

УДК 550.3

СЕЙСМОГЕННЫЕ ПЯТНА КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ: ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

© 2026 г. А. А. Остапчук^{1, *}, И. И. Нугманов^{1, 2}, К. Г. Морозова¹, О. В. Бергаль-Кувикас^{3, 4}

¹Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Российская Федерация

²Университет Иннополис, г. Иннополис, Российская Федерация

³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Российская Федерация

⁴Камчатский государственный университет им. В. Беринга, г. Петропавловск-Камчатский, Российская Федерация

*E-mail: ostapchuk.aa@phystech.edu

Поступила в редакцию 12.12.2025 г.

После доработки 16.02.2026 г.

Принята к публикации 22.06.2026 г.

Эволюция тектонических разломов и локализация очагов сильных землетрясений контролируется конфигурацией и реологическими свойствами тектонических зацепов. Сейсмогенные пятна, или сейсмопятна, являются сейсмическим проявлением тектонических зацепов и могут быть выявлены на основе пространственно-временного анализа сейсмичности, а именно представляют собой топологически плотные пространственные группы фоновой сейсмичности.

В работе были исследованы особенности сейсмичности Камчатской зоны субдукции (КЗС), где вдоль полуострова Камчатка Тихоокеанская океаническая плита погружается под Охотскую континентальную плиту. Используемый региональный сейсмический каталог Камчатского филиала Единой геофизической службы РАН включал 38886 событий, которые были зарегистрированы с 01.01.1990 г. по 14.09.2025 г. Представительность каталога M_c составила 3.0.

В пределах КЗС выделяется семь сейсмопятен с характерным размером от 150 до 250 км. Показано, что структурированность пятен сохраняется на протяжении всего времени наблюдений (35 лет). Границы сейсмопятен согласуются со структурными особенностями субдуцирующей Тихоокеанской плиты. В пределах сейсмопятен локализованы 18 из 23 эпицентров землетрясений с магнитудой более 7, произошедших в регионе с 1900 г. Структура очага сильнейшего Камчатского мегаземлетрясения $M_w = 8.8$, 29.07.2025 г., указывающая на конфигурацию тектонических зацепов, полностью согласуется с конфигурацией сейсмопятен КЗС.

Ключевые слова: тектонический зацеп, фоновая сейсмичность, гетерогенность слэба, Камчатское мегаземлетрясение.

DOI: 10.7868/S3034645226030017

ВВЕДЕНИЕ

Сильнейшие землетрясения инициируются в пределах меганадвигов зон субдукций, где одна литосферная плита погружается под другую. Из-за фрикционного сопротивления, действующего на границе плит, отдельные сегменты плит оказываются запертыми в межсейсмический период [Kato, Ben-Zion, 2021]. Физическим механизмом сильных землетрясений является фрикционное

скольжение плит, которое инициируется при достижении тектонических напряжений фрикционной прочности и которое локализуется в узких зонах магистрального сместителя [Кочарян, 2016]. Тектонические разломы характеризуются сложным строением, включая различные зоны структурной нарушенности и локализации деформаций [Fagereng, Sibson, 2010]. Пространственная неоднородность структурных, вещественных и фрикционных свойств может быть

прослежена на различных масштабных уровнях [Кочарян и др., 2021].

Инициирование сильнейших землетрясений ассоциируется с разрывом тектонических зацепов (*tectonic asperity*), которые являются зонами повышенной прочности и напряжение на которых существенно выше по сравнению со средним значением напряжений на разломе [Scholz, Engelder, 1976; Lay et al., 1982]. В настоящее время предполагается, что тектонические зацепы являются не только зонами повышенной прочности, но и зонами, обладающими свойством скоростного разупрочнения (сопротивление сдвигу снижается при увеличении скорости скольжения) [Scholz, 1998]; относительно разгруженные области между зацепами имеют низкое сопротивление сдвигу и обладают свойством скоростного упрочнения [Collettini et al., 2019]. Косейсмический разрыв стартует на границе тектонического зацепа со свойством скоростного разупрочнения; скорость разрыва уменьшается в зоне скоростного упрочнения между зацепами, снова увеличиваясь на соседних зацепах [Будков, Кочарян, 2023]. Если расстояние между зацепами достаточно велико, то распространение разрыва останавливается [Dublanchet et al., 2013; Luo, Ampuero, 2018; Ide, 2014]. Размер, геометрия и пространственное распределение тектонических зацепов определяют локализацию и особенности очагов землетрясений [Гусев, 1988; Ide, 2019].

В настоящее время локализация тектонических зацепов определяется путем решения обратной задачи на основе данных геодезического мониторинга [Burgmann et al., 2005]. В зонах тектонических зацепов формируются запертые участки, на которых постепенно увеличивается дефицит смещения. Дефицит смещения достигает максимума непосредственно перед инициированием землетрясения. Ретроспективно тектонические зацепы могут быть выявлены на основе анализа карты смещения в очаге землетрясения, которая восстанавливается путем инверсии геодезических [Yabuki, Matsu'ura, 1992] или сейсмических [Ji et al., 2002] данных или их комбинацией [Delouis et al., 2002].

Повышение точности определения координат гипоцентров землетрясений и низкая представительная магнитуда позволяют рассматривать сейсмические каталоги как новый надежный

источник, дающий информацию о структуре разломов [Valoroso et al., 2014; Chalumeau et al., 2024; Остапчук, 2025a]. При этом сейсмические данные должны анализироваться с учетом представлений о структурных и реологических особенностях разломов [Collettini et al., 2022]. В работах [Ostapchuk et al., 2022; Ostapchuk, Nugmanov, 2026] был предложен алгоритм, позволяющий детектировать тектонические зацепы на основе анализа данных сейсмических каталогов. Тектонические зацепы проявляются в виде топологически плотных кластеров фоновой сейсмичности — сейсмогенных пятен, или сейсмопятен. Целями настоящей работы являются выявление сейсмопятен КЗС и особенностей изменения их параметров, а также установление корреляции между закономерностями локализации сейсмопятен с разломными структурами взаимодействующих Тихоокеанской и Охотской плит.

ТЕКТОНИКА РЕГИОНА

В зонах коровых меганадвигов субдукционных зон иницируются сильнейшие землетрясения планеты [Wirth et al., 2022]. События с магнитудой более 9 зарегистрированы в Чилийской (1960 г., $M_w = 9.5$), Суматра-Андаманской (2004 г., $M_w = 9.1$), Курило-Камчатской (1952 г., $M_w = 9.0$), Алеутской (1964 г., $M_w = 9.3$) и Японской (2011 г., $M_w = 9.1$) зонах субдукции [Pacheco, Sykes, 1992; Walker et al., 2005; Lay, 2018]. Курило-Камчатская зона субдукции (ККЗС) представляет особый интерес, так как произошедшее 29.07.2025 г. Камчатское мегаземлетрясение с магнитудой $M_w = 8.8$ имеет очаг, локализованный в окрестности очага мегаземлетрясения 1952 г. [MacInnes et al., 2010; Xu et al., 2025; Михайлов и др., 2025; Yagi et al., 2025].

ККЗС простирается от зоны сочленения дуги Северо-Восточного Хонсю (NE Honshu arc) на острове Хоккайдо вдоль Курильских островов и тихоокеанского побережья полуострова Камчатка до зоны сочленения с Алеутской островной дугой (рис. 1). В данной зоне происходит субдукция Тихоокеанской океанической плиты под Охотскую континентальную плиту [Hindle et al., 2009]. Согласно авторам работы [Авдейко и др., 2006], в конце миоцена произошла аккреция Кроноцкой палеодуги, определившая

обновление конфигурации в зоне субдукции и заложение Восточного вулканического пояса Камчатки. По геодезическим данным, сближение плит происходит почти перпендикулярно простирацию Камчатского желоба, и скорость погружения Тихоокеанской плиты изменяется от 76 мм/год в районе 55° с.ш. до 83 мм/год в зоне 47° с.ш. [DeMets et al., 1990; Burgmann et al., 2005]. Важной особенностью ККЗС является наличие сегментов с различным типом субдукции — выделяется континентальная окраина Камчатки (чилийский тип субдукции) и Курильская островная дуга (марианский тип субдукции) [Бергаль-Кувикас и др., 2023]. При этом сегмент континентальной окраины Камчатки структурно делится на южную (от 50° с.ш. до 55° с.ш.) и северную (выше 55° с.ш.) части. В южной части угол падения составляет ~55°, а максимальная глубина сейсмичности плавно уменьшается с 500 км (~50° с.ш.) до 300 км

(~55° с.ш.) [Gorbatov et al., 1997]. В северной части происходит резкое изменение максимальной глубины сейсмичности с 300 км до 100 км и угол падения плиты уменьшается до 35°. В настоящей работе нами рассматривается южный сегмент континентальной окраины Камчатки, простирающийся вдоль полуострова Камчатка, — Камчатская зона субдукции (далее — КЗС).

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В рамках настоящей работы анализируются закономерности локализации землетрясений, произошедших в период с января 1990 г. по сентябрь 2025 г. Анализируемый каталог составлен по базе данных сейсмической сети Камчатского филиала Единой геофизической службы РАН (доступен по ссылке: <https://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php>). Каталог включает 38886 событий, и представительность каталога M_c составляет 3.0 [Смирнов и др., 2019]. Распре-

