

ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ СДВИГОВЫХ
РАЗЛОМНЫХ ЗОН НА ПРИМЕРЕ ГРАНИЦ СЕВЕРОАМЕРИКАНСКОЙ И
ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТ

А.В. Новопашина, В.А. Саньков

ФГБУН Институт земной коры СО РАН, ул. Лермонтова 128, г. Иркутск, 664033; e-mail: anek_sanek@mail.ru

Поступила в редакцию 1 апреля 2013 г.

В статье приведены результаты компьютерной визуализации пространственно-временного распределения суммарной энергии землетрясений инструментального периода, проведенной с целью определения параметров медленных миграций землетрясений (первые километры – первые сотни километров в год) в зонах сдвига на примере разломных зон Сан-Андреас и Мендосино, принадлежащих к границе между Тихоокеанской и Североамериканской плитами. Полученные результаты сопоставлены с особенностями миграций, выявленных для структур с другими геодинамическими условиями, в частности в Прибайкалье. Пространственно-временной анализ проведен с использованием сильных, средних и слабых событий. Эпизоды миграции зафиксированы в зонах проецирования сейсмических данных, построенных для концентрации эпицентров в области тройного сочленения Мендосино, сочленения разломов Сан-Андреас и Калаверас; разломов Санта-Моника и Сан-Габриель, зоне разлома Камп-Рок, к которым приурочены сильнейшие землетрясения инструментального периода. Миграция в этих зонах проявляется как предшествующее, так и последующее по отношению к сильному сейсмическому событию явление, что может отражать динамику перераспределения напряжения в области взаимодействия тектонических структур. Рассчитанные скорости миграций варьируют от 7 ± 2 до 250 ± 50 км/год. Сделан вывод об отсутствии зависимости скорости смещения сейсмической активности от геодинамического типа разломных зон, так как для системы разломов Мендосино, Сан-Андреас и Байкальской рифтовой системы зафиксированы близкие значения скорости в диапазоне 10–70 км/год. Скорость миграций для зон Сан-Андреас и Мендосино, превышающая 70 км/год, вероятно, обусловлена высокой скоростью межплитных смещений, которая в среднем на порядок превышает таковую в БРС. Протяженность сейсмоактивных сегментов разломных зон, вдоль которых зафиксированы эпизоды миграции, меняется от 20 до 70 км. Из результатов проведенного взаимокорреляционного анализа временных последовательностей параметров количества и энергии землетрясений следует, что миграционный процесс обусловлен локальными геодинамическими условиями, которые влияют на сейсмичность в масштабе зон взаимодействия крупных сегментов разломной зоны.

Ключевые слова: землетрясение, миграция сейсмической активности, энергия землетрясений, разлом Сан-Андреас, Североамериканская и Тихоокеанская плиты.

ВВЕДЕНИЕ

Миграция сейсмической активности – разно-масштабное явление, наблюдаемое во многих сейсмоактивных областях планеты, интерес к которому обусловлен перспективностью использования его в качестве предвестникового признака землетрясений в долгосрочном и среднесрочном прогнозировании. Впервые на явление миграции сейсмической активности обратили внимание Чарльз Рихтер в 1958 г. [41], а затем и другие исследователи 50–60 годов XX-го века.

В период инструментальных сейсмологических наблюдений эпизоды миграции фиксировались и описаны для побережья Тихого и Атлантического океанов [1–5, 25, 35, 38], Калифорнии [43, 44], Турции [42], Средней и Центральной Азии [7, 10, 13, 45], Камчатки [2, 45], Прибайкалья [10, 14, 16, 22, 23, 44] и других регионов.

Изучение миграции требует анализа длительного ряда сейсмологических наблюдений. Вопрос о причинах явления до сих пор остается открытым, в основном, из-за широкого спектра скоростей: от сан-

тиметров–километров в секунду [10, 44] до первых десятков километров в год [13, 14, 16, 23], а также различных геодинамических условий возникновения. За последние полвека сейсмологических наблюдений в области изучения миграционных процессов были получены существенные результаты: рассчитаны скорости смещения сейсмической активности и разработаны гипотезы относительно природы этого явления. Наиболее распространенной точкой зрения является предположение о волновой природе распространения фронта деформации от очередного сейсмического события в коре, литосфере и нижней мантии, что является триггерным эффектом для последующих событий, а также суперпозиции таких волн [1, 2–4, 6, 8, 12, 13, 18, 22, 23, 46, 47]. Деформационные волны подразделяют на 2 основных типа [1, 47]: волны удаленного взаимодействия, распространяющиеся вдоль тектонических поясов или отдельных разломов [22], и волны взаимодействия форшоков и афтершоков, проходящие в пределах очага сильного землетрясения – волны ближнего взаимодействия. Такие волны относят к вихревым [47], обусловленным вращательными движениями взаимодействующих литосферных блоков.

По мнению других исследователей, миграции вызваны перераспределением напряжений (stress transfer) в земной коре посредством упругой и упруго-вязкой передачи напряжений последовательно от одного цельного блока к другому в результате взаимодействия разломов (fault interaction) [26, 35, 39].

Преимущественно исследователями уделялось внимание изучению миграции сильных событий. Но за инструментальный период накопилось достаточное количество представительных данных, что дает возможность изучать распределение землетрясений разной энергии в совокупности. Ранее нами был проведен анализ пространственно-временного распределения суммарной энергии землетрясений с использованием не только сильных и умеренных, но и слабых представительных событий для территории Прибайкалья [16, 37], который показал, что при миграции сильные и слабые землетрясения – это звенья одной цепи. Они представляют собой последовательности сгущения очагов землетрясений разной силы, распространяющиеся вдоль определенного направления, что является единым процессом направленного изменения пространственного положения мест максимальной деформации коры в данный отрезок времени. Вероятно, для других сейсмоактивных регионов планеты также характерно поочередное возникновение кластеров землетрясений разной силы в определенном направлении. С целью сравнения характеристик миграционного процесса различных геодинамических зон нами проведена компьютерная визуализация

для зон разломов Мендосино и Сан-Андреас, результаты которого приведены в данной работе.

Для разломной зоны Сан-Андреас рядом исследователей, таких как Rydelek P.A., Sacks I.S., а также и Obara, K. и Hirose H, получены скорости миграции землетрясений вдоль сейсмоактивных участков от 17 км/час, даже превышающие 70 км/час, при достаточно большом разбросе скоростей этого порядка [38, 43]. А.В. Викулиным с соавторами получены скорости от 1–10 см/с до 1–10 км/с [47]. Используемая нами методика позволяет визуализировать миграционные процессы относительно медленных скоростей других порядков: от первых километров до первых сотен километров в год.

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ДИАГРАММ

Впервые методика визуализации сейсмического процесса с помощью пространственно-временных диаграмм была применена К. Моги [36], получившего скорости миграций сильных землетрясений побережья Тихого океана по наклону оси сгущения эпицентров землетрясений на пространственно-временной карте. В данной работе мы используем параметр эпицентрального поля – логарифм суммарной выделившейся энергии землетрясений ($\lg E_{\text{sum}}$), прослеживая смещение максимумов которого в пространстве со временем можно зафиксировать вдоль заданного направления миграцию сейсмической активности и определить ее скорость. В цепочку, отражающую миграционный процесс, мы объединяем наиболее близко расположенные максимумы используемого параметра.

Пространственно-временная диаграмма представляет собой трехмерный график с координатными осями: «направление», «время», «параметр $\lg E_{\text{sum}}$ ». За определенные промежутки времени (в данном случае, 30 дней), значения используемого параметра суммируются в элементарных ячейках прямоугольника, наложенного на область карты, охватывающую сейсмическую зону, в пределах которой исследуется миграционный процесс. Эта зона включает в себя концентрацию эпицентров, приуроченную к исследуемой сейсмической структуре (рис. 1). Под сейсмическими структурами мы понимаем «объемные, развивающиеся во времени геологические тела, в которых происходят образования разрывов и быстрые смещения по ним, фиксируемые в виде землетрясений. Сейсмические структуры отражают напряженно-деформированное состояние и современные процессы разломообразования в земной коре» [9, 20]. Множество сейсмических структур выделяются в эпицентральном поле как локализованные концентрации эпи-

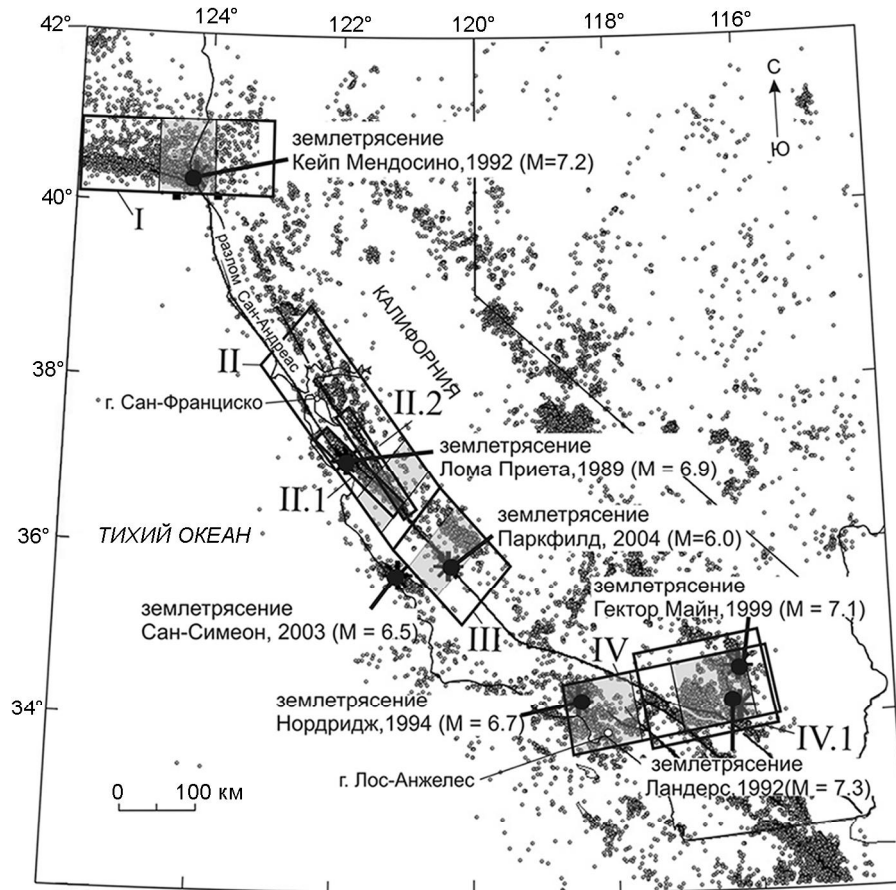


Рис. 1. Карта эпицентров разломной зоны Сан-Андреас. Прямоугольниками оконтурены области проецирования сейсмических данных. Затемненными прямоугольниками выделены области, на которых зафиксированы медленные миграции сейсмической активности.

