

СЕЙСМОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ И ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В РАЗЛОМНОЙ ЗОНЕ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 г., $M_s = 7.5$ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

© 2006 г. О. В. Лунина¹, А. С. Гладков¹, И. С. Новиков², А. Р. Агатова²,
Е. М. Высоцкий², А. А. Еманов³

¹Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128

²Институт геологии СО РАН, Новосибирск, проспект Академика Коптюга, 3

³Геофизическая служба СО РАН, Новосибирск, проспект Академика Коптюга, 3

Поступила в редакцию 04.07.2005 г.

Проведено детальное изучение сейсмогенных деформаций, возникших при Чуйском землетрясении 27 сентября 2003 г. в Горном Алтае ($M_s = 7.5$). Сейсмогенные деформации проявились как в рыхлых отложениях в виде опережающих систем R- и R'-сколов, трещин растяжения и структур сжатия, так и в скальных массивах горных пород, где имели место активизация древних зон расщепления, обновление и прорастание ранее существовавших трещин, а также формирование новых разрывов и зон грубого дробления. Система сейсмодислокаций представляет собой разломную зону северо-западного простирания шириной не менее 4 км с характерной для правого сдвига внутренней структурой, которая определяется совокупностью закономерно ориентированных одних по отношению к другим структурных элементов. Исходное поле напряжений, которое привело к формированию всего структурного ансамбля сейсмогенных деформаций при Чуйском землетрясении, соответствует сдвиговому типу с ССЗ, почти меридиональным, направлением оси сжатия (σ_1) и ВСВ, почти широтным, направлением оси растяжения (σ_3). Локальные вариации напряженного состояния выразились в незначительном отклонении ориентировки σ_1 к северо-западу или северо-востоку, в кратковременном изменении относительных величин напряжений при сохранении их пространственной ориентировки и в увеличении угла наклона σ_1 по отношению к горизонту перед уже существующим тектоническим нарушением. Сопоставление внутреннего строения сейсмогенной разломной зоны с тектонофизической моделью разрывообразования в крупных континентальных системах с правосдвиговым характером смещения свидетельствует, что особенности распределения опережающих разрывов отвечают поздней дизъюнктивной стадии развития структуры, когда магистральный разрыв еще не сформировался полностью, но его сегменты уже отчетливо проявляются. Показано, что даже в поверхностных условиях при высоких скоростях движений структурообразование в существенно разных типах пород происходит по общим законам деформации твердых тел.

ВВЕДЕНИЕ

Чуйское землетрясение с $M_s = 7.5$, произошедшее 27 сентября 2003 г., – самое крупное на территории юго-восточной части Горного Алтая за инструментальный период сейсмологического наблюдений (рис. 1, А). В отличие от Монгольского и Гобийского Алтая, известного своими катастрофическими землетрясениями [20, 24], в Горном Алтае и его ближайшем обрамлении ранее были отмечены только два сильных сейсмических события [12, 24]: 21.09.1923 г. с $M = 6$ и 14.06.1990 г. с $M = 6.6$ – 6.9 . Эпицентральной области первого специалистами не посещалась, и ее точное местоположение неизвестно. Гипоцентр главного толчка второго находился на глубине 35–40 км, что обусловило слабое проявление поверхностных деформаций. Были зафиксированы лишь небольшие трещины, грязевые и водопесчаные выбросы из трещин и грифонов, а также мелкие обвалы коренных пород [24]. Чуйское землетрясение по

сравнению с двумя предыдущими является уникальным по нескольким причинам. Во-первых его эпицентр оказался в центре локальной сети станций, развернутой Геофизической службой СО РАН в августе 2002 г., что позволило изучать особенности сейсмического процесса в эпицентральной области до и после Чуйского землетрясения [6, 12]. Во-вторых, при землетрясении образовалась протяженная зона сейсмогенных деформаций. В-третьих, значительный сегмент этой зоны оказался доступным для детального полевого обследования [2–4, 10].

А.Р. Геодаков и др. [4] первыми опубликовали материалы предварительного полевого обследования эпицентральной области Чуйского землетрясения. Они проследили систему поверхностных сейсморазрывов запад-северо-западной ориентировки на протяжении 20 км. Наши исследования, проведенные в мае 2004 г., показали, что сейсморазрывы протягиваются более чем на 30 км [30].

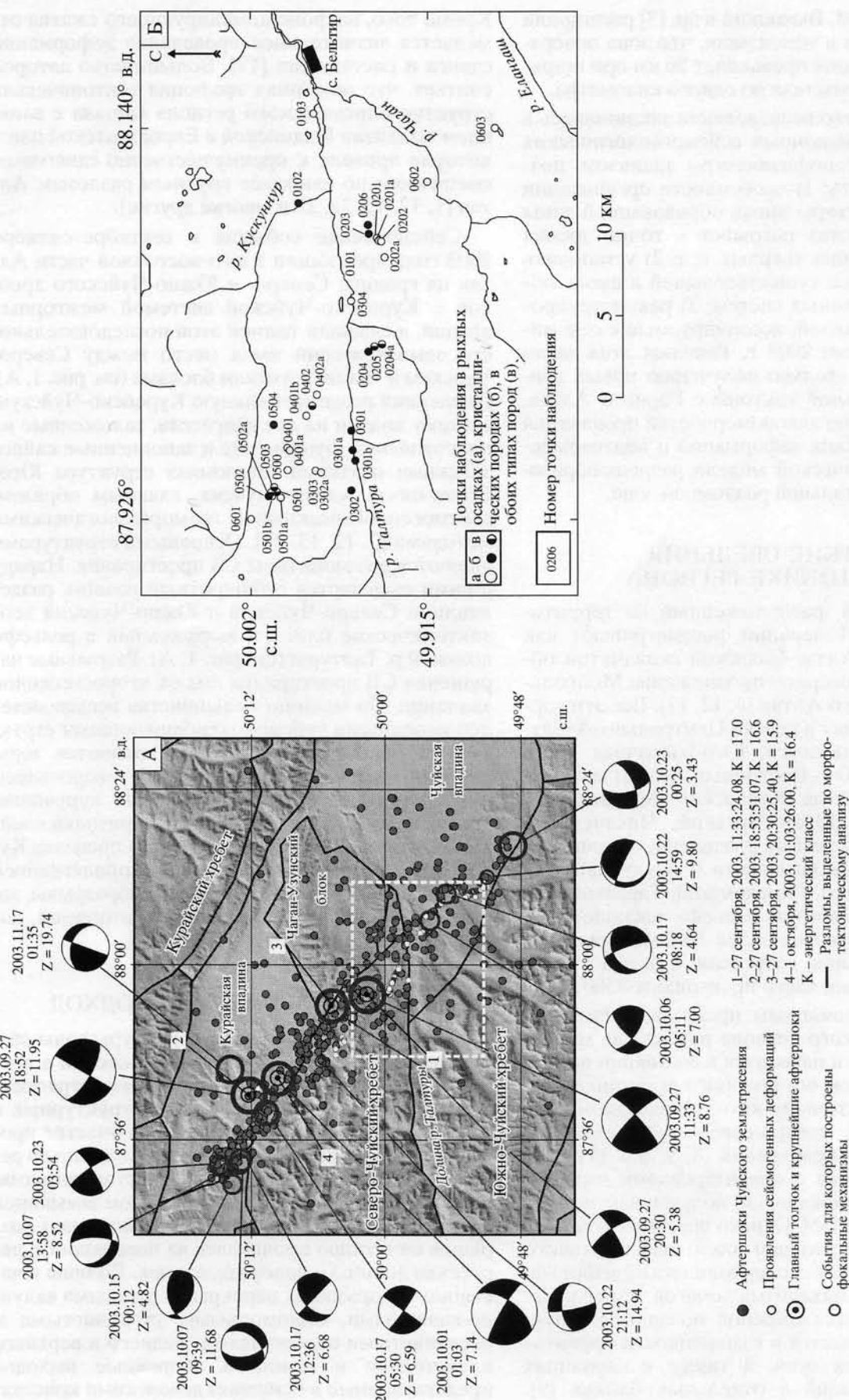


Рис. 1. Местоположение эпицентральной области Чуйского землетрясения и участка детальных геолого-структурных и тектонофизических исследований
А – наиболее сильные сейсмические события в сентябре–октябре 2003 года, проявления поверхностных сейсмогенных деформаций на протяжении 56 км и фокальные механизмы главных толчков и основных афтершоков. Данные о положении эпицентров (Z) и фокальных механизмах получены Геофизической службой СО РАН. Пунктиром показан участок детальных исследований, соответствующий рисунку 1, Б, Б – положение точек наблюдений и их номера

В июле 2004 г. Е.М. Высоцкий и др. [3] расширили площадь изучения и установили, что зона поверхностных деформаций превышает 56 км при ширине на отдельных участках до одного километра.

Цель настоящего исследования заключалась в дополнении традиционных сейсмогеологических наблюдений тектонофизическим анализом, позволяющим изучить: 1) особенности организации внутренней структуры вновь образованной зоны сейсмостектонических разрывов с точки зрения законов деформации твердых тел; 2) установить соотношения ранее существовавшей и вновь образованной разломных систем; 3) реконструировать поля напряжений, ассоциируемые с сейсмическими событиями 2003 г. Решения этих задач способствуют не столько получению новых данных по региональной тектонике Горного Алтая, сколько выявлению закономерностей проявления сейсмостектонических деформаций и подтверждению тектонофизической модели разрывообразования в континентальной разломной зоне.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ТЕКТЕНИКЕ РЕГИОНА

Горный Алтай, расположенный на территории Российской Федерации, рассматривают как западную ветвь Алтае-Саянской складчатой области и/или как северное продолжение Монгольского и Гобийского Алтая [4, 12, 13]. Все эти горные системы входят в состав Центрально-Азиатского подвижного пояса. Юго-восточная часть Горного Алтая (Юго-Восточный Алтай) включает в себя ряд хребтов (Курайский, Айгулакский, Северо-Чуйский, Южно-Чуйский, Чихачева) и плато (Укок и Сайлюгем), разделенных долинами рек и межгорными впадинами (Сорулукольской, Курайской, Чуйской, Самахинской, Тархатинской и Бертекской). Отметки рельефа расположены на абсолютных высотах более 2000 м. Ниже опускаются лишь днища депрессий, а осевые части горных сооружений часто превышают 3500 м.

