



## SEISMIC PICTURE OF A FAULT ZONE. WHAT CAN BE GAINED FROM THE ANALYSIS OF FINE PATTERNS OF SPATIAL DISTRIBUTION OF WEAK EARTHQUAKE CENTERS?

G. G. Kocharyan, S. B. Kishkina, A. A. Ostapchuk

*Institute of Geosphere Dynamics of RAS, 119334, Moscow, Leninsky prospect, 38, Building 1, Russia*

**Abstract:** Association of earthquake hypocenters with fault zones appears more pronounced in cases with more accurately determined positions of the earthquakes. For complex, branched structures of major fault zones, it is assumed that some of the earthquakes occur at feathering fractures of smaller scale. It is thus possible to develop a «seismological» criterion for definition of a zone of dynamic influence of faults, i.e. the zone containing the majority of earthquakes associated with the fault zone under consideration.

In this publication, seismogenic structures of several fault zones located in the San-Andreas fault system are reviewed. Based on the data from a very dense network of digital seismic stations installed in this region and with application of modern data processing methods, differential coordinates of microearthquakes can be determined with errors of about first dozens of meters. It is thus possible to precisely detect boundaries of the areas wherein active deformation processes occur and to reveal spatial patterns of seismic event localization.

In our analyses, data from the most comprehensive seismic catalog were used. The catalogue includes information on events which occurred and were registered in North California in the period between January 1984 and May 2003. In this publication, the seismic data processing results and regularities revealed during the analyses are compared with the data obtained from studies of fault structures, modeling and numerical simulation results. Results of quantitative research of regularities of localization of seismic sources inside fault zones are presented.

It is demonstrated by 3D models that seismic events are localized in the vicinity of an almost plain surface with a nearly constant angle of dip, the majority of events being concentrated at that conventional surface.

Detection of typical scopes of seismicity localization may prove critical for solution of problems of technogenic impact on fault zones for the purpose of partial stress release. The obtained results suggest that the region, wherein active deformation takes place during preparation of medium earthquakes ( $M \leq 6.5-7.0$ ), includes a number of local «strips», each about 100 m in width. The latter size is comparable to a scope of technogenic capabilities of producing an impact on geo-environment. It is hoped that studies of both fine spatial and temporal patterns of seismicity in the vicinity of fault zones will allow to find reliable pinpoints for definition of both place and time for implementation of technogenic impacts.

In our opinion, the implemented study demonstrates the burning need to establish test sites with dense and well-equipped local seismic networks in Russia.

*Keywords:* fault zone, seismicity, earthquake, focus, hypocenter, structure.

Recommended by S.I. Sherman 28 October 2010

*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. № 4. P. 419–440.

## СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПОРТРЕТ РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ. ЧТО МОЖЕТ ДАТЬ АНАЛИЗ ТОНКОЙ СТРУКТУРЫ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ ОЧАГОВ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ?

Г. Г. Кочарян, С. Б. Кишкина, А. А. Остапчук

Институт динамики геосфер РАН, 119334, Москва, Ленинский проспект, 38, корпус 1, Россия

**Аннотация:** Расположение гипоцентров землетрясений в разломных зонах и тектонических узлах проявляется тем очевиднее, чем выше точность определения их положения. При этом сложная, разветвленная структура крупных разломных зон предполагает, что часть землетрясений происходит на опережающих нарушениях более мелкого масштаба. Тем самым формируется «сейсмологический» критерий определения зоны динамического влияния разлома – зоны, в которой сосредоточена основная часть землетрясений, приуроченных к нему.

В работе рассматривается сейсмогенная структура нескольких разломных зон, расположенных в системе разломов Сан-Андреас. Высокая плотность расположения современных цифровых сейсмических станций в этом регионе и развитие современных методов обработки позволяют определять относительные координаты микроземлетрясений с ошибкой первые десятки метров, что дает возможность с высокой точностью установить границы области, в которой происходят активные деформационные процессы, и выявить пространственные особенности расположения сейсмических событий.

Мы использовали один из совершенных сейсмических каталогов, включающий события, произошедшие в районе Северной Калифорнии и зарегистрированные в интервале времени между январем 1984 г. и маем 2003 г. Результаты обработки сейсмических данных и выявленные в процессе анализа закономерности сопоставляются в статье с данными изучения структуры разломов, модельных и численных экспериментов; приведено количественное исследование закономерностей локализации очагов внутри разломных зон.

При помощи трехмерных построений продемонстрировано, что события локализуются в окрестности поверхности, близкой к плоскости с почти постоянным углом падения, причем основная масса событий оказывается сосредоточенной именно на этой условной плоскости.

Выявление характерных масштабов локализации сейсмичности может оказаться крайне важным в контексте задач о техногенном воздействии на разломную зону с целью частичного снятия напряжений. Судя по полученным результатам, область, в которой происходит активное деформирование при подготовке средних землетрясений ( $M \leq 6.5-7.0$ ), представляет из себя совокупность локальных «полос», каждая из которых имеет характерный размер порядка 100 м, который, в свою очередь, сопоставим с техногенными возможностями воздействия на геосреду. Можно надеяться, что исследование не только пространственной, но и временной тонкой структуры сейсмичности в окрестности разломной зоны позволит найти надежные ориентиры как места, так и времени осуществления подобных воздействий.

Выполненная работа демонстрирует необходимость создания в России исследовательских полигонов с развитыми и оснащенными локальными сейсмическими сетями.

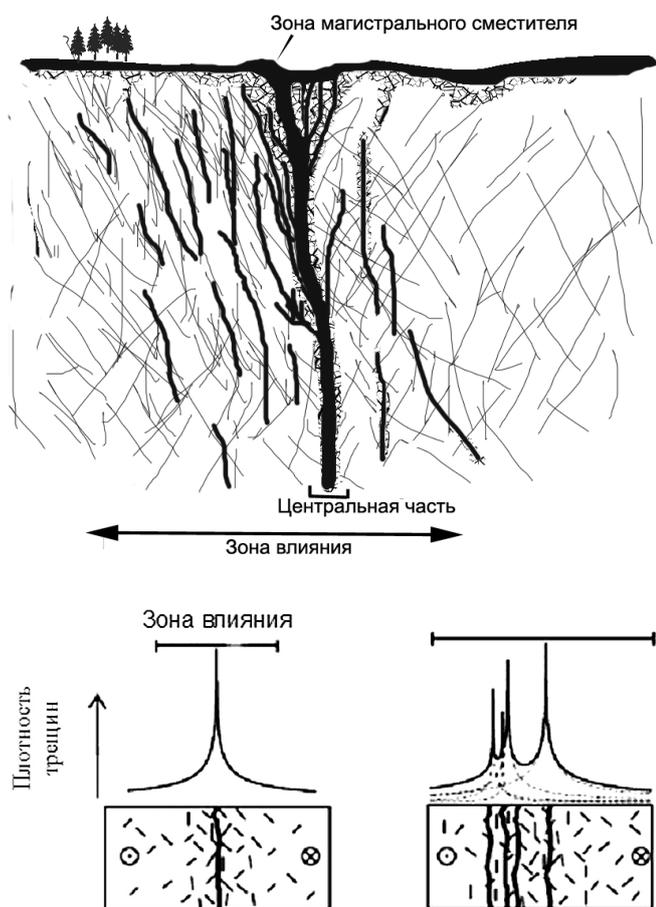
**Ключевые слова:** разломная зона, сейсмичность, землетрясение, эпицентр, гипоцентр, структура.

### ВВЕДЕНИЕ

В последние несколько лет заметно усилился интерес к результатам исследований строения зон активных разломов. Осуществляется международная программа «быстрого бурения» разломной зоны после произошедшего землетрясения [Brodsky et al., 2009]. Подобные проекты бурения через разломные зоны уже выполнены в Японии (Nojima Fault) [Tanaka et al., 2001] и на Тайване (Chelungpu Fault) [Ma et al., 2006]. Глубинное бурение через разломную зону проведено или проводится в Китае (Wenchuan Fault Scientific Drilling Program), Европе (Corinth rift, Западная Греция) [Cornet et al., 2004], Северной Америке SAFOD [Niu et al., 2008], Южной Африке NELSAM [Boettcher et al., 2008]. В совокупности с результатами традиционных геологических обследований на поверхности и в шахтах, эти данные позволяют получить достаточно стройную структурную модель разломной зоны. При этом, не-

смотря на множество публикаций, соотношения между такими параметрами разломов, как длина, амплитуда смещения, ширина разломной зоны, активно обсуждаются.

Совершенно ясно, что не имеет смысла рассматривать характерные значения структурных параметров разломов разного ранга без привязки к конкретному классу механических гидрогеологических или сейсмологических задач. Так, если речь идет о распространении разрыва при землетрясении, то обычно полагают, что косейсмическое скольжение происходит в весьма узкой (до нескольких сантиметров) зоне сместителя [Shipton et al., 2006a], хотя иногда смещение может происходить и внутри более широкой зоны влияния разлома. Радикальное изменение жесткости среды локализуется в магистральной части разломной зоны, а такие параметры, как проницаемость, электропроводность, степень трещиноватости и т.д., могут меняться на значительно больших базах [Shipton et al.,



**Рис. 1.** Схематичное изображение строения разломной зоны. Центральная часть разломной зоны включает одну или несколько зон магистрального сместителя. Зона влияния разлома – участок массива в окрестности центральной части разлома с повышенной, по сравнению с фоновой, плотностью трещин. В ряде случаев зона влияния оказывается резко асимметричной. При одном магистральном сместителе плотность трещин обычно снижается к периферии зоны влияния по экспоненциальному закону. При нескольких сместителях суперпозиция дает более сложную картину распределения трещиноватости.

**Fig. 1.** Sketch of a fault zone pattern. The central part of the fault consists of one or more areas of the principal slip zones. The zone of the fault influence is the section of the massif in the vicinity of the central part of the fault with higher density of fractures compared to the background. In some cases, the fault influence zone is sharply asymmetric. In case of a single principal slip zone, the density of fractures is usually reduced towards the periphery of the fault influence zone according to the exponential law. In case of several principal slips, superposition gives a more complex pattern of fracture distribution.

2006b], определяя зону влияния разлома.

Тектонические землетрясения в подавляющем большинстве случаев приурочены к разломам. Расположение гипоцентров событий именно в разломных зонах и тектонических узлах проявляется тем очевиднее, чем выше точность определения их положения [Waldhauser, Richards, 2004]. При этом сложная, разветвленная структура крупных разломных зон предполагает, что часть землетрясений происходит на оперяющих разломах более мелкого масштаба. Тем самым формируется «сейсмо-

логический» критерий определения зоны динамического, согласно С.И. Шерману с соавторами [Шерман и др., 1983], влияния разлома – зоны, в которой сосредоточена основная часть землетрясений, приуроченных к рассматриваемой разломной зоне.

Высокая плотность расположения цифровых сейсмических станций в некоторых регионах (Западное побережье Северной Америки, Япония, Тайвань) и развитие современных методов обработки позволяют определять координаты микроземлетрясений с ошибкой в первые десятки метров, что дает возможность с высокой точностью установить границы области, в которой происходят активные деформационные процессы, сопровождающиеся мелкой сейсмичностью, и выявить пространственные особенности расположения сейсмических событий [Rubin et al., 1999; Waldhauser, Shaff, 2008].

В предлагаемой работе мы использовали совершенные сейсмические каталоги, полученные разветвленной сетью сейсмических станций Калифорнии, для количественного исследования закономерностей локализации очагов внутри крупных разломных зон. Выявленные закономерности сопоставляются с результатами изучения структуры разломов, модельных и численных экспериментов.

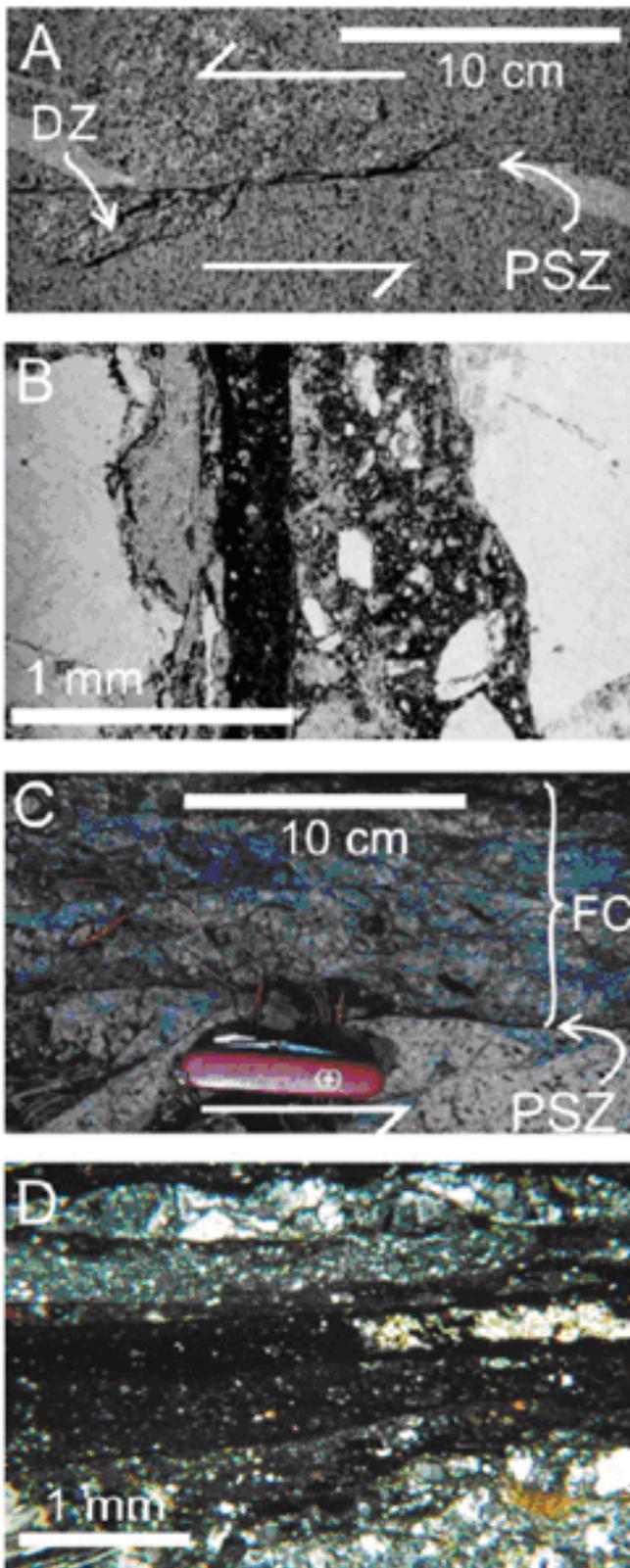
Выявление характерных масштабов локализации сейсмичности может оказаться крайне важным в контексте задач о техногенном воздействии на разломную зону с целью частичного снятия напряжений.

## НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О СТРУКТУРЕ РАЗЛОМНЫХ ЗОН

Изучение строения крупных разломных зон в коренных породах приводит разных исследователей (например [Рац, Чернышев, 1970; Шерман, 1977; Шерман и др., 1983; Sibson, 2003; Кочарян, Спивак, 2003; Chester et al., 2004; Семинский, 2003; Семинский и др., 2010]) примерно к одной и той же принципиальной схеме (рис. 1).

На периферии разлома находится зона влияния (в англоязычной литературе *damage zone*) толщиной от метров до сотен метров, ассоциирующаяся обычно с зоной повышенной, по сравнению с вмещающим массивом, плотности трещин. Эту зону иногда разделяют на подзоны интенсивной и повышенной трещиноватости [Семинский и др., 2010]. Зона трещиноватости содержит распределенные трещины с второстепенными, часто прерывистыми сдвигами, иногда подвергшимися гидротермальным изменениям.