центров, относительно стабильные в пространстве на протяжении инструментального периода 1964–2002 гг. Наложение областей проецирования обеспечивает охват проекций сейсмических структур на земную поверхность.

Размеры прямоугольника определяются длиной и шириной области зоны концентрации эпицентров. Длина составляет 200–500 км, ширина для крупных зон около 100 км, для пространственной детализации области сочленения разломов Сан-Андреас и Калаверас ширина зон – 20–30 км, для детализации области землетрясений Ландерс 1992 г. ($M_w = 7.3$) и Гектор-Майн 1994 г. ($M_w = 7.1$) ширина зоны – 130 км. Отрезок, делящий прямоугольник пополам в продольном направлении, является осью «направление», вдоль которого исследуется миграционный процесс. Значения суммированных по элементарным ячейкам параметров проецируются на ось «направление», и, таким образом, координатно к ней привязываются.

Положение прямоугольника задается точкой центра и азимутом наклона оси проецирования, по-

ворачивающейся относительно центра. Простираение областей проецирования задается таким образом, чтобы проанализировать миграции вдоль или поперек осей сгущения очагов землетрясений. Чем точнее ось «направление» будет совпадать с истинным направлением миграции, тем точнее полученные значения истинных скоростей миграций. Ширина элементарных ячеек ΔL соответствует пространственному разрешению исследуемого направления, ее минимальное значение $\Delta L = 0.05^\circ$. Временное разрешение $\Delta T = 1$ месяц. В выборки данных для анализа вошли землетрясения с $2.0 > M > 7.3$ включительно. Энергия в каждой элементарной ячейке вычислялась как: $\lg E_{\text{sum}} = \lg \sum_n E_n$, где n – количество землетрясений, E – энергия землетрясений в джоулях. Предварительно производился пересчет магнитуд землетрясений в энергию из соотношения Гуттенберга-Рихтера: $\lg E = 1.5M + 4.8$ [28, 32, 33, 40, 41].

На рисунках 1 и 2 показаны области проецирования сейсмических данных. Диаграммы для этих областей были построены в программе с MathJL [50], где

значения параметра $\lg E_{\text{sum}}$ интерполировались в окне 4 на 4 точки, в результате чего энергетические пики от сильнейших землетрясений были сглажены. Шкала $\lg E_{\text{sum}}$ на приведенных пространственно-временных диаграммах отражает сглаженные значения.

Пороговые значения параметра $\lg E_{\text{sum}}$ для принятия решения о наличии миграционной цепи зависят от используемого диапазона магнитуд и от сейсмической активности конкретного исследуемого региона. Миграции, которые не видны в диапазоне магнитуд 2.0–7.3, могут быть видны в диапазоне 2.0–5.0. Для шкал $\lg E_{\text{sum}}$ с максимальными значениями 8.4–10.0 пороговое значение – 2.7–3.0; для шкалы с максимальным значением 4.5–5.0 пороговое значение – 1.5–1.7.

Отношение проекции цепочки максимумов используемого параметра на ось «расстояние» к проекции на ось «время» определяет скорость миграции. Используемая методика позволяет выделить медленные миграции, измеряемые в километрах в год. Обнаружение смещений с более высокой скоростью требует более детальной временной развертки, чего данная методика сделать не позволяет.

В статье приведены результаты по четырем крупным областям проецирования, а также трем детальным областям (рис. 1), географические параметры которых приведены в таблице.

С целью проследить временную статистическую связь сейсмического процесса между отдельными зонами проецирования, также была рассчитана ранговая корреляция без смещения по временным рядам параметров ($\lg E_{\text{sum}}$) и количества землетрясений (N), суммированных за полугодовые периоды с окном корреляции десять значений. Подробно методика расчета взаимокорреляционной функции (ВКФ) и ранговой корреляции для данных с ненормальным распределением описана в работе [15]. Метод позволяет выявить эпизоды синхронизации в сейсмическом процессе отдельных сейсмических структур. В случае, если такие периоды совпадают с периодами сейсмической активизации и с ними связаны миграционные явления, можно говорить о синхронности прохождения миграций в отдельных частях эпицентрального поля.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Система разломов Сан-Андреас и Мендосино – части комплекса системы трансформной границы Североамериканской и Тихоокеанской плит, включающая множество активных разломов, в основном, правосторонние сдвиги. Северная часть разломной зоны Сан-Андреас подходит к тройному сочленению Мендосино. Сейсмичность этих зон представляет боль-

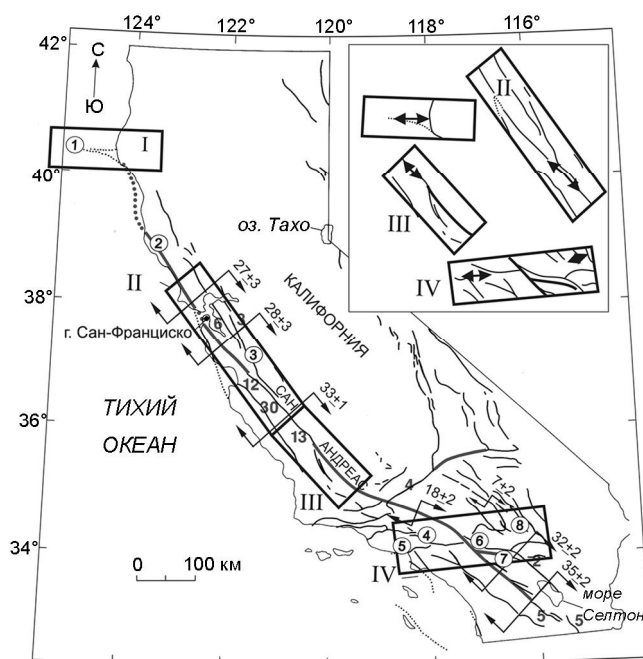


Рис. 2. Схема активных разломов разломной зоны Сан-Андреас по работе [48] с добавлениями авторов: переведены названия, добавлены зоны проецирования с их номерами (римские цифры), врезка, где стрелками показаны направления миграций внутри зон проецирования.

Добавлены зоны проецирования с их номерами (римские цифры), врезка, где стрелками показаны направления миграций внутри зон проецирования. Жирными цифрами обозначены значения криповой скорости; цифрами, выделенными нежирным шрифтом вблизи стрелок – скорость правостороннего смещения вдоль главных активных фрагментов системы разломов Сан-Андреас (жирные линии). Значения скорости приведены в мм/год. Цифрами в кружках обозначены разломы: 1 – Мендосино, 2 – Сан-Андреас, 3 – Калаверс, 4 – Сан-Габриель, 5 – Санта-Моника, 6, 7 – Северная и Южная ветви разлома Сан-Андреас, соответственно, 8 – разлом Камп-Рок. Тонкими линиями обозначены остальные четвертичные разломы, пунктиром – скрытые разломы.

шой интерес для изучения миграций сейсмической активности. Параметры ($\lg E_{\text{sum}}$) и (N) получены на период 1974–2012 гг. для западного побережья США (штат Калифорния) с использованием каталога землетрясений геологической службы США [51], содержащего около 29000 землетрясений с нижним порогом представительности $M=2$. В выборки для анализа вошли землетрясения с $M=2.0-7.3$, из них восемнадцать событий с магнитудой 6.0 и более, из них пять с магнитудой 7.0 и более. В работе особо отмечены сильные события, произошедшие в зонах зафиксированных миграций: Кейп Мендосино 1992 г. ($M_w=7.2$), Лома-Приета 1989 г. ($M_w=6.9$), Паркфилдское 2004 г. ($M_w=6.0$), Нордридж 1994 г. ($M_w=6.7$), Ландерс 1992 г. ($M_w=7.3$), Биг-Беа 1992 г. ($M_w=6.5$) и Гектор-Майн 1994 г. ($M_w=7.1$).

