

АНАЛИЗ ГРУППИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ПО ДАННЫМ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА АВГУСТИНА 2006-ГО ГОДА

Е. М. Греков^{*,1,2} , П. Н. Шебалин¹ 

¹Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики Российской академии наук, Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, физический факультет, кафедра физики Земли, Москва, Россия

* **Контакт:** Евгений Михайлович Греков, grekov.em16@physics.msu.ru

Работа посвящена анализу пространственно-временного группирования событий вулканической сейсмичности, приуроченной к вулкану Августина на Аляске. Была выявлена неоднородность сейсмического режима в финальной стадии подготовки извержения 2006-го года относительно режимов в периоды вулканического затишья и начальной стадии активизации сейсмичности. Эта финальная стадия, предположительно, ассоциируется с процессом интрузии магмы в дайку, по завершению которой началось извержение. При детальном рассмотрении сейсмичности этой фазы удалось выделить два сейсмических режима, отличающихся по основным характеристикам. При этом один из режимов по параметрам схож с тем, что наблюдался на ранней стадии подготовки – высокое значение параметра наклона графика повторяемости (b -value) и низкая степень кластеризации. Второй же имеет более низкое значение b -value и представляет собой серии кластеров, которые завершаются наиболее сильным событием в серии, после чего через некоторое время начинается новая серия.

Ключевые слова: вулканическая сейсмичность, группирование сейсмичности, метод ближайшего соседа, вулканические рои.

Цитирование: Греков, Е. М., П. Н. Шебалин Анализ группирования вулканической сейсмичности по данным извержения вулкана Августина 2006-го года // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES4005. — DOI: 10.2205/2025es001025 — EDN: XPILAB

Введение

Предпосылкой для этой работы является вопрос эндогенности/экзогенности событий в сейсмичности. Известно, что в «классической» тектонической сейсмичности почти всегда события разделяются на две группы: первая – несвязанные (фоновые) события, которые, как считается, происходят независимо друг от друга, вторая – кластеризованные события, то есть землетрясения, статистически связанные с другими землетрясениями и гипотетически инициированные ими. Существует гипотеза, что такой эффект является результатом наличия возмущений различной природы: экзогенная – возмущение, вызванное внешним по отношению к системе источником, эндогенная – возмущение, которое является проявлением самоорганизации внутри системы [Sornette and Helmstetter, 2003]. Такая гипотеза предлагает ответы на следующие вопросы. Почему в тектонической сейсмичности почти всегда есть именно две группы событий? Если напряженное состояние системы формируется под влиянием движения тектонических плит, то почему есть события, у которых нет ни форшоков, ни афтершоков, причём зачастую таких большинство? Однако некоторые вопросы в такой гипотезе остаются открытыми. Например, эволюционирует ли сейсмическая система во времени, чтобы иметь возможность проявлять эндогенные возмущения? Почему в некоторых режимах сейсмичности практически отсутствует вторая группа событий?

<https://elibrary.ru/XPILAB>

Получено: 3 декабря 2024 г.

Принято: 3 июня 2025 г.

Опубликовано: 6 июля 2025 г.



© 2025. Коллектив авторов.

Есть свидетельства, что наличие кластеров в сейсмичности показывает, насколько система трещин сформирована и подготовлена к разрушению [Narteau *et al.*, 2002]. Тогда в случае вулканической сейсмичности с локальным интенсивным внешним источником, возможно, параметры кластеризации будут отличаться от того, что обычно наблюдается в тектонической сейсмичности [Traversa and Grasso, 2010]. Исследование группирования событий позволяет установить статистические связи между землетрясениями и выделять кластеры событий. Интересно проанализировать, как с этой точки зрения ведет себя вулканическая сейсмичность, поскольку она, вероятно, имеет отличный от тектонической сейсмичности механизм инициации. Таким образом, это может пролить свет на механизм инициации землетрясений в целом. В таком контексте, вероятно, в первую очередь стоит обратить внимание на вулкано-тектонические события, поскольку они схожи по механизму с тектоническими событиями [Гордеев, 2007], но при этом имеют вулканический источник происхождения.

Данные

В этой работе исследуется сейсмичность, приуроченная к вулкану Августина на Аляске и его извержению 2006-го года. Августина является стратовулканом, образующим одноименный остров, он имеет один вертикальный питающий канал, выявленный в томографических исследованиях [Koulakov *et al.*, 2023]. В работе [Jacobs and McNutt, 2010], посвященной извержению 2006-го года, с помощью анализа сейсмической активности перед извержением были выделены два роя сейсмических событий, в работе [Jacobs and McNutt, 2010] они обозначены, как длинный (с 30.04.2005 по 10.01.2006) и короткий (длиной 13 часов до 11.01.2006), далее мы будем пользоваться теми же названиями. При этом извержение длилось с 11.01.2006 по 16.03.2006. Причем с 11.01.2006 по 28.01.2006 наблюдалась взрывная вулканическая активность, а после 28 января началась продолжительная эруптивная фаза (постоянный выброс пепла), которая затем плавно перешла в эффузивную фазу (истечение лавы) в первую неделю февраля, после чего извержение завершилось экструзивной фазой, начавшейся 3 марта [Buurman and West, 2010]. Длинный рой знаменует начало сейсмической активизации вулкана перед извержением. Короткий рой связывают с финальным прорывом лавы к поверхности и началом извержения, в [Jacobs and McNutt, 2010] предполагается, что в нем смешаны события двух типов: вулкано-тектонические и длиннопериодные. С началом извержения сейсмичность стала носить эпизодический характер, большая часть событий стала иметь гибридный и длиннопериодный тип [Buurman and West, 2010]. В данной работе особое внимание уделено именно длинному рою, так как известно, что он составлен именно событиями вулкано-тектонического типа [Power and Lalla, 2010].

В работе используются данные каталога вулканической обсерватории Аляски (AVO) [Power *et al.*, 2019], который покрывает период с 1989 года по 2018, за который зафиксировано всего 121 212 сейсмических событий. За это время на вулкане произошло только одно извержение. Далее мы будем рассматривать участок вокруг вулкана со следующими границами: от $-153,48$ до $-153,39$ по долготе и от $59,34$ до $59,38$ по широте, число событий в каталоге в этом участке за всё время: 6446. Основная часть событий сконцентрирована возле поверхности (глубины до 5 км), а также непосредственно под вулканической постройкой (рис. 1). Во время длинного роя события сконцентрированы до глубины 0,5 км.

Далее в работе анализируется период длинного роя, а также для сравнения несколько периодов вулканического затишья – задолго до и после извержения. Таким образом, мы сравниваем сейсмические режимы в период сейсмической активизации перед извержением с периодами относительного покоя вулкана, когда на нем не происходит извержений. Длинный рой дополнительно разделен на две фазы. Вторая фаза примерно соответствует процессу начала интрузии магмы по дайке [Cervelli *et al.*, 2006], дата деления (21.11.2005) выбиралась по изменению в сейсмической активности, в то время как по поверхностным деформациям датой начала интрузии считается 17.11.2005. При этом, согласно [Power and Lalla, 2010] события длинного роя относятся

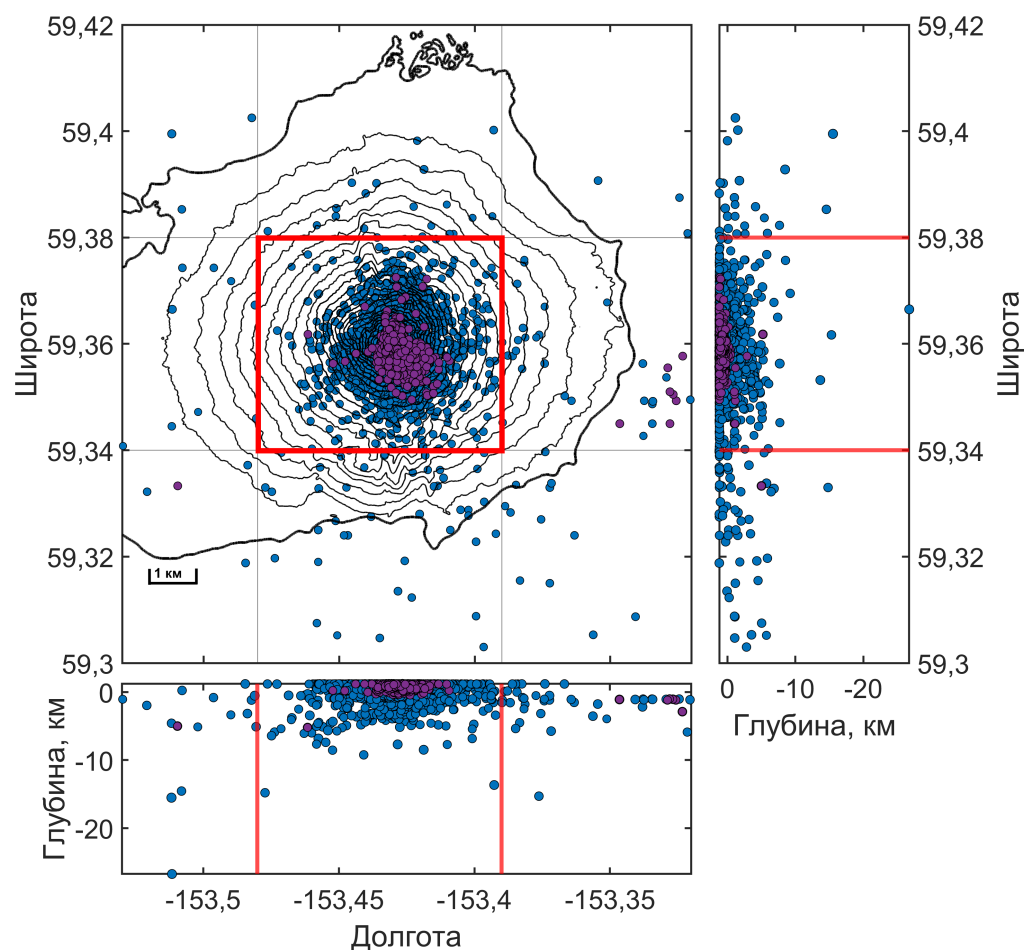


Рис. 1. распределение землетрясений за весь период в каталоге в рассматриваемом участке, границы участка отмечены красным прямоугольником. Фиолетовым отмечены события, произошедшие в период интрузии. Черными контурами показан рельеф острова. Данные о рельефе: [OpenTopography, 2021].

к вулкано-тектоническому типу. Границы периодов отмечены вертикальными линиями на [рис. 2](#).

Периоды вулканического затишья до и после извержения разделены на несколько участков для оценки возможных временных вариаций сейсмического режима. Периоды короткого роя и период во время извержения исключены из рассмотрения из-за наличия событий различного типа на этих участках. Также исключен период в несколько лет после извержения, так как среда может находиться в возмущённом состоянии после извержения, а в данном случае наша цель сравнить режимы в периоды вулканического затишья с режимом, предвещающим извержение.

Методы

Для каждого периода времени вычисляется представительная магнитуда и параметр наклона графика повторяемости (b -value).

Для определения представительной магнитуды периодов использовался метод GFT (Goodness-of-Fit Test) [Mignan and Woessner, 2012].

