации сильных событий представляется глубинная дегазация, воздействие которой на внешние геосферы достаточно сложны и многогранны [Сывороткин, 2002]. Наиболее активно процессы дегазации происходят в ослабленных зонах, которые представляют собой переслаивание мощных слоев сильного поглощения и маломощных слабо поглощающих слоев. Слои слабого поглощения в ослабленных зонах можно рассматривать как межблоковые перемычки, объединяющие смежные малые блоки в большие. “Всплывающая” слабая сейсмичность может ассоциироваться с разрушением межблоковых перемычек по мере продвижения флюидов к поверхности, а результаты последующего их взаимодействия с внешними сферами могут проявиться в виде аномалии атмосферного давления.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по государственному заданию ИФЗ РАН (научная тема FMWU-2022-0016).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антикаева О.И.* Использование короткопериодной коды афтершоков для изучения особенностей строения очаговых зон сильных землетрясений // Геофизические исследования. ИФЗ РАН. 2007. Вып. 8. С. 21–32.
- Антикаева О.И.* Миграция очагов слабых землетрясений Гармского района и вариации скорости вращения Земли // Вопросы инженерной сейсмологии. 2013. Т. 40. № 3. С. 54–64.
- Антикаева О.И.* Поле поглощения очаговой области Алтайского землетрясения 2003 г. по огибающим коды афтершоков // Вопросы инженерной сейсмологии. 2014. № 4. С. 57–67.
- Антикаева О.И.* Барическое поле и сейсмичность в период геодинамической активизации на Горном Алтае // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 3. С. 43–54.
- Антикаева О.И.* Поле поглощения поперечных волн и сейсмичность в сейсмогенной зоне Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Махачкала. 2016. № 66. С. 149–153.
- Антикаева О.И.* Сейсмическая активность и строение земной коры и верхней мантии очаговых зон сильнейших землетрясений Алтая и Саян // Вопросы инженерной сейсмологии. 2017. Т. 44. № 2. С. 15–32.
- Антикаева О.И.* Детальная структура поля поглощения в районе Западного Тянь-Шаня по методу короткопериодной коды // Вопросы инженерной сейсмологии. 2018. Т. 45. № 2. С. 31–42.
- Антикаева О.И.* Детальная структура поля поглощения S-волн и морфология огибающих коды афтершоков в очаговых зонах сильных землетрясений Кавказа и Восточной Анатолии. Опасные природные и техногенные процессы в горных регионах: модели, системы, технологии / Николаев А.В., Заалишвили В.Б. (ред.). Владикавказ: ГФИ ВНИЦ РАН. 2019а. С. 203–210.
- Антикаева О.И.* Поле поглощения S-волн и сейсмо-тектоника Восточной Анатолии // Вопросы инженерной сейсмологии. 2019б. Т. 46. № 3. С. 32–49.
- Антикаева О.И.* Некоторые результаты изучения поля поглощения S-волн на Кавказе методом короткопериодной коды // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. Т. 47. № 3. С. 104–125.
- Антикаева О.И.* Поле поглощения в Ферганском нефтегазоносном бассейне и его корреляция с другими геофизическими полями и сейсмичностью // Вопросы инженерной сейсмологии. 2021. Т. 48. № 4. С. 114–130.
- Антикаева О.И., Антикаев С.Ф.* Поле поглощения S-волн в ближнем районе площадок атомных электростанций по данным сейсмического мониторинга (на примере АЭС “Аккую”, Турция) // Геофизические исследования. 2019. Т. 20. № 2. С. 56–72.
- Антикаев С.Ф., Антикаева О.И.* Результаты предварительного анализа данных микросейсмического мониторинга в ближнем районе площадки строительства АЭС “Аккую” // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2017. № 5. С. 52–58.
- Антикаева О.И., Копничев Ю.Ф.* Тонкая структура литосферы и астеносферы Гармского района и ее связь с сейсмичностью // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 3. С. 326–330.
- 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.
- Габсатарова И.П.* Инструментальные параметры очага Курчалойского землетрясения 11 октября 2008 г. с $K_p = 14.5$, $M_w = 5.8$, $I_0 = 7-8$ (Чеченская Республика) // Землетрясения Северной Евразии, 2008 год. Обнинск: ГС РАН. 2014. С. 433–448.
- Гамбурцев Г.А.* Научное наследие. Малоизвестные работы и материалы из архива / Глико А.О. (ред.). М.: Наука, 2017. 297 с.
- Захаров В.С., Карпенко А.И., Завьялов С.П.* Особенности сейсмических “гвоздей” в различных геодинамических обстановках // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2013. № 1. С. 11–18.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Неоднородности поля поглощения S-волн в литосфере Кавказа и их связь с сейсмичностью // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. № 3. С. 67–76.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Картирование поля поглощения поперечных волн в земной коре и верхах мантии Алтая // Вестник НЯЦ РК. 2010. № 1. С. 93–98.
- Лукк А.А.* Слой неустойчивой деформации – аналог волновода – на глубинах 12–20 км в земной коре Таджикской депрессии // Физика Земли. 2011. № 4. С. 39–57.
- Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М.* Вариации активности коровых землетрясений в различных слоях глубины и сейсмический прогноз // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 5. С. 1100–1102.