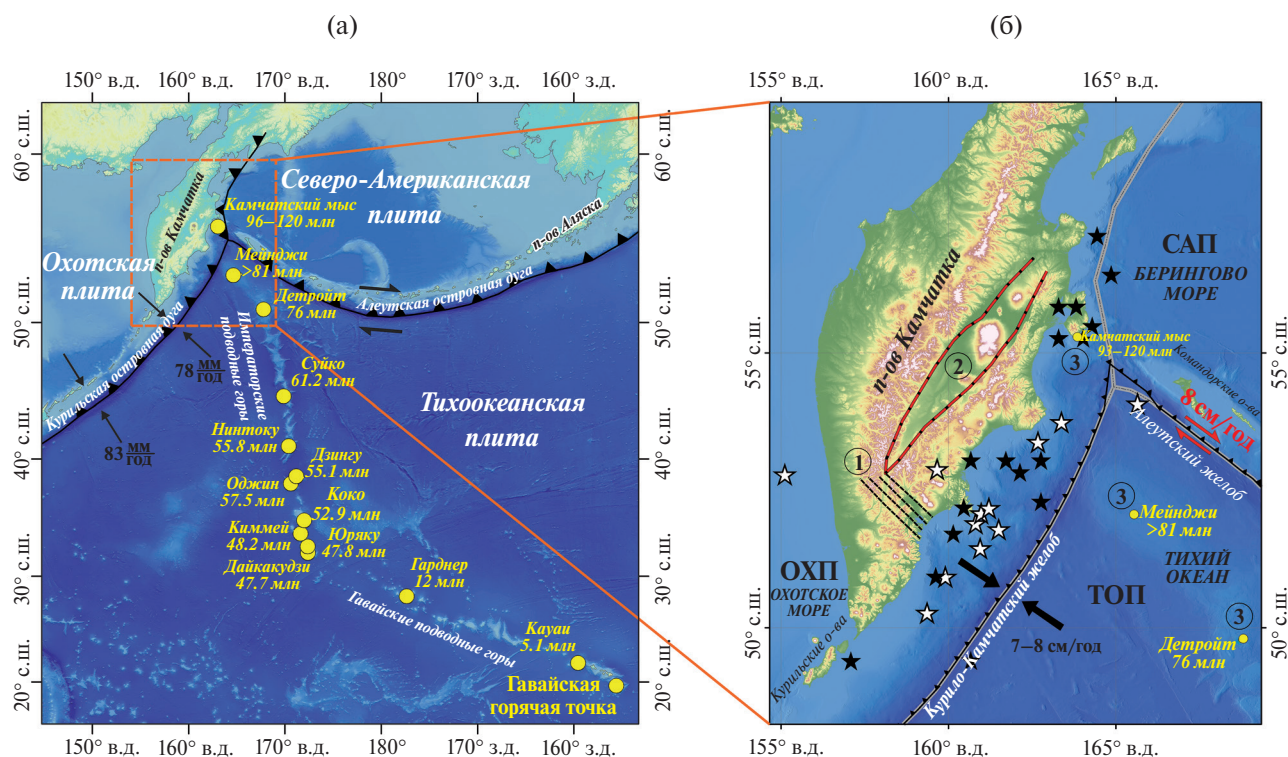


Рис. 1. Тектоническая карта Курило-Камчатской зоны субдукции: (а) — северо-восточная часть Тихоокеанской плиты и ее смещение относительно Охотской и Северо-Американской плит. Направления и скорость относительного движения плит указаны стрелками. Желтыми точками отмечены местоположение и возраст Гавайского палеогайота (согласно работам [Portnyagin et al., 2008; Madrigal et al., 2025]); (б) — участок исследований, выделенный на рис. (а): ТОП — Тихоокеанская плита, ОХП — Охотская плита, САП — Североамериканская плита. Звездами на рисунке отмечены эпицентры землетрясений с магнитудой более 7, произошедшие с 1900 г. (черным — события до 1990 г. [Racheco, Sykes, 1992]; белым — данные анализируемого в настоящей работе сейсмического каталога КФ ЕГС РАН). Цифрами отмечены: 1 — Малко-Петропавловская зона (МПЗ) поперечных дислокаций, 2 — Центрально-Камчатская депрессия, 3 — Гавайский палеогайот.

деление Гутенберга—Рихтера всех землетрясений, содержащихся в каталоге:

$$\log N[\text{год}^{-1}] = 7.95 - 0.93 \cdot M. \quad (1)$$

Распределение землетрясений по глубине характеризует геометрию зоны субдукции (рис. 2). В КЗС для сильных землетрясений характерны надвиговый и сдвиго-надвиговый типы подвижки в очагах землетрясений, для которых азимуты осей сжатия (P) располагаются между 90° и 150° при падении этих осей к юго-востоку относительно дневной поверхности. Азимутальное распределение P-осей механизмов очагов землетрясений, произошедших в диапазоне глубин 1–70 км, по всему району исследований характеризуется однонаправленным расположением, ориентированным вкост простирания желоба, и согласуется с азимутальным направлением смещения Тихоокеанской плиты [Bushenkova, Kuchay, 2022].

Для выявления структурных особенностей контактной границы тихоокеанской и охотской плит выполнена выборка землетрясений

с магнитудой выше M_c , гипоцентры которых локализованы в пределах интерфейса зоны субдукции, геометрия определялась согласно модели — Slab2 [Hayes et al., 2018]. Далее в работе закономерности локализации сейсмичности будут рассматриваться в проекции на верхнюю границу слэба.

ДЕТЕКТИРОВАНИЕ СЕЙСМОГЕННЫХ ПЯТЕН

Согласно работам [Ide, 2019; Кочарян, Остапчук, 2022], конфигурация тектонических зацепов сохраняется на временных интервалах длительностью, как минимум, десятки лет. Следовательно, сейсмопятна как сейсмическое отображение тектонических зацепов должны являться не зависящими от времени особенностями локализации сейсмичности. Алгоритм SPAD детектирования сейсмопятен подробно рассмотрен в работах [Ostapchuk et al., 2022; Ostapchuk, Nugmanov, 2026]. Алгоритм на первом этапе предполагает выделение фоновой сейсмичности, на втором — детектирование пространственных областей концентрации (кластеров) гипоцентров на основе метода топологической фильтрации; на третьем — объединение отдельных кластеров в сейсмогенные пятна. Для выделения фоновой сейсмичности из всего потока сейсмических событий выполняется декластеризация каталога на основе метода ближайшего соседа [Zaliapin, Ben-Zion, 2013]. Метод основан на расчете функции близости в метрическом пространстве “координаты–время–магнитуда”:

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

где: $t_{ij} = (t_j - t_i)$ — временная задержка между событиями; $r_{ij} = (r_j - r_i)$ — расстояние между событиями; M_i — магнитуда i -го события; d — фрактальная размерность пространственного распределения землетрясений; b — скейлинговый параметр распределения Гутенберга—Рихтера (соотношение 1). Для каждого землетрясения в каталоге определяется его ближайший сосед по минимуму значения функции близости из всех предшествующих ему событий. Если значение функции близости меньше порога η_0 , то события считаются связанными, если значение превышает порог η_0 , то события считаются несвязанными. Определение значения η_0 основано

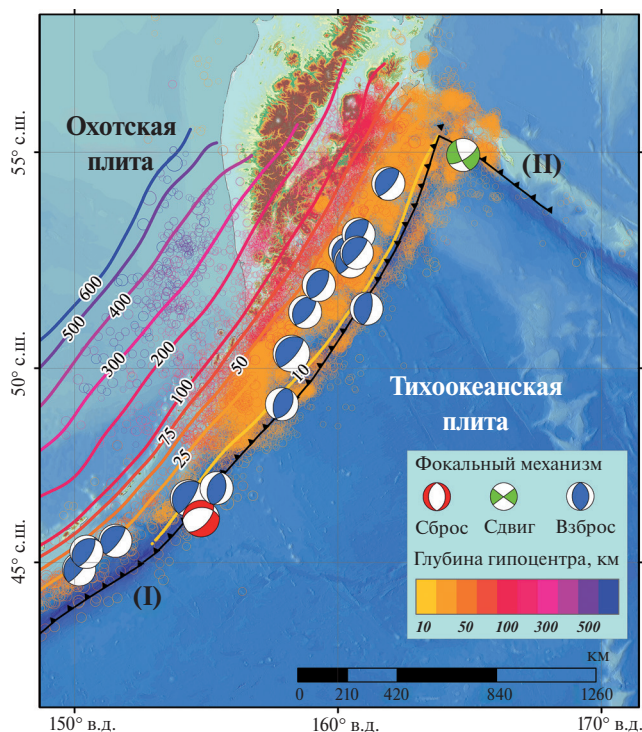


Рис. 2. Сейсмичность КЗС согласно КФ ЕГС РАН. Для землетрясений с магнитудой $M_w > 7$ показаны фокальные механизмы по данным GCMT-каталога (доступен по ссылке: <https://www.globalcmt.org>). I — Курило-Камчатский желоб, II — Алеутский желоб.

на предположении, что распределение функции близости для ближайших соседей описывается смешанной моделью, состоящей из линейной комбинации двух гауссовых распределений [Zaliapin, Ben-Zion, 2013; Zaliapin, Ben-Zion, 2016]. На рис. 3 представлена локализация фоновых и связанных землетрясений и их статистика. Стоит отметить, что максимальная магнитуда фоновых землетрясений составляет 6.3.

Формирование тектонических зацепов и их структура контролируются детерминированной (крупномасштабной) и случайной (мелкомасштабной) шероховатостью берегов разломов. Локализация и структура тектонических зацепов определяют особенности локализации сейсмических событий [Ide, 2019; Кочарян, Остапчук, 2022; Cochran et al., 2023]. Для выделения в пространстве плотных кластеров сейсмичности применялся DPS-алгоритм топологической фильтрации [Agayan et al., 2014; Dzeboev et al., 2021]. Алгоритм нацелен на выделение в конечном множестве Евклидова пространства плотных подмножеств заданного уровня плотности α . Уровень плотности определяется на основе двух свободных параметров: показатель $q < 0$ определяет радиус локализации, в пределах которого рассчитывается плотность, и параметр $\beta \in [-1, 1]$ соответствует уровню максимальности плотности выделяемых плотных кластеров $\{B\}$ на фоне всех фоновых событий W . Результат применения DPS-алгоритма можно записать в следующем виде:

$$\text{DPS}(q, \beta) : W \rightarrow (B_1, \dots, B_n). \quad (3)$$

Применение DPS-алгоритма в общем случае предполагает экспертное задание параметров q и β [Dzeboev et al., 2020; Агаян, Некрасова, 2024]. В работе [Ostapchuk et al., 2022] для однозначного определения уровня плотности предложены два условия:

- характерное расстояние между всеми плотными кластерами должно соответствовать среднему шагу волнистости берегов разлома, который ассоциируется с характерным расстоянием между всеми фоновыми событиями;
- из всех возможных конфигураций плотных кластеров должна выбираться та конфигурация, которая включает максимальное количество кластеров.

Использование DPS-алгоритма позволяет идентифицировать 2233 плотных кластера. Плотные кластеры были объединены в семь пространственных групп на основе построения Евклидова минимального остовного дерева [Jain et al., 1999]. Группа формируется совокупностью кластеров, локализованных в одной области пространства на расстоянии, не превышающем максимума распределения попарных расстояний между гипоцентрами землетрясений [Ostapchuk et al., 2022].