Для расчета параметра наклона графика повторяемости (b -value) использовался метод Бендер [Bender, 1983].

Поскольку геометрия рассматриваемой сейсмичности слабо меняется со временем, для фрактальной размерности получена оценка $d_f = 2,74$ методом Грассбергера-Прокаччиа [Grassberger and Procaccia, 1983] за весь период времени в каталоге в выделенном участке с представительной магнитудой 0,3.

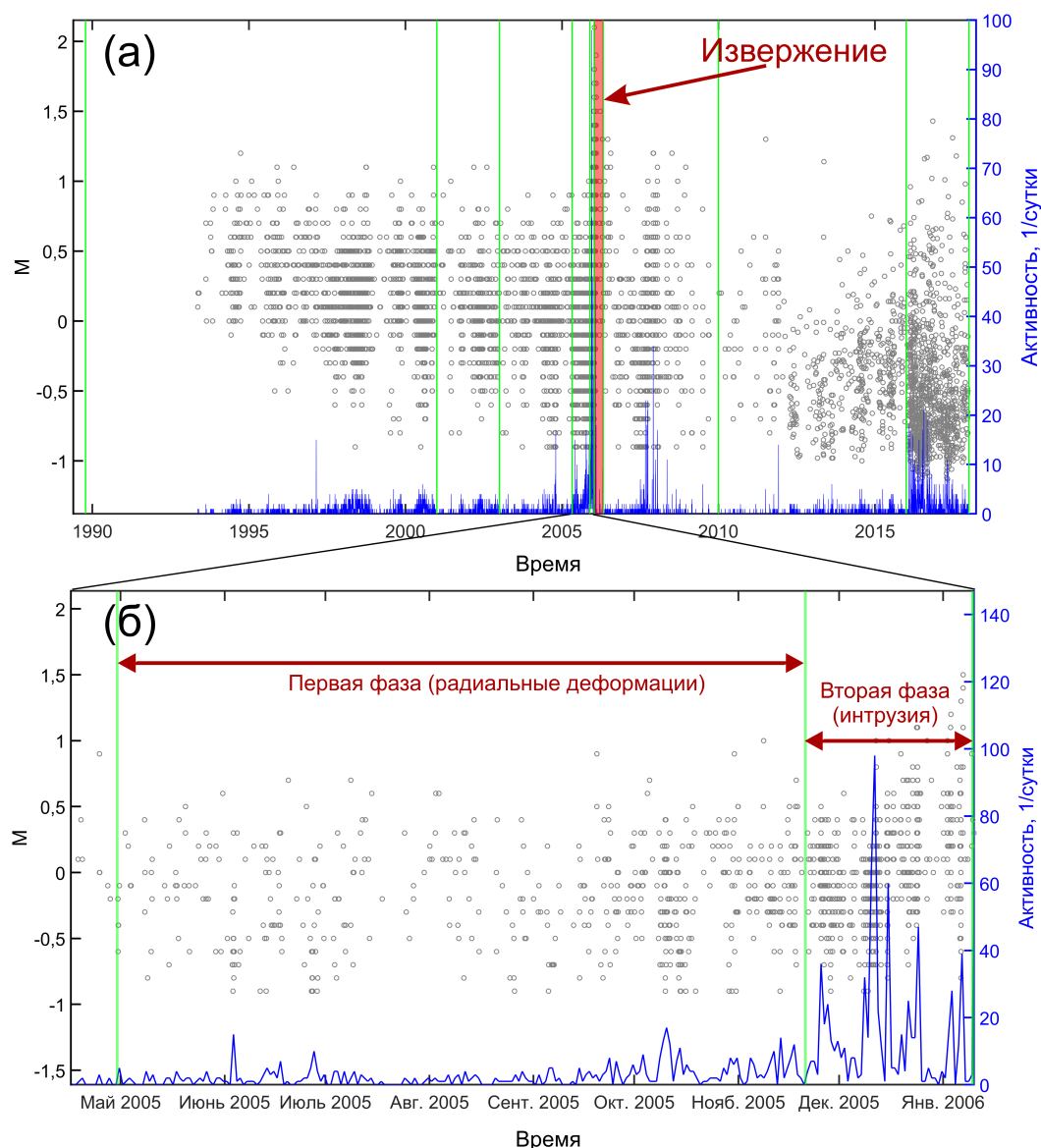


Рис. 2. (а) – распределение событий рассматриваемого участка во времени, серые кружки – сейсмические события, синяя линия – активность, красная полоса – период извержения, вертикальные зеленые линии – границы рассматриваемых периодов времени; (б) – приближен период длинного роя.

Для анализа группирования сейсмичности использовался метод ближайшего соседа Бен-Зиона–Залипина [Zaliapin and Ben-Zion, 2013; Zaliapin et al., 2008]. Он заключается во введении метрики в обобщенном пространстве координаты-время-магнитуда, которая позволяет устанавливать уровни статистической связанности между событиями и объединять их в кластеры. В качестве метрики вводятся функции близости вида [Baiesi and Paczuski, 2004; Shebalin et al., 2020]:

$$\eta_{ij} = \begin{cases} t_{ij} r_{ij}^{d_f} 10^{-bm_i}, & t_{ij} > 0 \\ +\infty, & t_{ij} \leq 0 \end{cases}, \quad (1)$$

где t_{ij} – время между событиями i и j ; r_{ij} – пространственное расстояние между их гипоцентрами и m_i – магнитуда события i ; b – параметр закона Гутенберга–Рихтера [Gutenberg and Richter, 1945]; d_f – фрактальная размерность распределения гипоцентров землетрясений. По сути эта функция определяет вероятность случайного возникновения

второго события на соответствующем расстоянии по пространству и по времени от первого, в предположении, что все события независимы. Чем меньше значение этой функции, тем менее вероятно случайное возникновение такой пары событий, и тем более вероятно, что они взаимосвязаны. Считается, что связанные и независимые события могут быть определены введением порогового значения η^0 : если для пары событий $\eta_{ij} \leq \eta^0$, то события взаимосвязаны.

Чтобы проиллюстрировать работу метода, обратимся к схеме на рис. 3. Для произвольного события можно найти «ближайшего соседа», предшествующего ему по времени, по минимуму функции (1). Порог η^0 определяется по распределению значений функции (1), вычисляемой для каждого события и соответствующего ему «ближайшего соседа» в рамках введенной метрики. На рис. 3(а, б) схематично нарисованы три кластера событий. В каждом кластере ближайшим соседом для любого желтого события будет либо красное событие, либо другое желтое из того же кластера. Но для красных событий ближайшим соседом будет желтое событие из другого кластера (обратим внимание, что соседом какого-либо события может быть только событие, произошедшее раньше него по времени). Понятно, что обобщенные расстояния до ближайшего соседа для красных событий окажутся в среднем больше, чем для желтых. Поэтому на распределении обобщенных расстояний до ближайшего соседа эти два класса расстояний сформируют две моды (рис. 3(в)). Именно такая ситуация обычно наблюдается в тектонической сейсмичности, где события с меньшими обобщенными расстояниями представлены афтершоками. Задача декластеризации состоит в идентификации желтых событий как сгруппированных. Для этого наблюдаемое (реальное) распределение – голубая линия на рис. 3(в), необходимо декомпозировать на две компоненты – правую и левую (фоновую и кластеризованную), а затем определить пороговое значение обобщенного расстояния, с которого мы будем считать события сгруппированными. События, относящиеся к этим двум группам, также иногда называют независимыми и связанными, соответственно. На рис. 3(в) упомянутые компоненты показаны красной и желтой линией соответственно, понятно, что каждая из них в отдельности не является функцией плотности распределения, они составляют её только в совокупности.

В случае бимодальной формы декомпозицию можно произвести по методу работы [Zaliapin and Ben-Zion, 2013] с помощью аппроксимации распределения суммой двух логнормальных распределений, либо по методу работы [Shebalin et al., 2020]. В последнем случае, по методу [Shebalin et al., 2020], используется гипотеза о том, что правую компоненту можно аппроксимировать рандомизированным каталогом. Процедура рандомизации призвана разрушить существующие связи в каталоге и смоделировать, каково было бы распределение тех же событий, если бы они происходили случайно. Эта процедура состоит из двух этапов: удаление заведомо сгруппированных событий с помощью предварительного порога (обычно он выбирается по половине высоты правой моды распределения (рис. 3(в)) и перемешивание времен событий относительно координат гипоцентра и магнитуд, то есть каждому набору широта-долгота-глубина-магнитуда ставится в соответствие случайно выбранное время другого события в каталоге. Далее находится такой коэффициент k , при умножении на который полученное рандомизированное распределение наилучшим образом аппроксимирует правый склон реального распределения (рис. 3(в)), результат умножения рандомизированного распределения на k схематично показан красной линией на рис. 3(в), это и есть фоновая (правая) компонента реального распределения. После чего полученная компонента вычитается из реального распределения с целью получить вторую компоненту – кластеризованную (левую), на рис. 3(в) она показана желтой линией. Понятно, что правая компонента неидеально совпадает с реальным распределением, что, как показано на рис. 3(в), может приводить к отрицательным значениям левой компоненты, это не имеет математического смысла и является результатом неточности аппроксимации. Далее финальный порог η^0 находится путем уравнивания долей ошибок отнесения независимых пар событий к связанным и наоборот.