Также в работе представлен иллюстративный материал с детализацией для отдельных периодов времени.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Зона проецирования I пространственно приурочена к северному побережью Калифорнии, округ Мендосино, пересекает береговую линию и выходит в Тихий океан (рис. 1, 2, табл.). Тектонически зона I связана с разломной зоной Мендосино – контролирующей структурой северной части системы Сан-Андреас [48]. Разлом Мендосино – правосторонний сдвиг, является трансформной границей между Тихоокеанской плитой и плитой Горда. Тихоокеанская, Североамериканская плиты и плита Горда смыкаются в районе мыса Мендосино, создавая сочленение трех крупных разрывных структур – северного сегмента разлома Сан-Андреас, разлома Мендосино и зоны субдукции Каскадия (Cascadia). Сочленение носит название тройное сочленение Мендосино (Mendocino Triple Junction) [30]. Миграции, зафиксированные в интервале 1979–2012 гг. (рис. 3), географически совпадают с этой зоной на территории, выходящей в океан, и происходили в узловой зоне триплета разломов Мендосино.

В зоне I в верхнем активном секторе диаграммы (рис. 3, А) видны миграционные цепочки одностороннего (1980–1981 гг., скорость около 50±10 км/год) и маятникового [18, 22] типа, то есть проходящие сначала в одном, потом в обратном направлении (1989–1991 гг., 1996–2000 гг., 2005–2008 гг. и др., представленные событиями различной силы, скорости – 20–250 км/год). В 1992 г. здесь произошло землетрясение Кейп Мендосино, (M=7.2). Как видно из рисунка, указанные миграционные цепочки предшествуют этому событию, а сразу после события также наблюдаются смещения максимумов сейсмической активности. В последние годы рядом исследователей на основе физического моделирования разрабатывается концепция

волн маятникового типа [17], проходящих в массивах горных пород и представляющих собой «нелинейные волны, элементарными носителями которых являются блоки определенного иерархического уровня за счет трансляционного и вращательного движения в результате импульсного воздействия определенного энергетического уровня». Вместе с тем, термин «миграция маятникового типа» не связан с концепцией волн маятникового типа. Возможно, в дальнейшем получение новых экспериментальных и аналитических данных позволит установить взаимосвязь этих двух понятий.

В нижнем активном секторе диаграммы зоны проецирования I (на рисунке 2 – западная активная часть) видно периодическую (с периодом 10–12 лет) активизацию разлома, выражающуюся в сейсмических событиях умеренной силы, которые возникают в небольшом временном интервале (несколько дней) и представляют собой то рой землетрясений, то сильное событие с афтершоками. На диаграмме – это максимумы сейсмической энергии (рис. 3 А), вытянутые по оси расстояние перпендикулярно оси времени. Может возникнуть подозрение, что активизация конца 80-го года отражает высокоскоростную миграцию, но при детальном временном развертывании оказывается, что миграций в этом секторе нет. За несколько дней землетрясения возникали вдоль разлома не упорядоченно по времени.

Детализация периода 1996–2004 гг. (рис. 3 Б) позволяет рассмотреть смещение максимумов суммарной энергии на 80–100 километров за 2 года: 1996–1998 гг. (скорость, 45±20 км/год). На диаграмме также видны миграционные цепочки других скоростей, в том числе 250±20 км/год.

Зона проецирования II сейсмических данных расположена на разломе Сан-Андреас с центром в 30 км к северо-западу от г. Сан-Франциско (рис. 1, 2, табл.). Диаграмма, построенная для этой зоны для всего инструментального периода, представлена на

Таблица. Параметры зон проецирования.

№	Координаты центра		Азимут, °	Длина, км	Ширина, км
	φ, С, °	λ, З, °			
I	40.50	124.00	270	235	100
II	37.40	121.90	323	305	105
II.1	36.90	112.75	310	170	105
II.2	37.17	121.56	320	220	26
III	35.82	120.37	320	145	23
Общая, включая зоны II и III	37.40	121.50	320	500	105
IV	34.20	117.30	260	270	100
IV.1	34.13	116.8	255	220	130

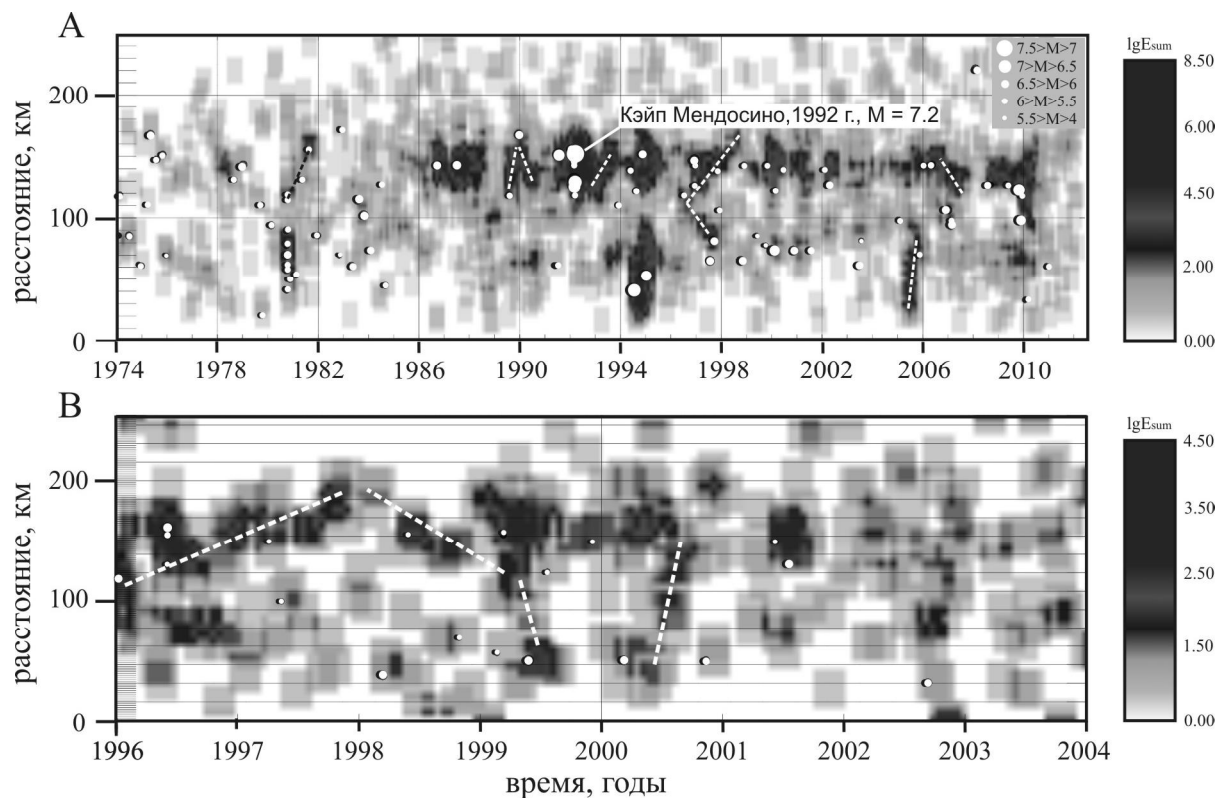


Рис. 3. Диаграмма зоны I. А – период 1974–2012 гг., ($7.3 > M > 2$); Б – период 1996–2004 гг., ($7.3 > M > 2$).

рис. 4 А. Миграции сейсмической активности здесь зафиксированы в области сочленения разлома Сан-Андреас с одним из основных ответвлений – разломом Калаверас (рис. 2). Оба разлома – правосторонние сдвиги, представлены хорошо проработанными главными сместителями. Согласно классификации К.Ж. Семинского [21], они находятся на стадии полного разрушения земной коры.

Если активную часть области проецирования II, а, соответственно, и часть диаграммы (рис. 4 А) по оси расстояния, условно разделить на три активных сектора: верхний, средний и нижний, можно видеть, что отдельные эпизоды миграции сейсмической активности проявляются в верхнем активном секторе. Длина активных сегментов разломов, вдоль которых проходят миграции, здесь 30–50 км, скорость – 150–200 км/год. В среднем секторе можно видеть событие Лома Приета 1989 г., $M_w = 7.2$ [29], отмеченное на рисунке 4 А. До этого события в течение 5 лет, начиная с 1984 г., видны многочисленные разносторонние миграционные цепочки, расходящиеся от одной яркой цепочки, включающей сильные и умеренные события и проходящей со скоростью 7 ± 2 км/год. Сразу после события сейсмическая активность проявляется в южной части очаговой области (нижний активный

сектор диаграммы рис. 4), где наблюдаются маятниковые (двусторонние) миграции на протяжении всего инструментального периода (рис. 4 А) со скоростью 40–70 км/год, длины миграционных цепочек – от 20 до 70 км.