Согласно геологическому изучению эксгумированных разломов, зоны интенсивного скольжения имеют квазиэллиптическую выпуклую

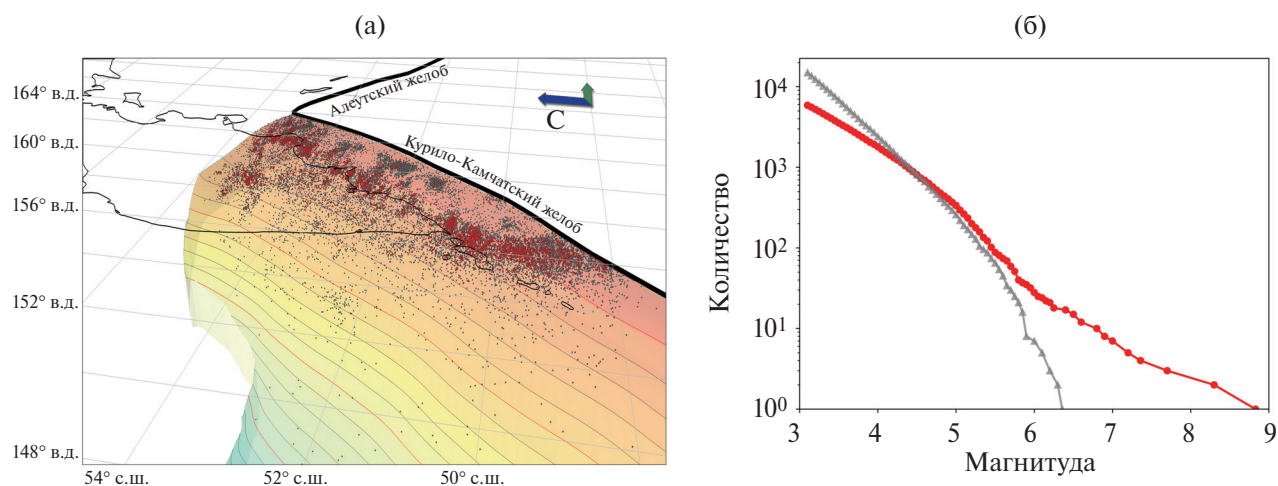


Рис. 3. Локализация фоновых и связанных сейсмических событий в проекции на верхнюю границу слэба (а) и статистика Гутенберга—Рихтера (б). Красный цвет соответствует связанным событиям, серый — фоновым событиям. На рис. (а) изменение цвета соответствует глубине слэба и изолинии глубин отмечены каждые 25 км.

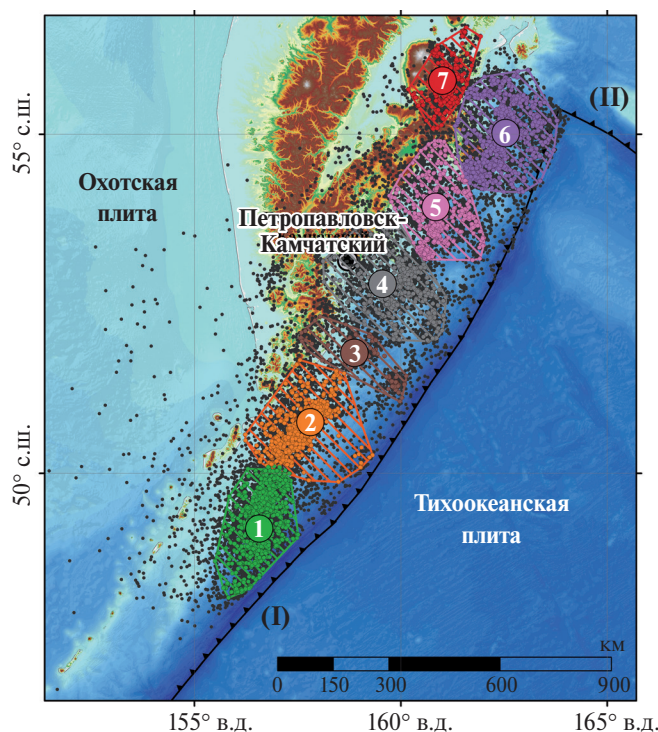


Рис. 4. Выделение сейсмопятен Камчатской зоны субдукции: I — Курило-Камчатский желоб, II — Алеутский желоб. Черным отмечены фоновые события (14936 событий). Цветом отмечены события, которые формируют топологически плотные кластеры сейсмогенных пятен (6593 события). Цветные линии — границы сейсмопятен 1–7, нумерация которых идет с юга на север.

форму [Sagy et al., 2007; Alaei et al., 2024]. В этой связи контуры сейсмопятен стоит определять как минимальный выпуклый многоугольник, покрывающий все события в определенной пространственной группе [Chan, 1996]. В пределах КЗС выделяются семь сейсмопятен с характерным размером от 170 до 270 км (рис. 4).

СТРУКТУРНЫЕ ГРАНИЦЫ СЕЙСМОГЕННЫХ ПЯТЕН

Для формирования крупномасштабного очага землетрясения разрыв должен преодолевать многочисленные геометрические и реологические барьеры, сформированные на границе тектонических разломов [van den Ende et al., 2020; Rodriguez Padilla et al., 2024]. Реологические барьеры представляют собой, главным образом, зоны, сложенные породами со свойством скоростного упрочнения; в качестве “геометрических” барьеров могут, например, выступать кулисные перекрытия и изгибы разломов. Для

коровых землетрясений наличие барьеров вдоль плоскости простираения тектонического разлома приводит к тому, что вероятность события экспоненциально снижается с увеличением длины разрыва [Rodriguez Padilla et al., 2024].

В зоне КЗС происходит взаимодействие Тихоокеанской и Охотской плит. Для возможной связи закономерностей локализации сейсмогенных пятен в настоящем разделе рассмотрена разломная структура взаимодействующих Тихоокеанской и Охотской плит (рис. 5). В окрестности границы слэба уверенно выделяются трансформные разломы океанической коры северо-западного направления [Андреев, 1993]. Южной границей сейсмопятна 1 может выступать трансформный разлом Онекотан. Северная граница сейсмопятна 1 (между 1 и 2) согласуется с зоной перехода от континентальной окраины Камчатки к Курильской островной дуге, что выражено, вероятно, в виде океанического поднятия [Бергаль-Кувикас и др., 2023] (рис. 5). Сейсмопятна 2 и 3 согласуются с наличием жестких блоков земной коры, ограниченных трансформными разломами погружающей океанической плиты, на континентальном склоне желоба граница между пятнами также проявляется разломной структурой северо-западного направления [Андреев, 1993; Андреев, Сваричевский, 1994]. Сейсмогенное пятно 4 ограничено трансформными разломами Авачинским (между 3 и 4) и Крузенштерн (сейсмопятна 4 и 5) [Андреев, 1993]. К зоне локализации сейсмопятна 4 приурочена граница аккреции террейнов Кроноцкой палеодуги — по сейсмической томографии выделяются низкоскоростные аномалии, которые маркируют трансформный разлом [Bushenkova et al., 2023] и субдукционное окно [Koulakov et al., 2025]. На континентальном склоне трансформный разлом океанической коры переходит в тектоническую зону — Мало-Петропавловская зона (МПЗ) поперечных дислокаций [Агибалов и др., 2023]. Сейсмопятно 5 с юга ограничено трансформным разломом Крузенштерн, с севера (между 5 и 6) — Камчатским [Андреев, 1993; Селиверстов, 2009]. Сейсмопятно 6 на севере ограничено зоной сочленения КЗС и Алеутской островной дугой. Именно в этом районе на современном этапе происходят активные процессы завершения аккреции Кроноцкой палеодуги, фиксируемые

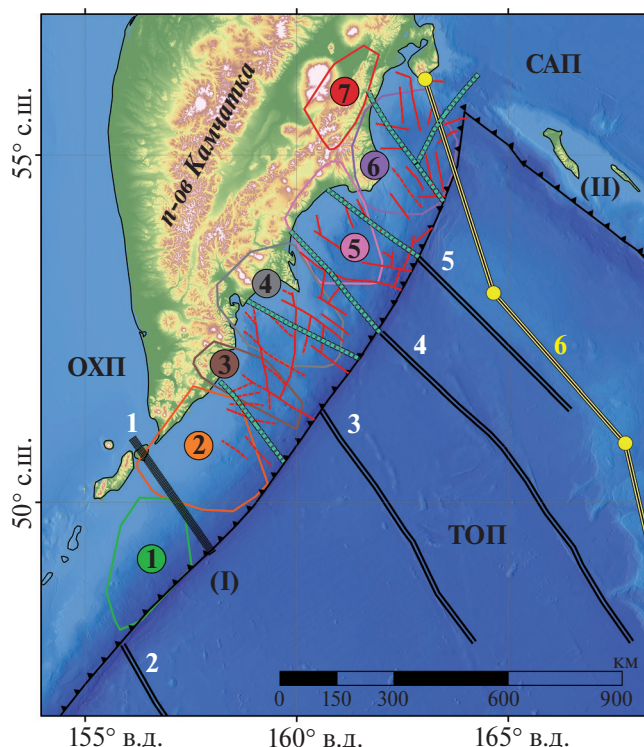


Рис. 5. Локализация сейсмопятен и разломные структуры Тихоокеанской и Охотской плит. Цветными контуром и цифрами отмечены сейсмопятна. I — Курило-Камчатский желоб, II — Алеутский желоб. 1 — зона перехода от континентальной окраины к островной дуге (согласно работе [Бергаль-Кувикас и др., 2023]); 2–5 — трансформные разломы (2 — Онекотан, 3 — Авачинский, 4 — Крузенштерн, 5 — Камчатский (согласно работе [Андреев, 1993]); 6 — трек смещения Гавайского палеогайота (согласно работам [Portnyagin et al., 2008; Madrigal et al., 2025])). Красными линиями отмечены новейшие разрывные нарушения морского дна, выделенные по морфологическим признакам (согласно работе [Селиверстов, 2009])). Зелеными линиями отмечены разломы континентального склона (согласно работе [Андреев, Свиричевский, 1994])).

многочисленными коровыми землетрясениями [Агибалов и др., 2024] и большими деформациями земной коры [Кожурин, Пинегина, 2024]. Сейсмопятно 7, в отличие от всех остальных, фиксируется в тыловой части КЗС. Территориально оно приурочено к Ключевской группе вулканов и, вероятно, обусловлено погружением Гавайского палеогайота, остатки которого были найдены на полуострове Камчатский Мыс [Portnyagin et al., 2008] (рис. 16).