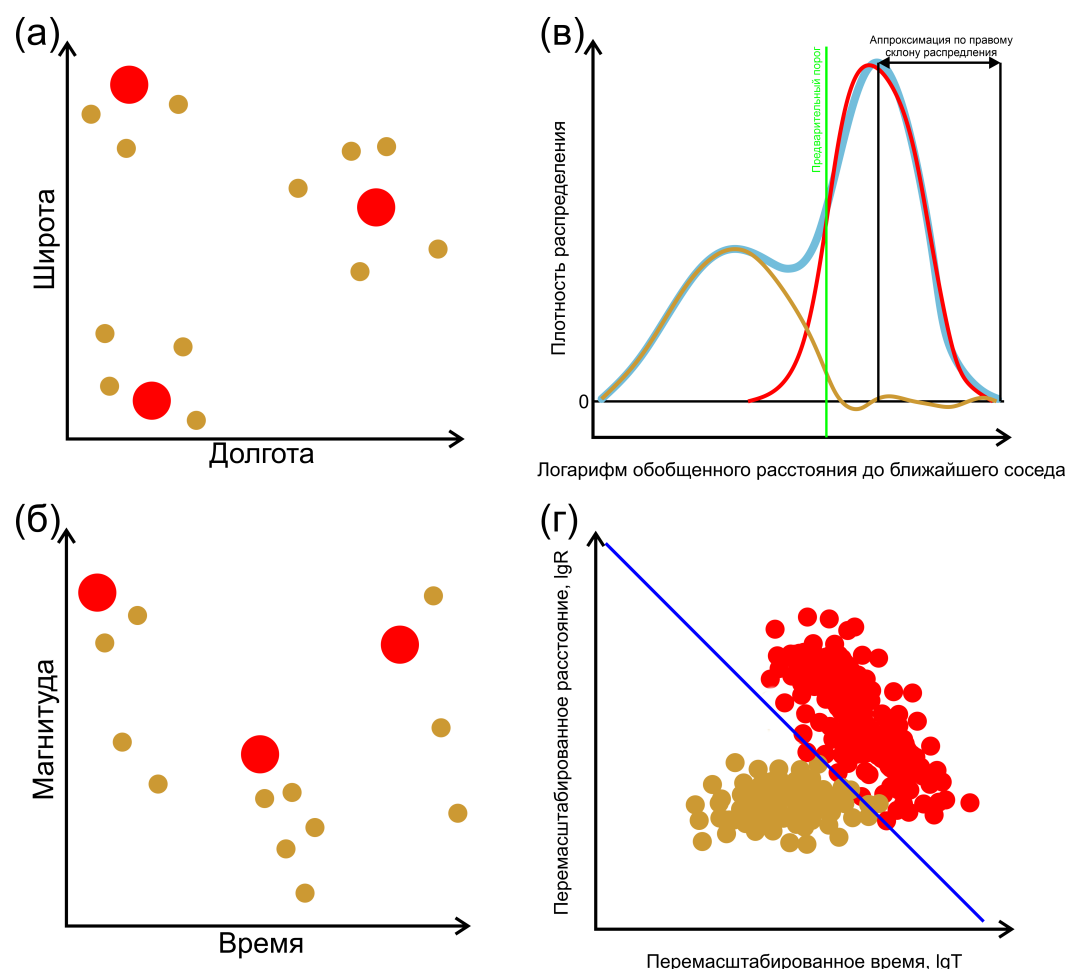


Рис. 3. Схематичная иллюстрация декластеризации методом ближайшего соседа. (а) – распределение эпицентров событий; (б) – распределение событий по времени и магнитуде; (в) – схематичное изображение распределения обобщенных расстояний до ближайшего соседа, голубая линия – наблюдаемое распределение, красная линия – фоновая компонента, желтая линия – кластеризованная компонента; (г) – совместное распределение перемасштабированных расстояний R и времен T , для наглядности показано больше событий, чем изображено на (а, б).

Визуальный контроль определения порога η^0 удобно осуществлять с помощью двумерного представления функции (1) [Zaliapin and Ben-Zion, 2013] в двойном логарифмическом масштабе. Функция (1) разделяется на два множителя: перемасштабированное время $T = t_{ij} 10^{-0.5bm_i}$ и перемасштабированное расстояние $R = r_{ij}^{d_f} 10^{-0.5bm_i}$. Двумерное распределение величин T и R для пар всех событий и соответствующих «ближайших соседей» обычно хорошо демонстрирует разделение независимых и связанных событий. Значение порога η^0 представляется на диаграмме прямой, определяемой уравнением $\lg T + \lg R = \lg \eta^0$. Схематичный пример такого распределения представлен на рис. 3(г), синей линией показан порог, разделяющий две группы событий.

Хотя известно, что в большинстве случаев для тектонической сейсмичности распределение обобщенных расстояний до ближайшего соседа имеет бимодальный вид, то есть наблюдается две группы соседей: с меньшими обобщенными расстояниями (левая) и с большими (правая). И также в случае тектонической сейсмичности оказывается, что при разделении событий на две такие группы, левая соответствует афтершоковым событиям. Можно показать, что это не всегда именно так, например, в работе [Малютин, 2023] при анализе сейсмичности Калифорнии наблюдалось распределение с тремя модами. Было показано, что одна из мод соответствовала сейсмичности района

гейзеров, то есть метод подходит и для выделения различных режимов сейсмичности и в более общем смысле. В случае же вулканической сейсмичности события обычно находятся гораздо ближе друг к другу, чем в тектонической сейсмичности, и в сравнении с ней вулканическая сейсмичность, была бы одним сплошным кластером. Однако в данной работе целью является установить, есть ли в такой сейсмичности какая-либо «внутренняя» структура, наблюдаются ли там группы событий, подобные двум группам, выделяющимся в тектонической сейсмичности. В таком смысле группой событий или кластером является просто набор событий, которые произошли ближе друг к другу в пространстве и времени, чем прочие события. Если такие группы образуют дополнительную моду на распределении обобщенных расстояний, то мы говорим, что события можно разделить на два класса: кластеризованные и некластеризованные. Если же на распределении наблюдается всего одна мода, то мы говорим, что группирование (кластеризация) мало или отсутствует. В общем смысле в контексте возможности существования более двух мод, разделять события именно на кластеризованные и фоновые не совсем корректно, потому что у них может быть природа отличная от той, что наблюдается в тектонической сейсмичности, однако далее в работе мы по-прежнему будем называть левую моду – кластеризованной частью, а правую – фоновой.

Результаты

В [табл. 1](#) представлены полученные значения параметров для выбранных периодов: M_c – представительная магнитуда, N_c – число событий, выше порога представительности, b -value – параметр наклона графика повторяемости, k – доля нескоррелированной сейсмичности, определенная методом декомпозиции, k_1 – доля нескоррелированной сейсмичности, определенная с помощью порога, полученного вручную. Желтым отмечены периоды, относящиеся к длинному рою.

Таблица 1. Параметры рассматриваемых периодов

	Период	M_c	N_c	b	k	k_1
1	12.10.1989–01.01.2001	0,3	467	1,65	0,87	0,96
2	01.01.2001–01.01.2003	0	186	1,39	0,92	0,97
3	01.01.2003–30.04.2005	0	219	1,19	0,86	0,93
4	30.04.2005–21.11.2005	0,1	145	1,82	0,96	0,94
5	21.11.2005–10.01.2006	0,1	296	1,46	0,65	0,78
6	01.01.2010–01.01.2016	–0,4	259	1,25	0,85	0,92
7	01.01.2016–01.01.2018	–0,93	1021	0,916	0,95	0,98

На [рис. 4](#) представлены соответствующие периодам из [табл. 1](#) распределения обобщенных расстояний до ближайшего соседа.

Для периодов задолго до извержения до начала длинного роя ([рис. 4\(2–3\)](#)), для периодов через несколько лет после извержения ([рис. 4\(6–7\)](#)), а также для первой фазы длинного роя ([рис. 4\(4\)](#)) наблюдается схожий вид распределения – почти одномодальное распределение с длинным «хвостом» слева. Форма распределения отличается от прочих в период интрузии ([рис. 4\(5\)](#)), где отсутствует этот «хвост». Поскольку в данном случае распределения практически одномодальные, для всех периодов, кроме периода интрузии (номер 5 в [табл. 1](#)), предварительный порог был выбран не по половине высоты моды, а так, чтобы обрезать «хвост» – заведомо связанные события. Полученные таким образом декомпозиции показаны на [рис. 4](#). Однако, ввиду того, что вторая компонента крайне мала, результат декомпозиции оказывается неоднозначным и допускает несколько вариантов. Поэтому для оценки степени кластеризации также используется альтернативный метод: с помощью линии $\lg T + \lg R = \lg \eta^1$ на двумерном совместном распределении перемасштабированных расстояний R и времен T , визуальным наилучшим образом разделяющей две группы значений ([рис. 5](#)), эти пороговые значения показаны красными линиями на [рис. 5](#), а полученные с таким порогом доли фоновой сейсмичности обозначены k_1 в [табл. 1](#).

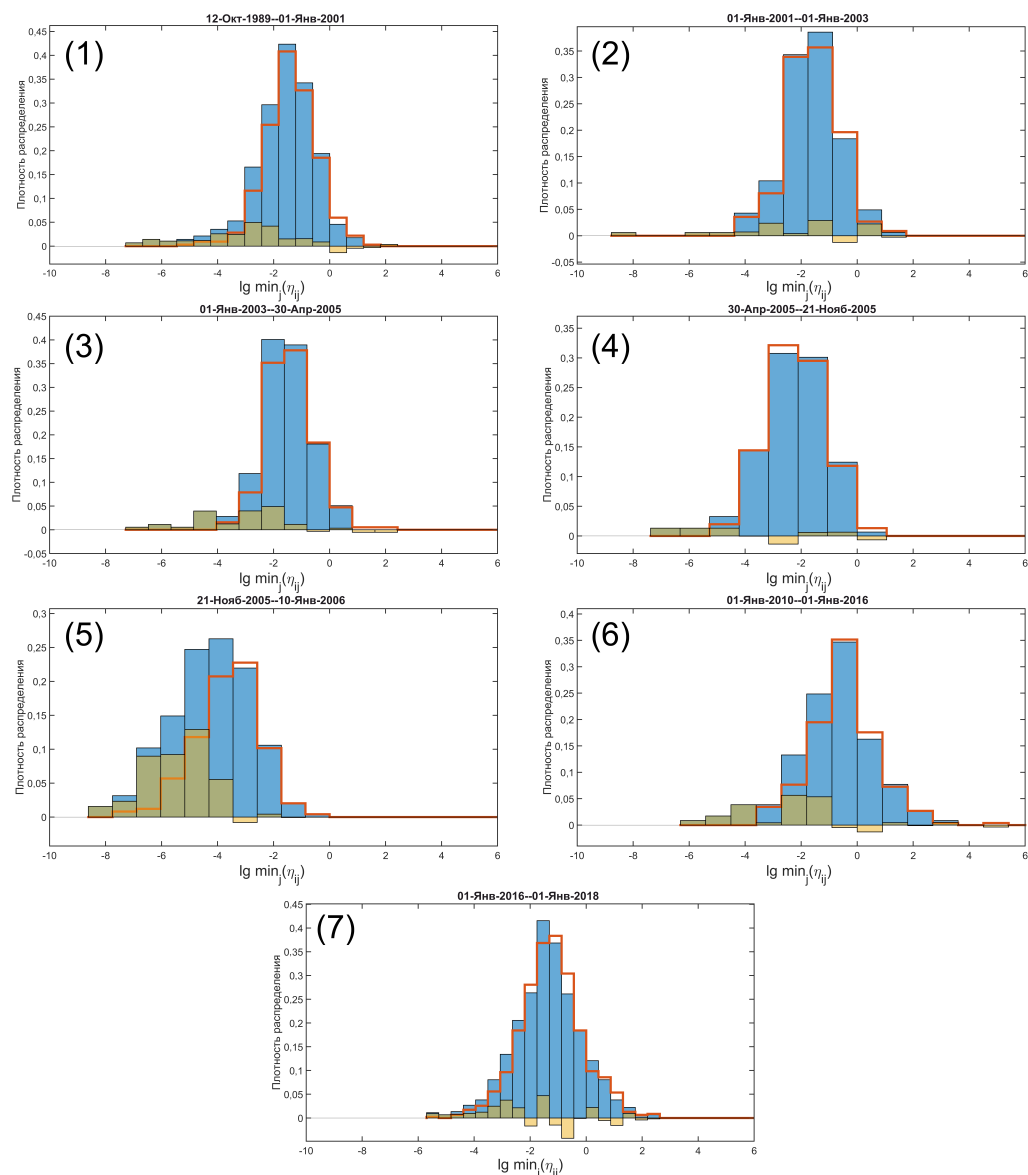


Рис. 4. Распределения обобщенных расстояний до ближайшего соседа в выбранных временных периодах, голубая гистограмма – фактическое реальное распределение, красная гистограмма – аппроксимация фоновой компоненты распределения, жёлтая гистограмма – полученная кластеризованная компонента. Номера графиков соответствуют номерам периодов в табл. 1.