- Овсюченко А.Н., Рогожин Е.А., Мараханов А.В., Кужугет К.С., Бутанаев Ю.В., Ларьков А.С., Новиков С.С. Результаты полевых сейсмогеологических исследований Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. Тувинские землетрясения 2011–2012 гг. Материалы научного совещания по базовому проекту ТУВИКОПР СО РАН VIII.78.1.4 “Напряженное состояние сейсмоопасных зон Тувы: оценка сейсмической безопасности на основе сейсмологических исследований и данных сети сейсмических станций” (15–17 апреля 2014 г., Кызыл, Россия). Кызыл: ТУВИКОПР СО РАН. 2014. С. 57–78.
- Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С., Земцова А.Г., Проскурин А.П., Пустовитенко Б.Г., Пустовитенко А.Н., Синельникова Л.Г., Филина А.Г., Шенгелия И.С. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука. 1981. 142 с.
- Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: Геоинформцентр. 2002. 250 с.
- Сычева Н.А., Сычев В.Н., Сычев И.В., Ильичев П.В. Расчет добротности коры и верхней мантии Северного Тянь-Шаня на основе разработанного программного комплекса CodaQ // Геоинформатика. 2015. № 2. С. 12–23.
- Шевченко В.И., Арефьев С.С., Лукк А.А. Близвертикальные скопления очагов землетрясений, не связанные с тектонической структурой земной коры // Физика Земли. 2011. № 4. С. 16–38.
- 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.
- Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В. Автономная и плейтктоническая геодинамика некоторых подвижных поясов и сооружений. М.: Геос. 2017. 610 с.
- Allmendinger R.W., Reilinger R., Loveless J. Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano // Tectonics. 2007. V. 26. TC3013.
- Aydin I., Karat H.I., Kocak A. Curie-point depth map of Turkey // Geophys. J. Int. 2005. V. 162. P. 633–640.
- Cosentino D., Schildgen T.F., Cipollari P., Faranda C., Gliozzi E., Hudackova N., Lucifora S., Strecker M.R. Late Miocene surface uplift of the southern margin of the Central Anatolian Plateau, Central Taurides, Turkey // Bull. Geol. Soc. Am. 2011. V. 124. № 1–2. P. 133–145.
- Dhont D., Chorowicz J., Yururb T., Froger J.-L., Kose O., Gundogdu N. Emplacement of volcanic vents and geodynamics of Central Anatolia, Turkey // J. Volcanology and Geothermal Research. 1998. V. 85. P. 33–54.
- Gulen L., Pinar A., Kalafat D., Ozel N., Horasan G., Yilmazer M., Isikara A. M. Surface Fault Breaks, Aftershock Distribution, and Rupture Process of the 17 August 1999 Izmit, Turkey, Earthquake // Bull. Seismol. Soc. Am. 2002. V. 92. № 1. P. 230–244.
- Havskov J., Sørensen M.B., Vales D., Özyazicioğlu M., Sánchez G., Li B. Coda Q in different tectonic areas, influence of processing parameters // Bull. Seismol. Soc. Am. 2016. V. 106. № 3. P. 956–970.
- Kaviani A., Sandvol E., Bao X., Rumpker G., Gok R. The structure of the crust in the Turkish-Iranian Plateau and Zagros using Lg Q and velocity // Geophys. J. Int. 2015. V. 200. P. 1252–1266.
- Kilburn C.R.J. Multiscale fracturing as a key to forecasting volcanic eruptions // J. Volc. and Geothermal Res. 2003. V. 125. P. 271–289.
- McNutt S.R. Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the state-of-the-art and case histories. Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. Berlin: Springer. 1996. P. 99–146.
- Özsayin E., Çiner A., Rojay B., Dirik K., Melnick D., Fernández-Blanco D., Bertotti G., Schildgen T.F., Garcin Y., Strecker M.R., Sudo M. Plio-Quaternary extensional tectonics of the Central Anatolian Plateau: a case study from the TuzGolu Basin, Turkey // Turk. J. Earth Sci. 2013. V. 22. P. 691–714.
- Papadimitriou P., Kaviris G., Makropoulos K. The $M_W = 6.3$ 2003 Lefkada earthquake (Greece) and induced stress transfer changes // Tectonophysics. 2006. V. 423. P. 73–82.
- Rahimi H., Hamzehloo H. Lapse time and frequency-dependent attenuation of coda waves in the Zagros continental collision zone in Southwestern Iran // J. Geophys. Eng. 2008. № 5. P. 173–185.
- Schildgen T.F., Cosentino D., Bookhagen B., Niedermann S., Yildirim C. Multi-phased uplift of the southern margin of the Central Anatolian plateau Turkey: A record of tectonic and upper mantle processes // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 317. P. 85–95.
- Shengelia I., Jorjiashvili N., Godoladze T., Javakhishvili Z., Tumanova N. Intrinsic and Scattering Attenuations in the Crust of the Racha, Georgia // J. Earthquake and Tsunami. 2020. V. 14. № 2. 2050006
- Tan O., Tapirdamaz M.C., Yoruk A. The Earthquake Catalogues for Turkey // Turkish J. Earth Sci. 2008. V. 17. P. 405–418.
- Tezcan A.K. Geothermal explorations and heat flow in Turkey. Terrestrial Heat Flow and Geothermal Energy in Asia / Gupta M.L., Yamano M. (Eds.). Oxford and IBH. 1995. P. 23–42.
- Uluocak E.S., Pysklywec R., Gogus O.H. Present-day dynamic and residual topography in Central Anatolia // Geophys. J. Int. 2016. V. 206. P. 1515–1525.
- Wang Z., Zhao D. Seismic evidence for the influence of fluids on the 2005 west off Fukuoka prefecture earthquake in southwest Japan // Phys. Earth Planet. Int. 2006. V. 155. P. 313–324.
- Yukutake Y., Tanada T., Honda R., Harada M., Ito H., Yoshida A. Fine fracture structures in the geothermal region of Hakone volcano, revealed by well-resolved earthquake hypocenters and focal mechanisms // Tectonophysics. 2010. V. 489. P. 104–118.
- Yurur M.T., Temel A., Kose O. Evidences of Extensional Tectonics at the Southern Boundary of the Galatean Volcanic Province, NW Central Anatolia // Geol. Bull. Turkey. 2002. V. 45. № 1. P. 85–98.
- Zor E., Sandvol E., Xie J., Turkelli N., Mitchell B., Gasanov A., Yetirmishli G. Crustal attenuation within the Turkish plateau and surrounding regions // Bull. seism. Soc. Am. 2007. V. 97. P. 151–161.