Катакластические деформации (хрупкая фрагментация материала макроскопическим растрескиванием и дроблением зерен) интенсифицируются по направлению к центральной или магистральной части разлома (*Fault core*), в которой выделяют одну или несколько подзон интенсивной деформации толщиной сантиметры–метры, выполненных обычно глиной трения или ультракатаклизитом. Плотность трещин, как правило, экспоненциально воз-



**Рис. 2.** Зоны магистрального сместителя некоторых разломных зон [Shipton et al., 2006a]. A – небольшая трещина остывания, испытавшая в процессе эволюции смещение около 20 см, заполненная хлоритом, эпидотом, кварцем; Bear Creek, Sierra Nevada; B – микрофотография участка разлома со смещением около 60 см. Отчетливо видна узкая зона магистрального сместителя внутри центральной части разлома толщиной около 5 мм. Bear Creek, Sierra Nevada; C – зона магистрального сместителя со смещением около 8 м, локализованная вдоль одной из кромок центральной части разлома. King's Canyon, Sierra Nevada; D – микрофотография зоны магистрального сместителя разлома с полным смещением около 100 м. Gemini fault.

**Fig. 2.** Principal slip zones of some faults [Shipton et al., 2006 a]. A – Small cooling fracture with slip of about 20 cm. The fracture is filled with chlorite, epidote, and quartz. Bear Creek, Sierra Nevada; B – Photomicrograph from a section of fault with the slip of about 60 cm. The narrow principal slip zone 5 mm thick is clearly seen inside the central part of fault. Bear Creek, Sierra Nevada; C – Principal slip zone with slip of about 8 m localized along the edge of the fault core. King's Canyon, Sierra Nevada; D – Photomicrograph of the principal slip zone of the fault with the total slip of about 100 m. Gemini Fault.

чения зерен определяют зону магистрального сместителя (*Principal slip zone*), толщина которой составляет всего лишь 1–10 см [Sibson, 2003; F.M. Chester, J.S. Chester, 1998].

На рис. 2, заимствованном из работы [Shipton et al., 2006a], показаны фрагменты участков, содержащих магистральный сместитель, нескольких разломных зон.

Индивидуальные зоны магистрального сместителя редко могут быть прослежены более чем на несколько сотен метров, хотя предполагается, что их протяженность может достигать многих километров [Sibson, 2003]. Вполне вероятно, что на определенных этапах деформирования может иметь место «взаимодействие» магистральных сместителей через зоны распределенных катакластических деформаций без ясных следов единого разрыва в последних (рис. 3). Здесь, очевидно, напрашивается аналогия с разрушением лабораторных образцов [Куксенко, 1986]. Такие сублинейные конгломераты отдельных магистральных сместителей и участков гетерогенной трещиноватости могут формировать единую магистральную зону разлома.

Картина с несколькими субпараллельными магистральными сместителями чаще наблюдается вблизи свободной поверхности. Степень локализации межблоковых перемещений существенно зависит от вида деформационного процесса. Так, при медленном асейсмическом крипе зона магистрального разрыва представляет собой смесь индивидуальных сместителей и зон распределенных сдвиговых деформаций [Burford, Harsh, 1980]. Некоторые второстепенные сдвиги, часто разнонаправленного характера, локализованы вдоль дискретных плоскостей трещин. Толщина деформационных полос на участках асейсмического крипа таких разломов, как Hayward fault и зона Сан-Андреас, изменяется от метров до десятков метров при среднем значении около 15 м на поверхности [Sibson, 2003; Lienkaemper et al., 1991; Bilham, Whitehead, 1997]. При этом имеются предположения о сужении этой зоны до

растает по мере приближения к центру [Рац, Чернышев, 1970]. Монотонное изменение трещиноватости, вдоль профиля нормального к плоскости разлома, может нарушаться вследствие наличия вторичных разрывов или нескольких субпараллельных зон интенсивной деформации (рис. 1).

Внутри последних полосы интенсивного измель-



Рис. 3. Схема «взаимодействия» магистральных сместителей через зоны распределенных катакластических деформаций (штрихованные области).

Fig. 3. Sketch showing «interaction» of principal slip zones through zones of distributed cataclastic fracturing (hatched areas).

величины порядка 1 м в глубине массива.

Существенно более высокая степень локализации наблюдается в сейсмически активных разломных зонах, где большая часть деформаций имеет, предположительно, косейсмический характер. Так, исследование сдвигов Punchbowl и San Gabriel в Калифорнии продемонстрировало вариации толщины магистрального сместителя 1–10 см. При этом кумулятивное смещение вдоль этих разломов составляет первые десятки километров [Chester et al., 1993; Evans, Chester, 1995; F.M. Chester, J.S. Chester, 1998; Schultz, Evans, 2000].

F.M. Chester и J.S. Chester [1998] показали, что перемещения бортов крупных разломов локализируются именно в зоне магистрального сместителя. По их данным на одном из участков Punchbowl fault из 10 км сдвига лишь 100 м локализовано в зоне трещиноватости толщиной около 100 м, а все остальное смещение произошло внутри узкого ультракатаклазитового ядра. «Внутри ультракатаклазитового слоя от 4 см до 1 м толщиной обнаруживается довольно плоская непрерывная поверхность, которая служила поверхностью магистрального сместителя при последних нескольких километрах перемещения. Поверхность магистрального сместителя представляет собой слой ультракатаклазитов около 1 мм толщиной...» [Chester et al., 2005].

Обобщение результатов изучения эродированных участков разломов с глубины нескольких километров [Sibson, 2003] позволяет сделать следующие важные выводы.

В разломных зонах, центральная часть которых выполнена катакластическими породами, косейсмические разрывы часто происходят вдоль одной и той же поверхности, сформированной ультракатаклазитами, образованными на предыдущих стадиях деформирования. Исключение составляют те участки, где в процессе сейсмогенной подвижки имело место фрикционное плавление с образованием псевдотрахилитов. Поскольку прочность последних зачастую весьма высокая, последующие разрывы происходят «в обход» залеченных расплавом участков трещины.

Перемещения по вторичным, вновь образованным нарушениям сплошности невелики и не вносят существенного вклада в кумулятивную амплитуду перемещения бортов разлома.

Зона нарушенного материала или зона влияния

разлома формируется на начальной стадии образования разлома (стадия «распространения носика трещины») и постепенно увеличивается в процессе его эволюции. Высокие напряжения в окрестности носика распространяющегося разрыва приводят к образованию ослаблений, а коалесценция отдельных трещин формирует довольно обширную зону трещиноватости. При последующем деформировании могут иметь место процессы вторичного дробления, дилатансии, геотермальных изменений.

Многие авторы сходятся во мнении о существовании корреляционных связей между длиной разлома  $L$ , шириной разломной зоны  $W$  и амплитудой смещения по разрыву  $D$  [Шерман, 1977; Разломобразование..., 1991, 1992, 1994; Levi, Sherman, 1995; и мн. др.].

Для связи между этими параметрами чаще всего используют степенные соотношения типа:

$$W = \alpha \cdot D^a, \quad (1)$$

$$D = \beta \cdot L^b, \quad (2)$$

$$W = \chi \cdot L^c. \quad (3)$$

Судя по публикациям прежних лет, показатели степени в соотношениях (1)–(3) чаще всего близки к 1, а коэффициенты  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\chi$  изменяются в широких пределах.

Так, по данным [Шерман и др., 1983],  $\chi$  изменяется в диапазоне от 0.02 до 0.1, соответственно для трансрегиональных и локальных разломов, а  $\beta$  – от 0.01 до 0.08 при вероятном значении  $\beta=0.03$ .

По данным [Hull, 1988],  $\alpha \approx 0.016$  для магистральных зон катакластического типа и  $\alpha \approx 0.48$  для милолитов.

Основываясь на теории фрикционного износа, К. Шольц предложил простое соотношение [Scholz, 1992]:

$$W \sim 0.01D,$$

связывающее толщину катакластической зоны с перемещением, а также обосновал пропорциональность смещения по разлому его длине [Cowie, Scholz, 1992].

При этом другими авторами высказывались существенные сомнения в пригодности соотношений типа (1)–(3), основанные, прежде всего, на очень большом разбросе экспериментальных данных [Blenkinsop, 1989; Evans, 1990].

В настоящей работе мы собрали для анализа данные о значениях ширины разломных зон, опубликованные различными авторами, начиная с первых систематических исследований соотношений между геометрическими параметрами разломных зон [Ружич, Шерман, 1978; Otsuki, 1978] и заканчивая еще не опубликованной работой [Savage, Brodsky, 2010].

Однако прежде чем перейти к анализу данных, рассмотрим кратко некоторые результаты измерений шероховатости поверхности трещин в массиве скальных пород.

Нами проводились инструментальные измерения геометрических параметров трещин, выходящих на поверхность скального массива, с помощью профилометра. Методика проведения измерений изложена, например, в работе [Кочарян, Кулюкин, 1994]. Точность регистрации отклонения профиля трещины от реперной линии составляла  $\pm 1$  мм. Всего были измерены параметры более 30 трещин длиной от 1 до 57 м. Этот ряд данных был дополнен оцифрованными по фотографии линиями крупных трещин и небольших разломов длиной до 1500 м.

Анализ показывает, что в обследованном диапазоне длин максимальная амплитуда  $A_m$  неровностей изменяется в пределах 1–4 % от длины трещины  $L$ , а средняя амплитуда  $A_{av}$  отклонения профиля трещины от прямой линии составляет 0.2–0.8 %. При этом амплитуда волнистости, приведенная к длине трещины, несколько снижается с ростом масштаба. Наилучшим образом имеющиеся результаты описываются зависимостью [Кочарян, Спивак, 2003]:

$$A_{av} = 7.5 \cdot 10^{-3} \cdot L^{0.8}, \quad (4)$$

где средняя амплитуда отклонения профиля от прямой  $A_{av}$  и длина блока  $L$  измеряются в метрах. Заметим, что закон  $A \sim L^{0.8}$  обычно используется при описании поверхностей трещин [Bouchaud et al., 1993; Sagy, Brodsky, 2009].

Естественно предположить, что, поскольку средняя амплитуда неровностей составляет менее одного процента от длины трещины, мощность зоны разрушения, формируемой в процессе межблоковых перемещений, не должна сильно отличаться от этой величины. Использование результатов профилирования дает возможность оценить связь между масштабом блока, накопленной амплитудой сдвига и геометрическими характеристиками наиболее нарушенной области, формируемой в результате межблоковых перемещений. Для этих целей проводился следующий численный эксперимент. Рассматривался сдвиг двух блоков, разделенных трещиной реального профиля с заданной начальной шириной.

Профиль трещины задавался по результатам упомянутых выше измерений. При сдвиге на каждом шаге фиксировались точки соприкосновения берегов. Из точек соприкосновения, в том блоке, где расстояние от точки соприкосновения до свободной поверхности в направлении, субпараллельном направлению сдвига, минимально, проводились разрушающие трещины, профили которых являлись случайно выбранными отрезками начальной поверхности. Считалось, что материал, отделенный от блока образовавшейся трещиной, разрушается «до песка» в процессе дальнейшего сдвига. Перемещение блоков в направлении, нормальном к линии трещины, запрещено. Таким образом, на каждом шаге профиль трещины изменяется и формируется зона раздробленного материала. На рис. 4 показаны зависимости средней приведенной ширины «зоны разрушения» от амплитуды сдвига для нескольких трещин. Видно, что ширина трещины

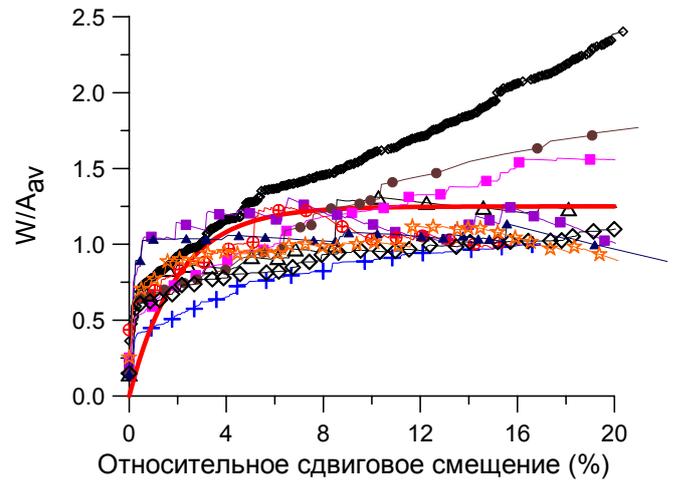


Рис. 4. Зависимость средней приведенной ширины «зоны разрушения» от амплитуды сдвига. Величина перемещения нормирована на длину трещины. Разными значками показаны результаты измерений для различных трещин. Красная линия – зависимость (5). Ширина трещины увеличивается до 0.5–1.5 % от длины блока, причем чаще всего это происходит при небольших смещениях – до 0.03–0.04L, после чего интенсивность разрушения ослабевает и рост ширины трещины замедляется.

Fig. 4. Average normalized width of the fracturing zone versus amplitude of shear. The value of displacement is normalized by fracture length. Different symbols show results of measurements for different fractures. The red line show relation (5). Fracture width increases to 0.5–1.5 % of block length. In most cases, it is typical of small displacements, up to 3–4 % of the fracture length; afterward the intensity of destruction decays, and growth of fracture width slows down.

увеличивается до 0.5–1.5 % от длины блока, причем чаще всего это происходит при небольших смещениях – до 0.03–0.04L, после чего интенсивность разрушения ослабевает и рост ширины трещины замедляется.

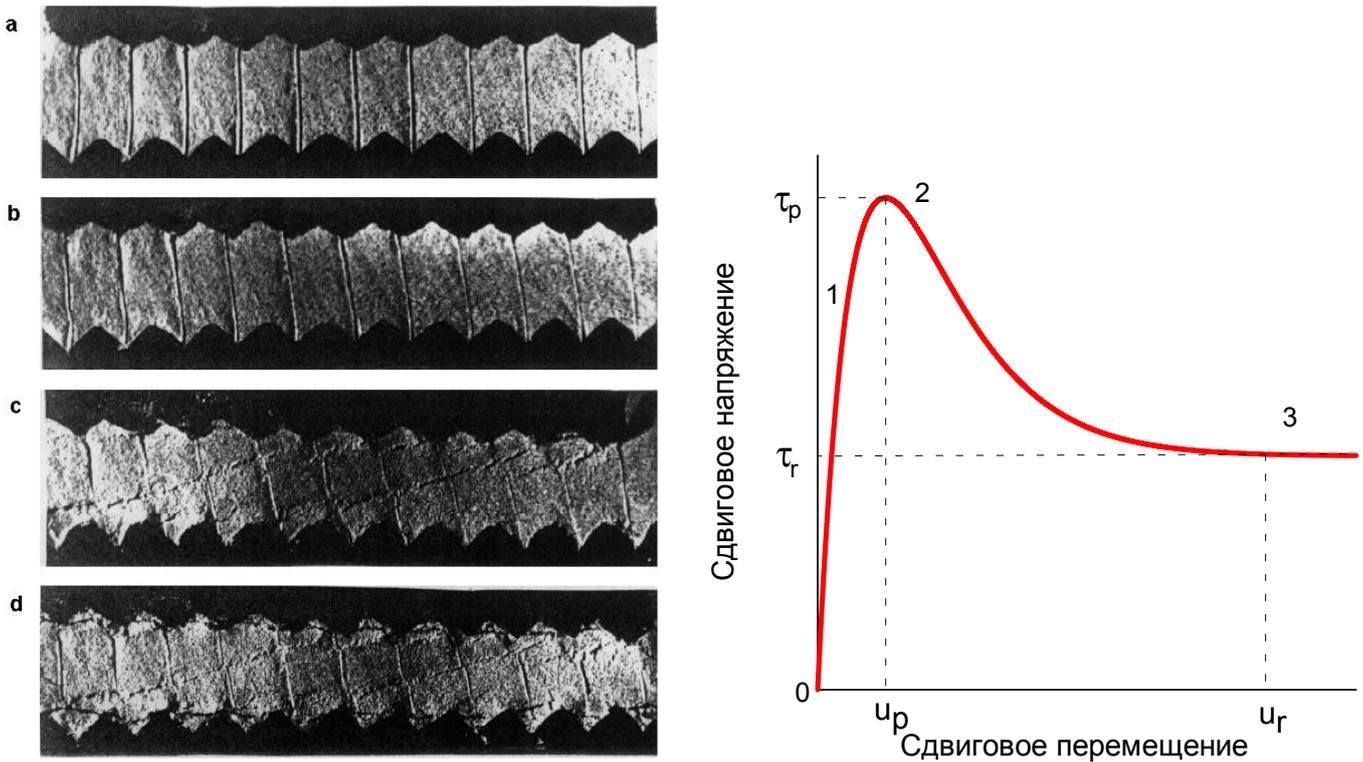
Красной линией проведена зависимость

$$\frac{W}{A_{av}} = 1.25 \cdot \left( 1 - \exp \left( -5 \cdot \left( \frac{D}{L} \right) \right) \right), \quad (5)$$

которая, несмотря на значительный разброс, отражает закономерность изменения ширины разрушенной зоны в процессе нарастания межблоковой деформации.