В пределах аккреционной призмы континентального склона выделяется большое число разломных структур с преобладающим северо-западным направлением. На рис. 5 можно видеть,

что локализация разломов континентального склона не коррелирует с границами сейсмопятен, и в то же время границы сейсмогенных пятен согласуются со структурными особенностями и разломами высшего ранга Тихоокеанской океанической плиты.

ЭВОЛЮЦИЯ СЕЙСМОГЕННЫХ ПЯТЕН

Вариация параметров в пространстве

Для выявления особенностей пространственной структурированности сейсмопятен была рассчитана корреляционная размерность локализации фоновой сейсмичности, зарегистрированной за весь период. Для множества точек-гипоцентров вычисляется корреляционный интеграл согласно соотношению [Hentschel, Procaccia, 1983]:

$$C(\epsilon) = \frac{1}{N^2} \sum_{i,j=1, i \neq j}^N \theta(\epsilon - r_{ij}), \quad (4)$$

где: θ — функция Хевисайда; r [км] — расстояние между событиями; ϵ [км] — параметр близости. В условиях, когда корреляционный интеграл зависит от параметра близости по степенному закону, корреляционная размерность определяется следующим образом:

$$d_c = \lim_{\epsilon \rightarrow 0} \frac{\log C(\epsilon)}{\log \epsilon}. \quad (5)$$

На рис. 6а представлено пространственное распределение скейлингового параметра b , рассчитанное в ячейках 50×50 км² с перекрытием $\frac{1}{2}$. Значение параметра определялось на основе метода наименьших квадратов. Во всех ячейках, локализованных в пределах сейсмопятен, вариация параметра b составляет 0.8 ± 0.2 . Вне сейсмопятен ячеек с экстремально высокими или низкими значениями параметра b не выделяется. Аналогично, на рис. 6б показано изменение корреляционной размерности в пространстве, рассчитанной в ячейках размером 50×50 км² с перекрытием $\frac{1}{2}$. При расчете использовались данные фоновой сейсмичности. Среднее значение корреляционной размерности d_c по всем ячейкам, локализованным в пределах сейсмопятен, и ее вариация составляют 1.5 ± 0.2 . Вне сейсмопятен выделяются ячейки, для которых корреляционная размерность принимает очень высокие (более 1.8) и очень низкие (менее 1) значения.

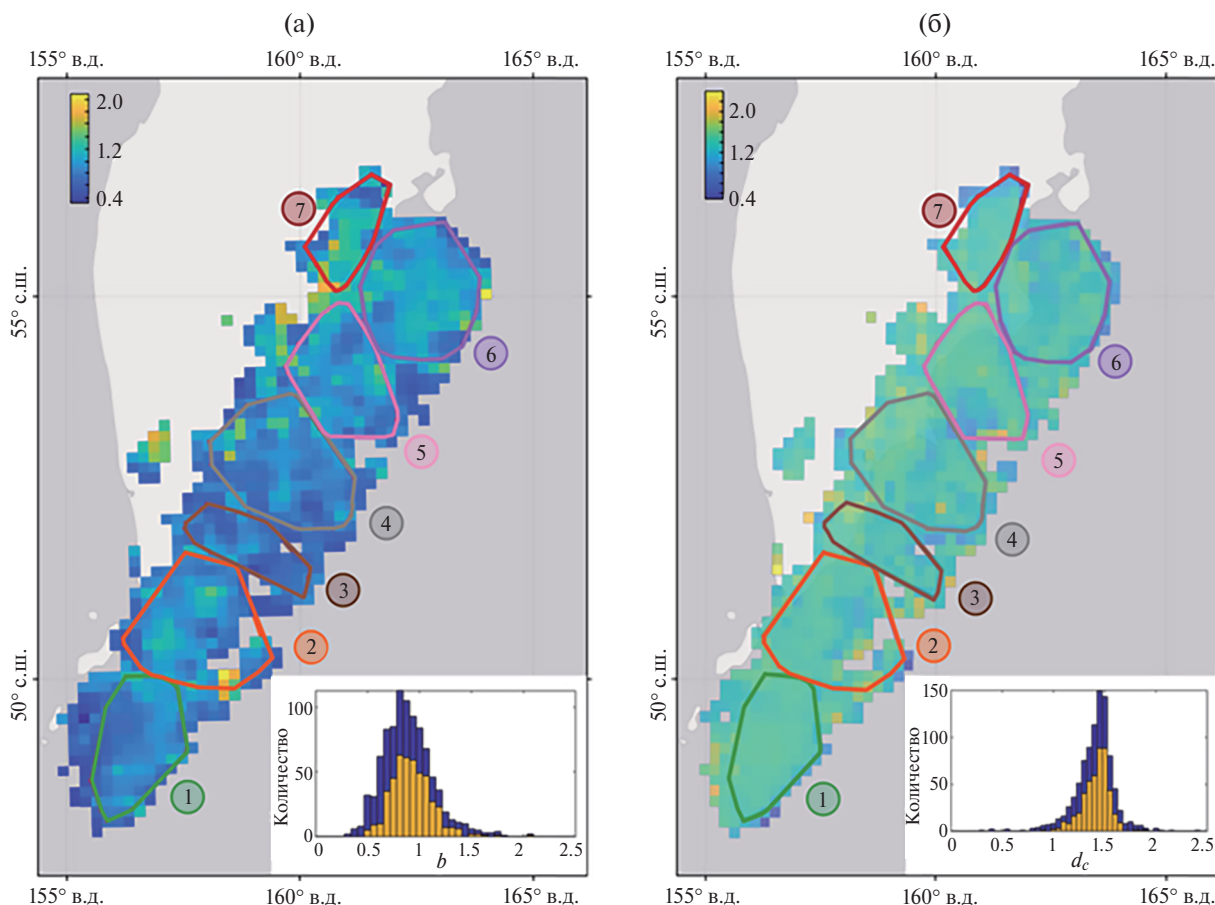


Рис. 6. Пространственное изменение параметров сейсмичности: параметр b (а) и корреляционная размерность d_c (б). Расчет параметров проводился в окне $50 \times 50 \text{ км}^2$ с перекрытием $\frac{1}{2}$. Цветными линиями и цифрами показаны границы и номера сейсмопятен.

На врезках показаны гистограммы параметров. Синий соответствует всем ячейкам, желтый — ячейкам, локализованным в пределах сейсмопятен.

Вариация параметров во времени

Рассмотрим временные вариации параметров сейсмичности, зарегистрированной внутри каждого сейсмопятна. Расчет параметров выполнялся во временном окне — 150 событий с перекрытием 75 событий для всех событий (рис. 7б, 8б — красные линии) и только для фоновых событий (рис. 7а, 8б — синие линии). Для фоновых событий вариации параметров имеют случайный характер.

При анализе вариаций параметров, рассчитанных по всем землетрясениям, можно выделить следующие особенности. Корреляционная размерность, учитывающая локализацию связанных событий, существенно варьируется и принимает более низкие значения (рис. 7). Чем больше доля связанных событий, тем существеннее отличие. Если доля связанных

событий менее 20% (сейсмопятна 1, 2 и 7), отличие в среднем составляет 0.1 ± 0.1 , если от 20 до 35% (сейсмопятна 5, 6) — отличие 0.3 ± 0.1 , при доле связанных более 35% (сейсмопятна 3, 4) — отличие достигает 0.5 ± 0.2 . Вероятно, снижение корреляционной размерности указывает на то, что связанные события локализуются в пространстве в узких протяженных областях [Кочарян, Остапчук, 2022]. Отклонение параметра b наблюдается в относительно коротких временных интервалах и может быть ассоциировано с сильнейшими землетрясениями, инициированными в пределах сейсмопятен. Перед Южнокамчатским (08.06.1993 г., $M_w = 7.5$), Кроноцким (05.12.1997 г., $M_w = 7.8$), Камчатским (29.07.2025 г., $M_w = 8.8$) землетрясениями наблюдается характерное снижение параметра b (рис. 8). Очаг Южнокамчатского землетрясения локализован на пятне 2, и снижение параметра