Для более точного позиционирования миграционных цепочек за весь инструментальный период, были также построены диаграммы отдельно для сегмента разлома Сан-Андреас (зона II-1 на рис. 1), включающего зону очага события Лома-Приета ($M_w = 6.9$), и для концентрации эпицентров зоны разлома Калаверас (зона II-2 на рис. 1). Диаграммы для этих зон представлены на рис. 4, Б и В, соответственно. Из рисунка видно, что в период до события 1989 г. был активен разлом Калаверас и максимумы сейсмической энергии яркой цепочки со скоростью до 10 км/год в это время смещались вдоль него (рис. 4 Б). В это время на соседнем сегменте Сан-Андреаса было затишье, а после события 1989 года в южной части очаговой зоны Лома-Приета установился режим миграции максимумов используемого параметра. Это сегмент разлома Сан-Андреас, где прослеживаются маятниковые синусоподобные цепочки (рис. 4 В), пространственно связанные с криповым сегментом и блоком Salinian [48, с. 70]. Эти цепочки хорошо про-

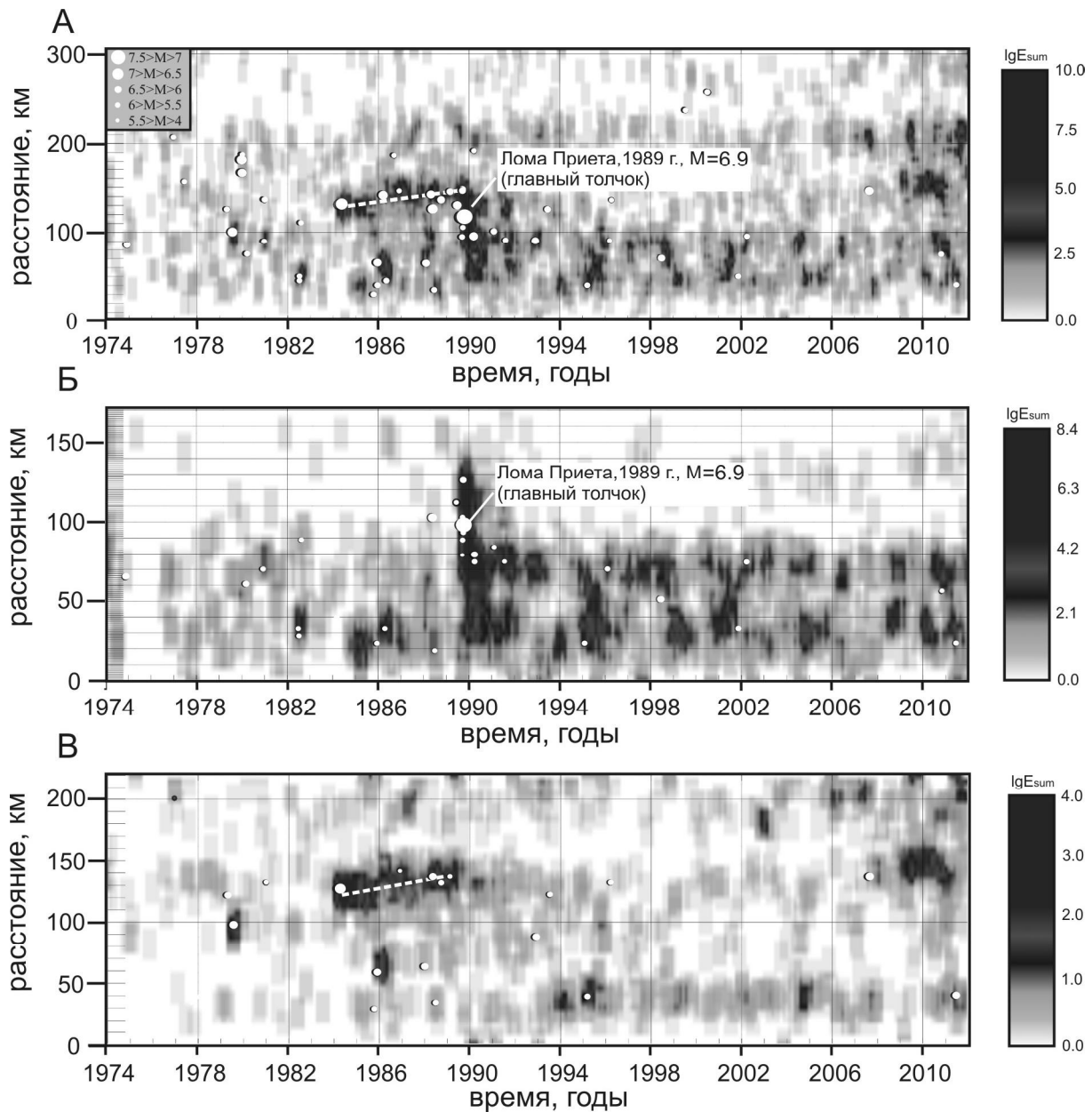


Рис. 4. Диаграмма зоны II. А – период 1974–2012 гг., ($7.3 > M > 2$); Б – период 1994–2012 гг., ($7.3 > M > 2$); В – период 1994–2012 гг., ($5 > M > 2$).

слеживаются в диапазоне магнитуд 2.0–5.0 (рис. 5 Б). Для сегмента разлома Калаверас, активного до события Лома-Приета, период времени с 1989 г., напротив, характеризуется затишьем.

Для зоны II также проведена детализация временного периода 1993–2012 гг. для рассмотрения маятникового смещения максимумов сейсмической активности, область которого частично пересекает зону очага Лома-Приета в южной части. На рис. 5 А и Б представлены диаграммы для зоны II для диапазонов

магнитуд 2.0–7.3 и 2.0–5.0, соответственно. Диаграмма А содержит полную информацию об энергии, но на фоне энергетических выбросов, вызванных сильными событиями, плохо виден вклад в общую миграционную цепь. На диаграмме, построенной для диапазона магнитуд 2.0–5.0 (рис. 5 Б), цепочки имеют более яркую и расплывчатую форму за счет большого количества слабых землетрясений, которые, как известно, имеют большую степень рассеяния и менее локализованы вдоль основного магистрального

разрыва, чем более сильные события [34]. На такой диаграмме хорошо видно, что активизация сегмента разломной зоны, вдоль которого проходят миграции, происходит поочередно от краев к центру, затем от центра к краям. Сейсмическая активность смещается по разлому на протяжении всего периода наблюдений 1993–2012 гг., образуя синусоподобные цепочки с полупериодом около трех лет. Одиночные умеренные события нижнего сектора часто располагаются на краевых участках активного сегмента разлома, отмечая границы миграционных цепочек (рис. 5 А, Б).

Зона проецирования III располагается южнее зоны II, являясь ее продолжением вдоль направления разлома Сан-Андреас (рис. 2, табл.). Координаты центра зоны III заданы в эпицентре главного толчка землетрясения Паркфилд 2004 г., $M=6.0$, афтершоки которого мигрировали от эпицентра главного толчка на юго-восток вдоль разлома Сан-Андреас с переменной скоростью от 17 км/час, превышая местами 80 км/час [44]. Задолго до события для зоны подготовки Паркфилдского землетрясения характерны периоды крипа в рассматриваемом масштабе времени – месяцы и годы, со скоростью 13 ± 2 км/год [48, 49]. На общей диаграмме, построенной для зон II и III видно, что в зоне Паркфилдского землетрясения 2004 г. в рассма-

триваемый период как задолго до события, а также незадолго до него, происходила периодическая активизация данного сегмента зоны, когда на протяжении 1–3 года подряд происходили сильные и умеренные события, образующие в совокупности миграционные цепочки (рис. 6 А, Б). Детализация менее активных периодов показала, что пики суммарной энергии смещаются вдоль разлома Сан-Андреас, и это колебательный миграционный процесс, как и в зоне проецирования II, который проявляется в диапазоне магнитуд 2.0–5.0 (рис. 5 Б). Максимумы сейсмической активности здесь смещаются на 30–50 км за 3 года в период 1982–1985 гг., что соответствует скорости 10–17 км/год. Пространственная детализация зоны III показала, что смещение происходит не на самом Паркфилдском сегменте Сан-Андреас, а на соседней концентрации эпицентров, параллельной этому сегменту. Миграция максимумов слабой сейсмической активности по времени продолжает колебательную структуру процесса до Паркфилдского землетрясения 2004 г., включая период активизации 1992–1994 гг. В период между сильными землетрясениями миграция выражена слабее, чем миграция в юго-западной зоне очага землетрясения Лома-Приета 1989 г., проявляющаяся в период 1994–2011 гг. и показанная на рис. 5.

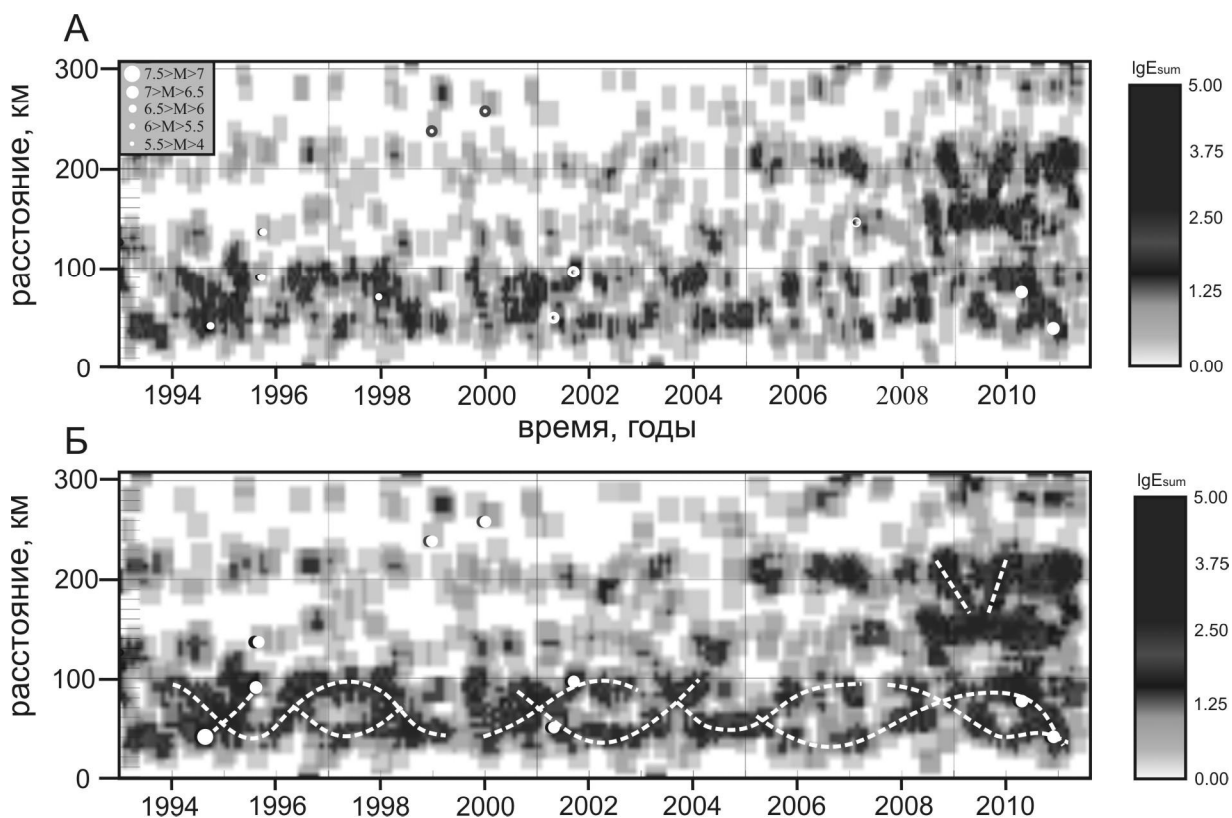


Рис. 5. Диаграмма зоны II. А – период 1992–2012 гг., ($7.3 > M > 2$); Б – период 1992–2012 гг., ($5 > M > 2$).