Таким образом, численный эксперимент показывает, что на различных стадиях деформирования связь между характеристиками разломных зон может быть различна. При малых относительных смещениях бортов (в расчетах  $D < 0.01L$ ) ширина зоны дробления близка по величине к амплитуде сдвига. При больших сдвигах (в численном эксперименте  $D > 0.04 \div 0.06L$ ) ширина нарушенной зоны пропорциональна величине  $A_{av}$ , т.е., в соответствии с (4),  $\sim L^{0.8}$  и почти не зависит от амплитуды сдвига.

Учитывая (2) и (4), получаем из (5) связь между длиной блока и вероятной шириной межблоковой зоны:



**Рис. 5.** Стадии деформирования нарушения сплошности [Герасимова и др., 1995]. Слева – фотографии различных моментов деформирования шероховатой трещины, заполненной слоем кварцевого песка, увлажненного глицерином. Справа схематично показана реологическая кривая контакта. После квазиупругого участка (0–1 на схеме, фото а и b) начинается процесс разрушения материала-заполнителя – формируются плоскости скольжения в песке, направленные под одним и тем же углом к оси главного нормального напряжения (1–2 на схеме, фото с). По мере увеличения сдвига разрушение локализуется вдоль выступов на поверхности трещин, оставляя практически неподвижной во время дальнейшего деформирования среднюю часть заполнителя. Прочность трещины при этом выходит на остаточное значение (участок 2–3 на схеме, фото d).

**Fig. 5.** Stages of discontinuity deformation [Герасимова и др., 1995]. To the left – photos of different moments of deformation of a rough fracture filled with a layer of quartz sand damped with glycerin. To the right – the scheme of the discontinuity's rheological curve. After the quasi-elastic section (0–1 in the scheme, photos a and b), the process of destruction of the filling material starts, i.e. slip planes are formed in sand, and they are directed at one and the same angle to the axis of principal normal stress (1–2 in the scheme, photo c). As the shear increases, the destruction localizes along ledges at the fracture surfaces, while the central part of the filler does not sustain any movement during further deformation. At the same time, the fracture strength tends to the residual value (section 2–3 in the scheme, photo d).

$$W = (0.01 \div 0.03) \cdot L^{0.8} \left( 1 - \exp(-0.25 \cdot L^{0.2}) \right), \quad (6)$$

где  $L$  и  $W$  измеряются в метрах.

Уместно напомнить, что величина сдвиговой деформации в несколько процентов от длины блока соответствует переходу нарушения сплошности на запредельную ветвь реологической кривой – в стадию фрикционного разупрочнения и остаточной прочности.

В лабораторных экспериментах этот переход был визуализирован в работе [Герасимова и др., 1995]. На фотографиях (рис. 5) показаны стадии деформирования модельного нарушения сплошности – контакта двух шероховатых поверхностей, разделенных слоем песка.

На правой панели этого же рисунка схематично приведена реологическая кривая нарушения сплошности. Необходимо подчеркнуть, что величина предельного перемещения  $u_p$ , при котором достигается предел прочности нарушения сплошности массива скальных пород, довольно значительна. Для оценки

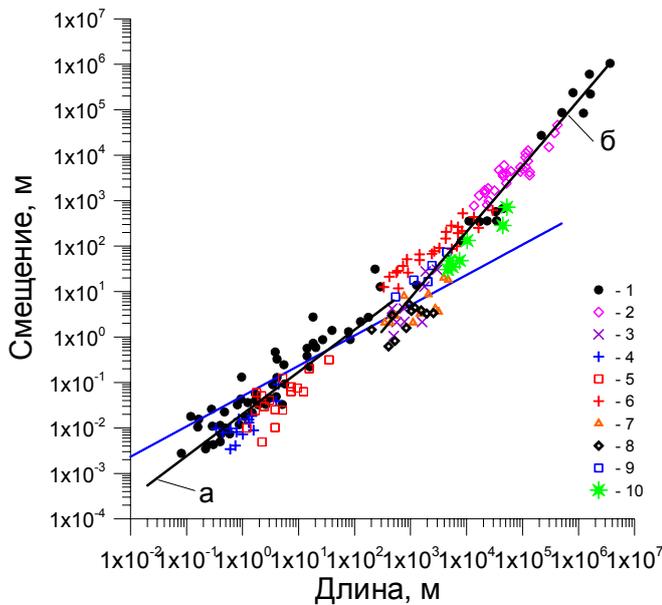
величины  $u_p$  в геомеханике используются эмпирические соотношения (например [Barton, 1987]):

$$u_p = \frac{L}{500} \left[ \frac{JRC}{L} \right]^{0.33} M, \quad (7)$$

где  $L$  – размер сдвигаемого блока в м, а  $JRC$  – коэффициент шероховатости поверхности трещины.

Скорость снижения сопротивления сдвигу при запредельном деформировании в большинстве случаев невелика (исключая «залеченные» трещины). Промежуточная характерная точка  $u_m$ , в которой величина  $\arctg(\tau/\sigma_n)$  принимает среднее между пиковым и остаточным значение, составляет около  $u_m \sim 10u_p$ , а окончательный выход на остаточное значение прочности  $\tau_r$  происходит при очень больших сдвиговых смещениях  $u_r \sim 100u_p$ .

После квазиупругого участка (0–1 на схеме, фото а и b, рис. 5) начинается процесс разрушения материала-заполнителя – формируются плоскости скольжения в песке, направленные под одним и тем



**Рис. 6.** Зависимость максимального смещения по разлому от его длины. 1 – [Ружич, Шерман, 1978]; 2 – [Elliott, 1976]; 3 – [Krantz, 1988]; 4 – [Muraoka, Kamata, 1983]; 5 – [Peacock, Sanderson, 1991]; 6 – [Villemin et al., 1995]; 7 – [Walsh, Watterson, 1987]; 8–10 – [Watterson, 1986]. Синяя линия – соотношение (8); черные линии – наилучшее приближение данных в диапазоне  $L < 500$  м (а) и  $L > 500$  м (б). В первом интервале для значительной части данных не выполняется условие (8), т.е. разломы нельзя считать сформировавшимися.

**Fig. 6.** Maximum displacement along the fault versus its length. 1 – [Ружич, Шерман, 1978]; 2 – [Elliott, 1976]; 3 – [Krantz, 1988]; 4 – [Muraoka, Kamata, 1983]; 5 – [Peacock, Sanderson, 1991]; 6 – [Villemin et al., 1995]; 7 – [Walsh, Watterson, 1987]; 8–10 – [Watterson, 1986]. Blue line – equation (8), black lines – the best fit of the data in the range of  $L < 500$  m (a) and  $L > 500$  m (b). In the first range, most of the data do not satisfy condition (8), i.e. the faults can not be considered as mature ones.

же углом к оси главного нормального напряжения (1–2 на схеме, фото с на рис. 5). По мере увеличения сдвига разрушение локализуется вдоль выступов на поверхности трещин, оставляя практически неподвижной во время дальнейшего деформирования среднюю часть заполнителя. Прочность трещины при этом выходит на остаточное значение (участок 2–3 на схеме, фото d на рис. 5).

Для разломных зон переход к остаточной прочности был описан К.Ж. Семинским [2003].

Итак, для сформировавшихся разломных зон (*mature faults* в англоязычной литературе) можно ожидать, что их эффективная ширина растет несколько медленнее длины.

Чтобы определить ее критерием сформировавшейся разломной зоны, воспользуемся выражением (7). Поскольку это соотношение выведено для трещин масштабом до десятков метров, понятно, что применять его к крупным разломным зонам не вполне корректно. Подобные оценки могут лишь отразить тенденции изменения параметров и помочь сориентироваться при анализе экспериментального материала.

Далее мы будем предполагать разломную зону сформировавшейся, если относительные перемещения берегов разлома в 10–20 раз больше величины предельного перемещения, определяемого соотношением (7). Полагая для определенности  $JRC=5$ , имеем:

$$u > 0.05L^{2/3}. \quad (8)$$

В большинстве опубликованных работ данные о ширине разломных зон  $W$  рассматриваются в сопоставлении с амплитудой смещения по разлому  $D$ . В контексте же обсуждения сейсмогенных свойств разломов удобнее в качестве характеристики масштаба использовать длину разлома  $L$ , а точнее характерный размер структурно-тектонического блока, ограничиваемого разломом.

Как упоминалось выше, многие авторы отмечают наличие корреляционной связи типа (2) между длиной разлома и максимальным смещением по нему. На рис. 6 приведены данные нескольких исследований. Можно видеть, что достаточно четко выделяются два интервала. В первый входят трещины и разломы небольшого масштаба  $L < 500 \div 1000$  м. В этом интервале амплитуда перемещения примерно пропорциональна длине нарушения сплошности. Наилучшее приближение данных методом наименьших квадратов (коэффициент корреляции  $R=0.83$ ) дает соотношение:

$$D = 0.002 \cdot L^{0.93}. \quad (9a)$$

При этом можно предположить, что в этом интервале длин разломы нельзя считать сформировавшимися. Об этом свидетельствует то, что для большей части данных в этом диапазоне не выполняется условие (8). Соотношение (8) показано на рис. 6 синей линией. Во втором интервале  $L > 500 \div 1000$  м практически все данные находятся в диапазоне для сформировавшихся разломов, а наилучшее приближение ( $R=0.91$ ):

$$D = 0.0003 \cdot L^{1.45}, \quad (9b)$$

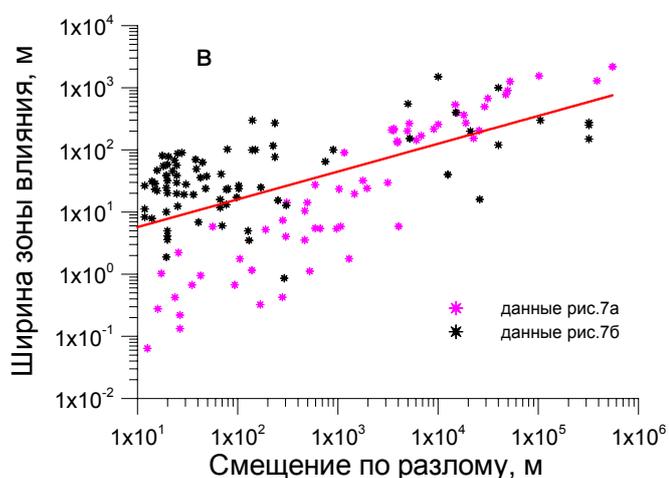
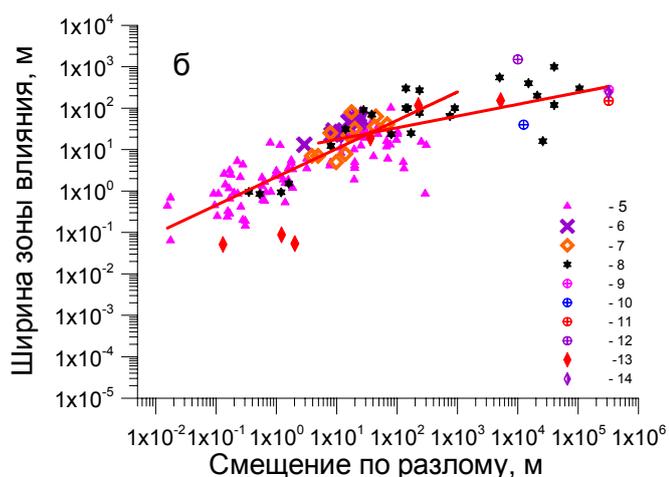
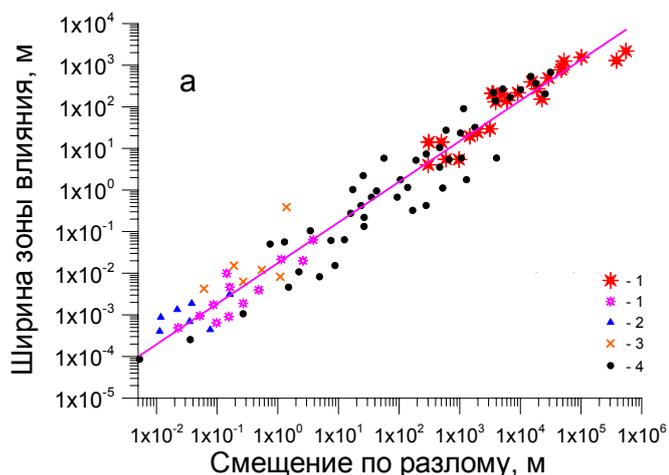
которое мы и будем использовать в дальнейшем для оценок масштаба разломной зоны в тех случаях, когда имеются лишь данные об относительном смещении бортов.

Перейдем теперь к рассмотрению корреляционных зависимостей между толщиной разломной зоны и относительным смещением берегов. Поскольку удалось найти довольно много данных, для удобства представим их на двух графиках.

На рис. 7, а, представлены данные, полученные в 80-х годах прошлого века, а на рис. 7, б, – опубликованные в последние годы. Можно видеть заметные различия в этих двух рядах данных.

На верхнем графике ширина зоны разлома увеличивается пропорционально амплитуде смещения. Линией на этом рисунке показана зависимость

$$W = 0.017 \cdot D^{0.98}, \quad (10)$$



**Рис. 7.** Зависимость ширины зоны влияния от амплитуды перемещения по разлому. 1 – [Otsuki, 1978]; 2 – [Robertson, 1983]; 3 – [Segall, Pollard, 1983]; 4 – [Hull, 1988]; 5 – [Beach et al., 1999]; 6 – [Shipton, Cowie, 2001]; 7 – [Fossen, Hesthammer, 2000]; 8 – [Savage, Brodsky, 2010]; 9 – [Bradbury et al., 2007]; 10 – [Heermance et al., 2010]; 11 – [Li et al., 2004]; 12 – [Cochran et al., 2009]; 13 – [Mitchell, Faulkner, 2009]; 14 – [Zoback et al., 2008]. В области больших амплитуд перемещений в сформировавшихся разломных зонах их ширина растет существенно медленнее, чем при небольших перемещениях.