Weak Seismicity and Strongest Earthquakes Against the Background of the Variations of *S*-wave Attenuation Field

O. I. Aptikaeva*

Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia

**e-mail: aptikaevaoi@mail.ru*

The paper considers the role of relatively weak earthquakes as a tool for studying the environment, including of strong earthquake process. The spatial structure of the attenuation field of several seismically active regions (of the Garm prognostic polygon in Tajikistan, Altai, the Caucasus, Eastern Anatolia, the Western Tien Shan), as well as the epicentral regions of a number of strong earthquakes, and the confinement of deepened seismicity to it are considered. It is shown that the attenuation field obtained from the short-period code of weak earthquakes in seismically active regions is inhomogeneous and consists of blocks with a high *Q* factor and weakened zones of strong attenuation. An uneven distribution of deepened earthquakes is noted. It is associated with the block structure: in weakened zones, their share is greater than in blocks with a high *Q* factor. Examples of variations in the of deepened seismic activity in weakened zones are demonstrated. It varies over time, increasing before strong earthquakes. Facts are presented that testify to the existence of a relationship between the Earth's rotation rate and the activity of deepened seismicity. Examples are given of the activation of weak seismicity in the form of seismic swarms (series of weak earthquakes concentrated in space and time) in connection with strong events. A characteristic feature of these swarm series is the isometry of the earthquake localization areas in plan view and vertical elongation. As a rule, they coincide with weakened zones of strong absorption of *S*-waves. Intense localized seismicity, confined to one-dimensional volumes, is most likely associated with increased conductivity channels through which deep fluids migrate. The activation of swarm series is the result of active migration of deep fluids and an increase in fluid saturation of weakened zones. Fluids, in turn, are a catalyst for processes that lead to a decrease in the strength of rocks and the destruction of blocks in epicentral zones. In this case, the clusters to which the swarm series belong can be considered as local seismogenic zones. The appearance of compact isometric in plan and nearly vertical in section clusters of weak seismicity is often observed outside the epicentral zones of strong earthquakes. Such zones may simply be indicators of the seismotectonic situation in the region as a whole. It is assumed that a sharp change in the dynamics of atmospheric pressure during the preparation of a strong earthquake at hydrometeorological stations located in such areas is a consequence of the intergeospheric interaction of the lithosphere and atmosphere. Deep degassing seems to be one of the main mechanisms of the anomalous behavior of atmospheric pressure during the implementation of strong events. It is most active in weakened zones. The mechanisms of the impact of deep degassing on the outer geospheres remain the subject of discussion.

Keywords: coda waves, *Q*-factor, *S*-wave attenuation field, swarm seismicity, intergeospheric interactions