Согласно современным представлениям земная кора Алтайского региона разбита на многочисленные блоки и находится в состоянии преобладающего сжатия, ось которого простирается в северо-северо-восточном–юго-юго-западном, меридиональном и северо-северо-западном–юго-юго-восточном направлениях [8, 9, 12, 17]. Последние согласуются с ориентировками горизонтальных векторов смещений, полученным по данным GPS-геодезии [15]. Однако при относительной устойчивости направлений осей максимального укорочения, поле сейсмостектонических деформаций по данным о механизмах очагов землетрясений характеризуется сложной мозаичной структурой, что проявляется в изменчивости ориентировок их главных осей, а также в вариациях величин деформаций в отдельных блоках [9].

Кроме того, на фоне доминирующего сжатия отмечается значительное проявление деформаций сдвига и растяжения [17]. Большинство авторов считает, что новейшая эволюция тектонических структур описываемого региона связана с влиянием коллизии Индийской и Евразийской плит, которая привела к преимущественно сдвиговым смещениям по наиболее крупным разломам Алтая [1, 12, 15, 22, 25 и многие другие].

Сейсмические события в сентябре–октябре 2003 года произошли в юго-восточной части Алтая на границе Северо- и Южно-Чуйского хребтов с Курайско-Чуйской системой межгорных впадин, а главный толчок этой последовательности землетрясений имел место между Северо-Чуйским и Чаган-Узунским блоками (см. рис. 1, А). Последний разделяет единую Курайско-Чуйскую систему впадин на две депрессии, заложенные на палеозойском фундаменте и заполненные кайнозойскими осадками. Разломная структура Юго-Восточного Алтая изучена, главным образом, сейсмогеологическими и геоморфологическими методами [7, 12, 13, 28]. Основными структурами являются дизъюнктивы СЗ простирания. Наряду с ними выделяется субширотный разлом, разделяющий Северо-Чуйский и Южно-Чуйский неотектонические блоки и выраженный в рельефе долиной р. Талтуры (см. рис. 1, А). Разрывные нарушения СВ простирания имеют второстепенное значение. По мнению большинства исследователей основными сейсмоструктурирующими структурами описываемого региона являются зоны глубинных разломов широтного и северо-западного простирания, хотя разрывные нарушения других направлений также имеют признаки плейстоцен-голоценовой активизации. В пределах Курайско-Чуйской системы впадин и прилегающей территории обнаружены палеосейсморазрывы, характерные для землетрясений с магнитудой, достигающей 7.5 и даже более [13, 28].

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД

Для изучения внутренней структуры зоны разрывных деформаций и полей напряжений в эпицентральной области Чуйского землетрясения была создана сеть точек геолого-структурных и тектонофизических наблюдений на участке протяженностью около 30 км от реки Елангаш до реки Кускуннур (см. рис. 1, Б). Это участок интенсивно расчлененного рельефа на западном замыкании Чуйской впадины, где система сейсмогенных разрывов отчетливо проявилась на поверхности, пересекая долины и водоразделы рек. Долины и частично водоразделы перекрыты рыхлыми валунно-галечными, обломочными, суглинистыми и песчанистыми отложениями среднего и верхнего плейстоцена и голоцена. Коренные выходы, представленные в основном девонскими кристал-

лическими сланцами, обнажаются в бортах водотоков и на вершинных участках.

При полевом обследовании в точках наблюдения проводилось описание, фотосъемка и измерение пространственных (азимуты падения и/или простирания, угол падения) и кинематических (штрихи на плоскостях скольжения, смещения маркеров) параметров сейсмогенных разрывных и других сопутствующих структур как в рыхлых отложениях, так и в скальных выходах горных пород. Особое внимание уделялось изучению зон дробления, рассланцевания, трещиноватости и взаимоотношению разрывов, возникших во время Чуйского землетрясения и существовавших ранее. Полученные данные использовались для картирования и детальной характеристики особенностей внутреннего строения зоны современных сейсмо тектонических разрывов и более древней разломной сети.

В 21 из 36 точек наблюдения были сделаны массовые замеры трещиноватости, диаграммы которых использовались для выявления сопряженных систем разрывов методом П.Н. Николаева [11] и реконструкции индивидуальных решений о полях напряжений. Оси главных нормальных напряжений восстанавливались согласно положению, что линия пересечения двух сопряженных плоскостей скалывания совпадает с направлением действия промежуточного вектора напряжений (σ_2), ось главного сжимающего напряжения (σ_1) – с направлением биссектрисы острого угла между трещинами, ось главного растягивающего напряжения (σ_3) – с направлением биссектрисы тупого угла [5]. В точке наблюдения 0301, для которой записаны штрихи скольжения с однозначным определением типа подвижки по смещению маркеров, поле напряжений дополнительно реконструировано кинематическим методом [32], основанным на известной работе Ж. Анжелъе [19]. Все полученные индивидуальные решения позволили выявить локальные вариации напряженного состояния в зоне сейсмогенного разлома.

Для реконструкции общего регионального поля напряжений, которое инициировало Чуйское землетрясение и привело к формированию всего структурного ансамбля деформаций, использовались результаты комплексного анализа, включающие выявленные особенности внутреннего строения зоны сейсмогенного разлома, измеренные смещения, анализ диаграмм трещиноватости и штрихов скольжения.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сейсмогенные деформации в рыхлых осадках

Сейсмогенные деформации в рыхлых осадках проявились достаточно интенсивно. Они представлены следующими типами структур:

- 1) системами опережающих сдвиговых разрывов, известных как R- и R'-сколы (рис. 2);
- 2) трещинами растяжения (рис. 3, А);
- 3) структурами сжатия (рис. 3, Б и В).

Необходимо пояснить, что под опережающими разрывами понимаются разрывные нарушения, возникающие и эволюционирующие в разломной зоне до появления в ее пределах магистрального сместителя [14, с. 9]. Их основными типами являются сколы Риделя (R- и R'-сколы).

Анализ направлений сейсмогенных разрывов (рис. 4, А) свидетельствует о существенном преобладании дислокаций северо-западной ориентировки ($280-350^\circ$) с наиболее четким максимумом $290-330^\circ$, соответствующим R-сколам. R'-сколы проявлены слабее и простираются на $350-30^\circ$. Сдвиги характеризуются раскрытием от первых сантиметров до первых метров, что во многих случаях обусловлено проявлением сил гравитации. Следы горизонтальных перемещений уверенно определяются по сдвинутым бортам трещин (рис. 5, А–В и Е). Розы-диаграммы простираний сдвиговых разрывов с разными направлениями подвижек показывают, что СЗ и ЗСЗ разрывы характеризуются правосторонними смещениями (см. рис. 4, Б), а СВ и ССВ – левосторонними (см. рис. 4, В). Максимальная амплитуда правого сдвига (2.5 м) зафиксирована в точке наблюдения 0402 по разрыву с простиранием 290° . Максимальные амплитуды левого сдвига (0.2 м) отмечены в точках наблюдения 0601 и 0603 по разрывам с простираниями 10 и 25° . Вертикальная компонента смещения проявляется реже: наибольшие сбросовые смещения (1 м в точке наблюдения 0402) типичны для трещин СЗ направления, наибольшие взбросовые – для трещин, ориентированных на ВСВ. Видимая глубина непрерывающихся разрывов длиной в десятки–первые сотни метров измеряется метрами. Далее они засыпаны обломочным материалом. По словам очевидцев, спустя год после землетрясения спелеологи спускались в трещины до глубины 50 м.

Распределение опережающих разрывов характеризуется ярко выраженной дифференциацией. В одних случаях они представлены четкими одним или двумя субпараллельными дизъюнктивами и более мелкими разрывами, плотность которых невелика по сравнению с другими участками разломной зоны (см. рис. 2, Б). Местами такие сегменты осложнены отдельными поперечными трещинами (см. рис. 2, В). Описанные участки чередуются с областями высокой концентрации опережающих разрывов, представляющих собой эшелонированную систему кулисообразно подставляющих одна другую трещин (см. рис. 2, Д).

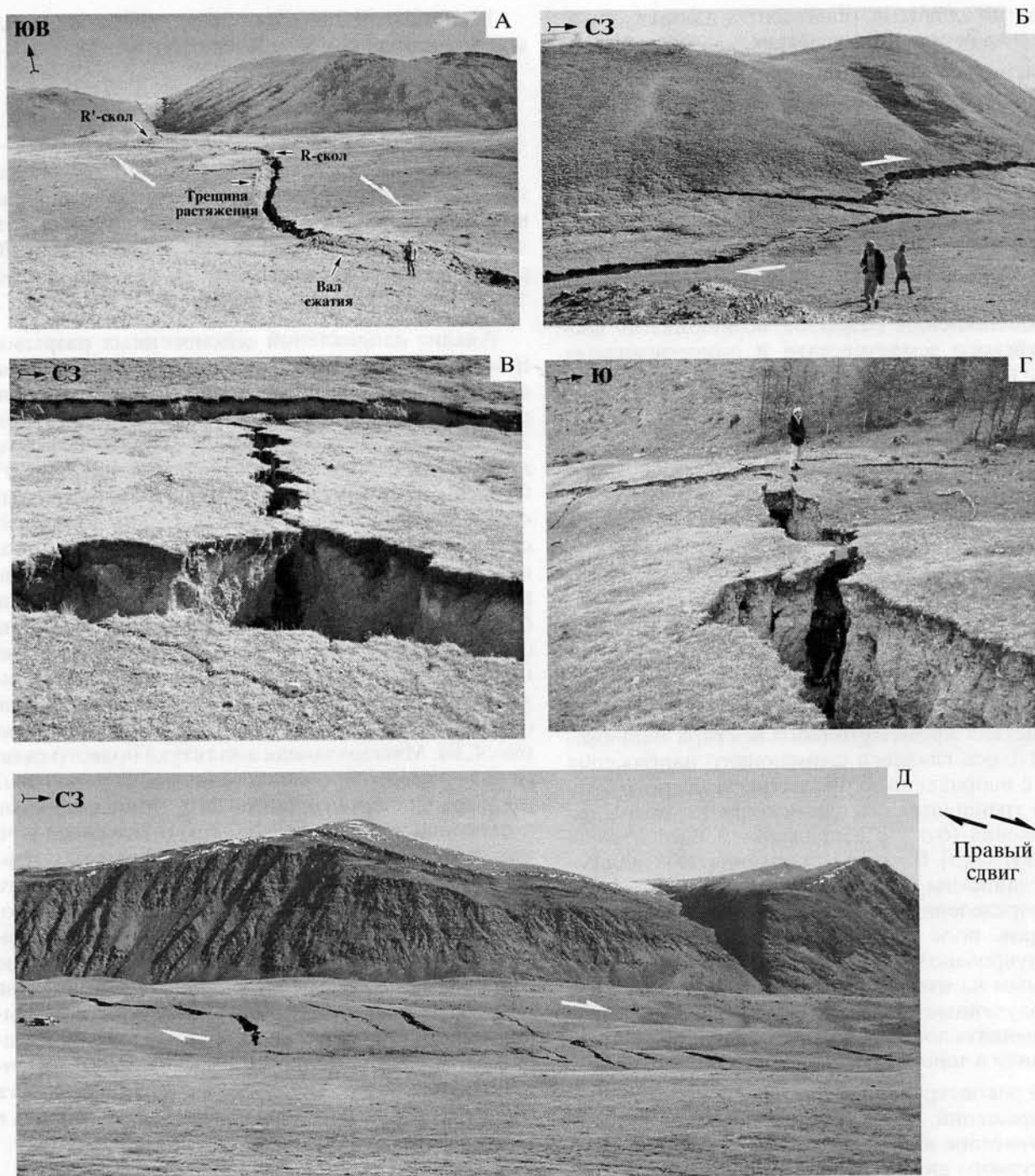


Рис. 2. Сейсмогенные сдвиговые разрывы в отложениях плейстоцена и голоцена: А – общий вид крупного разрыва на водоразделе р. Талтура и Кускуннур; Б – субпараллельные разрывы в точке наблюдения 0402; В – поперечный разрыв, соединяющий две субпараллельные дислокации в точке наблюдения 0402 (фрагмент рис. Б); Г – узел пересечения разрывов в точке наблюдения 0202; Д – эшелонированная система кулисообразно подставляющих одна другую трещин на водоразделе р. Талтура и Кускуннур