**Fig. 7.** Width of the fault influence zone versus the fault slip amplitude. 1 – [Otsuki, 1978]; 2 – [Robertson, 1983]; 3 – [Segall, Pollard, 1983]; 4 – [Hull, 1988]; 5 – [Beach et al., 1989]; 6 – [Shipton, Cowie, 2001]; 7 – [Fossen, Hesthammer, 2000]; 8 – [Savage, Brodsky, 2010]; 9 – [Bradbury et al., 2007]; 10 – [Heermance et al., 2003]; 11 – [Li et al., 2004]; 12 – [Cochran et al., 2009]; 13 – [Mitchell, Faulkner, 2009]; 14 – [Zoback et al., 2008]. Within the area of large displacement amplitudes, widths of zones under the influence of mature faults grow slower than in cases of small displacements.

ных ( $R=0.30$ ) описывается соотношением:

$$W = 8.94 \cdot D^{0.29}, \quad (12a)$$

Зависимости (11) и (12a) показаны на рис. 7, б, красными линиями.

Особенно значительные различия между данными 1980-х и 2000-х годов – более двух порядков – наблюдаются в области малых перемещений. Анализ причин такого расхождения выходит за рамки настоящей работы, тем более что нас интересуют лишь сформировавшиеся разломные зоны, а следовательно, в соответствии с данными рис. 6, нарушения сплошности с длиной более 500÷1000 м. Соответственно, амплитуда перемещения, согласно (8) должна быть более 5÷10 м.

На рис. 7, в, значками показаны данные рис. 7, а, и рис. 7, б, в диапазоне  $D > 10$  м, а линией – наилучшее приближение ( $R=0.36$ ):

$$W = 2.04 \cdot D^{0.45}. \quad (12б)$$

Как отмечалось выше, в качестве линейного масштаба удобно использовать длину разломной зоны  $L$ , поэтому с использованием (9а) и (9б) получаем из (12а) и (12б), соответственно:

$$W = 0.85 \cdot L^{0.42} \quad (13a)$$

и

$$W = 0.05 \cdot L^{0.65}. \quad (13б)$$

которая наилучшим образом ( $R=0.95$ ) описывает экспериментальные точки.

На рис. 7, б, отчетливо выделяется два участка. При небольших смещениях  $D < 10 \div 100$  м, наилучшее приближение ( $R=0.66$ ) дает:

$$W = 2.18 \cdot D^{0.68}, \quad (11)$$

Для разломов со смещением берегов свыше 10 м скорость изменения мощности зоны влияния существенно ниже и при значительном разбросе дан-

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ КАТАЛОГОВ

Мы использовали совершенные сейсмические каталоги, полученные разветвленной сетью сейсмических станций Калифорнии, для количественного исследования закономерностей пространственной локализации очагов внутри крупных разломных

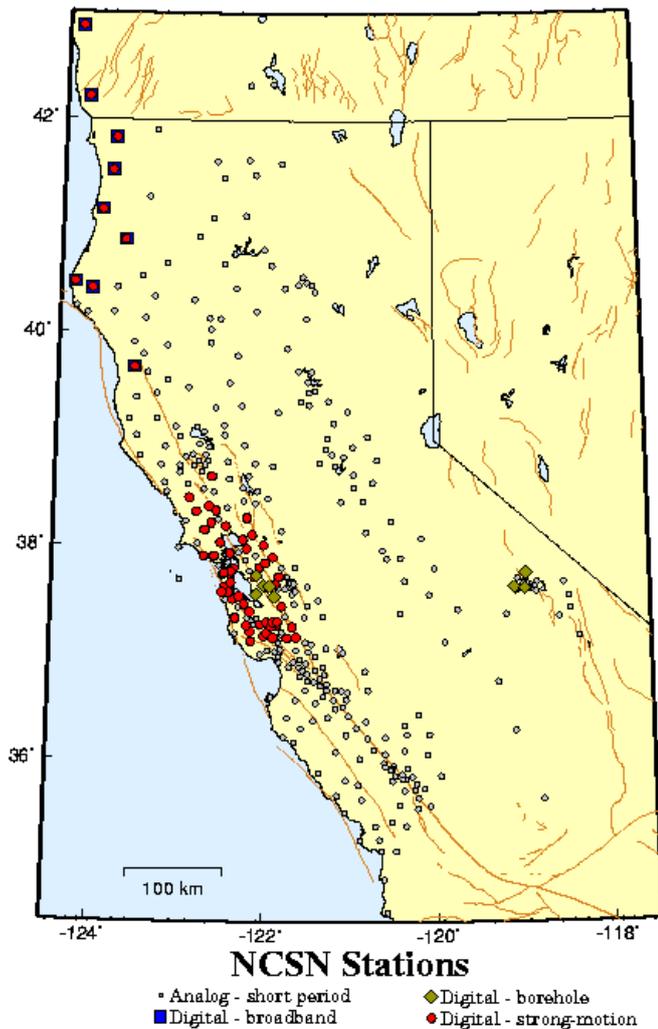


Рис. 8. Сейсмическая сеть Северной Калифорнии (<http://www.ncedc.org/ncsn/map.html>).

Fig. 8. Northern California Seismic Network (<http://www.ncedc.org/ncsn/map.html>).

зон. Мы не рассматривали в этой работе особенности расположения очагов во времени, оставив это для отдельного исследования. Сейсмический каталог, используемый в данной работе, составлен по базе данных Сейсмической Системы Северной Калифорнии (Northern California Seismic System, NCSS), которая на сегодняшний день включает в себя более 1000 цифровых каналов (рис. 8). Основная часть измерений проводится короткопериодными вертикальными датчиками, однако в составе сети присутствуют 13 широкополосных станций и 11 скважинных комплектов [<http://www.ncedc.org>]. Система фиксирует около 20000 событий в год. В основной массе это события, происходящие в зоне ответственности одного из самых протяженных и активных геологических образований – системы разломов Сан Андреас (San Andreas Fault system, SAF), располагающейся между Тихоокеанской и Североамериканской плитами вдоль западного побережья США.

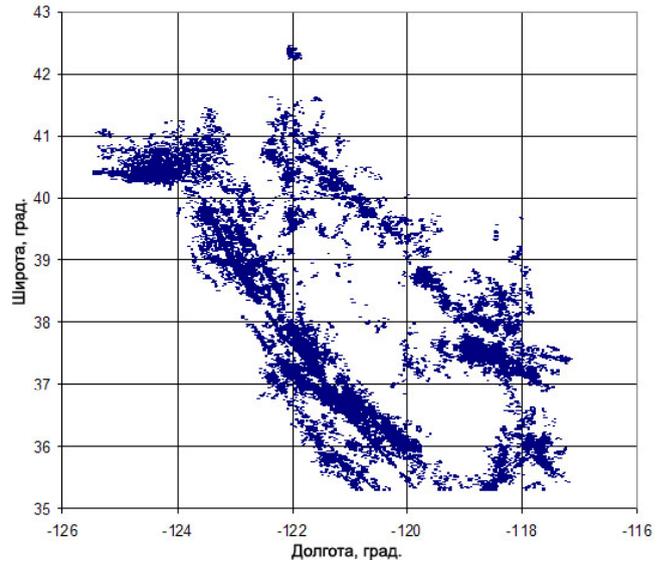


Рис. 9. Распределение событий, содержащихся в Каталоге, в координатной плоскости.

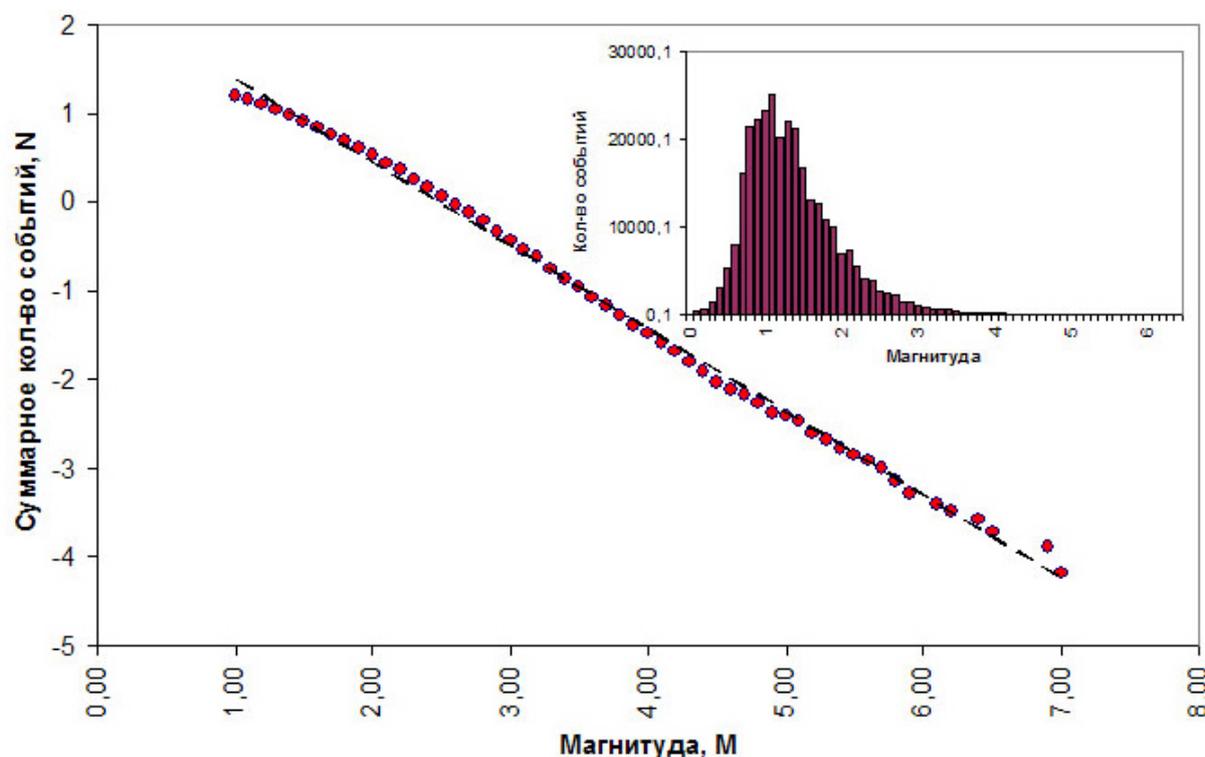
Fig. 9. Distribution of events from the catalog in the coordinate plane.

Анализируемый в данной работе Каталог включает события, которые произошли в районе Северной Калифорнии и были зарегистрированы в интервале времени между январем 1984 г. и маем 2003 г. Особенность Каталога состоит в том, что зарегистрирована масса событий, происходящих в одних и тех же местах. Этот факт, вкпе с большим числом регистрирующих станций и хорошей изученностью района, позволил существенно улучшить точность определения местоположения эпицентра события: в Каталог попали только те события, сигналы от которых были зарегистрированы шестью или большим количеством станций и которые прошли процедуру уточнения местоположения источника [Waldhauser, Schaff, 2008]. Уровень ошибки определения эпицентра события определяется авторами как первые метры в горизонтальной плоскости и не больше ста метров по глубине.

По Каталогу была сформирована база данных (Access), позволяющая оперативно работать с достаточно большим объемом материала (301888 записей, содержащих дату, время, координаты и магнитуду события). Параллельно обработка велась с помощью специально созданного программного обеспечения (FORTRAN).

#### МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ И ЕЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Все события, содержащиеся в Каталоге, приведены на графике (рис. 9) в системе географических координат. На рисунке визуально легко выделяются протяженные структуры разной ширины, в которых сконцентрировано большинство точек-эпицентров. График повторяемости и распределение магнитуд



**Рис. 10.** График повторяемости и распределение магнитуд событий для всего Каталога. Уравнение графика повторяемости  $\lg N = 2.32 - 0.937M$  (суммарное количество событий нормировано на один год и на площадь  $1000 \text{ km}^2$ ).

**Fig. 10.** Magnitude frequency relationships and distribution of magnitudes of events for the entire catalog. The equation of the magnitude frequency relationships is  $\lg N = 2.32 - 0.937M$  (the total number of events is normalized by one year and by the area of  $1000 \text{ km}^2$ ).

событий для всего Каталога приведены на рис. 10. Основную массу событий составляют землетрясения с магнитудами 1.0–1.5, а график повторяемости линейный, начиная с магнитуд  $M \sim 1$ . При детальном рассмотрении пространственного распределения событий, содержащихся в Каталоге, можно визуально выделить разнообразные структурные формы, в пределах которых сконцентрировано наибольшее количество точек. Примеры таких форм можно видеть на рис. 11. Сопоставление с картой разломов Калифорнии показывает, что подавляющее большинство очагов приурочено к различным разломным зонам, участкам их пересечения, ветвления и т.д. На этом этапе мы избегали рассмотрения сложных участков и участков с низкой плотностью событий, выбирая для анализа распределения очагов области, в которых очаги концентрируются вдоль протяженных структур, геометрически близких к прямой, например рис. 11.

Рассмотрим для примера область, ограниченную координатами (37.4N, -121.8W) и (37.1N, -121.5W) (рис. 12). В нее попадает 11634 события. Для удобства здесь и в дальнейшем будем представлять результаты в системе координат, связанной с разломом. Условную линию наибольшей концентрации очагов событий для краткости будем далее называть «осью разлома». Ось OX направим вдоль «оси разлома», ось OY – перпендикулярно оси X в плоскости дневной поверхности, а ось OZ вертикально

вниз. За начало координат примем точку, соответствующую эпицентру максимального в данной области события «Морган Хилл» с  $M=6.2$ .

Местоположение эпицентров землетрясений, координаты которых попадают в выбранную область, показано на рис. 13. Даже при нанесении на карту всех событий, включая самые мелкие, достаточно явно выделяется линия наибольшей концентрации очагов, которая совпадает с местоположением (простираем) разлома Калаверас (Calaveras) (рис. 13, а). Расположение эпицентров демонстрирует также «оперяющие» области, напоминающие полосы Риделя (особенно в «верхнем» блоке), а также области расщепления и структуры иного простираем вблизи концов разлома.

При этом основная масса «рассеянных» точек, не попадающих в области концентрации, – это эпицентры небольших землетрясений с магнитудами  $M < 2.0 \div 2.5$ . Дискриминация событий по признаку  $M > 2$  (рис. 13, б) уже проявляет доминирующую структуру максимально отчетливо, а при  $M > 3$  (рис. 13, в) практически все эпицентры расположены на условной оси разлома.

