

**СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ и СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫЕ
ПРОЯВЛЕНИЯ АЛТАЙСКОГО¹ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 27 сентября 2003 года**

с $M=7.3$, $I_0=9-10$ (Горный Алтай)

Е.А. Рогожин, А.Н. Овсяченко, А.В. Мараханов

Институт физики Земли РАН, г. Москва, eurog@ifz.ru

Алтайское землетрясение произошло 27 сентября в 11^h33^m с $MS=7.3$ [1] в южной части Горного Алтая. Землетрясение вызвало повреждение зданий и сооружений в районе Чуйской и Курайской впадин, а также сопровождалось выходом очага на поверхность с образованием системы сейсморазрывов северо-западной ориентировки. За всю историю сейсмологических наблюдений на юге Горного Алтая землетрясения такой магнитуды не наблюдались. Эпицентральная зона землетрясения была своевременно изучена в сеймотектоническом и палеосейсмогеологическом плане [2, 3] осенью 2003 г., а также в летнее время 2004–2005 гг. Однако в 1996–1999 гг. здесь были проведены палеосейсмогеологические исследования, направленные на выявление и датирование нарушений рельефа, обязанных своим происхождением древним сейсмическим событиям. В результате этих работ было выяснено, что в районе Чуйской и Курайской межгорных впадин в течение последних 9 000 лет имели место сильные землетрясения с магнитудой $M=7.0\div 7.5$ и периодом повторяемости от 1000 до 2000 лет [4]. На этой основе для Чуйско-Курайской зоны Горного Алтая оценен сейсмический режим в течение голоцена, для чего было проведено совместное использование сейсмологических материалов об умеренных и слабых современных землетрясениях, с одной стороны, и палеосейсмогеологических данных о сильнейших древних сейсмических событиях – с другой [5] с целью построения единого графика повторяемости землетрясений. Полученные результаты свидетельствуют о неизменности сейсмического режима Горного Алтая в голоцене.

Основной сейсморазрыв, выявленный в результате полевых сеймотектонических исследований, свидетельствует о том, что очаг землетрясения вышел на поверхность в виде протяженной (более 70 км) системы первичных сейсморазрывов на северных склонах Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов (рис. 1).

Смещение по разрыву имело правосдвиговую кинематику с максимальной амплитудой 1.5–2.0 м (рис. 2). На отдельных участках зафиксирована вертикальная компонента смещений величиной до 0.7 м. В зависимости от различий в строении зоны сейсморазрывов и характере проявления сейсмогравитационных дислокаций выделяется несколько участков, объединяющихся в три сегмента – юго-восточный, центральный и северо-западный.

Юго-восточное замыкание зоны первичных дислокаций представлено отдельной ветвью на водоразделе рек Елангаш и Ирбисту, а также в долине р. Ирбисту и ее правого притока. Отличительная черта этого участка – наличие значительной вертикальной (сбросовой) составляющей. Сбросовая компонента особенно ярко проявлена на участке выхода на поверхность коренных кембрий-ордовикских сланцев. Опущено юго-западное крыло с амплитудой до 0.6–0.7 м. Сместитель падает на запад–юго-запад (азимут падения 255°) под углом 60°. Сдвиговая компонента четко выражена в эшелонированной системе трещин отрыва и почти перпендикулярных к ним валов сжатия, проявленных в ледниковых и аллювиальных отложениях (рис. 3). Максимальная величина правого сдвига, измеренная по смещению микроформ рельефа, составляет 1.2 м.

¹ Данное землетрясение в наст. сб. публикуется под двумя названиями: «Алтайское» и «Чуйское» в интерпретации московских и сибирских сейсмологов соответственно (ред.).