Зона проецирования IV с центром в 90 км к юго-востоку от Лос-Анджелеса направлена вдоль концентрации эпицентров, вытянутой вдоль разломов Санта-Моника, Северная и Южная ветви Сан-Андреас (рис. 2, табл.).

Здесь наблюдаются двусторонние миграционные цепочки, направленные вдоль концентрации эпицентров, расположенной под углом к основному простиранию Сан-Андреас в районе сочленения разломов Санта-Моника и Сан-Габриель (верхний активный сектор, рис. 7), а также в зоне разлома Камп-Рок (нижний активный сектор, рис. 7). На рисунке 7 представлены два варианта диаграмм. Рис. 7 А – диаграмма для зоны IV, построенная для периода 1974–1990 гг., в который видны миграционные цепочки, но еще не произошли сильные землетрясения. В верхнем активном секторе диаграммы миграции со скоростью 20–30 км/год предшествуют землетрясению Нортридж 1994 г. ($M = 6.7$), в нижнем активном секторе со скоростью 10–50 м/год – землетрясению Ландерс 1992 г. ($M = 7.3$) и Гектор Майн 1999 г. ($M = 7.1$). Рис. 7 Б – диаграмма для зоны IV.1 – зоны землетрясений Ландерс и Гектор Майн для всего инструментального периода (рис. 1).

Вкрест простирания всей исследуемой концентрации эпицентров зоны IV, параллельно простиранию разлома Сан-Андреас проходит ряд параллельных разломов (включая разлом Камп-Рок), с которыми связаны землетрясения Ландерс 1992 г. ($M_w = 7.3$) и Гектор-Майн 1994 г. ($M_w = 7.1$). Существует мнение, что событие Гектор-Майн 1994 г. было вызвано последовательностью слабых событий, являющихся следствием события Ландерс 1992 г. [27, 31]. Действительно, если анализировать диаграмму, построенную для продольной проекции данных, видно серию умеренных толчков, упорядоченно следующих от одного события к другому. При этом смещения максимумов сейсмической активности не наблюдается, что подтверждает версию об упругой передаче напряжения от зоны одного очага к зоне другого. В зоне очага землетрясения Ландерс, до и сразу после события (включая афтершоки), проходят интенсивные миграции (10–50 км/год). После основного толчка также видна одна из цепочек афтершоковой последовательности, включая сильные события со скоростью миграции около 70–90 км/год. На диаграмме рис. 7 Б также видно очередность активизации разных зон: в период 1991–2000 гг. активна зона землетрясений Ландерс и

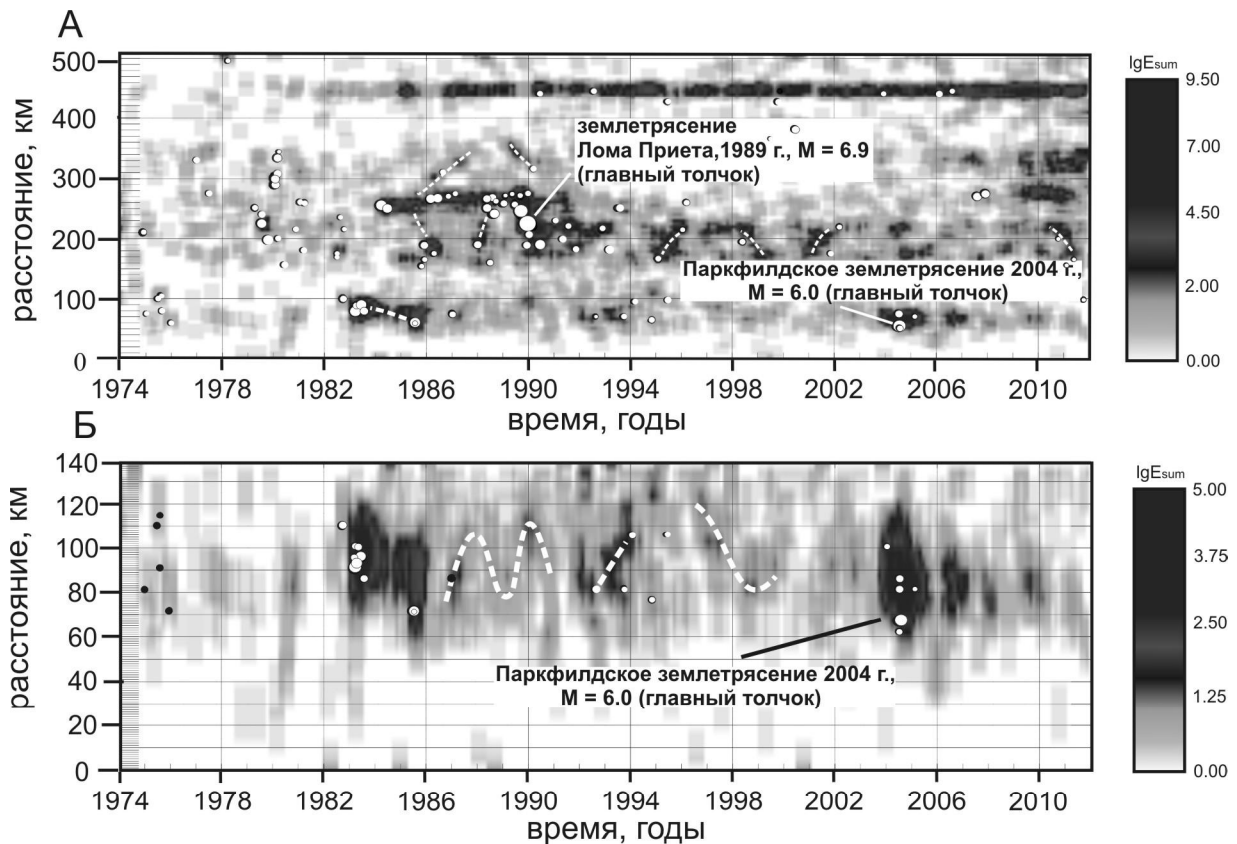


Рис. 6. А – общая диаграмма для зон II и III за период 1974–2012 гг.; Б – диаграмма зоны III за период 1974–2012 гг. ($7.3 > M > 2$).

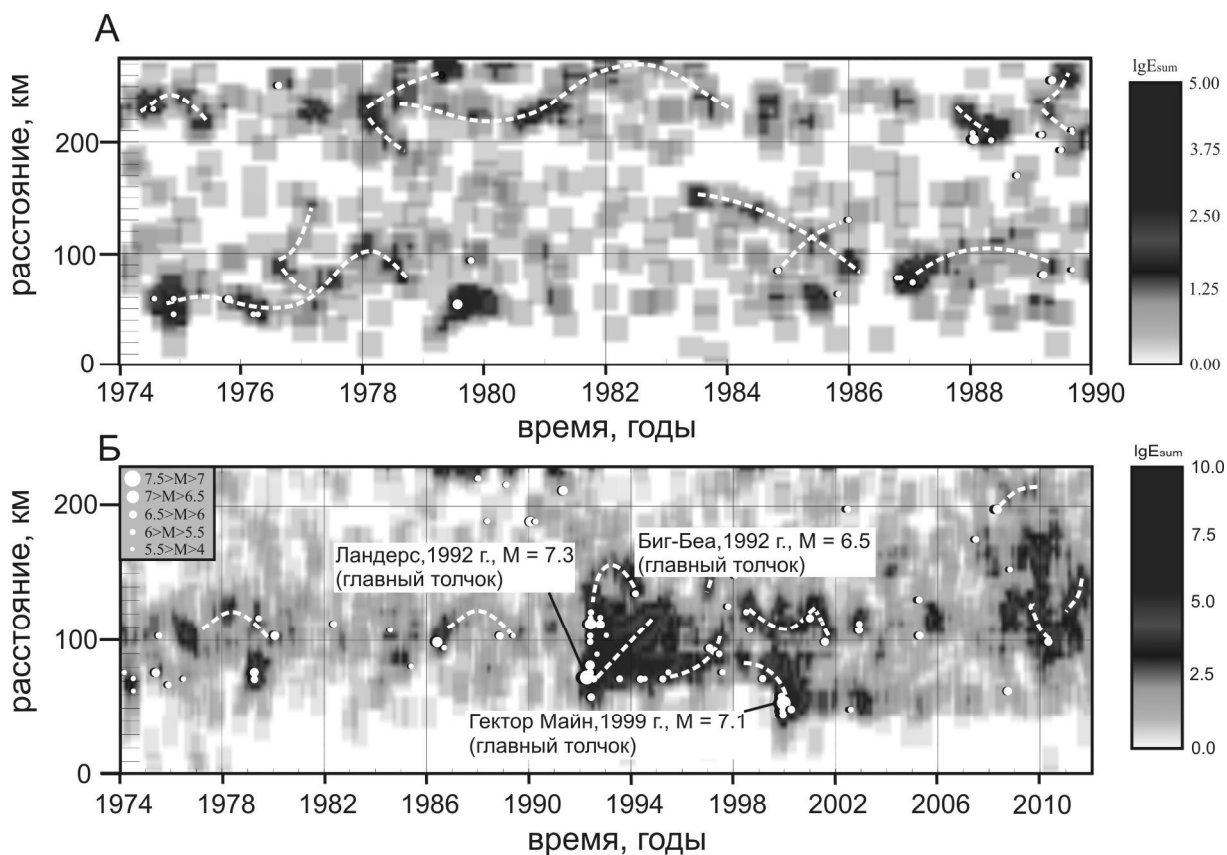


Рис. 7. Диаграмма зоны IV за период 1974–1990 гг. А – ширина зоны ~ 100 км, ($7.3 > M > 2$), Б – ширина зоны ~ 120 км ($7.3 > M > 2$).