В пределах участков узловых пересечений R- и R'-сколов (см. рис. 2, Г) строение зоны выглядит особенно сложным, и подвижки по трещинам одного и того же направления могут быть противоположными. В одном из узлов пересечений крупных разрывов на склоне правого борта долины

р. Талтура произошел сейсмообвал размерами $\sim 1 \times 0.85$ км (рис. 6). Рядом расположены два древних значительно удаленных от стенки отрыва сейсмообвала, что служит еще одним доказательством катастрофических землетрясений прошлого в Юго-Восточном Алтае.

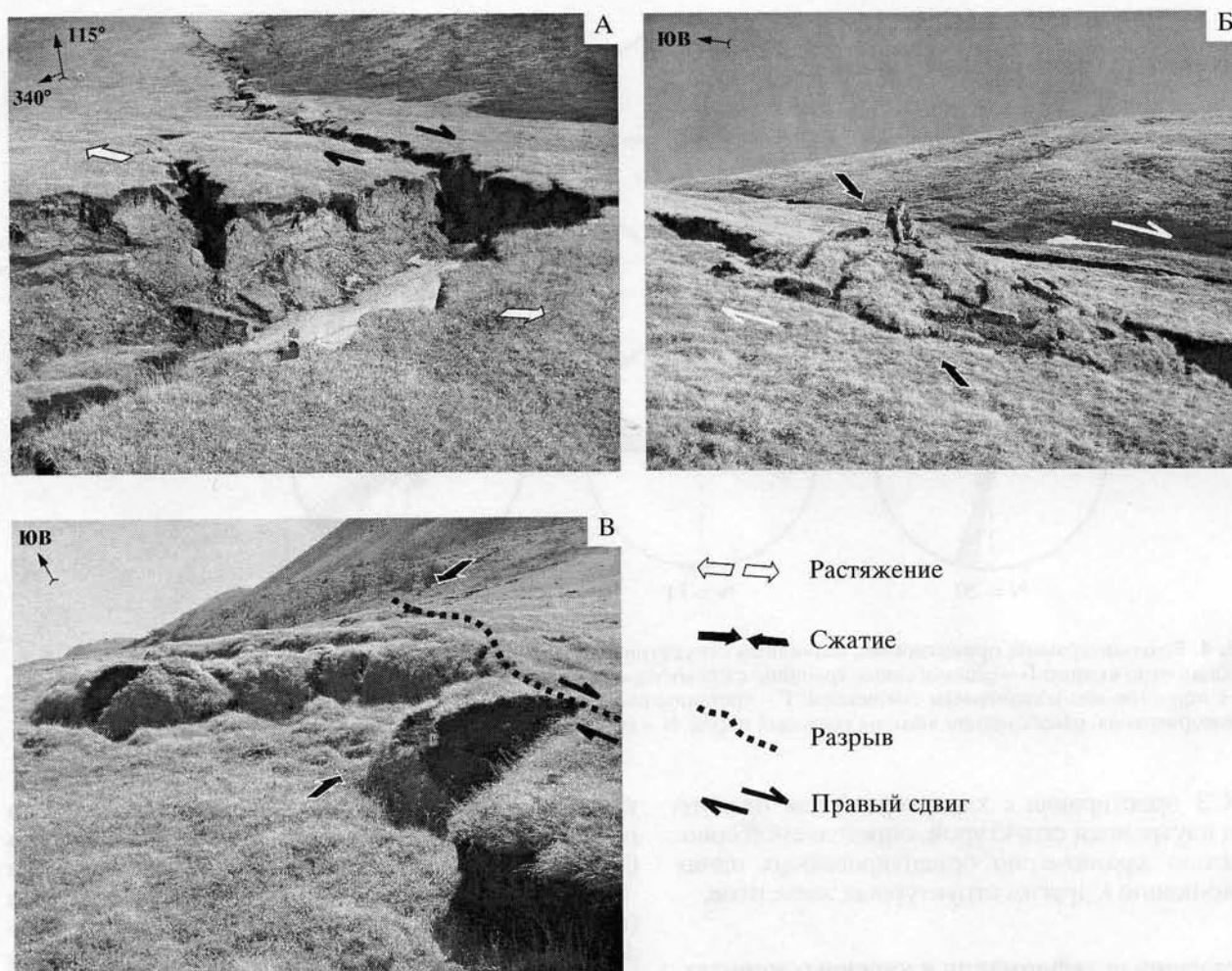


Рис. 3. Сейсмогенные деформации в отложениях верхнего плейстоцена и голоцена, осложняющие крупные сдвиги: А – трещина растяжения в сочетании со сдвиговым опережающим разрывом в точке наблюдения 0401b; Б – вал сжатия между точками наблюдения 0401b и 0402; В – складки в точке наблюдения 0601

Детальное рассмотрение строения опережающих разрывов в рыхлых осадках позволяет получить представление о динамике и условиях их прорастания. Во-первых, они состоят из разрывов более низкого иерархического уровня длиной не более 1 м, образующих систему сопряженных трещин (см. рис. 5, А). Взаимные противоположные смещения по ним приводят к формированию ромбовидных блоков (см. рис. 5, Б) и структур типа “пулл-апарт” (см. рис. 5, В). Это определяет общую синусоидальную форму опережающих разрывов разной протяженности и может отражать характер распространения сейсмических колебаний (вариации направлений и амплитуд сейсмических волн) в упругой среде. Во-вторых, отмечены факты (см. рис. 5, Г–Е), свидетельствующие о том, что при быстрых импульсных движениях в процессе формирования разрыва среда реагирует на динамическое воздействие как однородное тело, несмотря на наличие многочисленных включений обломков крепких пород и пней деревьев.

Трещины растяжения, располагающиеся обычно вблизи окончаний R-сколов, представлены рвами шириной от 2 до 7 м (см. рис. 3, А). Структуры сжатия выражены в основном валами и буграми (см. рис. 3, Б) длиной до 12–15 м. На склонах их протяженность может быть больше. В точке 0601 наблюдались складки (см. рис. 3, В). Несмотря на их сейсмогравитационную природу, ориентировка шарниров складок (80° – генерализованная) и прослеживаемый рядом правый сдвиг ЗСЗ простирания указывают на то, что эти структуры сформировались в едином поле напряжений. Трещины растяжения и структуры сжатия ориентированы перпендикулярно одна другой и характеризуются направлениями $340\text{--}350^\circ$ и $70\text{--}90^\circ$, соответственно (см. рис. 3, Г и Д).

Анализ данных по сейсмогенным деформациям в рыхлых отложениях показывает, что образовавшаяся при Чуйском землетрясении система сейсморазрывов представляет собой разломную

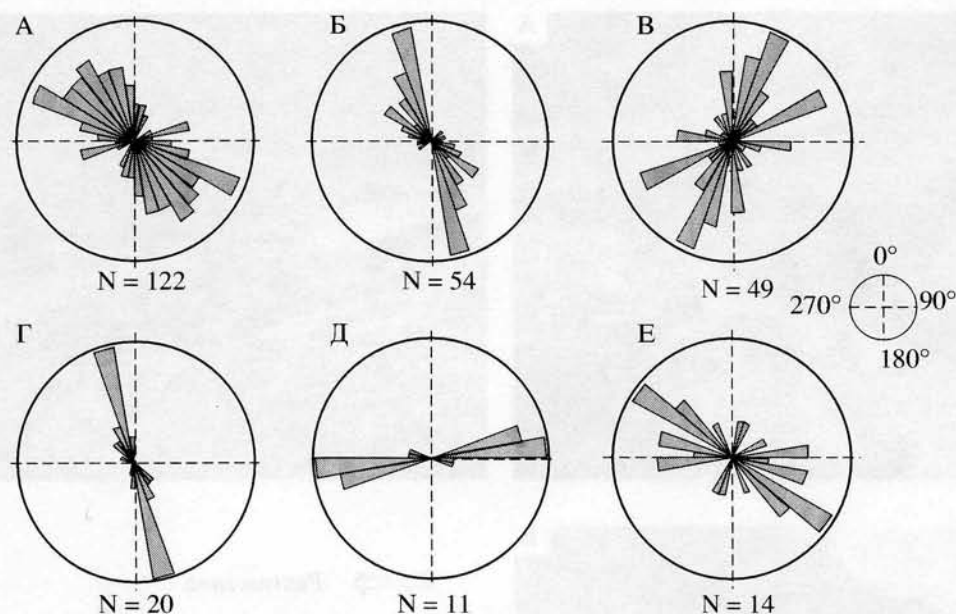


Рис. 4. Розы-диаграммы ориентировок различных структурных элементов в разломной зоне: А – сейсморазрывы в рыхлых отложениях; Б – сейсмогенные трещины с правосторонним сдвиговым смещением; В – сейсмогенные трещины с левосторонним сдвиговым смещением; Г – трещины растяжения; Д – длинные оси валов сжатия; Е – крупные сейсморазрывы, пересекающие выходы скальных пород. N – количество измерений. Окно осреднения 10°

зону СЗ простираения с характерной для правого сдвига внутренней структурой, определяемой совокупностью закономерно ориентированных одних по отношению к другим структурных элементов.