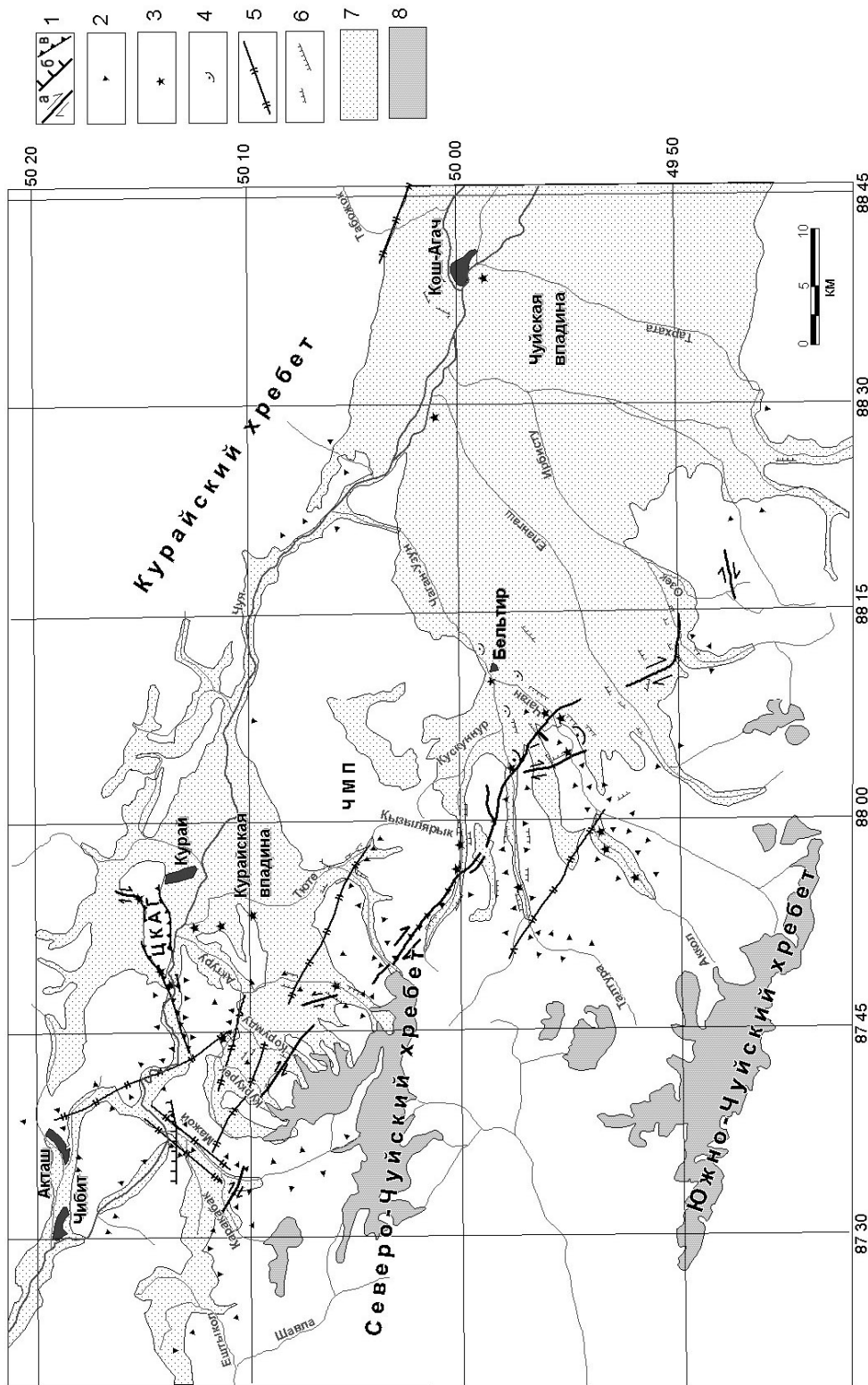


Рис. 1. Карта распространения сейсмодислокаций в эпицентральной зоне Алтайского землетрясения 2003 г.

1 – сеймотектонические разрывы (а – правые сдвиги; б – сбросы; в – взбросы); 2 – обвалы и осыпи; 3 – разжижение грунта; 4 – оползень; 5 – сейсмогравитационные трещины отрыва и отседания склонов; 6 – трещины отседания склонов; 7 – разломы, обновленные в процессе резонансных колебаний; 8 – четвертичные озерные, речные и ледниковые отложения; 9 – крупнейшие современные ледники. ЦКАГ – Центрально-Курайская антиклинальная гряда, ЧМП – Чаган-Узунская межвпадинная перемычка. Цифрами на карте обозначены: 1 – основной сейсморазрыв Алтайского землетрясения 2003 г.; 2 – Центрально-Курайская антиклинальная гряда; 3 – передовой приразломный уступ Северо-Чуйского хребта; 4 – Кубардинский активный разлом; 5 – Курайский активный разлом; 6 – Чибитский активный разлом.