Чтобы пояснить смысл подобных распределений, рассмотрим подробнее, для примера, рис. 5(6), будем двигаться вдоль красной линии, начиная с правого нижнего угла:

- Сперва справа от линии наблюдаются пары событий далекие (относительно прочих) друг от друга по времени, но близкие по расстоянию. Такие события находятся выше порога и считаются несвязанными.
- Далее, при движении вдоль прямой, расстояния по времени постепенно уменьшаются, но при этом и расстояния по пространству увеличиваются. Такие события все еще выше порога.
- Далее, примерно на уровне значения -3 по вертикальной оси, появляются пары и слева от прямой. На таком уровне события справа и слева имеют примерно одинаковые пространственные расстояния, но отличаются значительно временным

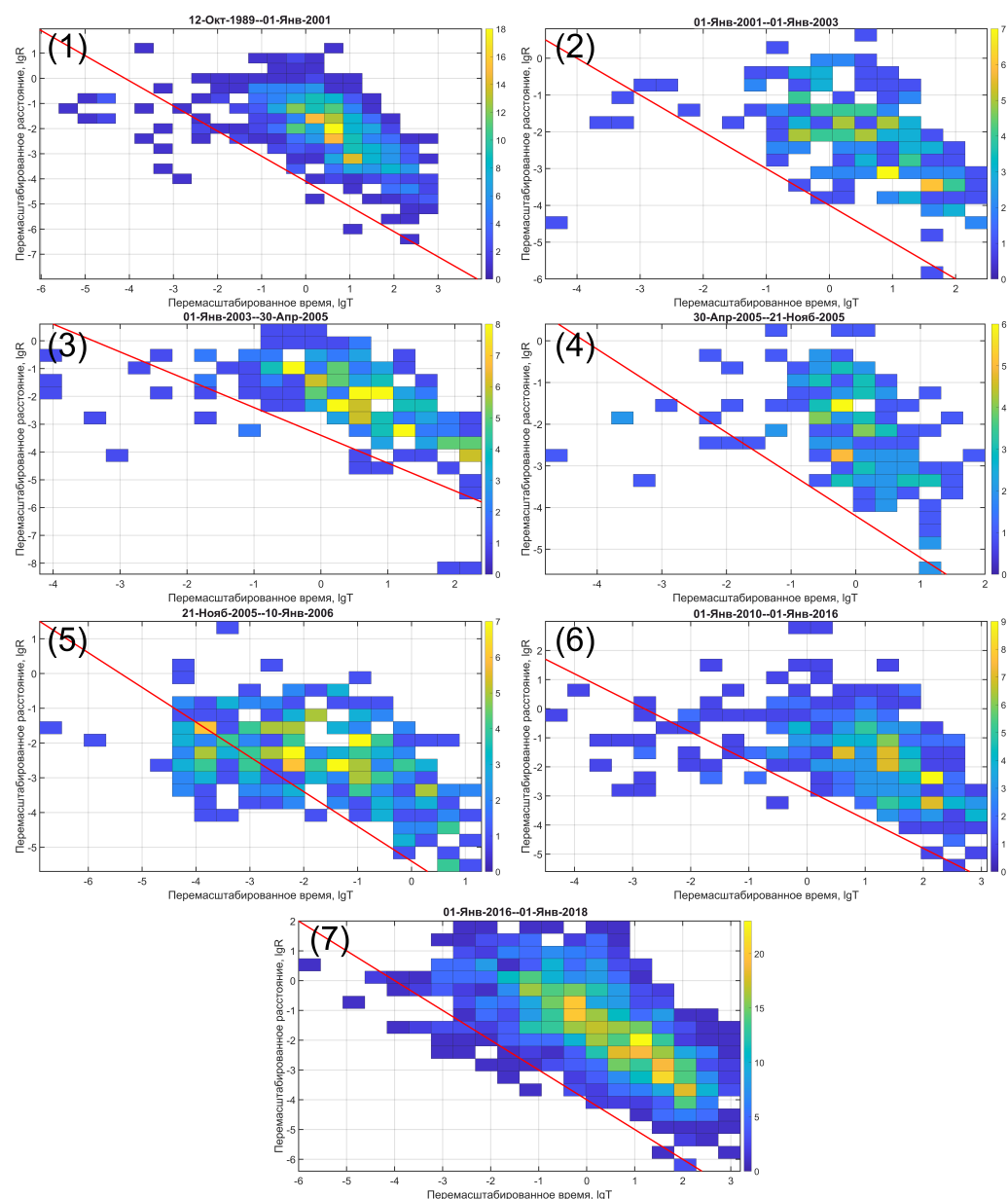


Рис. 5. Совместные ненормированные распределения перемасштабированных расстояний R и времен T . Цветовая шкала соответствует числу событий с данными перемасштабированными расстояниями до ближайшего соседа. Красные линии соответствуют пороговым значениям.

расстоянием. События слева от прямой имеют anomalно (относительно прочих) малые временные расстояния, поэтому считаются связанными.

Отсутствие anomalно близких по пространству событий может говорить о том, что все события из-за высокой плотности настолько близки друг другу, что маскируют пространственное группирование.

Из распределений можно сделать вывод, что в периоды вулканического затишья и в первую фазу длинного роя наблюдается anomalно низкая (2–8%) по сравнению с тектонической сейсмичностью доля кластеризованной сейсмичности. В работе [Koulakov et al., 2023] предполагается, что вулканическая постройка сложена сильно раздробленными и флюидонасыщенными магматическими породами. Можно предположить, что в периоды вулканического затишья постоянно текущие процессы в такой среде продуцируют множество слабых сейсмических событий, а высокая степень раз-

дробленности не позволяет образовываться кластерам, подобным тем, что обычно наблюдаются в тектонической сейсмичности. Во время же второй фазы длинного роя форма отличается – одномодальное распределение без «хвоста». Для такого распределения можно произвести декомпозицию, однако она оказывается неоднозначной. На рис. 4(5) приведена лишь одна из возможных декомпозиций.

Вторая фаза длинного роя

Рассмотрим подробнее вторую фазу длинного роя – период интрузии. Отметим, что хотя распределение на рис. 4(5) является одномодальным и, казалось бы, нет оснований производить декомпозицию, показанный вариант наиболее удачно аппроксимирует правый склон наблюдаемого распределения обобщенных расстояний до ближайшего соседа по сравнению, например, с распределением перемешанного каталога без предварительной обрезки (рис. 6). В данном случае перемешанное распределение демонстрирует отклонения от наблюдаемого в левой части (рис. 6), что может косвенно говорить о том, что наблюдаемое одномодальное распределение не является полностью именно фоновым пиком.

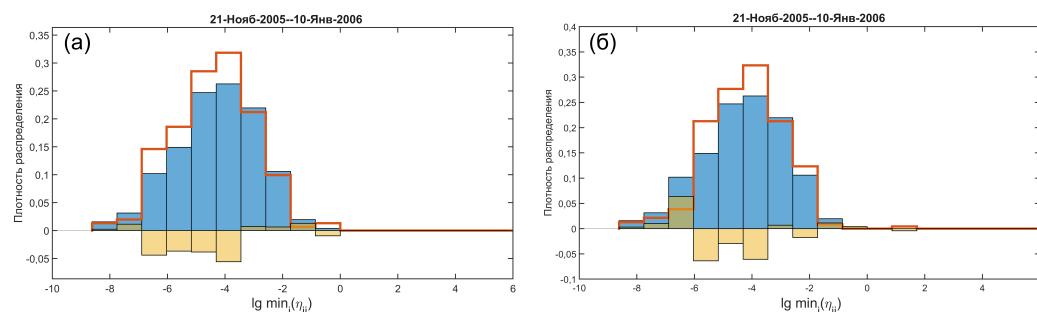


Рис. 6. Два варианта декомпозиций при перемешивании всех событий участка (без предварительной обрезки левой части) для второй фазы длинного роя (21.11.2005–10.01.2006). Голубая гистограмма – фактическое реальное распределение, красная гистограмма – фоновая компонента распределения, жёлтая гистограмма – полученная кластеризованная компонента.

Стоит упомянуть, что похожая форма распределения уже наблюдалась в других работах, например, в лабораторных экспериментах [Маточкина и др., 2024] и для техногенной сейсмичности [Баранов и др., 2020]. Причиной этого может являться высокая активность, которая снижает точность локации и приводит к слиянию двух групп.

Таким образом, есть основания полагать, что сейсмический режим во второй фазе длинного роя имеет некоторую неоднородность, маскирующуюся неточностью данных.

Дополнительные подтверждения этой гипотезы можно увидеть на совместных ненормированных распределениях перемасштабированных расстояний R и времен T (рис. 5).

При сравнении таких распределений для периода второй фазы длинного роя с периодами затишья, можно увидеть качественное отличие между ними: в период затишья распределение вытянуто вдоль направления $\lg T + \lg R = \text{const}$ (T и R перемасштабированные время и расстояние, см. разд. «Методы»), а в период второй фазы длинного роя – загибается, пересекая это направление поперёк. Схожая ситуация наблюдалась в работе [Zaliapin and Ben-Zion, 2013], где были исследованы формы таких распределений на синтетических данных и различных вариантах рандомизации реального каталога Южной Калифорнии. Там приведено подобное распределение для событий, смоделированных Пуассоновским процессом, основная часть таких событий оказывается вытянута вдоль прямой $\lg T + \lg R = \text{const}$. Если проанализировать формы подобных распределений для модельных данных из [Zaliapin and Ben-Zion, 2013], наблюдаемое для периода интрузии распределение (рис. 5(5)) оказывается больше похожим на случай рандомизации каталога, когда координаты событий – равномерные случайные

числа, а времена сохранены исходные [Zaliapin and Ben-Zion, 2013]. Возможно, в нашем случае исследуемая сейсмичность под вулканом настолько плотно сконцентрирована в пространстве, что погрешности в определении координат приводят к случайному распределению эпицентров по пространству, скрывая группирование.

Для того чтобы обойти эту проблему можно применить альтернативную функцию близости, не включающую расстояния между событиями:

$$\eta_{ij}^1 = \begin{cases} t_{ij} 10^{-cm_i}, & t_{ij} > 0 \\ +\infty, & t_{ij} \leq 0 \end{cases}, \quad (2)$$

где c – некоторый коэффициент. При $c = b/2$ выражение (2) совпадает с перемасштабированным временем T . Далее мы использовали значение $c = 0,3$ [Frohlich and Davis, 1990; Shebalin et al., 2020]. Распределение с такой функцией близости для второй фазы длинного роя представлено на рис. 7. Процедура перемешивания в данном случае лишена смысла, поэтому для декомпозиции эта процедура заменена просто переопределением ближайших соседей после удаления из каталога заведомо связанных событий. Заведомо связанными событиями при этом, аналогично работе [Shebalin et al., 2020], считаются события, для которых значение функции близости меньше порога, определённого по половине высоты правого максимума на правом склоне (рис. 7).