Сейсмогенные деформации в коренных породах

В коренных породах явные сейсмогенные деформации Чуйского землетрясения наблюдались в точках наблюдения 0203, 0204а, 0205, 0301, 0301а, 0501, 0502а, 0503, 0504. Они проявились в виде:

- 1) активизации (раскрытии) древних зон рассланцевания и обновлении отдельных трещин со смещениями с амплитудой до первых десятков сантиметров (рис. 7, А и Б);
- 2) роста ранее существовавших крутопадающих трещин (см. рис. 7, В);
- 3) формирования новых разрывов и зон грубого дробления (см. рис. 7, Г, Д и Е).

Наиболее благоприятными для активизации оказались древние мощные зоны разломов СЗ и субширотного направлений. Причем, чем более раздроблен кристаллический массив, тем больший объем вовлекался в деформационный процесс путем малоамплитудных подвижек по относительно мелким (длиной до 2 м) разрывам. Яркий пример такого проявления сейсмогенных деформаций наблюдался в точке наблюдения 0301, в зоне разлома вдоль р. Талтура, с мощностью основного сместителя не менее 80–100 м и аз. пад. $355-0^\circ \angle 80-85^\circ$. В менее нарушенных скальных

выходах вдоль “залеченных” зон рассланцевания образовались сейсмогенные разрывы с зиянием 0.1–0.3 м, которые едиными швами трассируются через коренные породы и рыхлые отложения (см. рис. 7, А). Мелкие обновленные и вновь образованные трещины расположены кулисообразно по отношению к крупным разрывам, указывая на правосторонний характер смещений (см. рис. 7, Б).

Очевидные следы быстрого прорастания ранее существовавших крутопадающих трещин наблюдались в точке наблюдения 0504 (см. рис. 7, В), расположенной в правом борту р. Кускунур. Здесь же в слабо трещиноватых, почти монолитных кристаллических сланцах со “спаянной” субгоризонтальной рассланцовкой и редкими субвертикальными трещинами при землетрясении 27.09.2003 г. образовались зоны грубого дробления с аз. пад. $20-30^\circ \angle 80-85^\circ$ (см. рис. 7, Г) и $110^\circ \angle 75-80^\circ$ мощностью от 0.2 до 3 м.

Четкие сейсмогенные разрывы протяженностью от десятков до первых сотен метров задокументированы на СЗ склоне и вершине горы Номодокл в точках наблюдения 0502а и 0503 (см. рис. 7, Д, Е). Дислокации разной ориентировки образуют здесь сложный разрывной узел, в пределах которого вдоль отдельных сегментов крупных разрывов СЗ простираения наблюдались как право-, так и левосторонние сдвиговые подвижки. Такая же ситуация характерна для разрывов СВ простираения. Противоположные смещения по трещинам одного и того же направления обусловлены, вероятно, разной скоростью движения

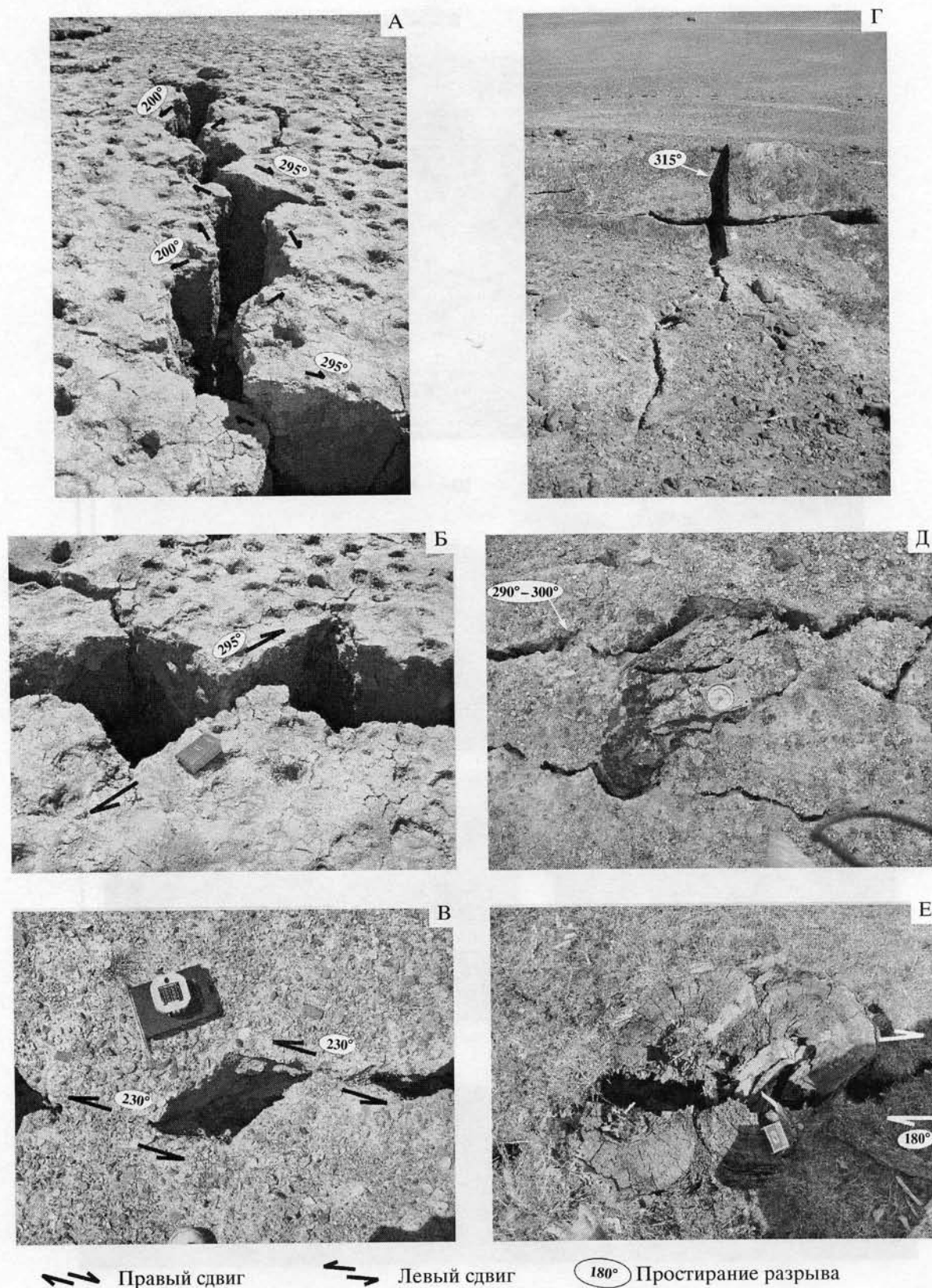


Рис. 5. Детальные фрагменты сейсморазрывов в рыхлых осадках: А – разрыв, состоящий из отдельных мелких трещин; Б – ромбовидные блоки; В – структуры типа “пулл-апарт”; Г – сейсморазрыв в рыхлых осадках, раскалывающий валун размером более 3 м; Д – трещины, секущие гальку и почву в одном направлении; Е – правосдвиговое смещение по субмеридиональному разрыву вблизи узла пересечения нескольких сейсморазрывов (нехарактерное смещение для общей структурной ситуации)

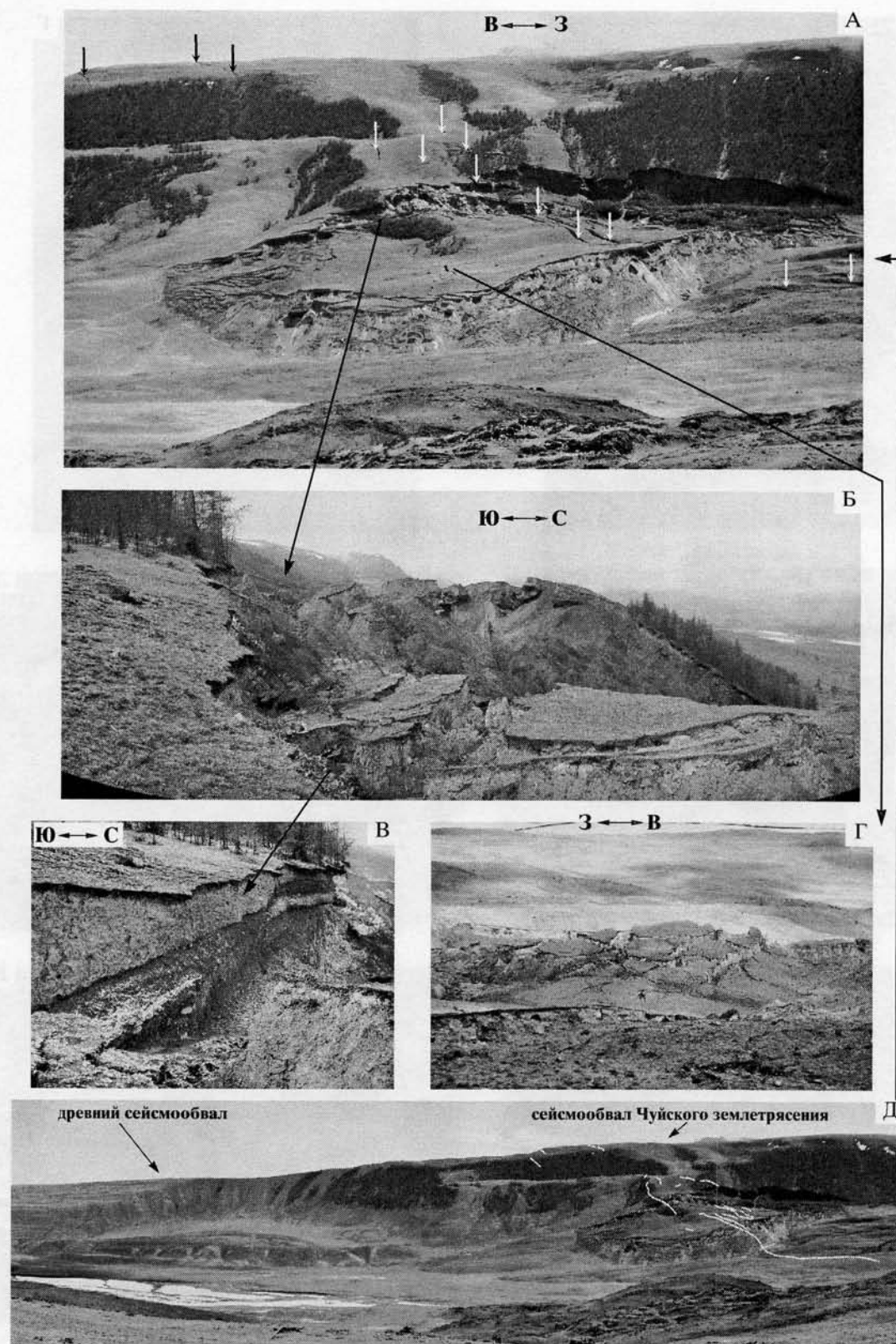


Рис. 6. Сейсмообвал, образованный при Чуйском землетрясении, в долине р. Талтура: А – общий вид; Б – тыловая часть сейсмообвала; В – стенка отрыва в тыловой части; Г – системы трещин, формирующие блоки в теле сейсмообвала; Д – древний и вновь образованный сейсмообвалы. Пунктиром и стрелками на снимках показаны основные сейсморазрывы