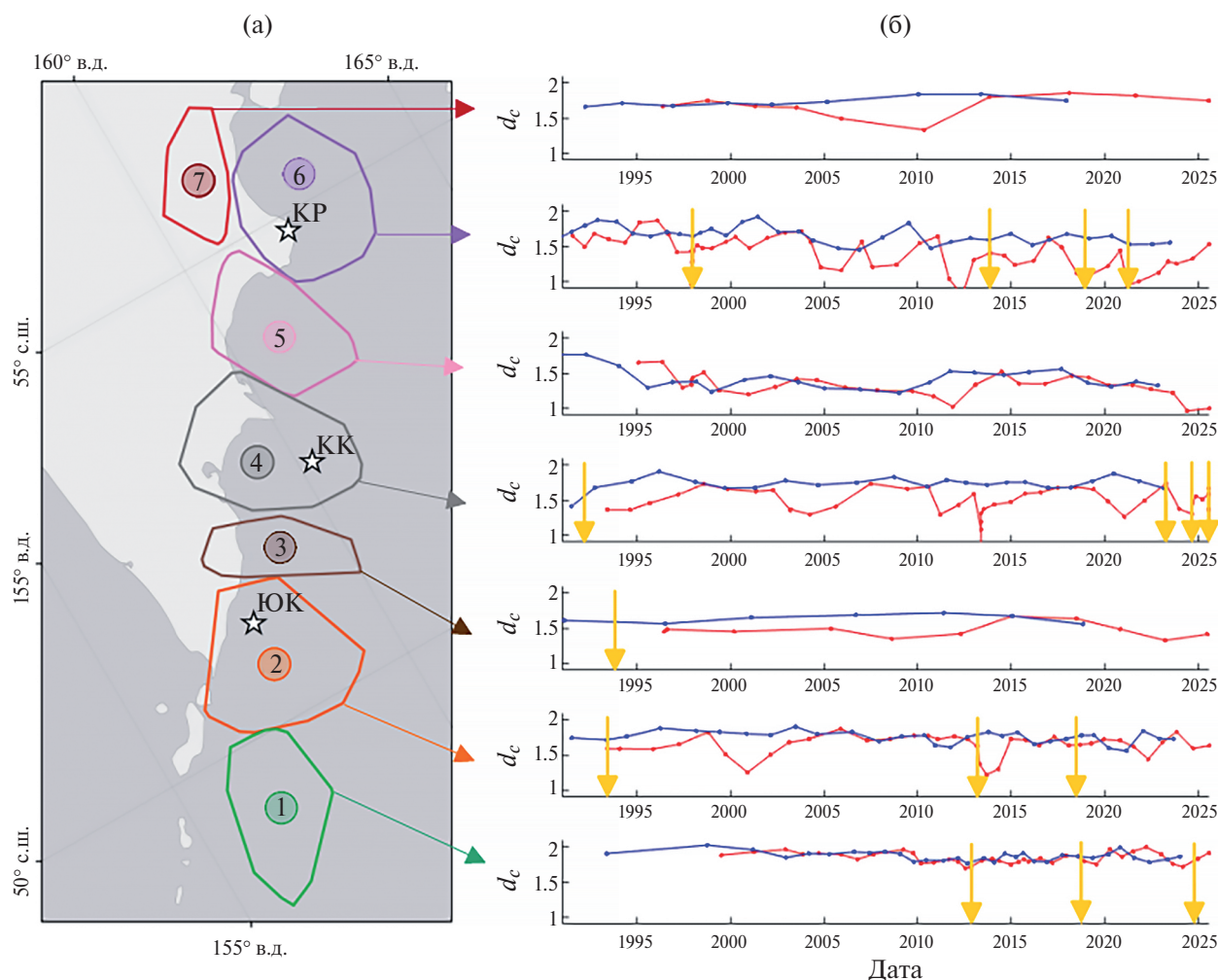


Рис. 7. Изменение во времени корреляционной размерности d_c для сейсмических событий, локализованных в пределах каждого сейсмопятна: (а) — карта локализации сейсмопятен и сильнейших землетрясений: ЮК — $M_w = 7.5$, 08.06.1993 г.; КР — $M_w = 7.8$, 05.12.1997 г.; КК — $M_w = 8.8$, 29.07.2025 г.; (б) — вариация корреляционной размерности d_c для отдельных сейсмопятен (красный — все события, синий — фоновые события). Желтые стрелки соответствуют моментам землетрясений с магнитудой $M_w > 6.5$, которые локализованы в пределах соответствующего сейсмопятна. Время, приписанное каждому значению, соответствует времени последнего события в окне выборки.

b ниже фоновых вариаций начинается за 3 месяца. Кроноцкое землетрясение локализовано на границе 5-го и 6-го пятен [Zobin, Levina, 2001], и резкое снижение параметра b на 0.4 наблюдается за 2–3 дня до события (рис. 8в). Перед Камчатским мегаземлетрясением снижение параметра b ниже долговременных фоновых вариаций фиксируется на пятне 4 с июня 2025 года, за два месяца до события (рис. 8в). Амплитуда снижения параметра b составила 0.4. После сильнейших землетрясений наблюдалось характерное восстановление параметра b [Смирнов, Пономарев, 2020].

ВАРИАЦИЯ СМЕЩЕНИЯ ВДОЛЬ СЛЭБА

Сейсмопятна как отображение тектонических зацепов являются участками, на которых скорость относительного скольжения длительный период подготовки близка к нулю, после чего происходит резкое проскальзывание вдоль пятна [Schurr et al., 2014]. ГНСС-мониторинг позволяет уверенно фиксировать ускоренное скольжение перед сильнейшими землетрясениями за несколько часов [Bletery, Nocquet, 2023]. Очевидно, что переход к стадии быстрого проскальзывания происходит постепенно,

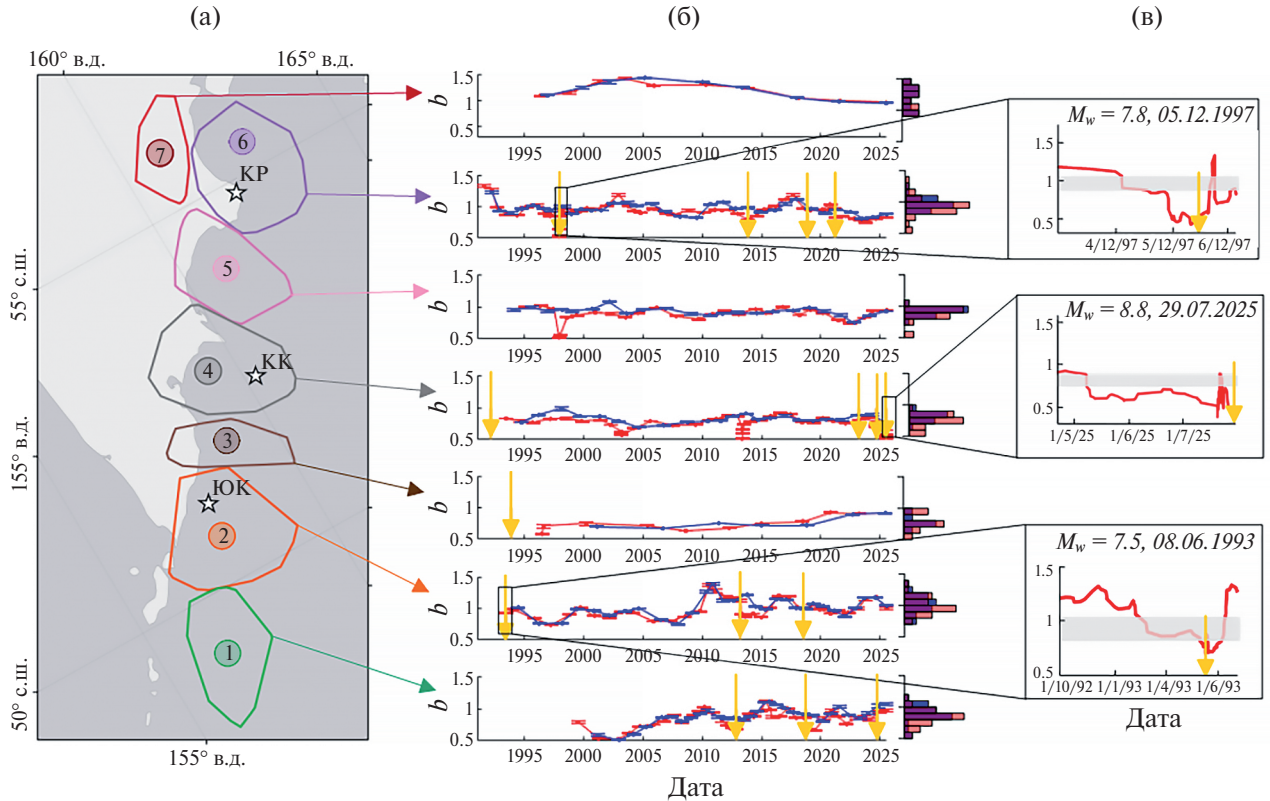


Рис. 8. Изменение во времени скейлингового параметра b для сейсмических событий, локализованных в пределах каждого сейсмопятна: (а) — карта локализации сейсмопятен и сильнейших землетрясений: ЮК — $M_w = 7.5$, 08.06.1993 г.; КР — $M_w = 7.8$, 05.12.1997 г.; КК — $M_w = 8.8$, 29.07.2025 г.; (б) — вариация параметра b для семи сейсмопятен (красный — все события, синий — фоновые события). Желтые стрелки соответствуют моментам землетрясений с магнитудой $M_w > 6.5$, которые локализованы в пределах соответствующего сейсмопятна. Гистограммы — распределения параметра b (красный — все события, синий — фоновые события). Время, приписанное каждому значению, соответствует времени последнего события в окне выборки; (в) — вариация параметра b перед тремя сильнейшими землетрясениями КЗС, отмеченными в (а).

по мере увеличения уровня напряжений, и начинается задолго до достижения напряжениями на разломе критических значений. Амплитуда смещения, реализуемого на отдельном сейсмопятне, может быть оценена на основе расчета величины кумулятивного сейсмического момента. Скалярный сейсмический момент отдельного землетрясения с магнитудой M может быть рассчитан согласно соотношению [Hanks, Kanamori, 1979]:

$$M_0 = 10^{(1.5M+9.1)}. \quad (6)$$

Предполагается, что в зонах тектонических зацепов смещение реализуется преимущественно за счет быстрых сейсмогенных подвижек, что определяется сейсмической эффективностью [Scholz, Campos, 2012]. Среднее смещение X , реализованное на сейсмопятне площадью S , должно ассоциироваться с реализованным в его

пределах кумулятивным сейсмическим моментом [Гордеев, Павлов, 2009; Левин и др., 2020]:

$$D(t) = \frac{\sum_0^t M_{0i}}{\chi \cdot \mu \cdot S}, \quad (7)$$

где χ — сейсмическая эффективность, которая для КЗС составляет ~ 0.9 [Гордеев, Павлов, 2009].

Изменения во времени амплитуды смещения на каждом из сейсмопятен представлены на рис. 9. Для всех сейсмопятен можно выделить линию долговременного тренда, которая контролируется средней скоростью смещения. На сейсмопятне 7 зависимость амплитуды смещения от времени близка к линейной и средняя скорость смещения $\left\langle \frac{dD(t)}{dt} \right\rangle$ составляет 0.1–0.2 мм/год. Для сейсмопятен 1–6 долговремен-