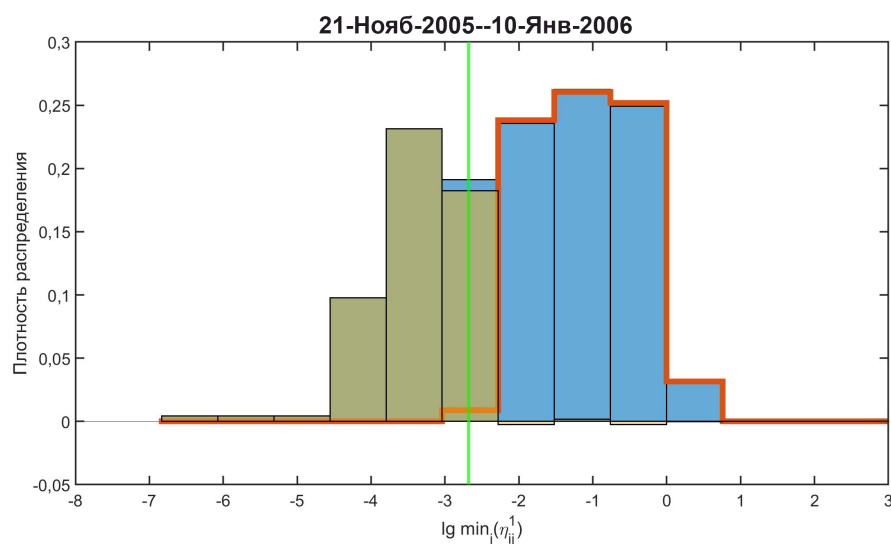


Рис. 7. Анализ группирования сейсмических событий с помощью функции близости (2) для второй фазы длинного роя. Синяя гистограмма – фактическое распределение значений функции (2) для всех событий относительно соответствующих «ближайших соседей», красная гистограмма – аппроксимация правой группы событий, жёлтая гистограмма – полученная кластеризованная компонента.

Видно, что в таком случае проявляется бимодальность распределения, свидетельствующая о наличии двух групп событий. Чтобы продемонстрировать, что эта особенность присуща именно данному периоду, рассмотрим аналогичные распределения для одного из периодов вулканического затишья и для первой фазы длинного роя (рис. 8), видно, что качественно форма распределений сохранилась – одномодальная форма с длинным «хвостом» в левой части.

Далее будем использовать альтернативную функцию близости η_{ij}^1 . Тогда для второй фазы длинного роя таким образом выделяется 42 кластера, они показаны на рис. 9.

В каждом кластере определим самое сильное событие, как основной толчок, события, которые произошли до него – как форшоки, а после – как афтершоки. Хотя, возможно, эти события по своим характеристикам не в полной мере соответствуют данным терминам для тектонической сейсмичности, для удобства далее будем использовать их.

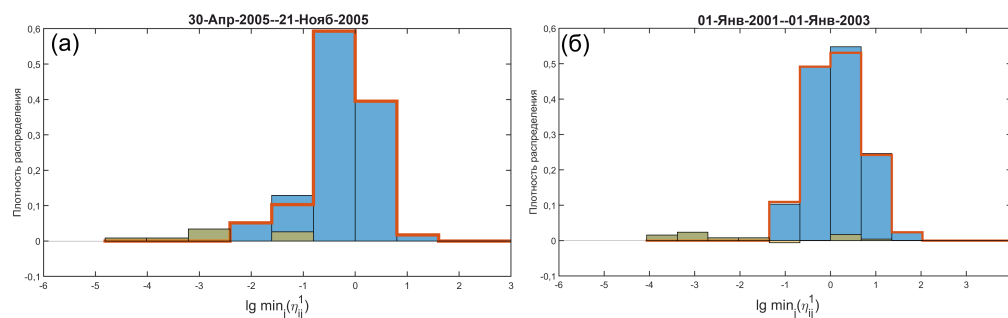


Рис. 8. Распределения расстояний до ближайшего соседа с функцией близости η_{ij}^1 . (а) – для первой фазы длинного роя, (б) – для периода затишья №2 из табл. 1. Голубая гистограмма – фактическое реальное распределение, красная гистограмма – фоновая компонента распределения, жёлтая гистограмма – полученная кластеризованная компонента.

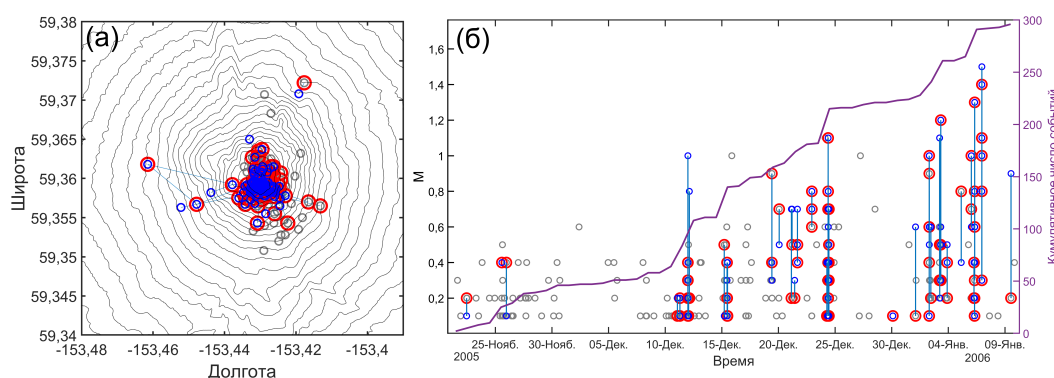


Рис. 9. Кластеры событий во второй фазе длинного роя. (а) – распределение в пространстве, (б) – во времени. Серые кружки – независимые события (функция близости относительно ближайшего соседа больше порога), синие – связанные события (функция близости меньше порога); красным обведены события, у которых есть «потомки» (то есть связанные с ним события); синими линиями показаны связи между событиями в кластерах.

В кластерах 37 афтершоков и 58 форшоков. Параметры независимых и связанных событий второй фазы длинного роя приведены в табл. 2. Определены параметр наклона графика повторяемости b , максимальная $M_{\max}$ и средняя $\bar{M}$ магнитуды.

Таблица 2. Параметры двух режимов сейсмичности

	b	$M_{\max}$	$\bar{M}$
Кластеризованные	0,989	1,5	0,4401
Несвязанные	1,906	1,1	0,2726

Обсуждение результатов

Для сейсмичности в районе вулканической постройки вулкана Августина в периоды вулканического затишья наблюдается низкая степень кластеризации, что само по себе является довольно необычным явлением, однако, такое уже наблюдалось, например, для событий, связанных с гейзерной активностью [Мамотин, 2023]. Также известно, что степень кластеризации падает с глубиной [Shebalin et al., 2020]. Это может быть связано с уменьшением с глубиной плотности трещин – потенциальных очагов сейсмических событий или, иными словами, степени готовности среды к разрушению [Narteau et al., 2002]. В таком случае гипотез, почему в данной ситуации наблюдается такой эффект, может быть несколько. Это может быть связано с особенностью природы самой

вулканической сейсмичности, со свойствами среды вулканической постройки, либо с более сложными эффектами, например, как результат интенсивного локализованного постоянного воздействия источника в виде магматической камеры.

Рассмотрим подробнее период длинного роя, он длился с 30.04.2005 по 10.01.2006. Период, примерно, с 18.11.2005 по 10.01.2006, согласно исследованиям деформаций, соответствует процессу интрузии магмы по дайке [Cervelli et al., 2006]. А стадия до этого сопровождалась радиальными деформациями, которые удалось аппроксимировать точечным сферическим источником, примерно, на глубине уровня моря [Cervelli et al., 2006], такой эффект может быть вызван повышением давления в магматической камере. К тому же в [Buurman and West, 2010] приводится анализ частот сейсмических сигналов во время извержения. Показано, что до начала извержения (конец длинного роя и короткий рой) преобладают высокочастотные (имеется в виду относительно остальных вулканических сигналов) события, которые обычно ассоциируют с вулкано-тектоническими землетрясениями. В частности, короткий рой в [Buurman and West, 2010] гипотетически связывают с финальным прорывом канала к поверхности. А в [Power and Lalla, 2010] указано, что все события длинного роя можно классифицировать как вулкано-тектонические. Таким образом, можно предложить следующий сценарий: задолго до извержения (примерно, за 256 суток) наблюдается сейсмическая активизация, в этот период проявляются радиальные деформации, высокое значение b и низкая степень кластеризации; затем через 206 суток, судя по деформациям на поверхности, начинается интрузия магмы, сейсмическая активность и степень кластеризации повышаются, параметр b снижается. По окончании длинного роя происходит интенсивный короткий рой событий, после которого начинается извержение.

Отметим, что сейсмичность второй фазы длинного роя за вычетом кластеров показывает режим схожий по параметрам с тем, что наблюдался до начала интрузии во время первой фазы – фазы радиальных деформаций (параметры сейсмичности роя до начала интрузии $b\text{-value} = 1,822$, $\bar{M} = 0,2766$, $M_{\max} = 1$, параметры несвязанной сейсмичности во время периода интрузии: $b\text{-value} = 1,906$, $\bar{M} = 0,2726$, $M_{\max} = 1,1$), а сейсмичность кластеризованных событий значительно отличается по своим параметрам ($b\text{-value} = 0,989$, $\bar{M} = 0,4401$, $M_{\max} = 1,5$). Это позволяет предполагать, что сперва повышение давления в магматической камере вызывает отклик среды в виде сейсмичности с высоким значением наклона графика повторяемости, относительно низкими магнитудами и низкой степенью кластеризации, затем начинается процесс локального разрушения среды при внедрении магмы, который имеет уже другие параметры, при этом первый процесс всё ещё продолжается. Это частично объясняет наблюдаемые вариации $b\text{-value}$ в этот период: наложение двух процессов с разными режимами сейсмичности.

Рассмотрим подробнее выделенные кластеры во второй фазе длинного роя, предположительно, соответствующей интрузии. На рис. 10 можно проследить следующую тенденцию: сперва происходит серия кластеров примерно в конце которой реализуется сильнейшее в серии событие, затем наблюдается сейсмическое затишье до начала следующей серии кластеров. Из этой картины выпадает четвертая серия (отмечено красной стрелкой на рис. 10), в ней сильнейшее событие оказалось первым в серии, это может быть результатом неточности нашего метода выделения кластеров, либо неточности самих данных. Также с осторожностью стоит относиться к первой и последней сериям, так как они могут быть обрезаны границами периода.

Если объединить кластеры в серии, получается в совокупности 98 форшоков и 32 афтершока. То есть форшоковая активность преобладает над афтершоковой в отличие от того, что чаще всего наблюдается в тектонической сейсмичности. Возможно, это вызвано тем, что в данной ситуации происходит вынужденное разрушение еще не подготовленной среды под действием интенсивного внешнего источника, в то время, как образование афтершоков зависит от состояния среды и сформированной системы трещин [Narteau et al., 2002].