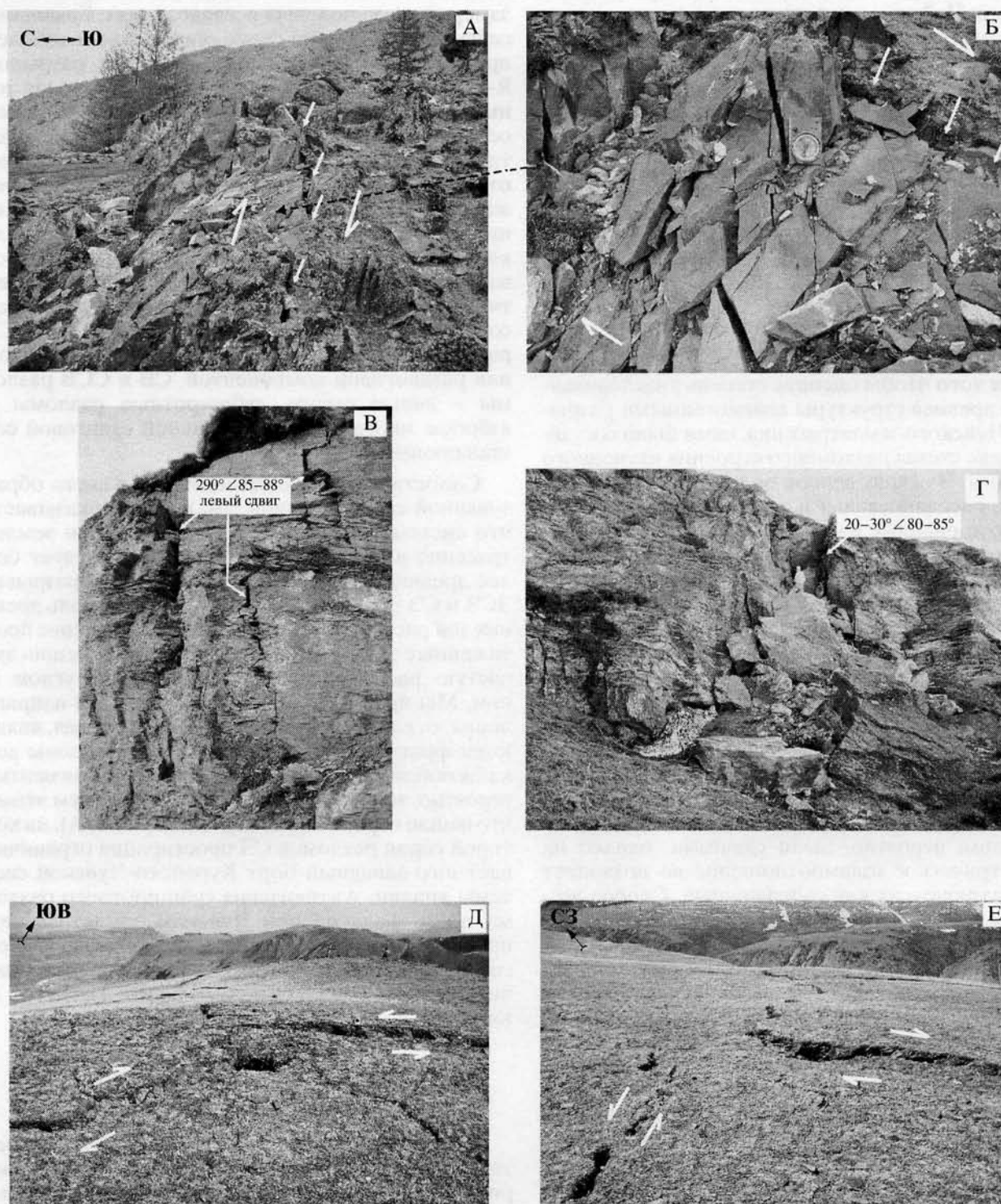


Рис. 7. Сейсмогенные деформации Чуйского землетрясения в коренных породах: А – активизация (раскрытие) древней зоны расланцевания с аз. пад. 30° (210°) $\angle 85-88^\circ$ в точке наблюдения 0205; Б – вновь образованные и подновленные трещины, располагающиеся кулисами под правый сдвиг к основному сместителю (фрагмент рис. А); В – следы быстрого прорастания ранее существовавших крутопадающих трещин в точке наблюдения 0504; Г – образовавшаяся при землетрясении зона грубого дробления в точке наблюдения 0504; Д и Е – узлы пересечения сейсморазрывов, сформировавшихся при Чуйском землетрясении на вершине горы Номодокл в точке наблюдений 0503. Остальные усл. обозначения см. на рис. 6

блоков, которые сформировались в разрывном узле при Чуйском землетрясении в пределах данного участка сейсмогенной разломной зоны.

Преобладающая ориентировка задокументированных сейсмогенных разрывов, рассекающих обнажения коренных пород, $300\text{--}320^\circ$ (см. рис. 4, Е). Также отмечаются обновленные разрывы с простиранием $330\text{--}340^\circ$, $20\text{--}30^\circ$ и $80\text{--}110^\circ$. В целом, ориентировка сейсмодислокаций в коренных выходах, их кинематические характеристики, особенности строения и взаимоотношения разрывов похожи на таковые в рыхлых осадочных отложениях.

Соотношение ранее существовавшей и вновь образованной разломных систем

Для того чтобы оценить степень унаследованности древней структуры сейсмогенными разрывами Чуйского землетрясения, нами были составлены две схемы разломного строения изученного сегмента. В основу первой положены зоны дробления, расщепления и трещиноватости, задокументированные в коренных породах докайнозойского возраста. Эта схема отражает ту сеть разрывов, которая существовала до Чуйского землетрясения (рис. 8, А). Она определяется главными северо-западными и субширотными разломами с мощностью зон основных сместителей более 5 м и второстепенными северо-северо-восточными разломами, большинство из которых имеют мощность зон дробления до 5 м. В центральной части участка самые протяженные разломы СЗ и субширотного направлений образуют крупный узел пересечения. С учетом характера дробления и трещиноватости оба эти разлома в прошлом, вероятно, были сдвигами, однако их геометрическое взаимоотношение не позволяет рассматривать их как сопряженные. Скорее всего, они развивались как независимые структуры и каждый из них мог генерировать значимые сейсмические события. В пользу этого предположения свидетельствует тектоническая модель А.М. Шенгера и его соавторов [30], которая показывает, что в течение всей палеозойской эволюции Азии именно сдвиговые структуры разных направлений играли определяющую роль. Для Горного Алтая эта тенденция сохраняется и в кайнозое. В неоген-четвертичное и настоящее время в пределах изучаемого участка одновременно могли развиваться СЗ и ССВ разломы, которые, по-видимому, и являются сопряженными сдвигами, сформировавшимися при субмеридиональном сжатии и субширотном растяжении.

Используя данные обо всех изученных сейсмогенных деформациях, мы составили вторую схему, которая отражает внутреннее строение зоны разлома СЗ простирания, сформировавшейся при Чуйском землетрясении (см. рис. 8, Б). Она несет информацию о кинематике разрывов и наиболее

значимых амплитудах смещений, которые были замерены при полевых исследованиях. Главными сейсморазрывами на схеме обозначены наиболее протяженные системы опережающих разрывов R-типа и самые значимые по длине и ширине зоны разрывов R'-типа. Рис. 9, Б показывает все особенности внутреннего строения, которые детально описывались выше. Прежде всего, к ним относится неравномерное распределение опережающих разрывов. В одних случаях это отдельные крупные дислокации, в других – более мелкие разрывы, выстраивающиеся в эшелонированную систему кулис. В целом сочетание всех типов новообразованных структур представляет собой единый парагенез, в котором СЗ и ССЗ разломы – правые сдвиги, иногда со сбросовой или раздвиговой компонентой, СВ и ССВ разломы – левые сдвиги, субширотные разломы – взбросы иногда с незначительной сдвиговой составляющей.

Сопоставление существовавшей и вновь образованной сети разрывов (см. рис. 8) показывает, что система сейсмодислокаций Чуйского землетрясения в определенной степени наследует более древнюю структуру. Протяженные разрывы ЗСЗ и СЗ простирания вспарывались вдоль древних зон расщепления (см. рис. 7, А). Менее протяженные эшелонированные системы трещин зачастую расположены под некоторым углом к ним. Мы предполагаем, что разломы СЗ направления, откартированные в древних породах, являются фрагментами крупной разломной зоны докайнозойского заложения. Ее отдельные сегменты, вероятно, являются активными на новейшем этапе, что нашло отражение на карте (см. рис. 1, А), на которой серия разломов СЗ простирания ограничивает юго-западный борт Курайско-Чуйской системы впадин. Активизация субширотного разлома по р. Талтура при Чуйском землетрясении проявилась гораздо слабее. Сейсморазрывы этого направления активизировались и формировались южнее, образуя систему в виде выгнутой к югу дуги.