В рассматриваемой области разлома Калаверас самое глубокое событие, попавшее в анализируемый Каталог, произошло на глубине 16.9 км. Однако землетрясения, глубина которых превышает 10 км, только 188 из 11634. Немного событий происходит и на малых глубинах. Всего лишь 711 событиям при-

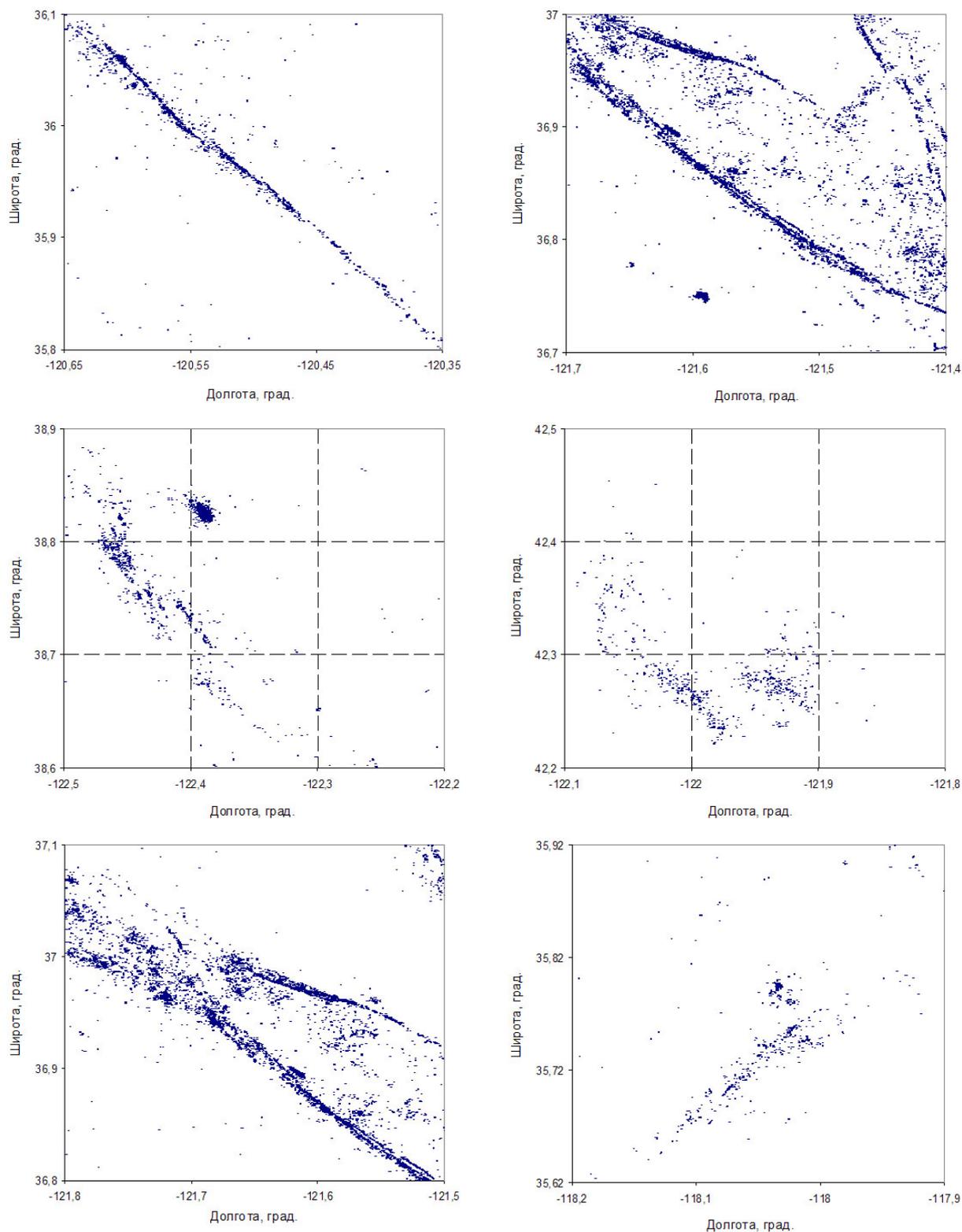


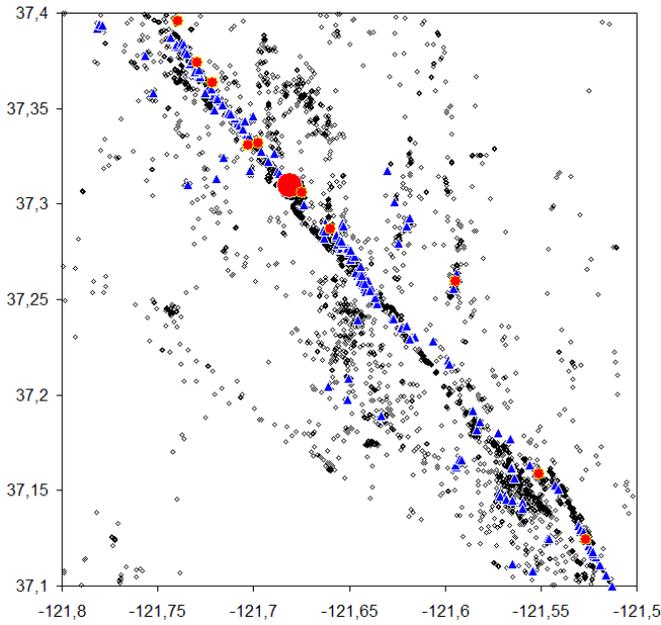
Рис. 11. Примеры распределений событий в координатной плоскости для разных областей.

Fig. 11. Examples of event distributions at the coordinate plane for different areas.

писана глубина менее 2 км. Так что в дальнейшем при анализе можно ограничиться диапазоном глубин от 2 до 10 км. Распределение глубин очагов

событий в области разлома Калаверас приведено на рис. 14.

Вертикальное сечение центральной части рас-



**Рис. 12.** Месторасположение очагов землетрясений, попавших в область, ограниченную координатами (37.4N, -121.8W) и (37.1N, -121.5W). Большой кружок — эпицентр события «Морган Хилл» (24.04.1984; 37.310N, -121.681W;  $M=6.2$ ;  $h=8.04$  км), кружки — эпицентры событий с магнитудами 4 и больше. Треугольники — события с магнитудами 2.5–4.0.

**Fig. 12.** Locations of earthquake sources in the region (37.4N, -121.8W; 37.1N, -121.5W). The large circle shows the epicenter of the Morgan Hill event (24.04.1984; 37.310 N, -121.684 W;  $M=6.2$ ;  $h=8.04$  km). Circles show epicenters of events with magnitudes of 4+. Triangles show events with magnitudes from 2.5 to 4.

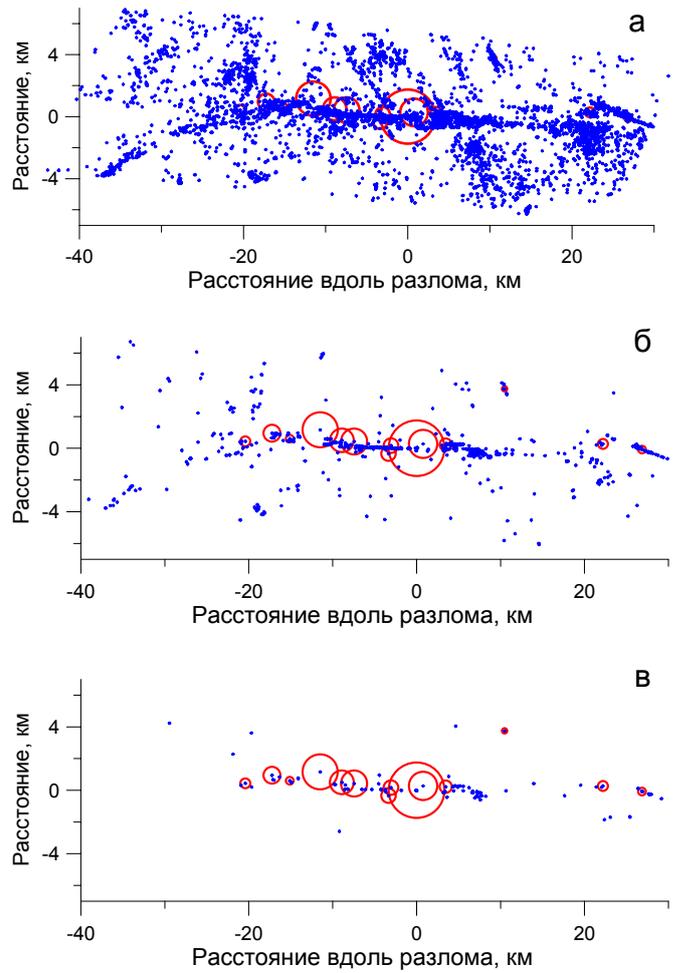
смагиваемой области показано на рис. 15. Можно видеть, что, как и в горизонтальной плоскости, наблюдается локализация относительно крупных событий в довольно узкой полосе с углом падения около  $10^\circ$ . Ниже прямой, проведенной на рис. 15, событий очень мало, хотя условный очаг наиболее крупного в этой области землетрясения расположен именно там.

Заметим, однако, что характерный размер очага для землетрясения с  $M=6.2$  слишком велик (длина  $\sim 7\div 10$  км), чтобы его считать точечным, поэтому положение гипоцентра столь крупного события достаточно условно.

Для более подробного рассмотрения участок был разбит на интервалы шириной четыре километра по оси абсцисс; для каждого интервала строи-

**Рис. 14.** Распределение глубин очагов событий, попавших в область, ограниченную координатами: (37.4N, -121.8W) и (37.1N, -121.5W).

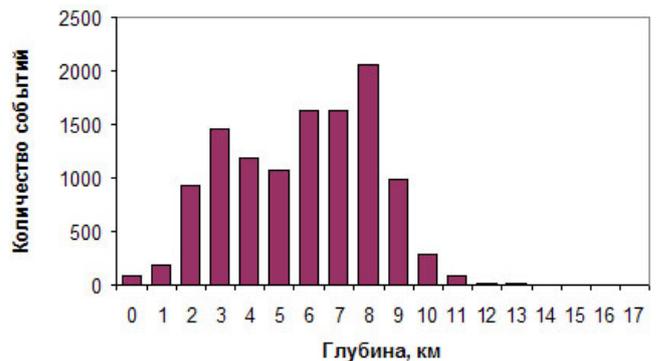
**Fig. 14.** Distribution of focal depths of events within to the region bounded by coordinates (37.4N, -121.8W) and (37.1N, -121.5W).

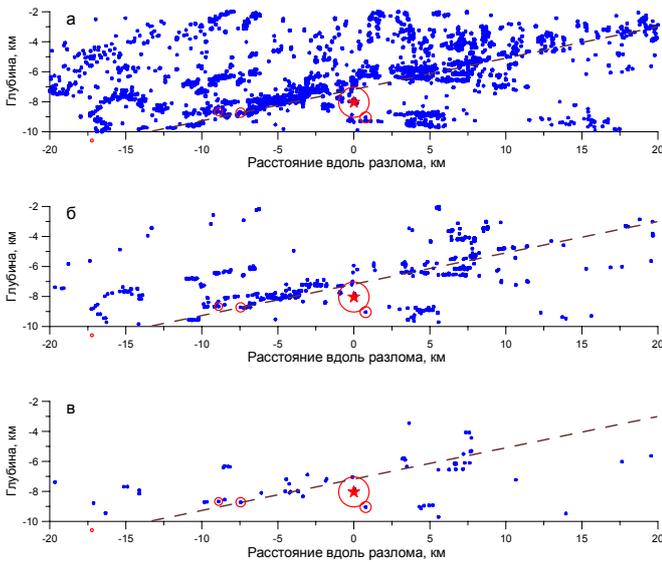


**Рис. 13.** Местоположение эпицентров землетрясений в окрестности разлома Calaveras. а – все события, б – события с  $M>2$ ; в – события с  $M>3$ . Красные круги – землетрясения с  $M>4$ . Большой размер круга соответствует событию с большей магнитудой.

**Fig. 13.** Locations of earthquake epicenters in the vicinity of the Calaveras Fault. а – all events, б – events with  $M>2$ ; в – events with  $M>3$ . Red circles show earthquakes with  $M>4$ . The larger circles correspond to events with higher magnitudes.

лись гистограммы распределения расстояний эпицентров землетрясений до условной оси разлома. Типичный пример гистограммы для серединного участка разлома приведен на рис. 16, а. Чаще всего более 75 % эпицентров событий располагаются в





**Рис. 15.** Местоположение гипоцентров землетрясений в окрестности разлома Calaveras. а – все события; б – события с  $M > 2$ ; в – события с  $M > 3$ . Красные круги – землетрясения с  $M > 4$ . Большой размер круга соответствует событию с большей магнитудой. Звезда – гипоцентр землетрясения Морган Хилл с  $M = 6.2$ . Прямая показывает условную область локализации событий.

**Fig. 15.** Locations of earthquake hypocenters in the vicinity of the Calaveras Fault. а – all events, б – events with  $M > 2$ ; в – events with  $M > 3$ . Red circles show earthquakes with  $M > 4$ . The larger circles correspond to events with higher magnitudes. The star shows the hypocenter of the Morgan Hill earthquake ( $M = 6.2$ ). The straight line shows the conventional area of events' localization.

зоне шириной от 120 до 300 м. При этом в некоторых интервалах возникает две области, каждая из которых содержит 30–40 % всех событий (рис. 16, б). Визуально таким интервалам соответствуют области «раздвоения» линии разлома. На участках окончания разломов (зоны расщепления типа «конского хвоста», бифуркации, эшелонов трещин и т.д. [Семинский, 2003]) гистограммы резко усложняются (рис. 16, в). Учет распределения очагов по глубине, т.е. расчет расстояний от гипоцентров событий до условной «плоскости разлома» (выше расчеты проводились от эпицентров до условной прямой – оси разлома), показывает, что средняя ширина области, в которой группируется основная масса очагов событий, окажется заметно меньше по сравнению с данными, приведенными выше (рис. 16).

На рис. 17 приведены примеры нескольких сечений, для которых очаги, расположенные на интервалах длиной по 4 км вдоль простирания разлома, нанесены в плоской системе координат глубина — расстояние до разлома. Рядом, для наглядности, приведены карты эпицентров для этих же участков.

Из сопоставления карт эпицентров и гипоцентров событий можно заключить, что уширение гистограмм эпицентров происходит как за счет неперпендикулярного падения плоскости разлома, так и за счет наличия локальных областей разрушения, расположенных несколько в стороне от основного разлома и содержащих в основном мелкие события.

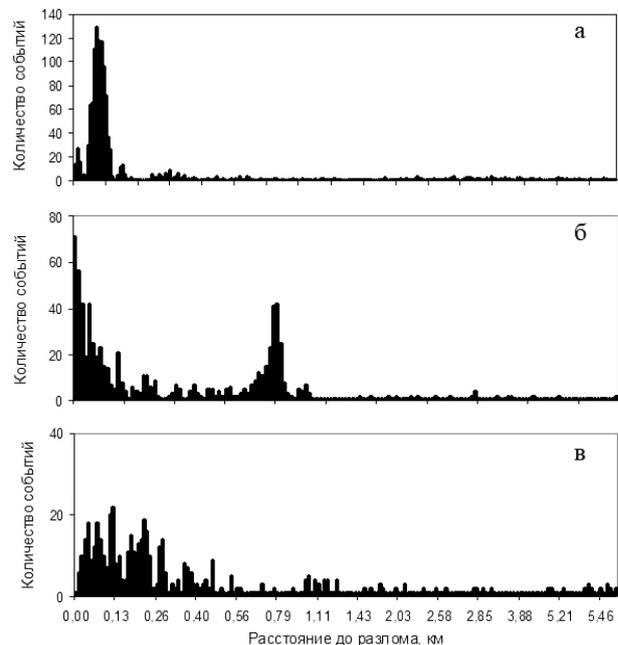
Подчеркнем, что каждая такая область по отдельности также довольно компактна.

Еще один способ визуализации трехмерных данных – моделирование пространственной структуры данных с помощью геостатистического метода Кригинга. В нашем случае построение умозрительной поверхности, содержащей все точки – очаги событий, является попыткой максимально четко представить себе пространственную конфигурацию данных.

При помощи совокупности таких построений (рис. 18) можно отчетливо видеть, что события локализируются в окрестности поверхности, близкой к плоскости с почти постоянным углом падения. При этом основная масса событий оказывается сосредоточенной именно на этой условной плоскости.