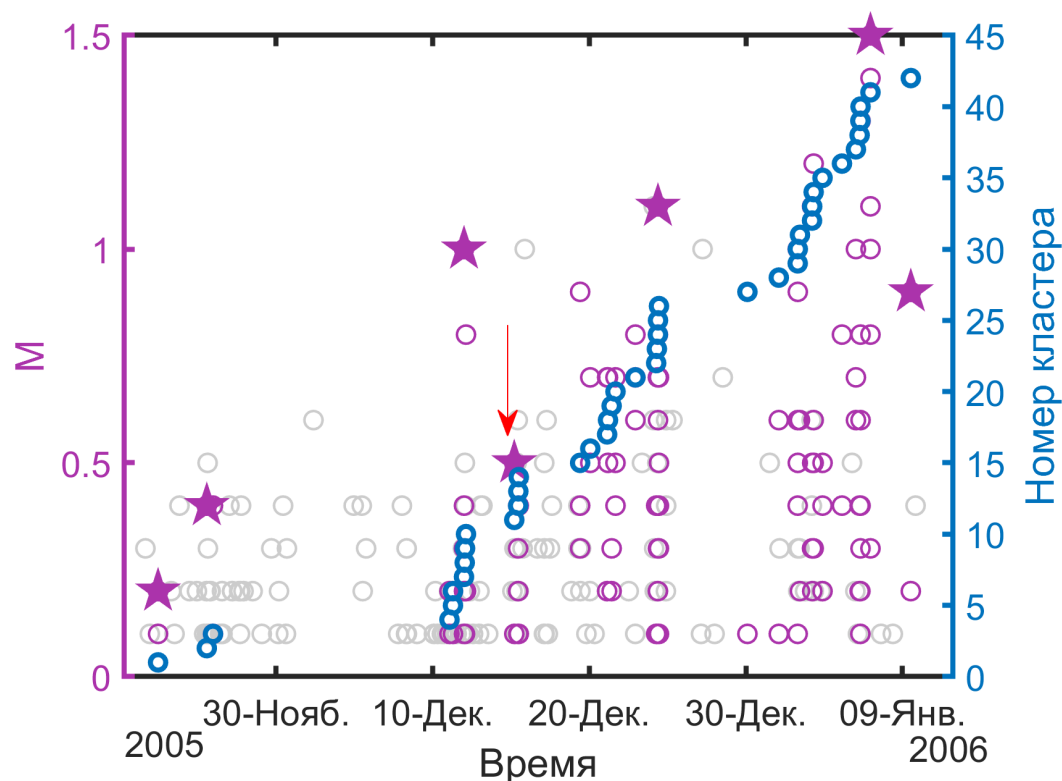


Рис. 10. Распределение кластеров второй части длинного роя во времени. Синие кружки – среднее положение событий кластера во времени, при этом значение по вертикали – порядковый номер кластера. Фиолетовые кружки – события, входящие в кластеры, серые – остальные, несвязанные события; фиолетовыми звездами показаны сильнейшие события в сериях кластеров. Красной стрелкой отмечена серия, выпадающая из общей закономерности.

Можно выделить ряд качественных тенденций:

- 1) Чем больше магнитуда основного события, тем больше у него форшоков и тем больше их магнитуда (рис. 11(а) и рис. 11(б)).
- 2) Чем больше магнитуда основного события, тем длиннее серия форшоков (рис. 11(г)).
- 3) Число и магнитуда форшоков растёт во времени по мере приближения к основному толчку (рис. 12).

Загибание графиков на рис. 11 в районе малых магнитуд основного толчка может быть вызвано тем же эффектом, что и загибание графика повторяемости.

Предложим одну из возможных интерпретаций. Сам процесс интрузии неоднороден, какие-то участки проходятся без сопротивления, а в каких-то местах встречаются «пробки». Чтобы сломать препятствие, нужно накопить достаточное количество напряжений, зависящее от условной прочности этого препятствия (затишье между сериями). Когда накопленные напряжения достигают некоторого порогового значения, начинается процесс разрушения, причём он, видимо, происходит постепенно, а не мгновенно. Такое, например, описано в модели ЛНТ [Соболев, 2019]. Причём величина максимального толчка, вероятно, зависит от прочности препятствия, а также влияет на длительность процесса разрушения и на количество и силу форшоков. Связь с количеством и силой форшоков, вероятно, тривиальна и следует из закона Гутенберга–Рихтера [Gutenberg and Richter, 1945] и наличия нижнего порога магнитуд, то есть большая часть слабых форшоков просто не зарегистрирована, при нормировке же на магнитудный диапазон, вероятно, зависимость может исчезнуть. Связь же с длительностью, видимо, характеризуется скоростью накопления напряжений и свойствами среды.

Часть из приведенных тенденций для форшоков уже описаны, например, в [Helmstetter and Sornette, 2003].

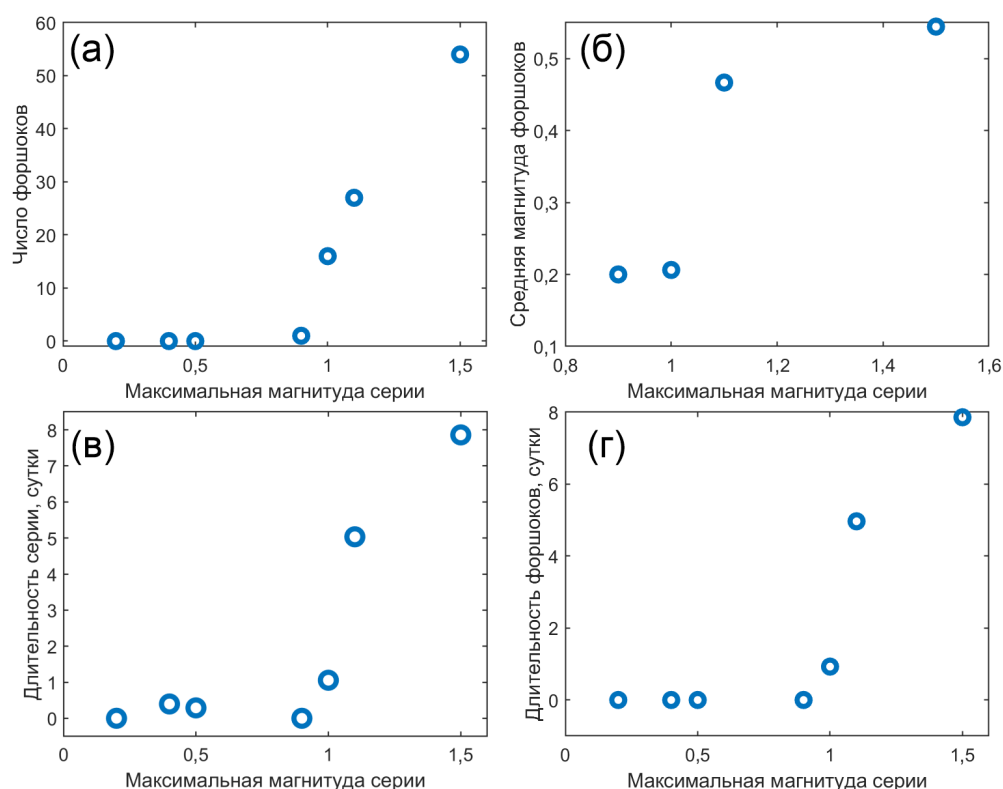


Рис. 11. Зависимости от магнитуды сильнейшего события в серии: (а) – числа форшоков серии, (б) – средней магнитуды форшоков, (в) – общей длительности серии (от первого форшока до последнего афтершока), (г) – длительности форшоков (от первого форшока до основного толчка).

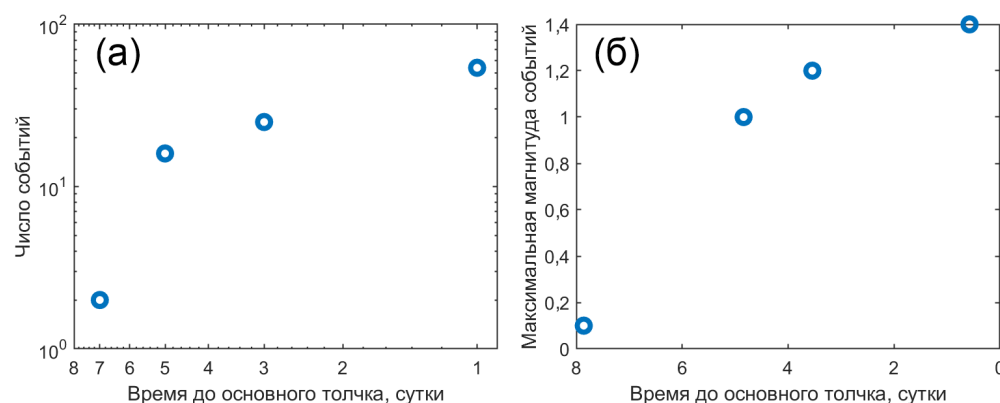


Рис. 12. Зависимости от времени до основного толчка: (а) – числа форшоков (построено по совокупности трёх самых длинных серий), (б) – максимальной магнитуды форшоков (построено только по самой длинной серии). В обоих случаях использовалось окно шириной двое суток.

Стоит отметить, что в описанную выше картину не в полной мере укладывается пространственное распределение этих серий (рис. 13).

Видно, что события самой длинной серии не слишком локализованы в пространстве. Расстояние от основного толчка до общей массы событий составляет около 1,5 км, глубина данного события 0,23 км над уровнем моря, а средняя глубина событий в период интрузии – 0,71 км над уровнем моря. К тому же многие события этой серии произошли в стороне, на западе от основного облака.

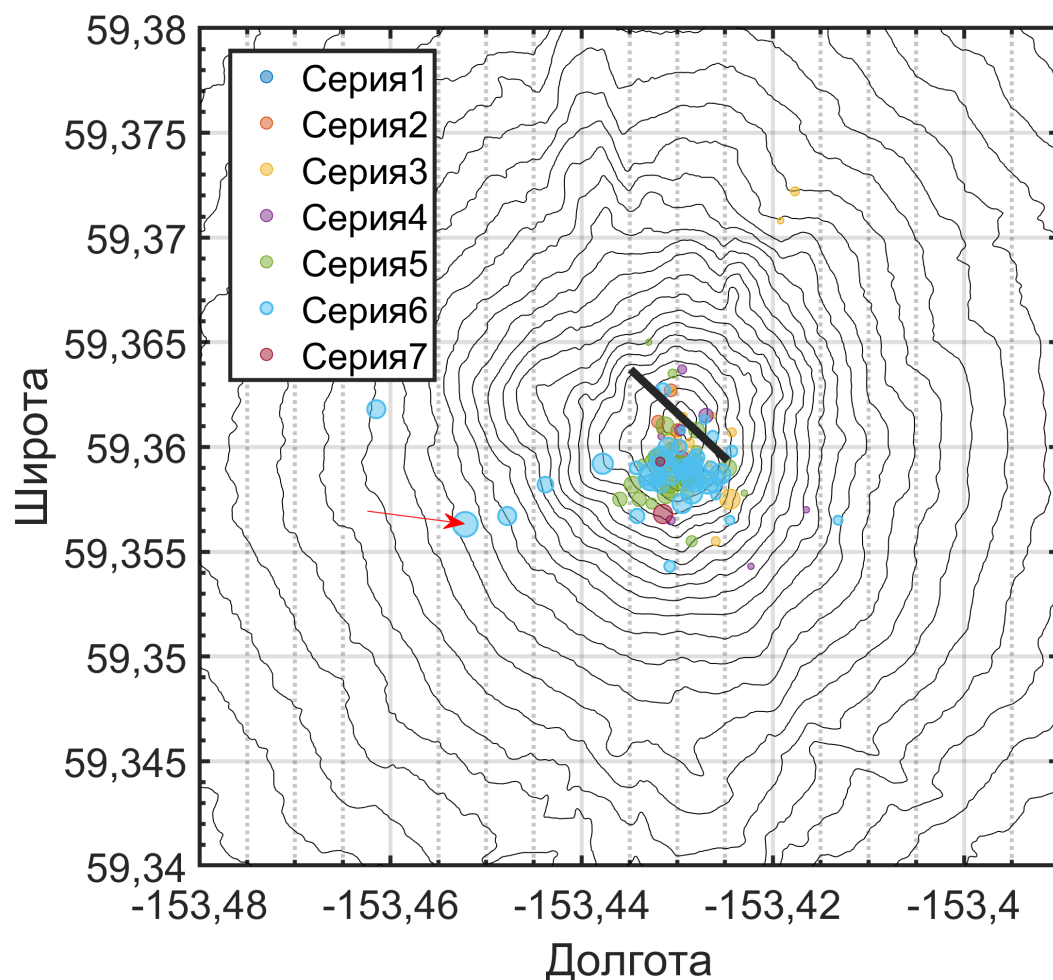


Рис. 13. Распределение серий в пространстве, кружки каждого цвета соответствуют номерам серий. Самая длинная серия №6 – бирюзовая, её основной толчок указан красной стрелкой. Черной линией показана примерная условная проекция дайки на поверхность из [Zhan et al., 2022].