Анализ диаграмм трещиноватости и поля напряжений

Диаграммы массовых замеров трещиноватости показывают, что в рыхлых отложениях (см. рис. 9, А), за редким исключением, наиболее ярко проявлены системы, отвечающие R- и R'-сколам правосторонней сдвиговой зоны СЗ простирания. Как правило, R- и R'-сколам соответствуют максимумы трещиноватости СЗ, ССЗ и СВ, ССВ ориентировки. В коренных породах (см. рис. 9, Б), где присутствуют древние разрывные нарушения северо-западного направления или массив относительно слабо нарушен, R- и R'-сколы также проявлены хорошо (см. рис. 9, Б, точки наблюде-

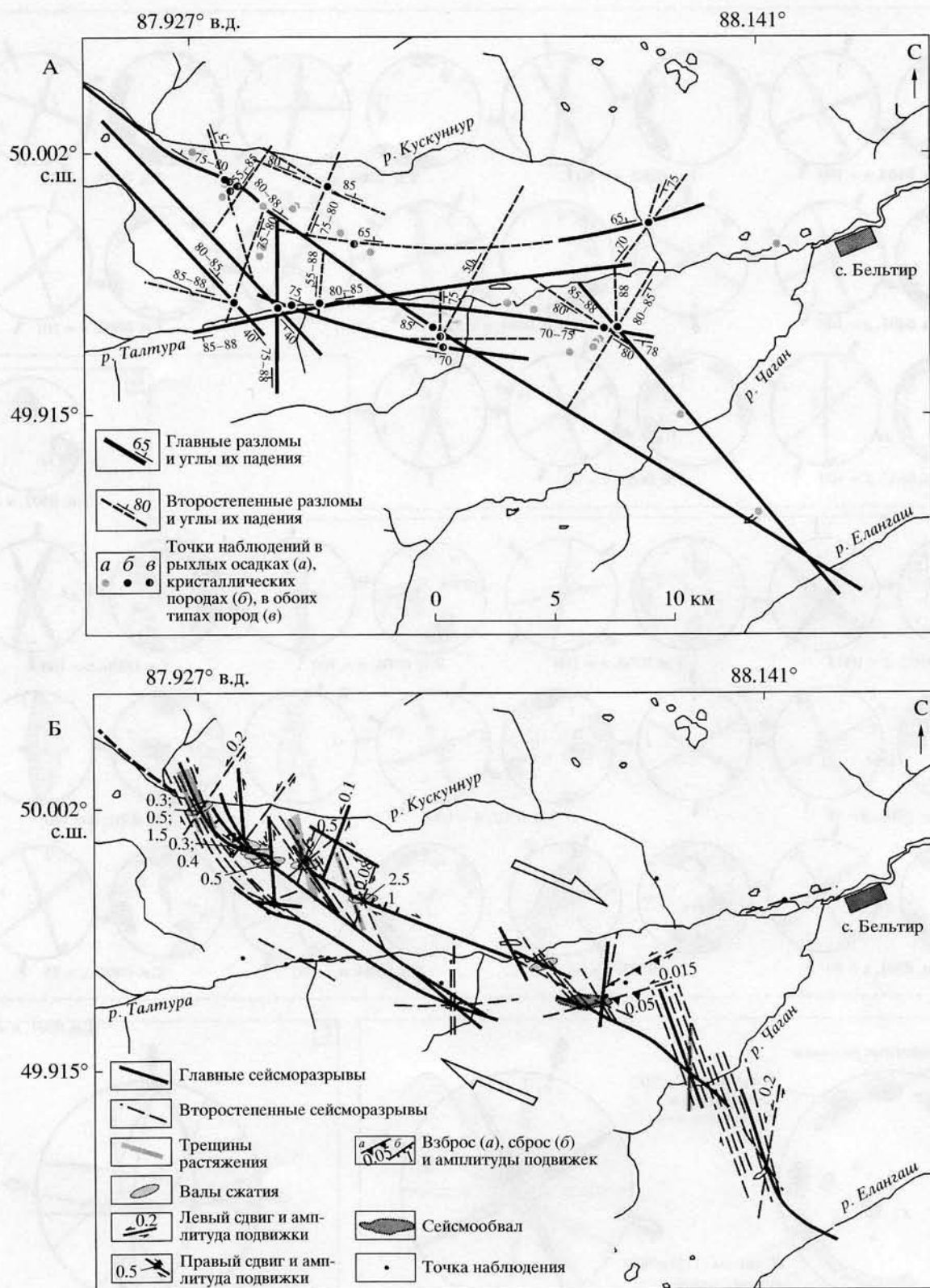
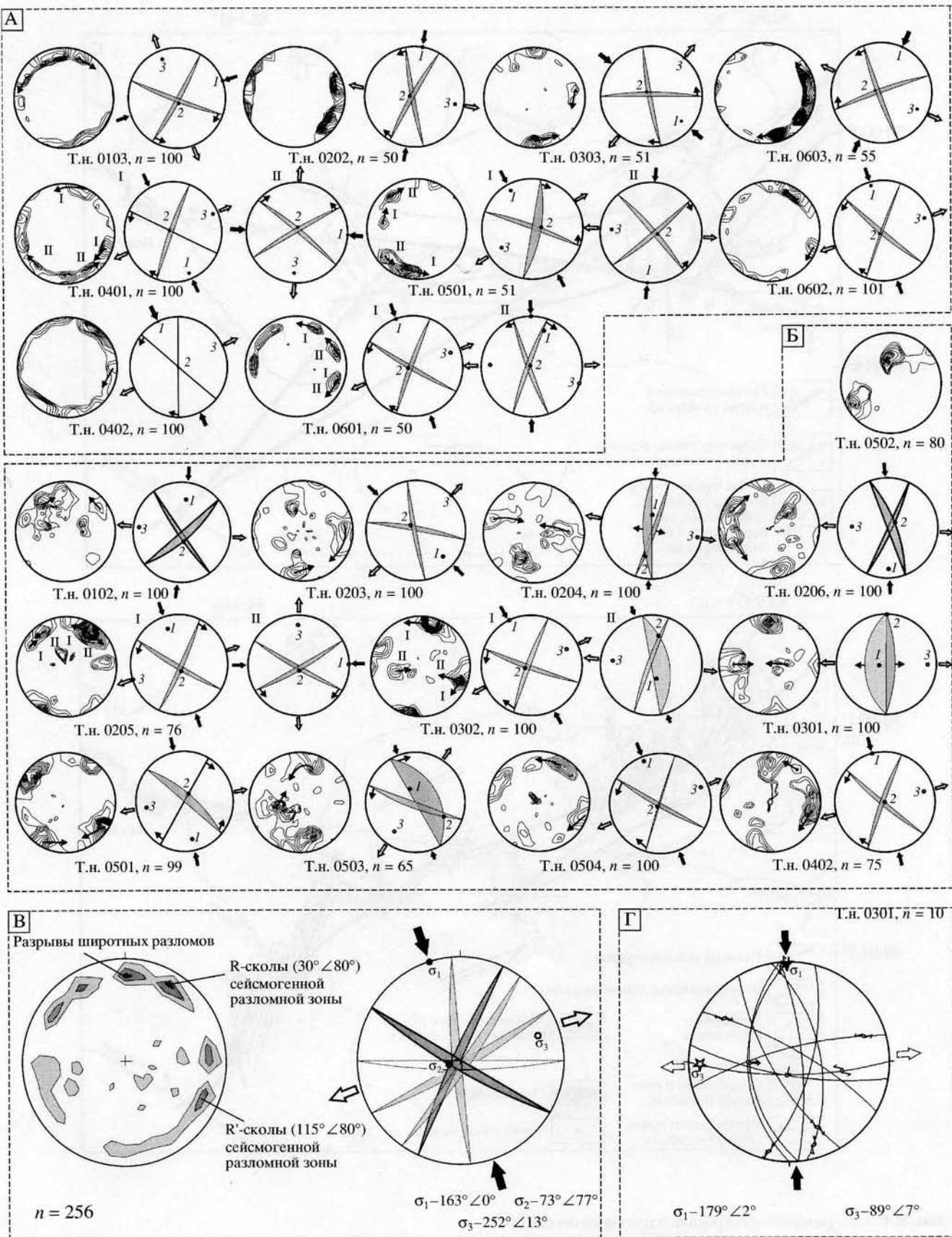


Рис. 8. Схемы разломного строения изученного сегмента

А – схема разломно-блокового строения изученного сегмента, отражающая сеть разрывов, которая существовала до Чуйского землетрясения; Б – схема внутреннего строения зоны разрывных деформаций Чуйского землетрясения



ния 0203, 0205, 0206, 0302, 0501, 0503, 0504), а структурные рисунки на диаграммах часто похожи на структурные рисунки трещиноватости в рыхлых четвертичных осадках (см. рис. 9, Б, точки наблюдения 0205, 0302, 0501, 0504). В зонах субширотных разломов R-сколы (см. рис. 9, Б, точки наблюдения 0402, 0102), R'-сколы (см. рис. 9, Б, точки наблюдения 0502, 0204) или и те, и другие (см. рис. 9, Б, точка наблюдения 0301) нередко затушевываются. В целом, судя по диаграммам массовых замеров (см. рис. 9, А и Б) и синоптической диаграмме максимумов трещиноватости (см. рис. 9, В), большинство R-сколов и главный сейсмогенный разлом падают на ССВ под углом 80° .

При анализе диаграмм трещиноватости по методу П.Н. Николаева [11] в большинстве случаев четко устанавливается одна пара сопряженных систем трещин, реже две (см. рис. 9, А и Б) или ни одной, как в точке наблюдения 0502 (см. рис. 9, Б). Результаты реконструкций полей напряжений показывают, что решения, полученные для рыхлых отложений и скальных пород, очень похожи (см. рис. 9, А и Б). Большинство из них соответствуют сдвиговому типу (векторы сжатия σ_1 и растяжения σ_3 имеют угол наклона $0-30^\circ$, промежуточный вектор $\sigma_2 - 61-90^\circ$). σ_1 склоняется преимущественно в ССЗ-ЮЮВ и субмеридиональном направлении, $\sigma_3 -$ в субширотном. В точках наблюдения 0103, 0401 (см. рис. 9, А) и 0205 (см. рис. 9, Б) оси растяжения и сжатия меняются местами, т.е. σ_1 склоняется в субширотном, а $\sigma_3 -$ в субмеридиональном направлениях. Подобные вариации напряженного состояния отмечались и ранее при изучении разломных зон разного морфогенетического типа и связываются с кратковременным изменением относительных величин напряжений при сохранении их пространственной ориентировки во время трещинообразования в горном массиве [14, 21]. В настоящем исследовании два решения с прямо противоположным расположением σ_1 и σ_3 (в точках наблюдения 0401,

0205) получены из анализа сейсмогенных трещин, новообразованных и обновленных при одной последовательности сейсмических событий. Это свидетельствует о том, что переориентировка главных осей напряжений может происходить практически мгновенно.

Тип поля напряжений от одного массива к другому или в одном и том же массиве в некоторых случаях изменяется только за счет увеличения угла наклона оси сжатия по отношению к горизонту. Так, решения, отвечающие растяжению со сдвигом ($\sigma_1 - 31-60^\circ$, $\sigma_2 - 31-60^\circ$, $\sigma_3 - 0-30^\circ$), были получены в точках наблюдения 0503, 0302, 0204 (см. рис. 9, Б). Решение, соответствующее чистому растяжению ($\sigma_1 - 61-90^\circ$, $\sigma_2 - 0-30^\circ$, $\sigma_3 - 0-30^\circ$), получено в точке наблюдения 0301 (см. рис. 9, Б). В то же время для этой точки кинематическим методом [32] восстановлено сдвиговое поле напряжений с аналогичной субширотной ориентировкой оси растяжения (см. рис. 9, Г). Учитывая, что точка наблюдения 0301 расположена в зоне крутопадающего разлома, трассирующегося вдоль р. Талтура, можно предполагать, что такие вариации поля напряжения обусловлены влиянием упомянутой структуры.