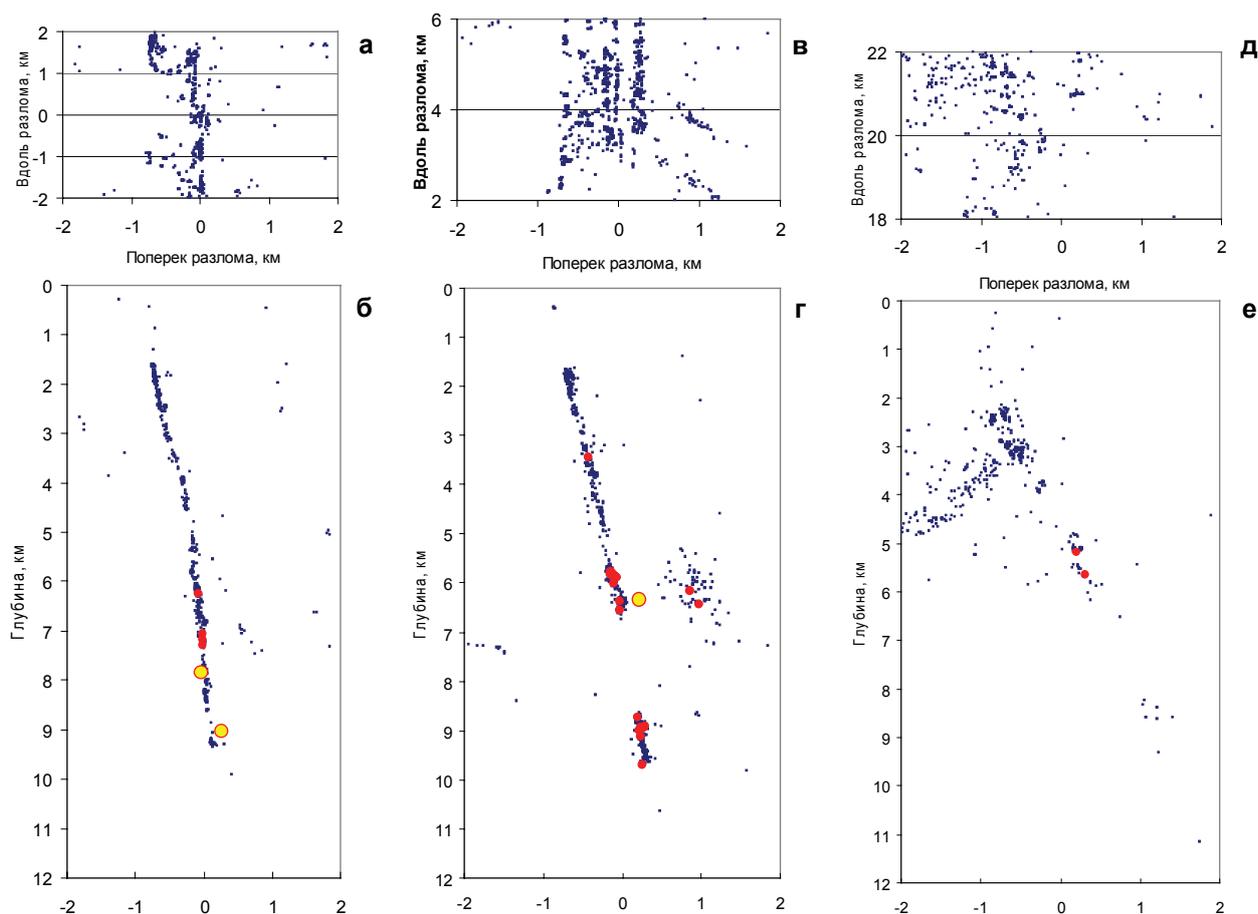
Осреднение данных по всем интервалам обработки разлома Calaveras, включая зоны ветвления и сочленения разрывов на периферии участка, дает среднее значение ширины области, в которой расположены гипоцентры 75 % событий,  $\bar{W} = 110 \pm 10$  м.

Тенденция локализации событий в окрестности некоторой плоскости сохраняется для разных рассматриваемых областей. Рассмотрим еще несколько примеров. Участок, расположение всех эпицентров на котором показано на рис. 19, а, б, в, имеет весьма сложную конфигурацию. Тем не менее, как и на разломе Calaveras, уже события с  $M > 2$  четко выделяют доминирующие структуры, а практически все землетрясения с  $M > 3$  приурочены к плоскости



**Рис. 16.** Гистограммы распределения расстояний эпицентров землетрясений (в координатной плоскости) до условной оси разлома для нескольких участков обработки.

**Fig. 16.** Histograms of distribution of distances of earthquake epicenters (in the coordinate plane) to the conventional axis of the fault for several areas with processed data.



**Рис. 17.** Расположение очагов землетрясений на нескольких участках разломной зоны Calaveras. а, в, д – расположение эпицентров; ординаты на графиках соответствуют расстоянию вдоль разлома на рис. 13, 15. б, г, е – расположение гипоцентров в плоскости вертикального сечения. Красные кружки – события с магнитудой выше 3, желтые – выше 4. Увеличение видимой ширины расположения эпицентров происходит из-за неперпендикулярного падения плоскости разлома и наличия локальных областей, содержащих преимущественно мелкие события (г, е).

**Fig. 17.** Locations of earthquake sources at sections of the Calaveras Fault. а, в, д – locations of epicenters; ordinates in the plots correspond to distances along faults in Figures 13 and 15. б, г, е – locations of hypocenters in the plane of vertical section. Red circles show events with magnitudes higher than 3; yellow – higher than 4. The increase of the apparent width of epicenter locations is due to non-vertical dip of the fault plane and presence of local area containing predominantly small events (г, е).

основной разломной зоны. Области локализации, хотя и менее выраженные, обнаруживаются и при анализе распределения гипоцентров по глубине (рис. 20).

Еще одна область, расположение очагов в которой показано на рис. 21 и рис. 22, интересна тем, что разломная зона отделяет «северный» блок, в котором мелкая сейсмичность широко распространена от практически асейсмичного «южного» блока. При этом землетрясения с магнитудой  $M > 2$  и тем более  $M > 3$ , как и в случаях, рассмотренных выше, локализованы в основном в зоне разлома. Как и на рис. 20, в северной части разлома сейсмичность ограничивается некоторой плоскостью с углом падения  $30\text{--}40^\circ$  (рис. 22).

Признаки локализации сейсмичности проявляются и на более мелком масштабе. По данным сейсмичности четко определяются углы падения

разломов, а на многих участках обнаруживаются субгоризонтальные кластеры очагов (рис. 23) – так называемые «строчки» (strokes). В некоторых случаях наблюдается локализация слабых событий (обычно  $M < 2$ ) в областях необычной изометричной формы (рис. 24).

В целом анализ показывает, что при точности локализации, реализованной в сейсмической сети NCSS, могут быть обнаружены проявляющиеся в пространственном распределении очагов особенности структуры разломных зон с характерным размером, по крайней мере, около 100 м.

#### Обсуждение

Для выявления и осмысления закономерностей локализации слабых и средних землетрясений

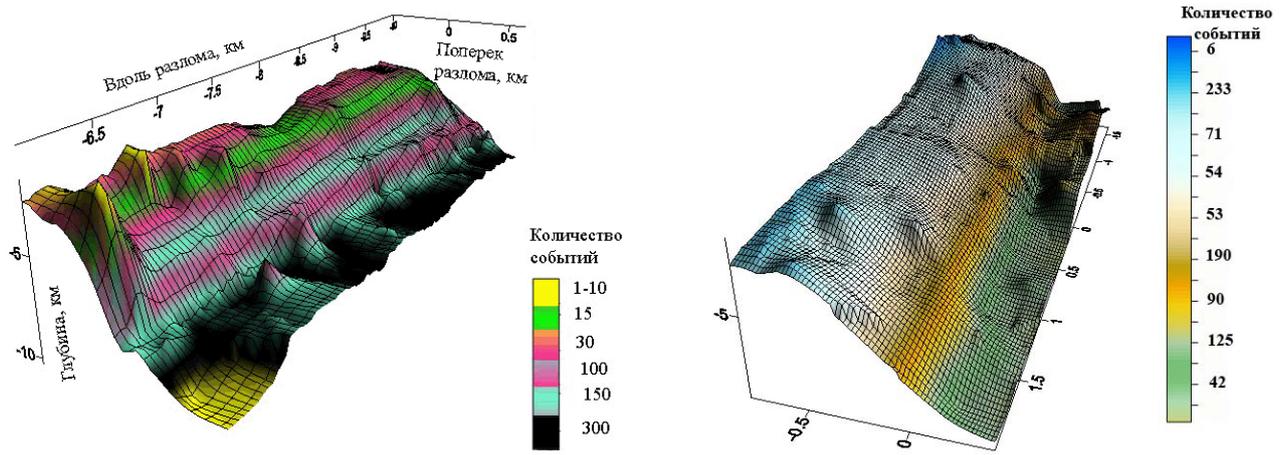


Рис. 18. Пространственная структура сейсмичности на двух участках разломной зоны Calaveras.

Fig. 18. Spatial patterns of seismicity in two segments of the Calaveras Fault.

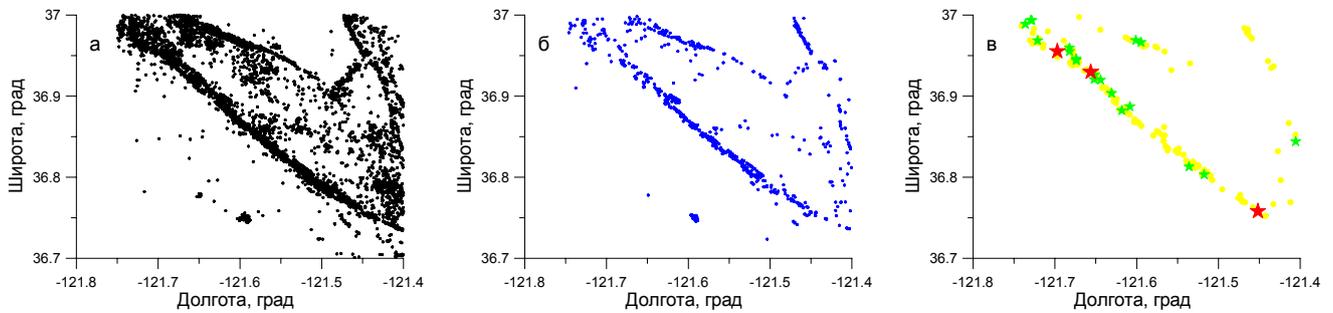


Рис. 19. Расположение эпицентров землетрясений в регионе (36.7, 37.0 N; -121.8, -121.4 W). а – все события; б – события с  $3 > M > 2$ ; в – события с  $M > 3$ , желтые значки –  $M$  от 3 до 4, зеленые –  $M$  от 4 до 5, красные  $M > 5$ .

Fig. 19. Locations of earthquake epicenters in the region (36.7, 37.0 N; -121.8, -121.4 W). a – all events, b – events from  $3 > M > 2$ ; c –  $M > 3$ ; yellow –  $M$  from 3 to 4; green –  $M$  from 4 to 5; red –  $M > 5$ .

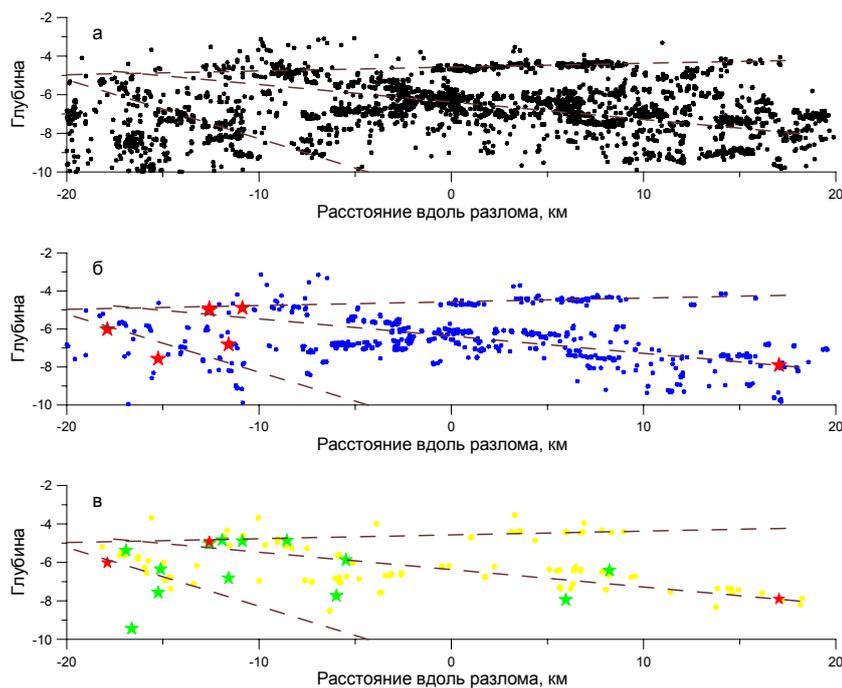
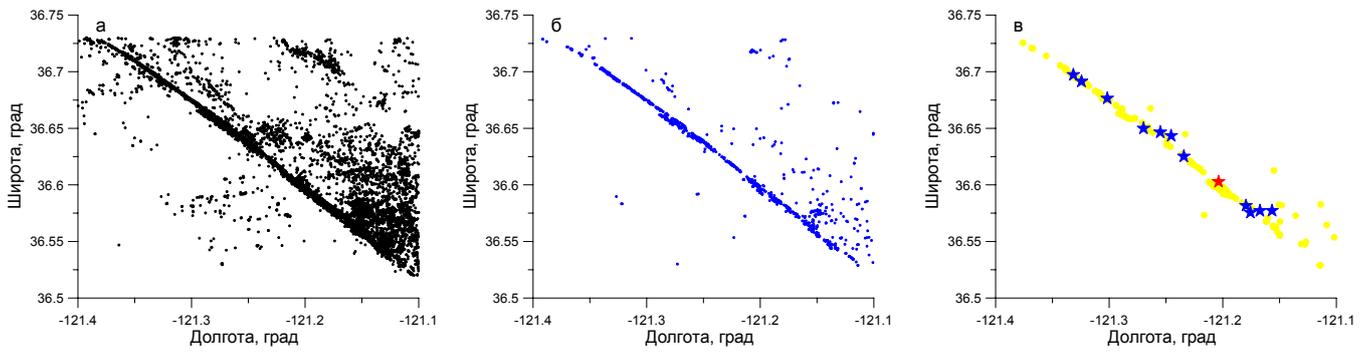


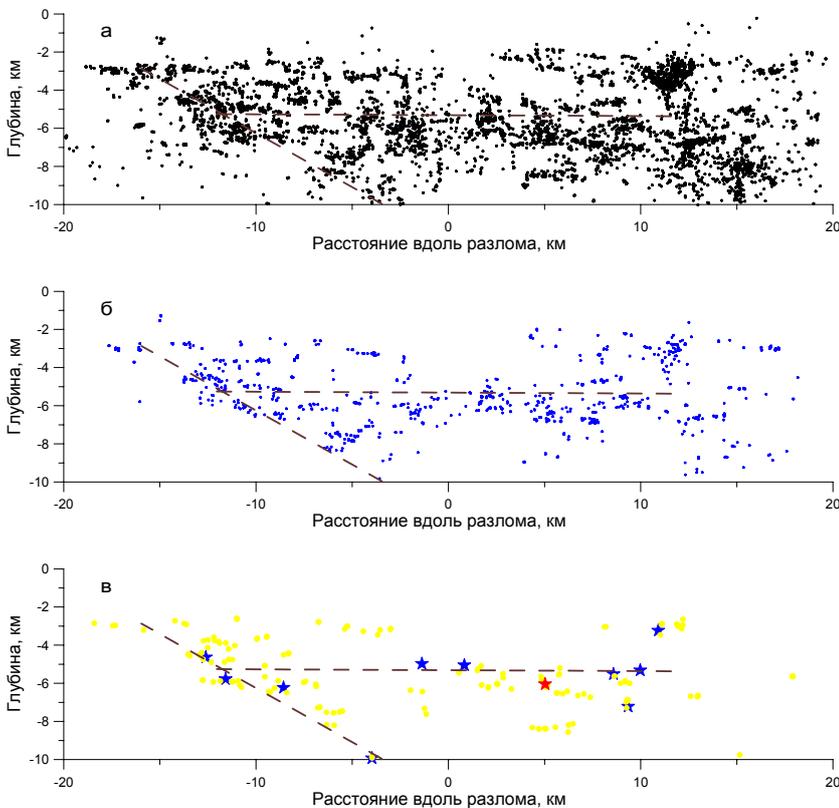
Рис. 20. Расположение гипоцентров землетрясений в регионе (36.7, 37.0 N; -121.8, -121.4 W). а – все события; б – события с  $3 > M > 2$ ; в – события с  $M > 3$ , желтые значки –  $M$  от 3 до 4, зеленые –  $M$  от 4 до 5, красные  $M > 5$ . Пунктирные линии – условные направления локализации событий.