Гектор-Майн, а с 2008 г. активизируется сектор, расположенный юго-восточнее.

По временным рядам суммарной энергии зон проецирования на основе результатов корреляционного анализа зафиксирована значимая корреляция до 0.8, связанная как с периодами одновременного затишья, так и с синхронной активизацией разной силы в коррелируемых зонах. На рисунке 8 А виден максимум высокой корреляции зон I и III в 1993 г., когда в обеих зонах не было сильных землетрясений, но происходили миграции сейсмической активности, проходящие со скоростью около 60 км/год в зоне I и около 40 км/год в зоне III, которые представлены слабыми и умеренными событиями. В период 2006–2008 гг. выделяется максимум корреляции на том же графике. В этот период миграция происходит только в зоне I, а в зоне III происходит землетрясение Паркфилд 2004 г. Максимум корреляции зон I и IV 1999 г. обусловлен подобием сейсмического режима в этих зонах, характеризующимся миграцией невысокой сейсмической активности. Для зон II и III (рис. 8 Б) максимум корреляции 1995–1996 гг. можно объяснить, скорее, похожими значениями общей выде-

ленной сейсмической энергии, притом, что в зоне II была миграция в этот период, а в зоне III – нет. Пики 1980 и 1988 гг. функций взаимных корреляций участков III и IV (рис. 8 Б) обусловлены одновременной слабой сейсмической активностью, смещение которой едва заметно.

Корреляция временных рядов параметра «количество землетрясений» показала пики в функциях зон I–II в 1981 г. и зон I–IV в 1983 г. (рис. 9 Б), обусловленные ничем не примечательными годовыми периодами слабой сейсмической активности. Особый интерес представляет период 1987–1993 гг. (рис. 9 А, Б), когда наблюдается отрицательная корреляция для пар зон II–I, II–III, II–IV и положительная корреляция для пар зон I–III, I–IV и III–IV. Этот временной промежуток включает в себя период подготовки события Лома-Приета 1989 г., а также период проявления афтершоков этого землетрясения. Корреляционная связь разной направленности говорит о том, что в то время как активна зона II, остальные зоны находятся в состоянии меньшей активности, при этом они коррелируют между собой с положительной направленностью.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Пространственно-временной анализ поля эпицентров землетрясений в зонах разломов – фрагментов границы между Североамериканской и Тихоокеанской плитами – показал, что сейсмическому процессу зон сдвига свойственно прохождение миграционных последовательностей в сегментах разломов, расположенных вблизи узлов сочленения крупных тектонических структур, а также в отдельных участках проявления единичного магистрального разрыва, к которым приурочены сильнейшие землетрясения инструментального периода. В зонах очагов сильных землетрясений миграция может предшествовать главному толчку, а может включать афтершоковые

последовательности. При этом она может наблюдаться на соседних параллельных структурах, тем самым, возможно, проявляется явление переключки между последовательно активизирующимися разломами. Такую очередность можно видеть между сегментами разлома Калаверас, активного до, и разлома Сан-Андреас, активного после события Лома-Приета 1992 г.; между Пакфилдским сегментом разлома Сан-Андреас и параллельной соседней структурой, активной до Парфилдского землетрясения 2004 г.; между разломом Камп-Рок, на котором произошло землетрясение Ландерс 1992 г., и рядом мелких разломов, к которым приурочено землетрясение Гектор-Майн 1999 г.

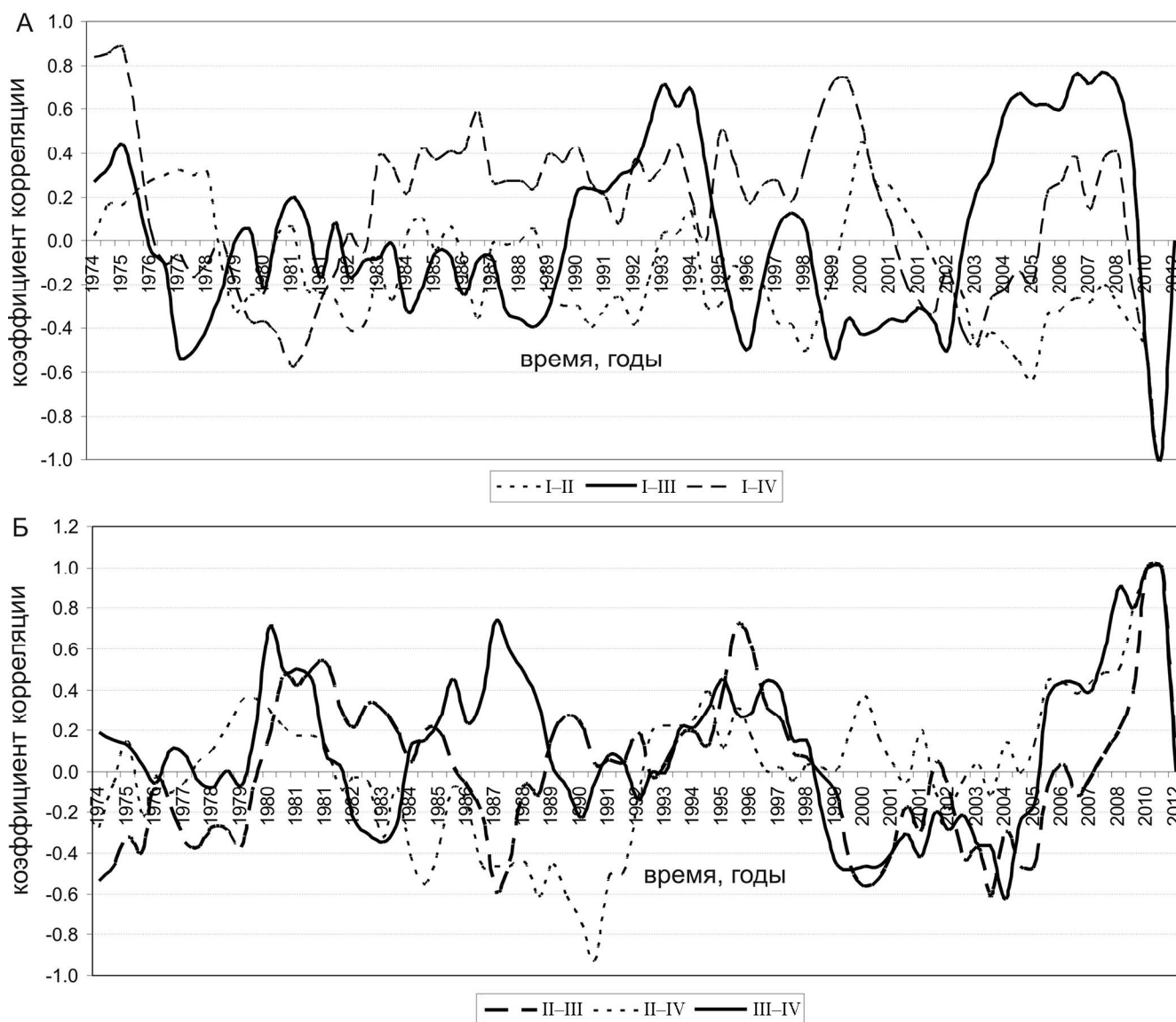


Рис. 8. Функции взаимной корреляции временных рядов параметра $\langle \lg E_{\text{sum}} \rangle$: А – для зон I-II, I-III, I-IV; Б – для зон II-III, II-IV, III-IV.