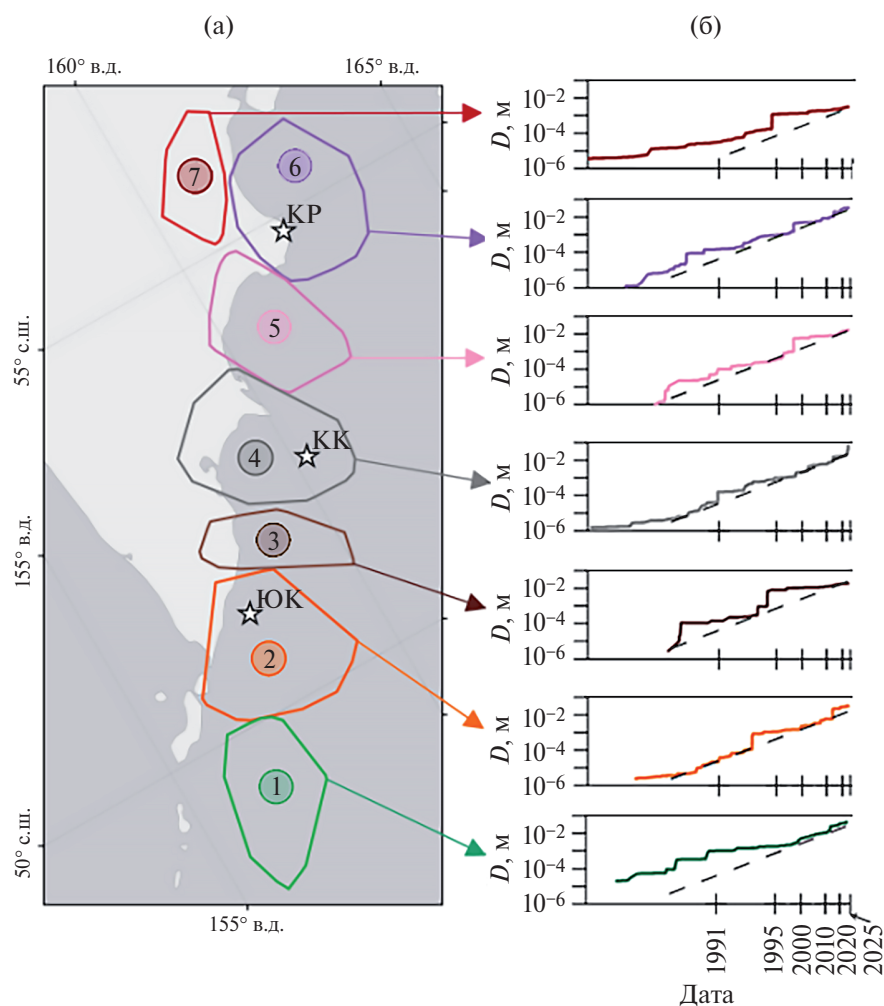


Рис. 9. Изменение во времени кумулятивного смещения, реализованного на каждом сейсмопятне: (а) — карта локализации сейсмопятен и сильнейших землетрясений: ЮК — $M_w = 7.5$, 08.06.1993 г.; КР — $M_w = 7.8$, 05.12.1997 г.; КК — $M_w = 8.8$, 29.07.2025 г.; (б) — изменение амплитуды смещения во времени. Пунктирными линиями показана зависимость $D \sim T^{1.8}$.

ный тренд смещения характеризуется степенной зависимостью от времени ($D \sim T^{1.8}$). Для сейсмопятна 1 данный тренд наблюдается с 1995 г. Значительное отклонение от линии долговременного тренда наблюдается для сейсмопятен 5 и 6 в момент и после Кроноцкого землетрясения 1997 г. Стоит отметить, что сейсмопятна 5 и 6 являются зоной локализации очага Кроноцкого землетрясения. Также отклонение от линии долговременного тренда наблюдаются для сейсмопятна 2 в момент и после Южнокамчатского землетрясения 1997 г. Степенная зависимость смещения от времени указывает на постепенное увеличение скорости смещения. Максимальная скорость достигается на сейсмопятне 4 перед Камчатским мегаземлетрясением и составляет более 0.5 мм/год.

Особенности распределения смещений в очаге Камчатского мегаземлетрясения

Особенности очага мегаземлетрясения $M_w = 8.8$, произошедшего 29.07.2025 г., отчетливо прослеживаются на карте косейсмических смещений в очаге, которая получена на основе метода обратной проекции по данным телесейсмических вертикальных компонент p -волн и инверсии на конечный разлом телесейсмических P - и SH -волн [Xu et al., 2025] (рис. 10а). Данная карта согласуется с картами очага, полученными на основе спутниковой интерферометрии и ГНСС-мониторинга [Михайлов и др., 2025]. Можно видеть, что очаг охватывает четыре южных сейсмопятна, при этом основные смещения локализованы на первом, втором и третьем

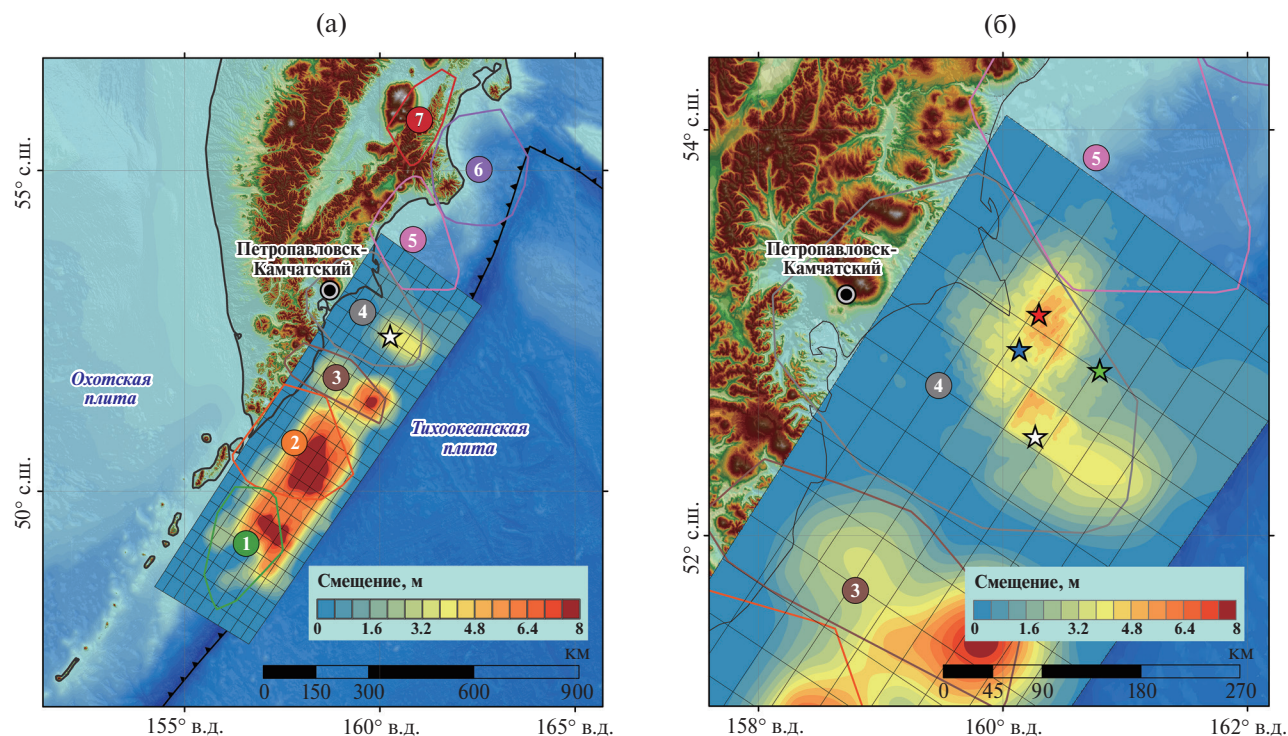


Рис. 10. Сравнение карты локализации сейсмопятен и распределение смещений в очагах сильнейших землетрясений: (а) — смещение в очаге Камчатского мегаземлетрясения $M_w = 8.8$ (29.07.2025 г.) (согласно работе [Xu et al., 2025]); (б) — кумулятивное смещение, реализованное в пределах сейсмопятна 4 в результате землетрясений $M_w = 7.4$, 20.07.2025 г. (зеленая звезда), $M_w = 8.8$, 29.07.2025 г. (белая звезда), $M_w = 7.4$, 13.09.2025 г. (синяя звезда) и $M_w = 7.8$, 18.09.2025 г. (красная звезда) (по данным Американской геологической службы).

сейсмопятнах, а их максимумы достигают 8 м (рис.10а). Смещения на сейсмопятне 4 в Авачинском заливе локализованы в южной его части и не превышают 4 м. Реализация смещений в северной части четвертого пятна была осуществлена посредством серии событий сильнейших землетрясений $M_w > 7$, а именно форшока $M_w = 7.4$ (20.07.2025 г.) и двух сильнейших афтершоков $M_w = 7.4$ (13.09.2025 г.) и $M_w = 7.8$ (18.09.2025 г.). В результате реализации трех событий кумулятивное смещение в северной части сейсмопятна 4 составила 4–5 м, что соответствует величине смещения, реализованного в его южной части в ходе мегаземлетрясения (рис. 10).

ОБСУЖДЕНИЕ

Рост тектонических напряжений вызывает структурные изменения на границах контактирующих блоков литосферных плит. Данные структурные изменения сопровождаются излучением сейсмических колебаний, амплитудно-частотные характеристики которых определяются масштабом этих изменений [Brune, 1970;

Куксенко и др., 1982]. В условиях, когда взаимодействие происходит в отдельных областях межблокового контакта, слабая сейсмичность, сопровождающая рост тектонических напряжений, должна выявлять структурные особенности межблоковой границы, а именно зоны локализации тектонических зацепов. Стоит отметить, что рост тектонических напряжений сопровождается ростом сейсмической активности из-за увеличения количества фоновых событий, что не противоречит устоявшимся представлениям о формировании “сейсмических брешей” — отсутствия сильных землетрясений [Федотов и др., 2011], так как под сейсмической брешью правильно понимать область отсутствия именно сильных землетрясений, а не любой сейсмичности. Выявленные в пределах КЗС сейсмопятна должны ассоциироваться с тектоническими зацепами высшего ранга (рис. 4): конфигурация сейсмопятен полностью согласуется со структурой очага Камчатского мегаземлетрясения $M_w = 8.8$ 29.07.2025 г. Важно, что при детектировании сейсмопятен не используются априорные данные о локализации сильных землетрясений,

а их параметры сохраняются на протяжении десятков лет. Определение конфигурации сейсмопятен позволяет потенциально строить модели развития очага землетрясения [Кочарян и др., 2025], а не просто определять зону их локализации [Gelfand, 1976; Кособоков, Соловьев, 2018].

В 1984 г., основываясь на закономерностях распределения землетрясений в Курило-Камчатской островной дуге, была предложена клавишно-блоковая модель взаимодействия литосферных плит, согласно которой землетрясения инициируются при смещении отдельного блока континентальной литосферной плиты или нескольких соседних [Лобковский, Баранов, 1984]. Клавишно-блоковая модель в определенной степени дополняла модель тектонических зацепов [Lay et al., 1982]. Действительно, модель тектонических зацепов указывает на зону локализации смещения на межблоковых границах, клавишно-блоковая модель указывает на смещающийся блок. Проведенный геолого-структурный анализ показал, что разломно-блочная структура континентальной коры не согласуется с особенностями локализации тектонических зацепов. Особенности локализации тектонических зацепов и, следовательно, сейсмопятен, наиболее вероятно, определяются структурными особенностями слэба (рис. 5). При этом, несомненно, трансформные разломы океанической коры частично проявляются в структуре континентальной литосферы, что могло сформировать ложные представления об определяющей роли разломов континентальной литосферы на особенности локализации сильнейших землетрясений.