Fig. 20. Locations of earthquake hypocenters in the region (36.7, 37.0 N; -121.8, -121.4 W). a – all events, b – events with  $3 > M > 2$ ; c –  $M > 3$ ; yellow –  $M$  from 3 to 4; green –  $M$  from 4 to 5; red –  $M > 5$ . Dashed lines show assumed directions of event localization.



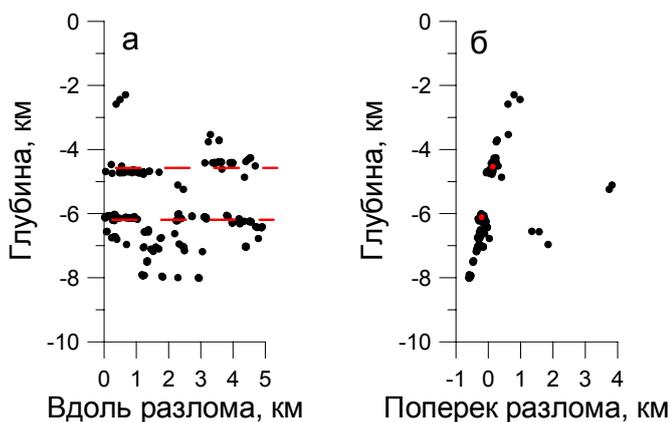
**Рис. 21.** Расположение эпицентров землетрясений в регионе (36.5, 36.75 N; -121.4, -121.1 W). а – все события; б – события с  $3 > M > 2$ ; в – события с  $M > 3$ , желтые значки –  $M$  от 3 до 4, зеленые –  $M$  от 4 до 5, красные  $M > 5$ .

**Fig. 21.** Locations of earthquake epicenters in the region (36.5, 36.75 N; -121.4, -121.1 W). а – all events, б – events with  $3 > M > 2$ ; в – события с  $M > 3$ ; yellow –  $M$  from 3 to 4; green –  $M$  from 4 to 5; red –  $M > 5$ .



**Рис. 22.** Расположение гипоцентров землетрясений в регионе (36.5, 36.75 N; -121.4, -121.1 W). а – все события; б – события с  $3 > M > 2$ ; в – события с  $M > 3$ , желтые значки –  $M$  от 3 до 4, зеленые –  $M$  от 4 до 5, красные  $M > 5$ . Пунктирные линии – условные направления локализации событий.

**Fig. 22.** Locations of earthquake hypocenters in the region (36.5, 36.75 N; -121.4, -121.1 W). а – all events, б – events with  $3 > M > 2$ ; в – события с  $M > 3$ ; yellow –  $M$  from 3 to 4; green –  $M$  from 4 to 5; red –  $M > 5$ . Dashed lines show assumed directions of event localization.



**Рис. 23.** Расположение гипоцентров землетрясений с  $M > 2$  на одном из участков разломной зоны. Отчетливо видно падение плоскости разломной зоны под углом  $14^\circ$  и локализация большей части событий вдоль «строчек» (красные линии), расположенных на глубинах около 4.8 км и 6.1 км.

**Fig. 23.** Locations of earthquake hypocenters with  $M > 2$  in the fault zone segment. It is clearly seen that the fault plane dips at the angle of  $14^\circ$ , and the events are mainly localized along the dashed lines (shown in red) which are located at depths of about 4.8 km and 6.1 km.

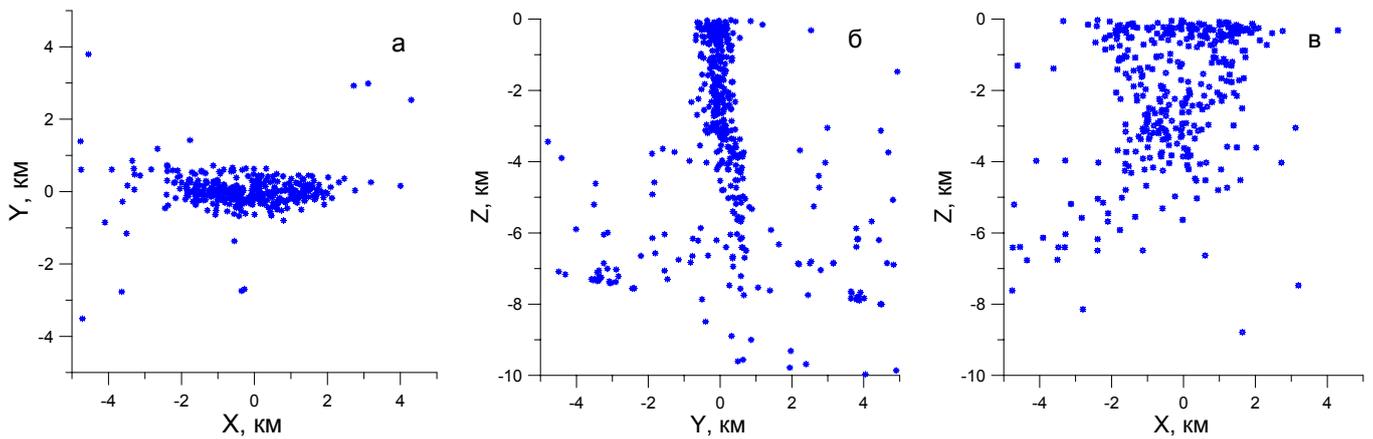


Рис. 24. Пример расположения гипоцентров в области изометричной формы. а – план; б – разрез поперек разломной зоны; в – разрез вдоль разломной зоны.

Fig. 24. An example of locations of hypocenters in the area of an isometric form: a – plan, b – section across the fault zone, c – section along the fault zone.

предстоит еще обработать большой объем данных. В статье сопоставлены характерные параметры концентрации сейсмичности на некоторых разломах со структурными характеристиками разломных зон, рассмотренными в первой части статьи. Выполненная обработка фрагментов базы данных Сейсмической Системы Северной Калифорнии продемонстрировала высокую степень пространственной локализации сейсмичности. Абсолютное большинство очагов землетрясений приурочено к разломным зонам, при этом свыше 75 % очагов располагаются в зоне шириной порядка нескольких десятков – первых сотен метров. Степень локализации сейсмических событий выражена тем более, чем выше магнитуда землетрясений.

На рис. 25 приведены различные соотношения  $W(L)$ , обсуждаемые в настоящей работе. Прежде всего отметим, что в области линейных масштабов, важных для внутриплитной сейсмичности (десятки – первые сотни километров), различия между соотношениями не столь велики. Линиями (1) показан диапазон значений зоны разрушения, который получен экстраполяцией результатов численного эксперимента, описанного в начале раздела. Можно видеть, что экспериментальные данные (линии 2 и 3 на рис. 25) дают еще более медленное, по сравнению с расчетом, возрастание мощности нарушенной зоны с масштабом. Это, вероятно, означает, что экстраполяция зависимости (4) в области больших масштабов не вполне правомерна. Скорее всего, амплитуда шероховатости растет с ростом масштаба медленнее, чем  $L^{0.8}$ . Этот вопрос дебатировался довольно давно [Brown, Scholz, 1985; Power, Tullis, 1991], не потеряв актуальности до сих пор [Sagy, Brodsky, 2009], и требует отдельного рассмотрения. Здесь лишь отметим, что изменение параметров поверхности разлома с масштабом определяется и геометрическим подобием [Power et al., 1987], и закономерностями износа поверхности

в процессе сдвига [Scholz, 2002], и более сложными эволюционными процессами «огрубления поверхности» в природных разломных зонах [Sagy, Brodsky, 2009].

Интересно сопоставить результаты измерений геометрических и механических характеристик разломных зон. Результаты измерений нормальной жесткости трещин и разломов разных иерархических уровней приведены, например, в работе [Кочарян, Спивак, 2003]. Там же детально изложена и методика наблюдений. Эти данные вместе с некоторыми дополнительными результатами наблюдений показаны на рис. 26 крестами. Здесь же для сравнения приведены оценки эффективной жесткости разлома Ландерс в Калифорнии, рассчитанные в линейном приближении при помощи структурной модели этой разломной зоны, построенной в работе [Li et al., 2000] по результатам измерений параметров специфических каналовых волн, генерируемых афтершоковыми последовательностями внутри разлома.

Если исключить из рассмотрения мелкие трещины длиной менее 100 м, то остальные данные с коэффициентом корреляции  $R=0.98$  описываются регрессионной зависимостью:

$$k = 837 \cdot L^{-0.41}, \quad (14)$$

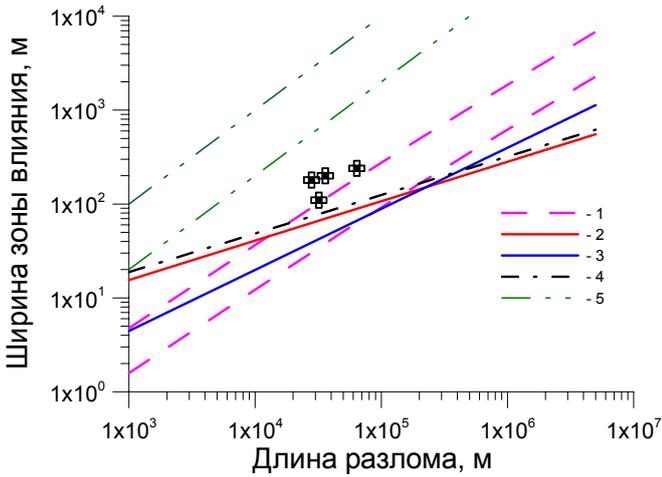
которая показана на графике линией.

В (14) жесткость  $k$  измеряется в МПа/м, а длина разлома  $L$  – в километрах.

Полагая в линейном приближении  $k \approx \rho \cdot C_s^2 \cdot W$ , получаем из (14) при  $\rho=2700 \text{ кг/м}^3$ ,  $C_s=2300 \text{ м/с}$  [Li et al., 2000]:

$$W = 1.12 \cdot L^{0.41}, \quad (15)$$

что замечательным образом совпадает с (13а).



**Рис. 25.** Соотношения между длиной разломной зоны и ее толщиной. 1 – соотношение (6); 2 – (13а); 3 – (13б); 4 – (15); 5 – зона динамического влияния по [Шерман и др., 1983]. Значки – осредненные значения ширины зон, в которых сосредоточено 75 % землетрясений. Ширина зоны влияния разлома, полученная в основном по результатам измерения плотности трещин (линия 2), совпадает с результатами оценок, выполненных по данным сейсмических исследований разломных зон (линия 4). Сейсмогенная ширина разломных зон примерно соответствует верхней границе оценок эффективной ширины разломной зоны, выполненных на основе данных о характерных параметрах шероховатости и волнистости.

**Fig. 25.** Relations between fault zone length and thickness. 1 – equation (6); 2 – equation (13a); 3 – equation (13b); 4 – equation (15); 5 – zone of dynamic influence according to [Шерман и др., 1983]. Symbols show averaged values of widths of the fault zones, which contain 75 % of earthquakes. The width of the fault influence zone, that was calculated mainly from measurements of fracture density (line 2), agrees with estimations based on data from seismic surveys of the fault zones (line 4). Seismogenic widths of the fault zones are approximately corresponding to the upper boundaries of the estimates of the effective width of such fault zones, that are calculated from the characteristic parameters of fault roughness and waviness.

Проведенный анализ показывает, что геометрические характеристики разломных зон характеризуются очень большим разбросом. Так, при одинаковом кумулятивном смещении разброс в значениях мощности разломной зоны может достигать двух-трех порядков. Тем не менее тенденции и закономерности изменения параметров прослеживаются весьма отчетливо. Толщина зоны влияния разлома растет с масштабom заметно медленнее линейной зависимости, составляя в диапазоне длин разломов 10–100 км величину порядка  $\sim 10^{-3}L$ .

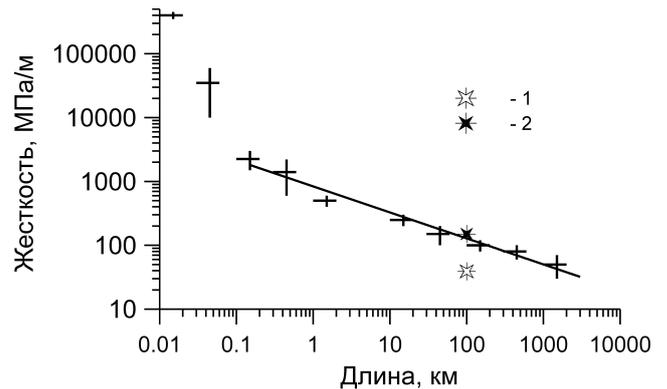
Осредненные по длинам разломов значения ширины зон, в которых сосредоточено 75 % землетрясений, показаны на рис. 25 значками. Эти величины примерно соответствуют верхней границе оценок эффективной ширины разломной зоны, выполненных на основе данных о характерных параметрах шероховатости и волнистости нарушений сплошности скальных пород (6), и в диапазоне длин разломов 10–100 км составляют примерно 0.5 % от  $L$ .

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опыт использования данных разветвленных локальных сейсмических сетей показывает, что их обработка может дать уникальные сведения о структуре разломной зоны. При наличии достаточного количества датчиков и использовании современных методов обработки можно с точностью до нескольких десятков метров определить конкретные участки локализации деформационных процессов. Выявление такой тонкой структуры может оказаться весьма полезным как для понимания процессов, происходящих в очаговой области, так и при решении задач техногенного воздействия на разломную зону с целью частичного снятия напряжений.

Судя по полученным результатам, область, в которой происходит активное деформирование при подготовке средних землетрясений ( $M \leq 6.5 \div 7.0$ ), представляет из себя совокупность локальных «полос», каждая из которых имеет характерный размер порядка 100 м, сопоставимый с техногенными возможностями. Так, например, радиус зоны разрушения при подземном взрыве мощностью 30 килотонн в скальной породе составляет величину свыше 120 м. Близкие размеры имеет и зона значимого изменения порового давления при закачке жидкости в скважину. Можно надеяться, что исследование не только пространственной, но и временной тонкой структуры сейсмичности в окрестности разломной зоны позволит найти надежные ориентиры как места, так и времени осуществления подобных воздействий.

Выполненная работа демонстрирует назревшую, по нашему мнению, необходимость создания в России исследовательских полигонов с развитыми и ос-



**Рис. 26.** Изменение величины жесткости разлома в зависимости от длины. Вертикальные и горизонтальные линии – разброс измеренных значений для каждого иерархического уровня. 1, 2 – расчеты по результатам измерений [Li et al., 2000]: 1 – глубина 8–10 км, 2 – приповерхностная область. Линия – зависимость (14).