Следует отметить, что изменения типа поля напряжений наблюдается также в механизмах очагов афтершоков Чуйского землетрясения 2003 года: среди большинства сдвиговых отмечаются взбросовые и сбросовые механизмы (см. рис. 1, А). По сейсмологическим данным, так же, как и по структурно-геологическим, оси сжатия нередко изменяют свое направление от меридионального к северо-северо-западному или к северо-северо-восточному.

В целом, особенности внутреннего строения зоны разлома (ориентировка R- и R'-сколов, структур растяжения и сжатия) (см. рис. 4, А, Е, Г и Д), измеренные смещения (см. рис. 4, Б и В), анализ диаграмм трещиноватости (см. рис. 9, А-В) и штрихов скольжения (см. рис. 9, Г) свидетельству-

Рис. 9. Диаграммы массовых замеров трещин и результаты реконструкций ориентировок осей главных нормальных напряжений. Проекция верхней полусферы. Размер окна – 10° . 1 (σ_1) – ось сжатия, 2 (σ_2) – промежуточная ось, 3 (σ_3) – ось растяжения

А – диаграммы массовых замеров трещин, измеренных в рыхлых отложениях, и соответствующие им решения о поле напряжений в точках наблюдения. Изолинии плотности максимумов трещиноватости проведены через 3.5; 4.5; 5.5; 6.5 и более %. Стрелками внутри диаграмм показаны направления преимущественных разбросов в максимумах трещиноватости, указывающие на сопряженность систем трещин по методике П.Н. Николаева [11]. В случае двух пар сопряженных систем трещин соответствующие пары обозначены римскими цифрами. Под каждой диаграммой приведены номер точки наблюдения и количество замеров (n).

Б – диаграммы массовых замеров трещин, измеренных в коренных горных породах, и соответствующие им решения о поле напряжений в точках наблюдения. Изолинии плотности максимумов трещиноватости проведены через 1.5; 2.5; 3.5; 4.5 и более %. Остальные пояснения см. под рис. 10, А.

В – синоптическая диаграмма максимумов трещиноватости (с рис. 10, А и Б) и решение о поле напряжений по сопряженным системам R- и R'-сколов. Изолинии плотности максимумов трещиноватости проведены через 1.5; 2.5; 3.5%.

Г – решение о поле напряжений, полученное по штрихам скольжения, в соответствии с методом А. Ямаджи [30] для точки наблюдения 0301

ют об исходном сдвиговом поле напряжений, которое привело к формированию всего структурного ансамбля сейсмогенных деформаций при Чуйском землетрясении. Оно характеризуется ССЗ, почти меридиональным, направлением σ_1 и ВСВ, почти широтным, направлением σ_3 . Это решение согласуется с механизмом очага основного толчка сейсмического события 27.09.2003 г. (см. рис. 1, А и Гарвардский каталог землетрясений, <http://www.seismology.harvard.edu>).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В тектонофизике термин “разломная зона” трактуется широко, так как объект включает не только собственно сместитель, но и существенно большие по размерам объемы горных пород, в которых имеют место генетически связанные с его формированием пластические и разрывные деформации [14]. Данное определение базируется на широко известных работах, посвященных изучению разломов и их зон, в том числе сдвиговых [16, 18, 27, 29, 31 и многие другие]. При таком подходе разломная зона как объемный деформационный элемент характеризуется внутренней структурой, под которой понимается совокупность структурных форм (элементов), определяющих особенности ее строения в отличие от окружающего пространства [14]. Эта совокупность структурных элементов описывается известной моделью Риделя. Полученные нами результаты показывают, что система сейсмогенных разрывов и других сопутствующих деформаций Чуйского землетрясения представляет собой именно такую разломную зону СЗ простирания. Весь комплекс деформаций в этой разломной зоне является структурным парагенезом, который сформировался в динамической обстановке, соответствующей правому сдвигу. Ширина разломной зоны, определяемая по расположению крайних точек наблюдения, в которых зафиксированы сейсмогенные разрывы СЗ ориентировки, достигает 4 км (см. рис. 8, Б).

Экспериментальными работами доказано, что развитие разломных зон даже при однородности разрушаемого субстрата, тождественности приложения нагрузки вдоль их простирания и постоянстве скорости деформирования носит неравномерный характер [14, 16]. Этот вывод справедлив и для природных длительно развивающихся разломных структур [14, 23, 26]. В настоящей работе главным объектом исследования является сдвиговая зона, которая сформировалась практически мгновенно в пределах десятков секунд—первых минут или 5 дней, если вместе с главным толчком 27 сентября 2003 г. с $M_s = 7.5$ рассматривать сильнейший афтершок 1 октября 2003 г. с $M_s = 7.0$ (M_s по Гарвардскому каталогу землетрясений). Тем не менее, неравномерность в характе-

ре разломообразования проявляется и в этом случае: в первую очередь, в пространственной неравномерности распределения разрывных нарушений, которая усугубляется из-за структурно-вещественной неоднородности земной коры. Во-вторых, это выражается в перестройках регионального поля напряжений на отдельных участках разломной зоны, где σ_1 и σ_3 меняются местами или σ_1 отклоняется от горизонтали перед образовавшимся или уже существующим разрывным нарушением. Такое локальное изменение первоначальной динамической обстановки произошло, главным образом, вблизи субширотных разрывных нарушений, препятствующих реализации накопленных напряжений сжатия, действующих в субмеридиональном направлении из-за достаточно крутого угла падения разломных сместителей. В итоге вдоль этих разломных плоскостей имели место сдвиговые смещения незначительных амплитуд по типу среза и иногда небольшие раскрытия. Новые же сейсмогенные разрывы субширотного простирания со взбросовым характером движений сформировались в стороне от древних разрывов аналогичного направления.

Если исходить из физических и структурных критериев, процесс разрывообразования в разломной зоне разделяется на три главные стадии [14]: раннюю дизъюнктивную (появление первых R-сколов), позднюю дизъюнктивную (слияние R-сколов в более крупные разрывы, формирование мелких сбросов и взбросов) и дизъюнктивную стадию полного разрушения (образование единого магистрального разрыва) (рис. 10). Они отделяются одна от другой моментами проявления главной структурной перестройки и возникновения магистрального сместителя. Поскольку детальные исследования на сегменте Елангаш—Кускуннур показали, что система сейсмогенных деформаций представляет собой разломную зону со всеми характерными для нее особенностями, нами сопоставлен откартированный план разрывных нарушений (см. рис. 8, Б) с теоретической схемой формирования внутренней структуры разломной зоны с правосторонним характером смещения (см. рис. 10). Сравнение показало, что разломная зона Чуйского землетрясения соответствует поздней дизъюнктивной стадии развития, когда магистральный разрыв еще не сформировался полностью, но его сегменты уже отчетливо проявляются. Согласно кривой $\sigma = f(\epsilon)$ на рис. 10, за короткий период времени нагруженный объем земной коры, в котором возникла система сейсмодислокаций, прошел упругое состояние полностью обратимых деформаций (отрезок ОА), упругое состояние (отрезок АВ) и вошел в состояние ослабления субстрата (отрезок ВС), пройдя момент главной структурной перестройки (точка В) после появления первых разрывов. Таким образом, можно считать доказанным, что даже в поверхност-

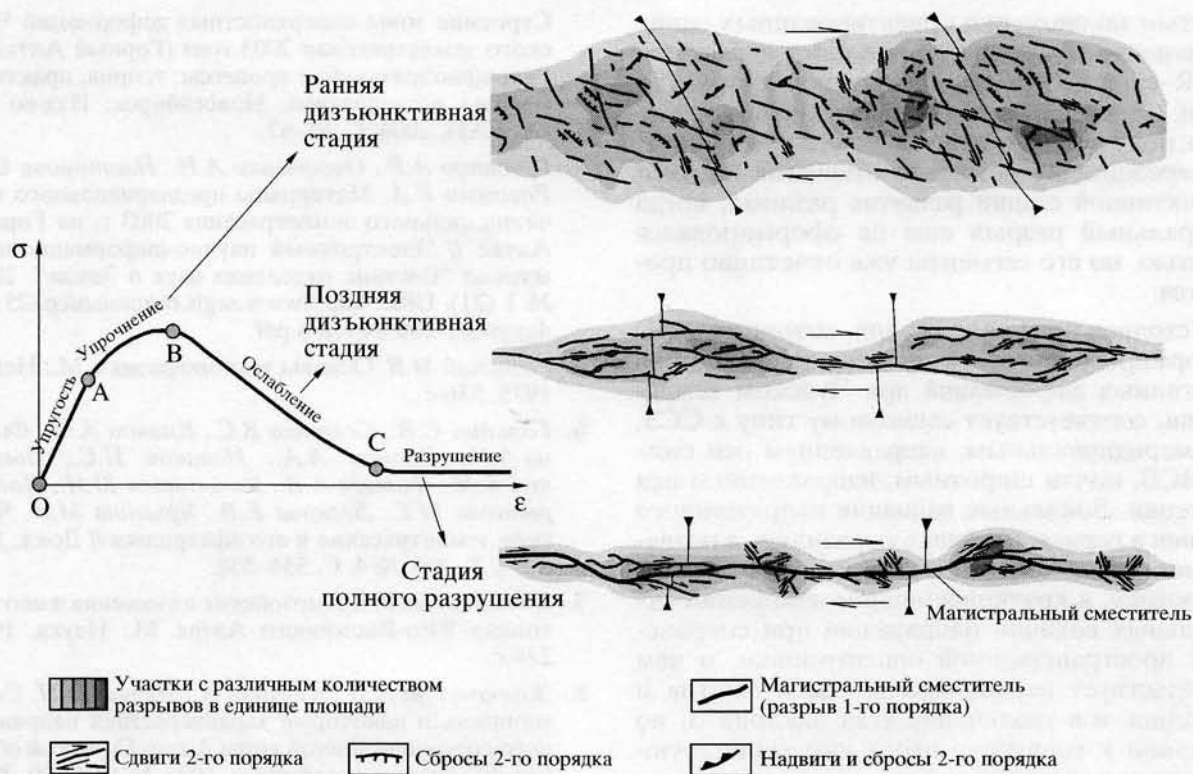


Рис. 10. Принципиальная схема формирования внутренней структуры разломной зоны с правосторонним характером смещения, по [14]. Главные стадии разрывообразования соответствуют трем характерным отрезкам на кривой «нагрузка (σ)–деформация (ϵ)»

ных условиях при высоких скоростях движений разрывообразование в существенно разных типах пород происходит по общим законам деформации твердых тел.