В рамках модели тектонических зацепов эволюция очага землетрясения включает несколько этапов. На первом этапе зона очага представляет собой “запертую” зону, на которой фактически не фиксируется относительное смещение [Zhao et al., 2022]. По достижении определенного уровня напряжений начинается процесс необратимого деформирования запертых областей с увеличением скорости относительно скольжения [Schurr et al., 2014]. Непосредственно перед инициированием землетрясения фиксируется краткосрочная активизация скольжения длительностью около 2 часов [Bletery, Nosquet, 2023]. В рамках проведенных исследований нам удалось проследить необратимое увеличение

скорости скольжения на всех сейсмопятнах, локализованных в границах очага Камчатского мегаземлетрясения (рис. 9). Несомненно, сведения о локализации тектонических зацепов могут быть получены на основе геодезических наблюдений [Burgmann et al., 2005], однако сейсмопятна имеют более высокую детализацию в пространстве по сравнению с запертыми участками. Повышение точности локализации сейсмопятен и детализация их конфигурации являются критически важными для понимания того, как медленное постоянное скольжение в зоне тектонических зацепов трансформируется в быстрый разрыв [Остапчук, 2026].

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Часть исследований, направленных на построение карты локализации сейсмогенных пятен и определение их структурных границ, выполнена в рамках тем государственных заданий № 125012700824-4, 225021910961-2. Раздел “Эволюция сейсмогенных пятен” выполнен в рамках проекта РНФ № 25-77-00104 (Морозова К.Г.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 248–265.
- Агаян А.С., Некрасова А.К. Анализ пространственной кластеризации сейсмических событий на северо-западе тихоого океана // Физика Земли. 2024. № 5. С. 4–16.
- Агibalов А.О., Бергаль-Кувикас О.В., Зайцев В.А., Сенцов А.А. Взаимосвязь выраженной в рельефе мегатрещиноватости на юго-востоке Камчатки с вулканизмом и термическим состоянием верхней части литосферы // Геофизические процессы и биосфера. 2024. Т. 23. № 4. С. 105–114.
- Агibalов А.О., Бергаль-Кувикас О.В., Зайцев В.А. и др. Взаимосвязь морфометрических параметров рельефа, характеризующих трещиноватость верхней части литосферы, и проявлений вулканизма Малко-Петропавловской зоны // Геофизические процессы и биосфера. 2023. Т. 22. № 2. С. 122–133.
- Андреев А.А. Трансформные разломы земной коры северо-запад Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1993. № 3. С. 14–18.
- Андреев А.А., Сваричевский А.С. Трансформные разломы северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Тихоокеанская геология. 1994. № 2. С. 11–18.
- Бергаль-Кувикас О.В., Буслов М.М., Бушенкова Н.А., Долгая А.А. Переход от континентальной окраины Камчат-

ки к островной дуге Курильских островов: Особенности проявления вулканизма, деформации земной коры и геофизические параметры слэба // Геология и геофизика. 2023. Т. 10. № 64. С. 1469–1484.

Будков А.М., Кочарян Г.Г. Моделирование распространения разрыва по активному разлому с гетерогенным трением // Динамические процессы в геосферах. 2023. Т. 15. № 2. С. 1–12.

Гордеев Е.И., Павлов В.М. Субдукция тихоокеанской плиты под Камчатку: “сейсмическая” скорость поддвига // Физика Земли. 2009. № 4. С. 56–66.

Гусев А.А. Модель очага землетрясения со множеством неровностей // Вулканология и сейсмология. 1988. № 1. С. 41–55.

Кожурин А.И., Пинегина Т.К. Активная тектоника восточных полуостровов Камчатки. Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXVII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканологии, г. Петропавловск-Камчатский, 27–29 марта 2024 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2024. С. 176–179.

Кособоков В.Г., Соловьев А.А. Распознавание образов в задачах оценки сейсмической опасности // Чебышевский сб. 2018. Т. 19. Вып. 4. С. 55–90.

Кочарян Г.Г. Возникновение и развитие процессов скольжения в зонах континентальных разломов под действием природных и техногенных факторов. Обзор современного состояния вопроса // Физика Земли. 2021. № 4. С. 3–41. DOI: 10.31857/S0002333721040062

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС. 2016. 424 с.

Кочарян Г.Г., Остапчук А.А. Мезоструктура зоны скольжения тектонического разлома // Физическая мезомеханика. 2022. Т. 25. № 5. С. 94–105. DOI: 10.55652/1683-805X_2022_25_5_94

Кочарян Г.Г., Остапчук А.А., Гридин Г.А. и др. О роли макроструктуры поверхности скольжения при возникновении и развитии динамической неустойчивости в верхней части земной коры // Физика Земли. 2025. № 4. С. 199–215.

Куксенко В.С., Ляшков А.И., Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х., Станчиц С.А., Фролов Д.И. Связь между размерами образующихся под нагрузкой трещин и длительностью выделения упругой энергии // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 4. С. 846–848.

Левин Б.В., Прытков А.С., Василенко Н.Ф., Фролов Д.И. Современный сейсмический дефицит в Курило-Камчатской зоне субдукции // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 103–107.

Лобковский Л.И., Баранов Б.В. Клавишная модель сильных землетрясений в островных дугах и активных континентальных окраинах // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 4. С. 843–847.

Михайлов В.О., Конвисар А.М., Смирнов В.Б., Тимошкина Е.П., Титков Н.Н., Хайретдинов С.А., Чебров Д.В. Модель поверхности разрыва землетрясения на Камчатке 29.07.2025 $M = 8.8$ по данным спутниковой геодезии

и интерферометрии // Докл. РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 525. № 2. С. 330–338.

Остапчук А.А. Проявление структуры и реологических свойств разломной зоны в характеристиках фоновой сейсмичности // Докл. РАН. Науки о Земле. 2025а. Т. 523. № 2. С. 298–304.

Остапчук А.А. Медленное скольжение по тектоническим разломам // Успехи физических наук. 2026. Т. 196. С. 173–181.

<https://doi.org/10.3367/UFNr.2025.11.040061>

Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: изд-во КамГУ им. Витуса Беринга. 2009. 191 с.

Смирнов В.Б., Ommis S., Потанина М.Г., Михайлов В.О., Петров А.Г., Шапиро Н.М., Пономарев А.В. Оценки параметров цикла разрушения литосферы по данным региональных каталогов землетрясений // Физика Земли. 2019. № 5. С. 3–21. DOI: 10.31857/S0002-3337201953-21

Смирнов В.Б., Пономарев А.В. Физика переходных режимов сейсмичности. М.: РАН. 2020. 412 с.

Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2010 — VIII 2015 гг., достоверность предыдущих прогнозов и их применение // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 3–27.

Alaei B., Torabi A. Fault asperity and roughness, insight from faults in 3D reflection seismic data // Marine and Petroleum Geology. 2024. V. 170. P. 107145.

<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2024.107145>

Agayan S.M., Bogoutdinov S.R., Dobrovolsky M.N. Discrete Perfect Sets and Their Application in Cluster Analysis // Cybern. Syst. Anal. 2014. V. 50. P. 176–190. DOI: 10.1007/s10559-014-9605-9

Bletery Q., Nocquet J.-M. The precursory phase of large earthquakes // Science. 2023. V. 381. P. 297–301. DOI: 10.1126/science.adg2565

Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. P. 4997–5009.

Burgmann R., Kogan M.G., Steblov G.M., et al. Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. B07405. DOI: 10.1029/2005JB003648

Bushenkova N., Koulakov I., Bergal-Kuvikas O., et al. Connections between arc volcanoes in Central Kamchatka and the subducting slab inferred from local earthquake seismic tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2023. V. 435. P. 107768.

Bushenkova N., Kuchay O.A. Focal mechanisms of earthquakes in the subduction zone of the Western Pacific plate // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. V. 13. DOI: 10.5800/GT-2022-13-3-0639

Candela T., Renard F., Klinger Y., Mair K., Schmittbuhl J., Brodsky E.E. Roughness of fault surfaces over nine decades