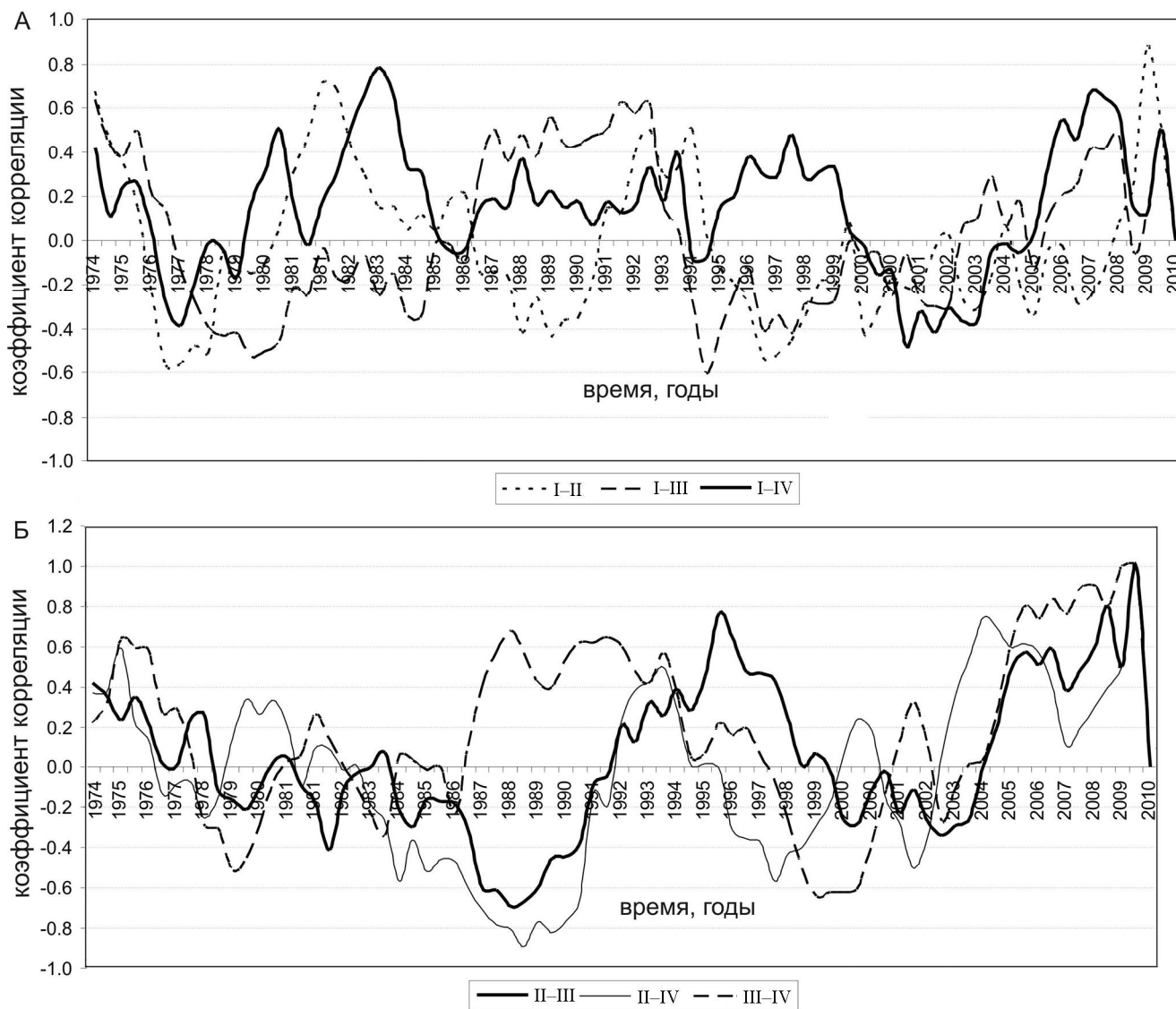


Рис. 9. Функции взаимной корреляции временных рядов параметра «N»: А – для зон I-II, I-III, I-IV; Б – для зон II-III, II-IV, III-IV.

В зонах миграций, которые приурочены к зонам очагов сильных землетрясений, периоды крипа сменяются периодами слабой сейсмической активности, максимумы которой мигрируют с определенной скоростью вдоль развивающегося разрыва. При накоплении критической амплитуды смещений блоков или увеличении до критического уровня накопленных напряжений происходит сильное землетрясение, после которого может установиться относительно стабильный период, также характеризующийся миграциями (рис. 4, 5).

Скорости миграций, скорее всего, не связаны с кинематическим типом разломных зон, так как для сейсмоактивного центра в Байкальской впадине (зоне

растяжения) и в зоне проецирования на разломе Сан-Андреас зафиксированы близкие по значениям скорости миграций – первые десятки километров в год. На разломе Сан-Андреас наблюдаются также более высокие скорости – первые сотни километров в год, вероятно обусловленные скоростями межплитных смещений, в зоне миграций значительно превышающих 10 ± 2 мм/год (рис. 1) [24, 46, 48] и достигающих 40 мм/год. Это на порядок выше, чем в Байкальской рифтовой системе, где максимальные скорости достигают 3.4 ± 0.7 мм/год [11]. Также для одной зоны характерны периоды миграций, проходящих с разной скоростью, что можно также объяснить непостоянством скоростного режима межплитных смещений.

Протяженность сейсмоактивных областей разломных зон, вдоль которых проходят миграции, как для разлома Сан-Андреас, так и для Байкальской впадины, в основном меняется от 20 до 60 км. Такие значения длины могут быть связаны с длиной зацепов на разломах, находящихся на дизъюнктивной стадии полного разрушения. Разломная зона Сан-Андреас, согласно классификации К.Ж. Семинского [21], находится на такой стадии развития, а Байкальская рифтовая система в целом – на поздней дизъюнктивной стадии. Характерная для нее кулисная структура может являться причиной автономности активизации отдельных разломных сегментов. Таким образом, протяженность сейсмически активных областей может быть ограничена длиной активизированных сегментов разломов, являющихся результатом хрупкого разрушения, происходящего в верхней и средней коре не ниже 22 км [19].

Результаты корреляционного анализа без временного смещения показывают периодическое увеличение значений функций взаимной корреляции (ВКФ) сейсмического процесса разных областей проецирования до уровня 0.8. Это говорит о синхронизации отдельных частей Сан-Андреас. Корреляционные пики связаны как с периодами слабой сейсмической активности, так и с периодами одновременной активизации, нередко характеризующейся смещением сейсмической активности. Наблюдается очередность активизации между центральной частью и флангами разломной зоны. Эта обратная связь особенно ярко выражена в период подготовки землетрясения Лома-Приета 1989 г. В целом, результаты анализа ВКФ позволяют предположить, что отдельные части разломной зоны, связанные с миграцией, активизировались не синхронно, тем самым подчеркивается локальный характер проявления миграций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа трехмерных пространственно-временных диаграмм в сейсмоактивных частях границ Североамериканской и Тихоокеанской плит выявлены миграции со скоростями в диапазоне десятки – сотни км/год. Анализ пространственно-временных диаграмм показал квазиколлебательный характер миграционного процесса, наблюдаемого в зонах примыкания и пересечения крупных разломов и очагов крупных землетрясений. Колебания не устойчивы на протяжении всего инструментального периода, проявляются при различной степени активизации с различной скоростью. Характер миграционного процесса в одной и той же зоне меняется в зависимости от скорости межплитных движений и скорости сейсмического потока.

Проявление медленной миграции сейсмической активности зафиксировано локально в зонах сочле-

нения разломов и, скорее всего, является отражением процессов взаимодействия разломных структур в поле эпицентров землетрясений. Быстрые межплитные движения в разломной зоне Сан-Андреас создают условия быстрого накопления напряжения в местах примыкания и разветвления разломных структур, порядка которого происходит при одном уровне – в виде медленных миграций энергетических кластеров, при другом, более высоком, уровне происходят сильные землетрясения, афтершоки которых участвуют в быстрых миграциях.

Сравнивая значения скорости миграций границ Североамериканской и Тихоокеанской плит со значениями скорости в БРС, можно сделать следующие выводы. Скорость миграций исследуемого участка Северной Америки имеет более широкий спектр значений, чем в БРС, и в среднем, на порядок выше скоростей в БРС, что можно объяснить разницей скорости межплитных движений.

Корреляционная связь различных сейсмических зон чаще всего носит случайный характер, являясь показателем то синхронной активизации с прохождением миграций, то затишья. Периодов одновременной активизации всех зон миграции не наблюдается, что соответствует локальному возникновению эпизодов миграции. В периоды высокого сейсмического потока наблюдается противофаза функционирования центральной части разломной зоны Сан-Андреас и ее флангов.

Авторы благодарны анонимному рецензенту за полезные замечания и критику, способствовавшие улучшению качества статьи. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке проекта Программы РАН № 4.1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176–1190.
2. Викулин А.В. Миграция очагов сильнейших Камчатских и Северо-Курильских землетрясений и их повторяемость // Вулканология и сейсмология. 1992. № 1. С. 46–61.
3. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН, КГПУ, 2003. 152 с.
4. Викулин А.В., Тверитинова Т.Ю. Энергия тектонического процесса и вихревые геологические структуры // Докл. РАН. 2007. Т. 413, № 3. С. 372–374.
5. Викулин А.В. Энергия и момент силы упругого ротационного поля геофизической среды // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 6. С. 559–570.
6. Вилькович Е.В., Шнирман М.Г. Волны миграции эпицентров (примеры и модели) // Математические модели строения Земли и прогноза землетрясений. (Вычислительная сейсмология. Вып. 14). М.: Наука, 1982. С. 27–37.
7. Горбунова Е.А., Шерман С.И. Медленные деформацион-