Сейсмическое событие 27 сентября 2003 г. – яркий пример разрывообразующего землетрясения, отражающего современный геодинамический режим Горного Алтая. Изучение системы сейсмогенных деформаций, проявившихся на поверхности (в верхней части) земной коры, и ее сопоставление с тектонофизической моделью разрывообразования в крупных континентальных разломных зонах с правосдвиговым характером смещения крыльев позволяют сделать вывод о том, что данная модель применима к анализу деформаций, возникших практически мгновенно в течение сильного землетрясения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили детально охарактеризовать систему сейсмогенных деформаций Чуйского землетрясения 2003 г. на протяжении 30 км и сделать следующие основные выводы:

1. Сейсмогенные деформации землетрясения проявились как в рыхлых отложениях в виде опе-

режающих систем R- и R'-сколов, трещин растяжения и структур сжатия, так и в скальных массивах горных пород, где имели место активизация древних зон рассланцевания, обновление и прорастание ранее существовавших трещин, а также формирование новых разрывов и зон грубого дробления.

2. Сочетание всех типов новообразованных структур представляет собой единый парагенез, в котором СЗ и ССЗ разломы – правые сдвиги, иногда со сбросовой или раздвиговой компонентой, зачастую обусловленной действием гравитационных сил, СВ и ССВ разломы – левые сдвиги, субширотные разломы – взбросы, иногда с незначительной сдвиговой составляющей. Те же самые подвижки имели место по древним разрывным нарушениям, за исключением крутопадающих субширотных разломов, в зонах которых из-за крутого угла падения сместителей произошли локальные вариации напряженного состояния и как результат сдвиговые смещения незначительных амплитуд при типу среза.

3. Образованная при землетрясении система сейсмодислокаций в целом представляет собой разломную зону СЗ простирания шириной не менее 4 км с характерной для правого сдвига внутренней структурой, которая определяется сово-

купностью закономерно ориентированных одних по отношению к другим структурных элементов (R- и R'-сколов, трещин растяжения, структур сжатия). Согласно тектонофизическим представлениям, полученные закономерности распределения опережающих разрывов отвечают поздней дизъюнктивной стадии развития разлома, когда магистральный разрыв еще не сформировался полностью, но его сегменты уже отчетливо проявляются.

4. Исходное поле напряжений, которое привело к формированию всего структурного ансамбля сейсмогенных деформаций при Чуйском землетрясении, соответствует сдвиговому типу с ССЗ, почти меридиональным, направлением оси сжатия и ВСВ, почти широтным, направлением оси растяжения. Локальные вариации напряженного состояния в горных массивах выразились в незначительном отклонении σ_1 к северо-западу или северо-востоку, в кратковременном изменении относительных величин напряжений при сохранении их пространственной ориентировки, о чем свидетельствует переиндексация осей сжатия и растяжения, и в увеличении угла наклона σ_1 по отношению к горизонту перед уже существующим разрывным нарушением.

5. Сопоставление внутренней структуры разломной зоны, возникшей при сейсмическом событии 2003 г., с тектонофизической моделью разрывообразования в крупных континентальных разломных зонах с правосдвиговым характером смещения крыльев показало, что данная модель применима к анализу деформаций, возникающих практически мгновенно в течение сильного землетрясения. Следовательно, даже в поверхностных условиях при высоких скоростях движений структурообразование в существенно разных типах пород происходит по общим законам деформации твердых тел.

Работы проведены при частичной финансовой поддержке проекта РФФИ № 04-05-64148, Фонда содействия отечественной науке и грантов Президента РФ № МК-2596, 2004.5. и МК-1645.2005.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буслов М.М. Кайнозойская и современная тектоника, геодинамика и сейсмичность Центральной Азии: контроль структурой основания и плюмами // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии / Под ред. К.Г. Леви, В.А. Санькова. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. С. 9–11.
2. Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Агатова А.Р., Гибишер А.С. Плейстоценовая область и тектоническая позиция очага Чуйского землетрясения 2003 г. // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 4. С. 499–502.
3. Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Агатова И.Р., Деев Е.В., Скобельцын Г.А., Макарова Д.Д. Строение зоны поверхностных деформаций Чуйского землетрясения 2003 года (Горный Алтай) / Рельефообразующие процессы: теория, практика методы исследования. Новосибирск: Изд-во ИГи СО РАН, 2004. С. 65–67.
4. Геодаков А.Р., Овсяченко А.Н., Платонова С.Г., Рогожин Е.А. Материалы предварительного изучения сильного землетрясения 2003 г. на Горном Алтае // Электронный научно-информационный журнал "Вестник отделения наук о Земле". 2003 № 1 (21). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2003/screp-8.pdf.
5. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Недра 1975. 536 с.
6. Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Филина А.Г., Еманов А.А., Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Фатеев А.В., Колесников Ю.И., Подкорытова М.Г., Лескова Е.В., Ярыгина М.А. Чуйское землетрясение и его афтершоки // Докл. АН 2004. Т. 395. № 4. С. 534–536.
7. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965 244 с.
8. Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. № 10. С. 20–30.
9. Кучай О.А. Сейсмоструктурные деформации земной коры Алтае-Саянского региона по данным о механизмах очагов землетрясений и афтершоков // Методы анализа геодинамической обстановки для прогноза сейсмических событий. Красноярск: КНИИГиМС, 2005. С. 17–20.
10. Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С., Агатова А.Р. Тектонофизический анализ зоны разрывных деформаций Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. // Докл. АН. 2005. Т. 401. № 1. С. 58–61.
11. Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа / Под ред. Н.И. Николаева. М.: Недра 1992. 295 с.
12. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2004. 313 с.
13. Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: Изд-во ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
14. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео" 2003. 244 с.
15. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Запирева Е.А., Кале Э., Русбек Ф., Брюникс К. Поля и модели смещений в зоне Чуйского землетрясения на юге горного Алтая // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии / Под ред. К.Г. Леви, В.А. Санькова. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. С. 293–295.
16. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусов В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. 262 с.

17. Юнга С.Л. Сейсмотектонические деформации и напряжения в складчатых поясах неотектонической активизации Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 37–58.
18. Ambraseys N.N. Some characteristic features of the Anatolian fault zone // Tectonophysics. Vol. 9. 1970. P. 143–165.
19. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // Journal of Geophysical Research. Vol. 89. 1984. P. 5835–5848.
20. Baljinnyam I., Bayasgalan A., Borisov B.A., Cisternas A., Dem'yanovich M.G., Ganbataar L., Kochetkov V.M., Kurushin R.A., Molnar P., Philip H., Vashchilov Yu.Ya. Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surrounding // Mem. Geol. Soc. Amer. Vol. 181. 1993. 62 p.
21. Caputo R. Stress variability and brittle tectonic structures // Earth-Science Reviews. 2005. Vol. 70. P. 103–127.
22. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D. et al. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effect of lithospheric plate interaction and mantle plume // Intern. Geol. Rev. 1996. Vol. 38. P. 430–466.
23. Kim Y.-S., Peacock D.C.P., Sanderson D.J. Fault damage zones // J. Structural Geology. 2004. Vol. 26. P. 503–517.
24. Leontyev A.N., Rogozhin E.A. Long-term geological factors of seismicity (exemplified by the Sayan-Altai fold area) // J. Earthquake Prediction Research. 1995. Vol. 4. № 3. P. 320–339.
25. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: effect of continental collision // Science. 1975. Vol. 189. P. 419–426.
26. Pachell M.A., Evans J.P. Growth, linkage, and termination processes of a 10-km-long strike-slip fault in jointed granite: the Gemini fault zone, Sierra Nevada, California // J. Structural Geology. 2002. Vol. 24. P. 1903–1924.
27. Ramsay J.G. Shear zone geometry: A review // J. Structural Geology. 1980. Vol. 2. P. 83–89.
28. Rogozhin E.A., Bogachkin B.M., Nechaev Yu.V., Platonova S.G., Chichagov V.P., Chichagova O.A. Paleoseismological investigations on the territory of Russian (Gorny) Altai // J. Earthquake Prediction Research. 1998. Vol. 7. № 4. P. 391–413.
29. Sengor A.M.S., Gorur N., Saroglu F. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study // Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special publication. 1985. Vol. 37. P. 227–264.
30. Sengor A.M.S., Natal'in B., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. Vol. 364. № 6435. C. 299–307.
31. Sylvester A.G. Strike-slip faults // Geological Society America Bulletin. 1988. Vol. 100. P. 1666–1703.
32. Yamaji A. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data // J. Structural Geology. 2000. Vol. 22. P. 441–452.

Рецензенты: Е.А. Рогожин, Н.В. Короновский

Seismotectonic Deformations and Stress Fields in the Fault Zone of the 2003 Chuya Earthquake, $M_s = 7.5$, Gorny Altai

O. V. Lunina^a, A. S. Gladkov^a, I. S. Novikov^b, A. R. Agatova^b, E. M. Vysotsky^b, and A. A. Emanov^c

^aInstitute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, ul. Lermontova 128, Irkutsk, 664033 Russia
e-mail: lounina@crust.irk.ru

^bInstitute of Geology, Siberian Division, Russian Academy of Sciences,
pr. Akademika Kopt'yuga 3, Novosibirsk, 630090 Russia

^cGeophysical Survey, Siberian Division, Russian Academy of Sciences,
pr. Akademika Kopt'yuga 3, Novosibirsk, 630090 Russia

Abstract—The seismotectonic deformations related to the Chuya earthquake September 27, 2003 in the Gorny Altai ($M_s = 7.5$) are studied in detail. These deformations developed as advanced systems of R- and R'-shears, gash fractures, and compression structural features in loose sediments. In bedrocks, the ancient shear zones were reactivated, the previously existing fractures were renewed and propagated further, and new faults and crush zones were formed. The system of seismic dislocations is a fault zone no less than 4 km wide that extends in the northwestern direction. As follows from the structural elements that reveal a systematic mutual orientation, the internal structure of this zone is typical of a right-lateral strike-slip fault. The initial stress field that led to the development of the entire assemblage of seismotectonic deformations related to the Chuya earthquake corresponds to the strike-slip type with the NNW, almost meridional direction of compression axis (σ_1) and the ENE, almost latitudinal direction of the extension axis (σ_3). The local variations of the stress state were expressed in an insignificant shift of σ_1 to the northwest or northeast, in the short-term change of relative stress values with retention of their spatial orientation, and in the increasing inclination of σ_1 in front of the previously existing fault. The comparison of the internal structure of the seismotectonic fault zone with a tectonophysical model of faulting in large continental systems with a right-lateral offset indicates that the distribution of the advanced faults corresponds to the late stage of faulting, when the main fault is still not formed completely, but its particular segments are already developed distinctly. It is shown that at high rates of displacement the structural features in markedly different rocks develop according to the general laws of solids' deformation even near the day surface.