**Fig. 26.** Change of fault stiffness with scale. Vertical and horizontal lines show dispersion of measured values for each hierarchical level. 1, 2 – calculations from measurement data [Li et al., 2000]: 1 – depth from 8 to 10 km, 2 – near-surface area. Line – relation (14).

нащенными локальными сейсмическими сетями. Подобный полигон мог бы быть создан на базе Алтайского сейсмологического либо Южно-Байкальского геодинамического полигона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 09-05-12023 ОФИ-м и 10-05-01064-а) и ОНЗ РАН (программа № 6).

## ЛИТЕРАТУРА

- Герасимова Т.И., Кондратьев В.Н., Кочарян Г.Г. Модельные исследования особенностей сдвигового деформирования трещин, содержащих заполнитель // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. – 1995. – № 4. – С. 61–68.
- Кочарян Г.Г., Кулюкин А.М. Исследование закономерностей обрушения подземных выработок в горном массиве блочной структуры при динамическом воздействии. Ч. 2. О механических свойствах межблоковых промежутков // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. – 1994. – № 5. – С. 27–37.
- Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. – 423 с.
- Куксенко В.С. Модель перехода от микро- к макроразрушению твердых тел // Первая Всесоюзная школа-семинар «Физика прочности и пластичности»: Сборник докладов. – Л.: Наука, 1986. – С. 36–41.
- Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков, В.Ю. Буддо, Р.М. Лобацкая, А.Н. Адамович, В.А. Трусков, А.А. Бабичев. – Новосибирск: Наука, 1991. – 261 с.
- Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков, А.Н. Адамович, Р.М. Лобацкая, С.В. Лысак, К.Г. Леви. – Новосибирск: Наука, 1992. – 262 с.
- Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков, А.Н. Адамович, В.Ю. Буддо. – Новосибирск: Наука, 1994. – 263 с.
- Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. – М.: Недра, 1970. – 160 с.
- Ружич В.В., Шерман С.И. Оценка связи между длиной и амплитудой разрывных смещений // Динамика земной коры Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука. СО, 1978. – С. 52–57.
- Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. – 243 с.
- Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Бурзунова Ю.П. Межблоковые зоны земной коры: внутренняя структура и геофизические поля // Триггерные эффекты в геосистемах. – М.: ГЕОС, 2010.
- Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. – Новосибирск: Наука, 1977. – 103 с.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). – Новосибирск, Наука. СО АН СССР, 1983. – 110 с.
- Beach A., Welbon A.I., Brockback P.J., McCallum J.E. Reservoir damage around faults: outcrop examples from the Suez rift // Petroleum Geosciences. – 1999. – V. 5, № 2. – P. 109–116.
- Bilham R., Whitehead S. Subsurface creep on the Hayward fault, Fremont, California // Geophysical Research Letters. – 1997. – V. 24. – P. 1307–1310.
- Blenkinsop T.G. Thickness-displacement relationships for deformation zones: discussion // Journal of Structural Geology. – 1989. – V. 11. – P. 1051–1054.
- Boettcher M.S., McGarr A., Durrheim R.J., Spottiswoode S., Milev V., Linzer L., Johnston M.J.S., Sell R.W. A broadband, wide dynamic range investigation of earthquakes in deep South African gold mines // Seismological Research Letters. – 2008. – V. 79, № 2. – P. 311
- Bouchaud E., Lapasset G., Planès J., Naveos S. Statistics of branched fracture surfaces // Physical Review B. – 1993. – V. 48, № 5. – 2917–2928. – doi:10.1103/PhysRevB.48.2917.
- Bradbury K.K., Barton D.C., Solum J.G., Draper S.D., Evans J.P. Mineralogical and textural analysis of drill cuttings from the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) boreholes: Initial interpretations of fault zone composition and constraints on geologic models // Geosphere. – 2007. – V. 3, № 5. – P. 299–318. – doi:10.1130/GES00076.1.
- Brody E., Ma K.F., Mori J. et al. Rapid Response Drilling: Past, Present, and Future // ICDP/SCEC International Workshop of Rapid Response Fault Drilling. – Tokyo, 2009. – 30 p.
- Brown S.R., Scholz C.H. Broad bandwidth study of the topography of natural rock surfaces // Journal of Geophysical Research. – 1985. – V. 90, № B14. – P. 12575–12582.
- Burford R.O., Harsh P.W. Slip on the San Andreas fault in Central California from alignment array surveys // Bulletin of the Seismological Society of America. – 1980. – V. 70. – P. 1233–1261.
- Chester F.M., Chester J.S. Ultracataclastic structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California // Tectonophysics. – 1998. – V. 295. – P. 199–221.
- Chester F.M., Chester J.S., Kirschner D.L., Schulz S.E., Evans J.P. Structure of large displacement strike-slip fault zones in the brittle continental crust // Rheology and Deformation in the Lithosphere at Continental Margins / Eds. G.D. Karner, B. Taylor, N.W. Driscoll, D.L. Kohlstedt. – New York: Columbia University Press, 2004.
- Chester J.S., Chester F.M., Kronenberg A.K. Fracture surface energy of the Punchbowl fault, San Andreas system // Nature. – 2005. – V. 437. – P. 133–136.
- Chester F.M., Evans J.P., Biegel R.L. Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas fault // Journal of Geophysical Research. – 1993. – V. 98. – P. 771–786.
- Cochran E.S., Li Y.-G., Shearer P.M., Barbot S., Fialko Y., Vidale J.E. Seismic and geodetic evidence for extensive, long-lived fault damage zones // Geology. – 2009. – V. 37, № 4. – P. 315–318.
- Cornet F.H., Doan M.L., Moretti I., Borm G. Drilling through the active Aigion fault: The AIG10 well observatory // Comptes Rendus Geosciences. – 2004. – V. 336, № 4–5. – P. 395–406.
- Cowie P.A., Scholz C.H. Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model // Journal of Structural Geology. – 1992. – V. 14, № 10. – P. 1133–1148.
- Elliott D. The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A. – 1976. – V. 203. – P. 289–312.
- Evans J.P. Thickness-displacement relationships for fault zones // Journal of Structural Geology. – 1990. – V. 12. – P. 1061–1065.
- Evans J.P., Chester F.M. Fluid-rock interaction in faults of the San Andreas system: inferences from San Gabriel fault rock geochemistry and microstructures // Journal of Geophysical Research. – 1995. – V. 100, № B7. – P. 13007–13020.
- Fossen H., Hesthammer J. Possible absence of small faults in the Gullfaks Field, northern North Sea: implications for downscaling of faults in some porous sandstones // Journal of Structural Geology. – 2000. – V. 22, № 7. – P. 851–863.
- Heermance R., Shipton Z.K., Evans J.P. Fault structure control on fault slip and ground motion during the 1999 rupture of the Chelungpu fault, Taiwan // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2003. – V. 93, № 3. – P. 1034–1050.
- Hull J. Thickness-displacement relationships for deformation zones // Journal of Structural Geology. – 1988. – V. 10. – P. 431–435.
- Krantz R.W. Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application // Journal of Structural Geology. – 1988. – V. 10. – P. 225–237.
- Levi K.G., Sherman S.I. Applied geodynamic analysis. Musee Royal de L'Afrique Centrale – Tervuren, Belgique annales. Sciences Geologiques. 1995. V. 100. – 133 p.
- Li Y.G., Vidale J.E., Aki K., Fei X. Depth dependent structure of the Landers fault zone from trapped waves generated by aftershocks // Journal of Geophysical Research. – 2000. – V.105, № B3. – P. 6237–6254. – doi:10.1029/1999JB900449.
- Li Y.G., Vidale J.E., Cochran E.S. Low-velocity damaged structure of the San Andreas Fault at Parkfield from fault zone trapped waves // Geophysical Research Letters. – 2004. – V. 31. – L12S06. – doi:10.1029/2003GL019044.
- Lienkaemper J.J., Borchardt G., Lisowski M. Historic creep rate and potential for seismic slip along the Hayward fault, California // Journal of Geophysical Research. – 1991. – V. 96, № B11. – P. 18261–18283.
- Ma K.F., Tanaka H., Song S.R., Wang C.Y., Hung J.H., Tsai Y.B., Mori J., Song Y.F., Yeh E.C., Soh W., Sone H., Kuo L.W., Wu H.Y. Slip zone and energetics of a large earthquake from the

- Taiwan Chelungpu-fault Drilling Project // *Nature*. – 2006. – V. 444. – P. 473–476.
- Mitchell T.M., Faulkner D.R. The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: A field study from the Atacama fault system, Northern Chile // *Journal of Structural Geology*. – 2009. – V. 31. – P. 802–816.
- Muraoka H., Kamata H. Displacement distribution along minor fault traces // *Journal of Structural Geology*. – 1983. – V. 5. – P. 483–495.
- Niu F.L., Silver P.G., Daley T.M., Cheng X., Majer E.L. Preseismic velocity changes observed from active source monitoring at the Parkfield SAFOD drill site // *Nature*. – 2008. – V. 454. – P. 204–208.
- Otsuki K. On the relationship between the width of shear zone and the displacement along fault // *Journal of the Geological Society of Japan*. – 1978. – V. 84. – P. 661–669.
- Peacock D.C.P., Sanderson D.J. Displacement and segment linkage and relay ramps in normal fault zones // *Journal of Structural Geology*. – 1991. – V. 13. – P. 721–733.
- Power W.L., Tullis T.E. Euclidean and fractal models for the description of rock surface-roughness // *Journal of Geophysical Research*. – 1991. – V. 96. – P. 415–424.
- Power W.L., Tullis T.E., Brown S.R., Boitnott G.N., Scholz C.H. Roughness of natural fault surfaces // *Geophysical Research Letters*. – 1987. – V. 14. – P. 29–32.
- Robertson E.C. Relationship of fault displacement to gouge and breccia thickness // *Mining Engineering*. – 1983. – V. 35, № 10. – P. 1426–1432.
- Rubin A.M., Gillard D., Got J.L. Streaks of microearthquakes along creeping faults // *Nature*. – 1999. – V. 400. – P. 635–641.
- Sagy A., Brodsky E.E. Geometric and rheological asperities in an exposed fault zone // *Journal of Geophysical Research*. – 2009. – V. 114. – B02301. – doi:10.1029/2008JB005701.
- Savage H.M., Brodsky E.E. Collateral damage: Capturing Slip Delocalization in Fracture Profiles // Submitted to *Journal of Geophysical Research*. 2010.
- Scholz C.H. Wear and gouge formation in brittle faulting // *Geology*. – 1987. – V. 15. – P. 493–495.
- Scholz C.H. The mechanics of earthquakes and faulting. – Cambridge: Cambridge University Press, 2002. – 496 p.
- Schulz S.E., Evans J.P. Mesoscopic structure of the Punchbowl Fault, Southern California and the geologic and geophysical structure of active strike-slip faults // *Journal of Structural Geology*. – 2000. – V. 22. – P. 913–930.
- Segall P., Pollard D.D. Nucleation and growth of strike slip faults in granite // *Journal of Geophysical Research*. – 1983. – V. 88. – P. 555–568.
- Shipton Z.K., Cowie P.A. Damage zone and slip-surface evolution over  $\mu\text{m}$  to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah // *Journal of Structural Geology*. – 2001. – V. 23, № 12. – P. 1825–1844.
- Shipton Z.K., Evans J.P., Abercrombie R.E., Brodsky E.E. The missing sinks: slip localization in faults, damage zones, and the seismic energy budget // *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting* / Ed. R. Abercrombie. – Washington, DC: AGU, 2006a. – P. 217–222.
- Shipton Z.K., Soden A.M., Kirkpatrick J.D., Bright A.M., Lunn R.J. How thick is a fault? Fault displacement-thickness scaling revisited // *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting* / Ed. R. Abercrombie. – Washington, DC: AGU, 2006b. – P. 193–198.
- Sibson R.S. Thickness of the seismic slip zone // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2003. – V. 93, № 3. – P. 1169–1178.
- Tanaka H., Fujimoto K., Ohtani T., Ito H. Structural and chemical characterization of shear zones in the freshly activated Nojima fault, Awaji Island, Southwest Japan // *Journal of Geophysical Research*. – 2001. – V. 106, № B5. – P. 8789–8810.
- Villemin T., Angelier J., Sunwoo C. Fractal distribution of fault length and offsets: Implications of brittle deformation evaluation – the Lorraine Coal Basin // *Fractals in the Earth Sciences* / Eds. C. Barton, P. LaPointe. – New York: Plenum Press, 1995. – P. 205–226.
- Waldhauser F., Richards P.G. Reference Events for Regional Seismic Phases at IMS Stations in China // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2004. – V. 94, № 6. – P. 2265–2279.
- Waldhauser F., Schaff D.P. Large-scale relocation of two decades of Northern California seismicity using cross-correlation and double-difference methods // *Journal of Geophysical Research*. – 2008. – Vol. 113. – B08311. – doi:10.1029/2007JB005479.
- Walsh J.J., Watterson J. Distribution of cumulative displacement and of seismic slip on a single normal fault surface // *Journal of Structural Geology*. – 1987. – V. 9. – P. 1039–1046.
- Watterson J. Fault dimensions, displacements and growth // *Pure and Applied Geophysics*. – 1986. – V. 124. – P. 366–373.
- Zoback M.D., Hickman S., Ellsworth W.L. In situ fault zone observations from SAFOD, EarthScope Onsite Newsletter, winter. – Available at [http://www.earthscope.org/es\\_doc/onsite/onsite\\_winter08.pdf](http://www.earthscope.org/es_doc/onsite/onsite_winter08.pdf).



**Кочарян Геворг Грантович**, докт. физ.-мат. наук, профессор, зав. лабораторией  
Институт динамики геосфер РАН  
119334, Москва, Ленинский проспект, 38, корпус 1, Россия  
Тел. (495)9397527; e-mail: [gevorgk@idg.chph.ras.ru](mailto:gevorgk@idg.chph.ras.ru), [gevorgkidg@mail.ru](mailto:gevorgkidg@mail.ru)



**Kocharyan, Gevorg G.**, Doctor of Physics and Mathematics, Professor, Head of Laboratory  
Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences  
119334, Moscow, Leninsky prospect, 38, Building 1, Russia  
Tel. (495)9397527; e-mail: [gevorgk@idg.chph.ras.ru](mailto:gevorgk@idg.chph.ras.ru), [gevorgkidg@mail.ru](mailto:gevorgkidg@mail.ru)



**Кишкина Светлана Борисовна**, канд. физ.-мат. наук, с.н.с.  
Институт динамики геосфер РАН  
119334, Москва, Ленинский проспект, 38, корпус 1, Россия  
Тел. (495)9397573; e-mail: [svetlank@gmail.com](mailto:svetlank@gmail.com)

**Kishkina, Svetlana B.**, Candidate of Physics and Mathematics, Senior Researcher  
Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences  
119334, Moscow, Leninsky prospect, 38, Building 1, Russia  
Tel. (495)9397573; e-mail: [svetlank@gmail.com](mailto:svetlank@gmail.com)



**Остапчук Алексей Андреевич**, инженер-исследователь  
Институт динамики геосфер РАН  
119334, Москва, Ленинский проспект, 38, корпус 1, Россия  
Тел. (495)9397511; e-mail: ostap165@gmail.com

**Ostapchuk, Aleksey A.**, Research Engineer  
Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences  
119334, Moscow, Leninsky prospect, 38, Building 1, Russia  
Tel. (495)9397511; e-mail: ostap165@gmail.com