- of length scales // *J. Geophys. Res.* 2012. V.117. P.B08409. DOI: 10.1029/2011JB009041
- Chalumeau C., Agurto-Detzel H., Rietbrock A., et al.* Seismological evidence for a multifault network at the subduction interface // *Nature*. 2024. V. 628. P. 558–562. DOI: 10.1038/s41586-024-07245-y
- Chan T.M.* Optimal output-sensitive convex hull algorithms in two and three dimensions // *Discrete Comput. Geom.* 1996. V. 16. № 4. P. 361–368. DOI: 10.1007/BF02712873
- Cochran E.S., Page M.T., van der Elst N.J., et al.* Fault Roughness at Seismogenic Depths and Links to Earthquake Behavior // *The Seismic Record*. 2023. V. 3. № 1. P. 37–47. DOI: 10.1785/0320220043
- Collettini C., Barchi M.R., De Paola N., et al.* Rock and fault rheology explain differences between on fault and distributed seismicity // *Nat Commun.* 2022. V. 13. P. 5627. DOI: 10.1038/s41467-022-33373-y
- Collettini C., Tesei T., Scuderi M.M., Carpenter B.M., Viti C.* Beyond Byerlee friction, weak faults and implications for slip behavior // *Earth and Planetary Science Letters*. 2019. V. 519. P. 245–263.
https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.011
- Delouis B., Giardini D., Lundgren P., Salichon J.* Joint Inversion of InSAR, GPS, Teleseismic, and Strong-Motion Data for the Spatial and Temporal Distribution of Earthquake Slip: Application to the 1999 İzmit Mainshock // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2002. V. 92. №1. P. 278–299.
https://doi.org/10.1785/0120000806
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Current plate motions // *Geophysical Journal International*. 1990. V. 101. P. 425–478.
https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x
- Dublanche P., Bernard P., Favreau P.* Interactions and triggering in a 3-D rate-and-state asperity model // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2013. V. 118. P. 2225–2245. DOI: 10.1002/jgrb.50187
- Dzeboev B.A., Gvishiani A.D., Agayan S.M. et al.* System-Analytical Method of Earthquake-Prone Areas Recognition // *Applied Sciences*. 2021. V. 11. P. 7972. DOI: 10.3390/app11177972
- Dzeboev B.A., Karapetyan J.K., Aronov G.A. et al.* FCAZ-recognition based on declustered earthquake catalogs // *Russ. J. Earth Sci.* 2020. V. 20. P. ES6010. DOI: 10.2205/2020ES000754
- Fagereng A., Sibson R.H.* Mélange rheology and seismic style // *Geology*. 2010. V. 38 (8). P. 751–754.
https://doi.org/10.1130/G30868.1
- Gelfand I.M., Guberman Sh.A., Keilis-Borok V., et al.* Pattern recognition applied to earthquake epicenters in California // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1976. V. 11. P. 227–283. DOI: 10.1016/0031-9201(76)90067-4
- Gorbatov A., Kostoglodov V., Suárez G., Gordeev E.* Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 1997. V. 102. № B8. P. 17883–17898.
- Gutenberg R., Richter C.F.* Frequency of Earthquakes in California // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1944. V. 34. P. 185.
- Hanks T.C., Kanamori H.* A moment magnitude scale // *J Geophys. Res.* 1979. V. 84. P. 2348–1249.
- Hayes G.P., Moore G.L., Portner D.E. et al.* Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model // *Science*. 2018. V. 362. № 6410. P. 58–61.
https://doi.org/10.1126/science.aat4723
- Hentschel H.G.E., Procaccia I.* The infinite number of generalized dimensions of fractals and strange attractors // *Physica D: Nonlinear Phenomena*. 1983. V. 8. P. 435–444.
- Hindle D., Fujita K., Mackey K.* Deformation of the Northwestern Okhotsk Plate: How is it happening? // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 2009. V. 4. P. 147–156.
https://doi.org/10.5194/smssps-4-147-2009
- Ide S.* Frequent observations of identical onsets of large and small earthquakes // *Nature*. 2019. V. 573. P. 112–116.
https://doi.org/10.1038/s41586-019-1508-5
- Ide S.* Modeling fast and slow earthquakes at various scales // *Proc. Jpn. Acad., Ser. B*. 2014. V. 90 (8). P. 259–277.
https://doi.org/10.2183/pjab.90.259
- Jain A.K., Murty M.N., Flynn P.J.* Data clustering: a review // *ACM Comput. Surv.* 1999. V. 31. № 3. P.264–323.
https://doi.org/10.1145/331499.331504
- JiC., Wald D., Helmberger D.* Source Description of the 1999 Hector Mine, California, Earthquake, Part I: Wavelet Domain Inversion Theory and Resolution Analysis // *Bulletin of The Seismological Society of America*. 2002. V. 92. P. 1192–1207. DOI: 10.1785/0120000916
- Kato A., Ben-Zion Y.* The generation of large earthquakes // *Nat Rev Earth Environ.* 2021. V. 2. P. 26–39.
https://doi.org/10.1038/s43017-020-00108-w
- Koulakov I., Bergal-Kuvikas O., Voronova M., Jakovlev A.* Deep magma sources beneath Central Kamchatka inferred from teleseismic tomography. *Scientific Reports*. 2025. V. 15 (1). 16691.
- Lay T.* A review of the rupture characteristics of the 2011 Tohoku-Oki $MW=9.1$ earthquake // *Tectonophysics*. 2018. V. 733. P. 4–36.
https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.09.022
- Lay T., Kanamori H., Ruff L.* The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes // *Earthquake Predict. Res.* 1982. V. 1. P. 3–71.
- Luo Y., Ampuero J.-P.* Stability of faults with heterogeneous friction properties and effective normal stress // *Tectonophysics*. 2018. V. 733. P. 257–272. DOI:10.1016/j.tecto.2017.11.006
- MacInnes B.T., Weiss R., Bourgeois J., Pinegina T.K.* Slip distribution of the 1952 Kamchatka great earthquake based on near-field tsunami deposits and historical records // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2010. V. 100. № 4. P. 1695–1709.
- Madrigal P., Hoernle K., Jicha B.R. et al.* Early Emperor seamount evolution and geotectonics of the northwestern Pacific plate // *Geology*. 2025. V. 53. № 12. P. 1023–1028.

- Ostapchuk A., Nugmanov I.* Background seismicity highlights tectonic asperities // *Geosciences*. 2026. V.16. № 1.
<https://doi.org/10.3390/geosciences16010038>
- Ostapchuk A., Polyatykin V., Popov M., Kocharyan G.* Seismogenic Patches in a Tectonic Fault Interface // *Front. Earth Sci.* 2022. V. 10. P. 904814. DOI: 10.3389/feart.2022.904814
- Pacheco J.F., Sykes L.R.* Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989 // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1992. V. 82. № 3. P. 1306–1349.
- Portnyagin M., Savelyev D., Hoernle K. et al.* Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka // *Geology*. 2008. V. 36. 11. P. 903–906.
- Rodriguez Padilla A.M., Oskin M.E., Brodsky E.E., et al.* The Influence of fault geometrical complexity on surface rupture length // *Geophysical Research Letters*. 2024. V. 51. P. e2024GL109957.
<https://doi.org/10.1029/2024GL109957>
- Sagy A., Brodsky E.E., Axen G.J.* Evolution of fault-surface roughness with slip // *Geology*. 2007. V. 35 (3). P. 283–286. DOI: 10.1130/G23235A.1
- Scholz C.H.* Earthquakes and friction laws // *Nature*. 1998. V. 391. P. 37–42.
- Scholz C.H., Campos J.* The seismic coupling of subduction zones revisited // *Journal of Geophysical Research*. 2012. V. 117. DOI: 10.1029/2011JB009003
- Scholz C., Engelder T.* The role of asperity indentation and ploughing in rock friction — I: Asperity creep and stick-slip // *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*. 1976. V. 13. P. 149–154.
[https://doi.org/10.1016/0148-9062\(76\)90819-6](https://doi.org/10.1016/0148-9062(76)90819-6)
- Schurr B., Asch G., Hainzl S. et al.* Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake // *Nature*. 2014. V. 512. P. 299–302.
<https://doi.org/10.1038/nature13681>
- Valoroso L., Chiaraluce L., Collettini C.* Earthquakes and fault zone structure // *Geology*. 2014. V. 42. № 4. P. 343–346.
<https://doi.org/10.1130/G35071.1>
- van den Ende M.P. A., Chen J., Niemeijer A.R., Ampuero J.-P.* Rheological transitions facilitate fault-spanning ruptures on seismically active and creeping faults // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2020. V. 125. P. e2019JB019328. DOI: 10.1029/2019JB019328
- Walker K.T., Ishii M., Shearer P.M.* Rupture details of the 28 March 2005 Sumatra $MW = 8.6$ earthquake imaged with teleseismic P waves // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. P. L24303. DOI: 10.1029/2005GL024395
- Wirth E.A., Sahakian V.J., Wallace L.M., Melnick D.* The occurrence and hazards of great subduction zone earthquakes // *Nature Reviews Earth & Environment*. 2022. V. 3. P. 125–140.
<https://doi.org/10.1038/s43017-021-00245-w>
- XuD., Wang W., Ren Zh.* Preliminary slip distribution of the July 29, 2025 $MW = 8.8$ Kamchatka, Russia earthquake // *Earthquake Research Advances*. 2025. DOI: 10.1016/j.eqrea.2025.100427
- Yabuki T., Matsuura M.* Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip // *Geophysical Journal International*. 1992. V. 109. P. 363–375.
- Yagi Y., Fukahata Y., Okuwaki R., Takagawa T., Toda S.* Breaking the Cycle: Short Recurrence and Overshoot of an $M9$ -class Kamchatka Earthquake // *Seismica*. 2025. V. 4. № 2.
<https://doi.org/10.26443/seismica.v4i2.2012>
- Zaliapin I., Ben-Zion Y.* Earthquake clusters in Southern California I: identification and stability // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2013. V. 118. № 6. P. 2847–2864.
<https://doi.org/10.1002/jgrb.50179>
- Zaliapin I., Ben-Zion Y.* A global classification and characterization of earthquake clusters // *Geophys. J. Int.* 2016. V. 207. P. 608–634. DOI: 10.1093/gji/ggw300
- Zobin V.M., Levina V.I.* The Rupture Process of the $MW = 7.8$ Cape Kronotsky, Kamchatka, Earthquake of 5 December 1997 and Its Relationship to Foreshocks and Aftershocks // *BSSA*. 2001. V. 91. № 6. P. 1619–1628.
- Zhao B., Bürgmann R., Wang D. et al.* Aseismic slip and recent ruptures of persistent asperities along the Alaska-Aleutian subduction zone // *Nat Commun*. 2022. № 13. P. 3098.
<https://doi.org/10.1038/s41467-022-30883-7>

Seismogenic Spots in the Kamchatka Subduction Zone: Geological and Geophysical Perspective

A. A. Ostapchuk^{a,*}, I. I. Nugmanov^{a,b}, K. G. Morozova^a, and O. V. Bergal-Kuvikas^{c,d}

^a*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Innopolis University, Innopolis, Russia*

^c*Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch, Russian Academy Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

^d*Vitus Bering Kamchatka State University, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

*e-mail: ostapchuk.aa@phystech.edu

Received December 12, 2025; revised February 16, 2026; accepted June 22, 2026

The evolution of tectonic faults and the localization of strong earthquake sources are controlled by the configuration and rheological properties of tectonic asperities. Seismogenic spots, or seismic spots, are a seismic manifestation of tectonic asperities and can be identified on the basis of spatiotemporal analysis of seismicity, namely, they represent topologically dense spatial groups of background seismicity.

This study investigates the seismicity patterns of the Kamchatka Subduction Zone (KSZ), where the Pacific oceanic plate subducts beneath the Okhotsk continental plate along the Kamchatka Peninsula. We used the regional seismic catalog from the Kamchatka Branch of the Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences, which includes 38,886 events recorded from January 1, 1990, to September 14, 2025. The magnitude of completeness (M_c) for the catalog is 3.0.

Seven seismic spots, with characteristic dimensions ranging from 150 to 250 km, are identified within the KSZ. The structuring of these spots is shown to persist throughout the entire 35-year observation period. The boundaries of the seismic spots are consistent with the structural features of the subducting Pacific plate. Within these seismic spots, 18 out of 23 epicenters of earthquakes with magnitudes greater than 7 that have occurred in the region since 1900 are localized. The source structure of the strongest Kamchatka mega-earthquake $M_w 8.8$ on July 29, 2025, which reflects the configuration of tectonic asperities, is in full agreement with the configuration of the KSZ seismic spots.

Keywords: tectonic asperity, background seismicity, slab heterogeneity, Kamchatka mega-earthquake