С одной стороны, например, в работе [Zhan et al., 2022] дайка перед рассматриваемым извержением моделируется в виде эллипсоидального тела, расширяющегося в стороны внутри вулканической постройки. А основные смещения поверхности такой модели оказываются, направлены в большей степени как раз на запад и восток.

С другой стороны, это можно частично объяснить большими погрешностями в локации землетрясений. Например, в [Lalla and Power, 2010] погрешность в горизонтальной локации землетрясения может достигать значения около 500 м для нашего случая, хотя в нашей работе используются данные, для которых локация определялась другим методом, это даёт косвенное представление о точности координат эпицентров. К тому же, как показано в работе [Power et al., 2019], положение эпицентра по двум разным методам отличается в среднем на 1,2 км.

Заключение

В работе была проанализирована сейсмичность вулкана Августина на Аляске в периоды затишья и во время длинного роя, наблюдавшегося перед извержением 2006-го года [Jacobs and McNutt, 2010].

В основном в периоды вулканического затишья наблюдается сейсмичность, сконцентрированная в вулканической постройке или под ней с немного повышенным, относительно стандартного, значением наклона графика повторяемости от 0,916 до 1,39 (период 1989–2001 гг. имеет высокое значение b , однако это может быть связано с плохой

представительностью и ее изменениями во времени за длительный промежуток времени), а также низкой степенью группирования (2–8%), например, против (60–80%) для периодов затиший на вулканах Этна и Везувий из работы [Traversa and Grasso, 2010], а также в сравнении со значениями для «классической» тектонической сейсмичности южной Калифорнии: около 70% из работы [Traversa and Grasso, 2010] и около 63% из работы [Баранов и Шебалин, 2019]. Такой режим сейсмичности может объясняться как и особыми свойствами среды вулканической постройки, так и природой этой сейсмичности, например, нагрев от неглубокой магматической камеры или же процессами в ней самой.

Далее был подробно рассмотрен период длинного роя. На основании информации об изменениях активности и поверхностных деформациях [Cervelli et al., 2006; Jacobs and McNutt, 2010] можно предположить, что этот период охватывает два процесса: сперва радиальные деформации и поднятие вулканической постройки, затем интрузия по дайке. Также известно, что с этим периодом связаны сильные аномалии и временные вариации наклона графика повторяемости [Jacobs and McNutt, 2010]. С помощью метода ближайшего соседа с различными функциями близости [Frohlich and Davis, 1990; Zaliapin and Ben-Zion, 2013; Zaliapin et al., 2008] удалось выделить временную кластеризацию событий во время второй части роя, связанной, предположительно, с интрузией по дайке.

Сейсмичность за вычетом кластеров показывает режим схожий по параметрам с тем, что наблюдался до начала интрузии во время радиальных деформаций. Это позволяет интерпретировать такую сейсмичность как отклик среды на общее повышение давления в магматической камере, которое продолжается и во время второй фазы. Вторую же часть сейсмичности (кластеризованную), наблюдавшуюся во время второй фазы, логично связать с процессом интрузии.

Можно заметить, что кластеры во времени также объединяются в серии, разделенные промежутками – паузами. Причем в основном такие серии кластеров оканчиваются самым сильным событием серии. Такую тенденцию можно интерпретировать как накопление напряжений с последующим сбросом и разрушением, которое происходит постепенно. Однако, в отличие от тектонической сейсмичности, тут в качестве источника напряжений выступает интенсивный внешний источник – давление магмы. Это, видимо, также приводит к слабой афтершоковой активности по сравнению с тектонической сейсмичностью.

Благодарности. Авторы выражают благодарность профессору Владимиру Борисовичу Смирнову за консультацию и ценные замечания к работе. Работа выполнена в рамках государственного задания Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН.

Список литературы

- Баранов С. В., Жукова С. А., Корчак П. А. и др. Продуктивность техногенной сейсмичности // Физика Земли. — 2020. — № 3. — С. 40–51. — DOI: [10.31857/S0002333720030011](https://doi.org/10.31857/S0002333720030011).
- Баранов С. В., Шебалин П. Н. Закономерности постсейсмических процессов и прогноз опасности сильных афтершоков. — РАН, 2019. — 218 с. — EDN: [ZJTSAT](https://www.edn.ru/ZJTSAT).
- Гордеев Е. И. Сейсмичность вулканов и контроль вулканической активности // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. — 2007. — № 2. — С. 38–45. — EDN: [IMQGPR](https://www.edn.ru/IMQGPR).
- Малютин П. А. Воздействие флюидных режимов на вариации продуктивности землетрясений по данным натурных экспериментов // 9-ая Всероссийская научно-техническая конференция с международным участием «Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов». — Петропавловск-Камчатский : Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, 2023.
- Маточкина С. Д., Шебалин П. Н., Смирнов В. Б. и др. Параметры группирования событий акустической эмиссии в лабораторных экспериментах по разрушению горных пород // Физика Земли. — 2024. — № 5. — С. 85–96. — DOI: [10.31857/s0002333724050066](https://doi.org/10.31857/s0002333724050066).

- Соболев Г. А. Модель лавинно-неустойчивого трещинообразования - ЛНТ // Физика Земли. — 2019. — № 1. — С. 166–179. — DOI: [10.31857/s0002-333720191166-179](https://doi.org/10.31857/s0002-333720191166-179).
- Baiesi M., Paczuski M. Scale-free networks of earthquakes and aftershocks // Physical Review E. — 2004. — Vol. 69, no. 6. — DOI: [10.1103/physreve.69.066106](https://doi.org/10.1103/physreve.69.066106).
- Bender B. Maximum likelihood estimation of b values for magnitude grouped data // Bulletin of the Seismological Society of America. — 1983. — Vol. 73, no. 3. — P. 831–851. — DOI: [10.1785/bssa0730030831](https://doi.org/10.1785/bssa0730030831).
- Buurman H., West M. E. Seismic precursors to volcanic explosions during the 2006 eruption of Augustine Volcano: Chapter 2 // The 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska. — US Geological Survey, 2010. — P. 41–57. — DOI: [10.3133/pp17692](https://doi.org/10.3133/pp17692).
- Cervelli P. F., Fournier T., Freymueller J., et al. Ground deformation associated with the precursory unrest and early phases of the January 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska // Geophysical Research Letters. — 2006. — Vol. 33, no. 18. — DOI: [10.1029/2006gl027219](https://doi.org/10.1029/2006gl027219).
- Frohlich C., Davis S. D. Single-Link Cluster Analysis As A Method to Evaluate Spatial and Temporal Properties of Earthquake Catalogues // Geophysical Journal International. — 1990. — Vol. 100, no. 1. — P. 19–32. — DOI: [10.1111/j.1365-246X.1990.tb04564.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb04564.x).
- Grassberger P., Procaccia I. Characterization of Strange Attractors // Physical Review Letters. — 1983. — Vol. 50, no. 5. — P. 346–349. — DOI: [10.1103/physrevlett.50.346](https://doi.org/10.1103/physrevlett.50.346).
- Gutenberg B., Richter C. Frequency of earthquakes in California // Nature. — 1945. — Vol. 156. — P. 371–371. — DOI: [10.1038/156371a0](https://doi.org/10.1038/156371a0).
- Helmstetter A., Sornette D. Foreshocks explained by cascades of triggered seismicity // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 2003. — Vol. 108, B10. — DOI: [10.1029/2003jb002409](https://doi.org/10.1029/2003jb002409).
- Jacobs K., McNutt S. Using seismic b-values to interpret seismicity rates and physical processes during the preeruptive earthquake swarm at Augustine Volcano 2005-2006: Chapter 3 // The 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska. — US Geological Survey, 2010. — P. 59–83. — DOI: [10.3133/pp17693](https://doi.org/10.3133/pp17693).
- Koulakov I., Qaysi S. I., Izbekov P., et al. Structure of shallow magma sources beneath Augustine Volcano (Alaska) inferred from local earthquake tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. — 2023. — Vol. 444. — DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2023.107965](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107965).
- Lalla D. J., Power J. A. A two-step procedure for calculating earthquake hypocenters at Augustine Volcano: Chapter 7 // The 2006 Eruption of Augustine Volcano, Alaska. — US Geological Survey, 2010. — P. 129–142. — DOI: [10.3133/PP17697](https://doi.org/10.3133/PP17697).
- Mignan A., Woessner J. Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs // Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis. — 2012. — DOI: [10.5078/CORSSA-00180805](https://doi.org/10.5078/CORSSA-00180805).
- Narteau C., Shebalin P., Holschneider M. Temporal limits of the power law aftershock decay rate // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 2002. — Vol. 107, B12. — DOI: [10.1029/2002jb001868](https://doi.org/10.1029/2002jb001868).
- OpenTopography. USGS 1/3 arc-second Digital Elevation Models. — 2021. — DOI: [10.5069/G98K778D](https://doi.org/10.5069/G98K778D).
- Power J. A., Friberg P. A., Haney M. M., et al. A unified catalog of earthquake hypocenters and magnitudes at volcanoes in Alaska-1989 to 2018: Scientific Investigations Report 2019-5037. — US Geological Survey, 2019. — DOI: [10.3133/sir20195037](https://doi.org/10.3133/sir20195037).
- Power J. A., Lalla D. J. Seismic observations of Augustine Volcano, 1970-2007: Chapter 1 // The 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska. — US Geological Survey, 2010. — P. 3–40. — DOI: [10.3133/pp17691](https://doi.org/10.3133/pp17691).
- Shebalin P. N., Narteau C., Baranov S. V. Earthquake productivity law // Geophysical Journal International. — 2020. — Vol. 222, no. 2. — P. 1264–1269. — DOI: [10.1093/gji/ggaa252](https://doi.org/10.1093/gji/ggaa252).
- Sornette D., Helmstetter A. Endogenous versus exogenous shocks in systems with memory // Physica A: Statistical Mechanics and its Applications. — 2003. — Vol. 318, no. 3/4. — P. 577–591. — DOI: [10.1016/s0378-4371\(02\)01371-7](https://doi.org/10.1016/s0378-4371(02)01371-7).
- Traversa P., Grasso Jean-Robert. How is Volcano Seismicity Different from Tectonic Seismicity? // Bulletin of the Seismological Society of America. — 2010. — Vol. 100, no. 4. — P. 1755–1769. — DOI: [10.1785/0120090214](https://doi.org/10.1785/0120090214).
- Zaliapin I., Ben-Zion Y. Earthquake clusters in southern California I: Identification and stability // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 2013. — Vol. 118, no. 6. — P. 2847–2864. — DOI: [10.1002/jgrb.50179](https://doi.org/10.1002/jgrb.50179).
- Zaliapin I., Gabrielov A., Keilis-Borok V. I., et al. Clustering Analysis of Seismicity and Aftershock Identification // Physical Review Letters. — 2008. — Vol. 101, no. 1. — DOI: [10.1103/physrevlett.101.018501](https://doi.org/10.1103/physrevlett.101.018501).
- Zhan Y., Roman D. C., Mével H. Le, et al. Earthquakes Indicated Stress Field Change During the 2006 Unrest of Augustine Volcano, Alaska // Geophysical Research Letters. — 2022. — Vol. 49, no. 10. — DOI: [10.1029/2022gl097958](https://doi.org/10.1029/2022gl097958).