- ные волны в литосфере: фиксирование, параметры, геодинамический анализ (Центральная Азия) // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 18–25.
8. Кузьмин Ю.О. Деформационные автоволны в разломных зонах // Физика Земли. 2012. № 1. С. 3–19.
 9. Леви К.Г., Задонина Н.В., Бердникова Н.Е., Воронин В.И., Глызин А.В., Куснер Ю.С. Современная геодинамика и гелиогеодинамика / 500-летняя хронология аномальных явлений в Сибири и Монголии. Кн. 2. Иркутск: ИрГТУ, 2003. 383 с.
 10. Левина Е.А., Ружич В.В. Разномасштабная миграция землетрясений как проявление инициированного энергопотока при волновых деформациях литосферы Земли // Триггерные эффекты в геосистемах: Материалы Всероссийского семинара-совещания. М.:ГЕОС, 2010. С. 71–78.
 11. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 7. С. 785–793.
 12. Николаевский В.Н. Математическое моделирование уединенных деформационных и сейсмических волн // Докл. РАН. 1995. Т. 341, № 3. С. 403–405.
 13. Никонов А.А. Миграция сильных землетрясений вдоль крупнейших зон разломов Средней Азии // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, № 2. С. 306–309.
 14. Новопашина А.В. Моделирование миграций сейсмической активности с применением геоинформационных систем // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток, 2011. С. 430–432.
 15. Новопашина А.В., Саньков В.А., Буддо В.Ю. Пространственно-временной анализ сейсмических структур Байкальской рифтовой системы // Вулканология и сейсмология. 2012. № 4. С. 55–64.
 16. Новопашина А.В. Методика выявления миграций сейсмической активности Прибайкалья средствами ГИС // Геоинформатика. 2013. № 1. С. 33–36.
 17. Опарин В.Н., Аннин Б.Д., Чугай Ю.В., Жигалкин В.М., Кулаков Г.И., Чанышев А.И., Шер Е.Н., Михайлов А.М., Александрова Н.И., Акинин А.А., Востриков В.И., Егоров Г.В., Плотников С.В., Поташников А.К., Сарайкин В.А., Федорин В.Н., Юшкин В.Ф., Яковичкая Г.Е. Методы и измерительные приборы для моделирования и натурных исследований нелинейных деформационно-волновых процессов в блочных массивах горных пород / Под ред. В.Л. Шкуратника. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 330 с.
 18. Ружич В.В., Хромовских В.С., Перязев В.А. Анализ глобальной пространственно-временной миграции очагов сильных землетрясений с геотектонических позиций // Инженерная геодинамика и геологическая среда. Новосибирск: Наука, 1989. С. 72–81.
 19. Саньков В.А. Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 135 с.
 20. Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Коваленко С.Н., Борняков С.А., Гилева Н.А., Горбунова Н.Г. Разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинамического полигона. Новосибирск, 1991. 111 с.
 21. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «ГЕО», 2003. 244 с.
 22. Шерман С.И. Тектонофизический анализ сейсмического процесса в зонах активных разломов литосферы и проблема среднесрочного прогноза землетрясений // Геофиз. журн. 2005. Т. 27, № 1. С. 20–38.
 23. Шерман С.И., Горбунова Е.А. Вариации и генезис сейсмической активности разломов центральной Азии в реальном времени // Вулканология и сейсмология. 2011. № 1. С. 63–76.
 24. Bennett R.A., Wernicke B.P., Niemi N.A., Friedrich A.M., Davis J.L. Contemporary strain rates in the northern Basin and Range province from GPS data // Tectonics. 2003. V. 22, N 2. P. 1008–1039. doi:10.1029/2001TC001355.
 25. Brudzinski M.R., Allen R.M. Segmentation in episodic tremor and slip all along Cascadia // Geology. 2007. V 35. P. 907–910.
 26. Chery J., Merkel S., Bouissou S. A physical basis for time clustering of large earthquakes // Bull. Seismol. Soc. Amer. 2001. V. 91, N 6. P. 1685–1693.
 27. Felzer K.R., Becker T.W., Abercrombie R.E., Goran Ekstrom, Rice J.R. Triggering of the 1999 MW 7.1 Hector Mine earthquake by aftershocks of the 1992 MW 7.3 Landers earthquake // Journ. Geophys. Res. 2002. V. 107, N B9. 2190. doi:10.1029/2001JB000911.
 28. Gutenberg, B., Richter, C.F. Magnitude and energy of earthquakes // Ann. Geofis. 1956. V. 9. P. 1–15.
 29. Hemendra K. A. Influence of fault Bends on Ruptures // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1997. V. 87, N. 6. P. 1681–1696.
 30. Henstoc T.J., Levander A. Lithospheric evolution in the wake of the Mendocino triple junction: structure of the San Andreas Fault system at 2 Ma // Geophys. J. Int. 2000. V. 140. P. 233–247.
 31. Jacobs A., Sandwell D., Fialko Y., Sichoix L. The 1999 (Mw 7.1) Hector Mine, California, Earthquake: Near-Field Postseismic Deformation from ERS Interferometry // Bull. Seismol. Soc. Amer. V. 92, N. 4. P. 1433–1442.
 32. Kanamori H., Anderson D. Theoretical basis of some empirical relations in seismology // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1975. V. 5, N 5. P. 1073–1095.
 33. Kanamori H. The energy release in great earthquakes // JGR. 1997. V. 82, N. 20. P. 2981–2987.
 34. Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Ostapchuk A.A. Seismic picture of a fault zone. What can be gained from the analysis of fine patterns of spatial distribution of weak earthquake centers? // Geodynamics & Tectonophysics. 2010. V. 1, N 4. P. 419–440.
 35. Li Q., Lui M. Initiation of the San Jacinto Fault and its interaction with the San Andreas Fault: Insights from geodynamic modeling // Pure and Applied Geophys. 2007. V. 164. P. 1937–1945. doi 10.1007/s00024-007-0262-z.
 36. Mogi K. Migration seismic activity // Bull. Earthquake. Res. Inst. 1968. V. 46. P. 53–74.
 37. Novopashina A.V., San'kov V.A. Velocities of slow migration of seismic activity in Cis-Baikal region // Geodynamics & Tectonophysics. 2010. V. 1, N 2. P. 197–203.
 38. Obara K., Hirose H. Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone // Tectonophysics. 2006. V. 417. P. 33–51.
 39. Pollitz F., Vergnolle M., Calais E. Fault interaction and stress triggering of twentieth century earthquakes in Mongolia // Journ. Geophys. Res. 2003. V. 108, N B10. 2503. doi: 10.1029/2002JB002375.
 40. Rautian T.G., Khalturin V.I., Fujita K., Mackey K.G.,

- Kendall A.D. Origins and methodology of the Russian energy K-class system and its relationship to magnitude scales // *Seismol. Res. Lett.* 2007. V. 78, N 6. P. 579–590.
41. Richter E.F. *Elementary seismology*. San Francisco: W.H. Freeman and Co, 1958. 768 p.
42. Ross S. Stein, Aykut A. Barka, Okumura K., Yoshioka T., Kuscü I. Surface faulting on the North Anatolian Fault in these two millennia // *U.S. Geol. Surv. Open-file Report*. 1993. P. 94–568. 143–144.
43. Rydelek P.A., Sacks I.S. Migration of large earthquakes along the San Jacinto fault; stress diffusion from the 1857 Fort Tejon earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28, N F6. P. 3079–3082.
44. Shelly D.R. Migrating tremors illuminate complex deformation beneath the seismogenic San Andreas fault // *Letters*. 2010. V. 463. doi:10.1038/nature08755.
45. Stepashko A.A. Seismodynamics and deep internal origin of the North China zone of strong earthquakes // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2011. V. 2, N 4. P. 341–355.
46. Vikulin A.V. New type of elastic rotational waves in geomedium and vortex geodynamics // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2010. V. 1, N 2. P. 119–141. doi:10.5800/GT-2010-1-2-0010.
47. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2012. V. 3. N 1. P. 1–18.
48. Wallace R.E. *The San Andreas fault system, California*. Washington, 1990. 283 p.
49. Wesson R.L. Dynamics of fault Creep // *Journ. Geochem. Res.* V. 93, N B8. P. 8929–8951.
50. <http://sourceforge.net/projects/mathgl/>.
51. <http://www.usgs.gov/>.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

A.V. Novopashina, V.A. San'kov

Specific features of seismic activity migration of strike-slip fault zones by the example of the North America and Pacific plate boundaries

The paper presents the computer visualization results for spatiotemporal distribution of the total energy from earthquakes over the period of instrumental recording aimed at parameter determination for slow earthquake migrations (the first kilometers – the first hundreds of kilometers per year) in strike-slip zones by the example of the San-Andreas and Mendocino fault zones adjacent to the Pacific-North American plate boundary and further comparison between the obtained results and specific features revealed for the structures under different geodynamic conditions, particularly in the Baikal region. The spatiotemporal analysis has been made on strong, moderate and weak events. Migration episodes were recorded in seismic data projection zones constructed for epicenter concentrations in the triple-conjunction zones between the Mendocino, San-Andreas and Calaveras faults, conjunction zone between the Santa-Monica and San-Gabriel faults, and the Camp-Rock fault zone associated with large instrumentally recorded earthquakes. Migration in these areas is manifested as a prior and subsequent to strong seismic event occurrence that in the area of coupling of tectonic structures and parallel zones may reflect the dynamics of redistribution of stresses in the region of their interaction

The migration rates have been calculated, ranging from 7 ± 2 to 250 ± 50 km/year. The conclusion was made on the absence of relationship between seismic activity migration rate and geodynamic types of fault zones as the similar rates, ranging from 10 to 70 km/year, were calculated for the system of the Mendocino and San-Andreas faults and the Baikal rift system (BRS). The migration rate higher than 70 km/year for the San-Andreas zone and Mendocino may be due to the rate of interplate displacements that is an order of magnitude higher than the migration rate in the BRS. The estimated extension along seismically active fault zones varies from 20 to 70 km. The results of cross-correlation analysis of a set of temporal parameter including the number and energy of earthquakes show that the migration process is caused by local geodynamic conditions that influence the seismicity in the areas of interaction between large segments of the fault zone.

Key words: earthquake, seismic activity migration, seismic energy, San-Andreas fault, North America and Pacific plate.