ANALYSIS OF VOLCANIC SEISMICITY CLUSTERING USING DATA OF THE 2006 ERUPTION OF ALASKA'S AUGUSTINE VOLCANO

E. M. Grekov^{*,1,2}  and P. N. Shebalin¹ 

¹Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics Russian academy of sciences (IEPT RAS), Moscow, Russia

²Department of the Physics of the Earth, Faculty of Physics, M. V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia.

****Correspondence to:** Evgenii Grekov, grekov.em16@physics.msu.ru

The paper is devoted to the analysis of spatiotemporal grouping of volcanic seismicity events confined to the Augustine volcano in Alaska. Heterogeneity of the seismic regime in the final preparation stage of the 2006 eruption was revealed relative to the regimes during periods of calm and the initial stage of seismic activation. This final stage is presumably associated with the process of magma intrusion into the dike, upon completion of which the eruption began. A detailed analysis of the seismicity of this phase revealed two seismic regimes that differ in their main characteristics. One of the regimes is similar in parameters to that observed at the early preparation stage – a high value of the magnitude-frequency distribution slope parameter (*b*-value) and a low degree of clustering. The second has a lower *b*-value and represents a series of clusters ending with the strongest event in the series, followed by a lull.

Keywords: volcanic seismicity, clustering of seismicity, nearest neighbor method, volcanic swarms.

Citation: Grekov, E. M. and P. N. Shebalin (2025), Analysis of Volcanic Seismicity Clustering Using Data of the 2006 Eruption of Alaska's Augustine Volcano, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES4005, <https://doi.org/10.2205/2025ES001025>, EDN: XPILAB

Received: December 3, 2024

Accepted: June 3, 2025

Published: July 6, 2025



© 2025. The Authors.

References

- Baiesi M., Paczuski M. Scale-free networks of earthquakes and aftershocks // *Physical Review E*. — 2004. — Vol. 69, no. 6. — DOI: [10.1103/physreve.69.066106](https://doi.org/10.1103/physreve.69.066106).
- Baranov S. V., Shebalin P. N. Patterns of Post-Seismic Processes and Forecast of the Danger of Strong Aftershocks. — RAS, 2019. — 218 p. — EDN: [ZJTSAT](https://doi.org/10.2205/2019ZJTSAT) ; (in Russian).
- Baranov S. V., Zhukova S. A., Korchak P. A., et al. Productivity of Mining-Induced Seismicity // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2020. — Vol. 56, no. 3. — P. 326–336. — DOI: [10.1134/S1069351320030015](https://doi.org/10.1134/S1069351320030015).
- Bender B. Maximum likelihood estimation of *b* values for magnitude grouped data // *Bulletin of the Seismological Society of America*. — 1983. — Vol. 73, no. 3. — P. 831–851. — DOI: [10.1785/bssa0730030831](https://doi.org/10.1785/bssa0730030831).
- Buurman H., West M. E. Seismic precursors to volcanic explosions during the 2006 eruption of Augustine Volcano: Chapter 2 // *The 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska*. — US Geological Survey, 2010. — P. 41–57. — DOI: [10.3133/pp17692](https://doi.org/10.3133/pp17692).
- Cervelli P. F., Fournier T., Freymueller J., et al. Ground deformation associated with the precursory unrest and early phases of the January 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska // *Geophysical Research Letters*. — 2006. — Vol. 33, no. 18. — DOI: [10.1029/2006gl027219](https://doi.org/10.1029/2006gl027219).
- Frohlich C., Davis S. D. Single-Link Cluster Analysis As A Method to Evaluate Spatial and Temporal Properties of Earthquake Catalogues // *Geophysical Journal International*. — 1990. — Vol. 100, no. 1. — P. 19–32. — DOI: [10.1111/j.1365-246X.1990.tb04564.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb04564.x).
- Gordeev E. I. Seismicity of volcanoes and control of volcanic activity // *Vestnik of the Far East Branch of the Russian Academy of Sciences*. — 2007. — No. 2. — P. 38–45. — EDN: [IMQGPR](https://doi.org/10.2205/2007IMQGPR) ; (in Russian).
- Grassberger P., Procaccia I. Characterization of Strange Attractors // *Physical Review Letters*. — 1983. — Vol. 50, no. 5. — P. 346–349. — DOI: [10.1103/physrevlett.50.346](https://doi.org/10.1103/physrevlett.50.346).

- Gutenberg B., Richter C. Frequency of earthquakes in California // *Nature*. — 1945. — Vol. 156. — P. 371–371. — DOI: [10.1038/156371a0](https://doi.org/10.1038/156371a0).
- Helmstetter A., Sornette D. Foreshocks explained by cascades of triggered seismicity // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 2003. — Vol. 108, B10. — DOI: [10.1029/2003jb002409](https://doi.org/10.1029/2003jb002409).
- Jacobs K., McNutt S. Using seismic b-values to interpret seismicity rates and physical processes during the preeruptive earthquake swarm at Augustine Volcano 2005-2006: Chapter 3 // *The 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska*. — US Geological Survey, 2010. — P. 59–83. — DOI: [10.3133/pp17693](https://doi.org/10.3133/pp17693).
- Koulakov I., Qaysi S. I., Izbekov P., et al. Structure of shallow magma sources beneath Augustine Volcano (Alaska) inferred from local earthquake tomography // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 2023. — Vol. 444. — DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2023.107965](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107965).
- Lalla D. J., Power J. A. A two-step procedure for calculating earthquake hypocenters at Augustine Volcano: Chapter 7 // *The 2006 Eruption of Augustine Volcano, Alaska*. — US Geological Survey, 2010. — P. 129–142. — DOI: [10.3133/PP17697](https://doi.org/10.3133/PP17697).
- Malyutin P. A. The Impact of Fluid Regimes on Earthquake Productivity Variations Based on Field Experiments // 9th All-Russian Scientific and Technical Conference with International Participation «Problems of Complex Geophysical Monitoring of Seismically Active Regions». — Petropavlovsk-Kamchatsky : Kamchatka Branch of the Federal Research Center of Geophysical Surveys of the Russian Academy of Sciences, 2023. — (In Russian).
- Matochkina S. D., Shebalin P. N., Smirnov V. B., et al. Acoustic Emission Events Clustering Parameters in Laboratory Rock Fracture Experiments // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2024. — Vol. 60, no. 5. — P. 913–922. — DOI: [10.1134/s1069351324700836](https://doi.org/10.1134/s1069351324700836).
- Mignan A., Woessner J. Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs // *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*. — 2012. — DOI: [10.5078/CORSSA-00180805](https://doi.org/10.5078/CORSSA-00180805).
- Narteau C., Shebalin P., Holschneider M. Temporal limits of the power law aftershock decay rate // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 2002. — Vol. 107, B12. — DOI: [10.1029/2002jb001868](https://doi.org/10.1029/2002jb001868).
- OpenTopography. USGS 1/3 arc-second Digital Elevation Models. — 2021. — DOI: [10.5069/G98K778D](https://doi.org/10.5069/G98K778D).
- Power J. A., Friberg P. A., Haney M. M., et al. A unified catalog of earthquake hypocenters and magnitudes at volcanoes in Alaska-1989 to 2018: Scientific Investigations Report 2019-5037. — US Geological Survey, 2019. — DOI: [10.3133/sir20195037](https://doi.org/10.3133/sir20195037).
- Power J. A., Lalla D. J. Seismic observations of Augustine Volcano, 1970-2007: Chapter 1 // *The 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska*. — US Geological Survey, 2010. — P. 3–40. — DOI: [10.3133/pp17691](https://doi.org/10.3133/pp17691).
- Shebalin P. N., Narteau C., Baranov S. V. Earthquake productivity law // *Geophysical Journal International*. — 2020. — Vol. 222, no. 2. — P. 1264–1269. — DOI: [10.1093/gji/ggaa252](https://doi.org/10.1093/gji/ggaa252).
- Sobolev G. A. Avalanche Unstable Fracturing Formation Model // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2019. — Vol. 55, no. 1. — P. 138–151. — DOI: [10.1134/S1069351319010117](https://doi.org/10.1134/S1069351319010117).
- Sornette D., Helmstetter A. Endogenous versus exogenous shocks in systems with memory // *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*. — 2003. — Vol. 318, no. 3/4. — P. 577–591. — DOI: [10.1016/s0378-4371\(02\)01371-7](https://doi.org/10.1016/s0378-4371(02)01371-7).
- Traversa P., Grasso Jean-Robert. How is Volcano Seismicity Different from Tectonic Seismicity? // *Bulletin of the Seismological Society of America*. — 2010. — Vol. 100, no. 4. — P. 1755–1769. — DOI: [10.1785/0120090214](https://doi.org/10.1785/0120090214).
- Zaliapin I., Ben-Zion Y. Earthquake clusters in southern California I: Identification and stability // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 2013. — Vol. 118, no. 6. — P. 2847–2864. — DOI: [10.1002/jgrb.50179](https://doi.org/10.1002/jgrb.50179).
- Zaliapin I., Gabrielov A., Keilis-Borok V. I., et al. Clustering Analysis of Seismicity and Aftershock Identification // *Physical Review Letters*. — 2008. — Vol. 101, no. 1. — DOI: [10.1103/physrevlett.101.018501](https://doi.org/10.1103/physrevlett.101.018501).
- Zhan Y., Roman D. C., Mével H. Le, et al. Earthquakes Indicated Stress Field Change During the 2006 Unrest of Augustine Volcano, Alaska // *Geophysical Research Letters*. — 2022. — Vol. 49, no. 10. — DOI: [10.1029/2022gl097958](https://doi.org/10.1029/2022gl097958).