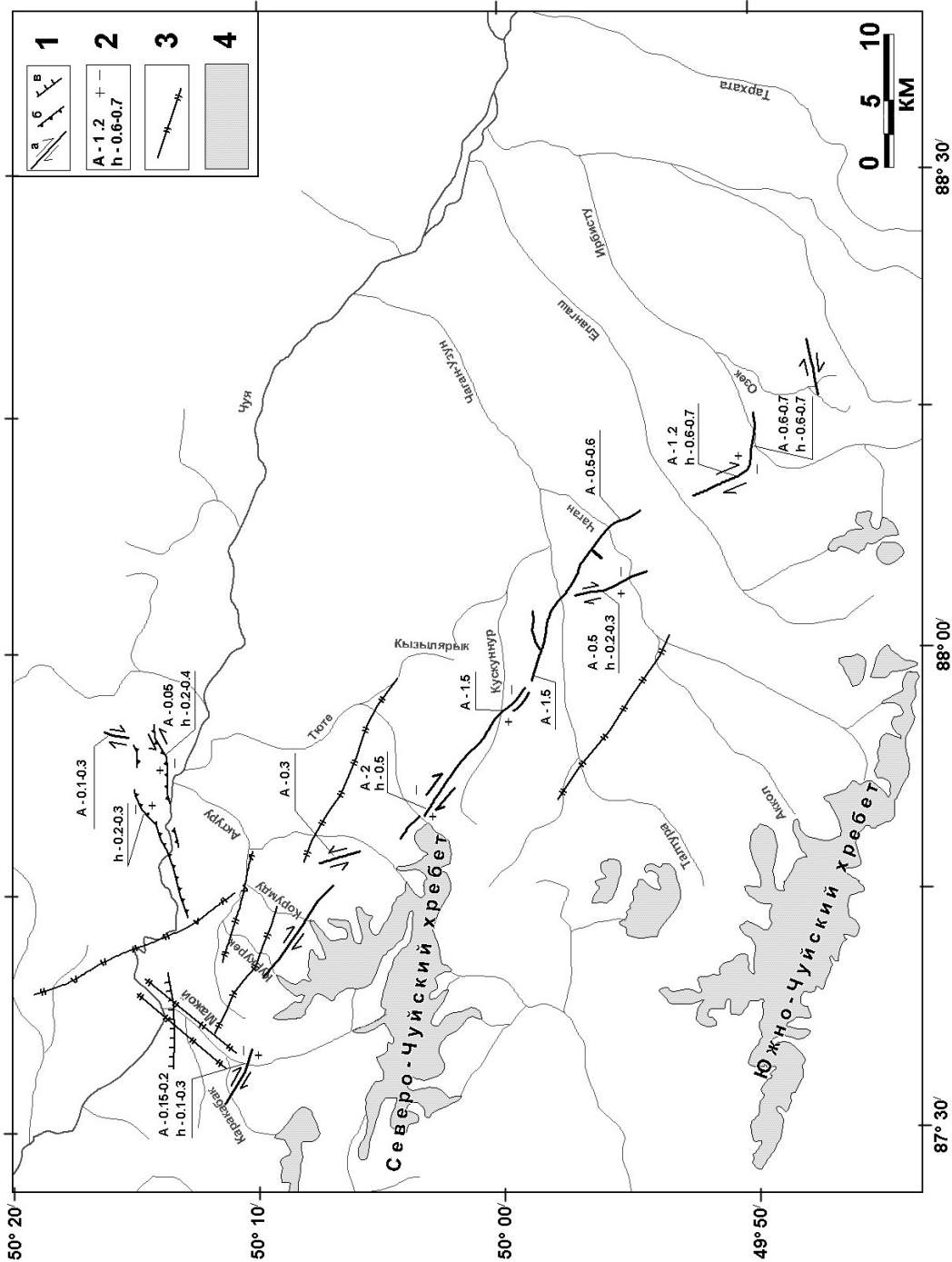


Рис. 2. Схема распределения амплитуд сейсмических смещений в очаговой области Алтайского землетрясения

1 – разрывные сейсмодислокации Алтайского землетрясения 2003 г. (а – сдвиги; б – взбросы, бергштрихи направлены в сторону поднятого крыла; в – сбросы, бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла); 2 – места замеров, амплитуды смещений в метрах (A – горизонтальная, h – вертикальная) и знак вертикального перемещения крыльев сейсмических разрывов; 3 – разлом, обновленные в процессе резонансных колебаний; 4 – крупнейшие современные ледники.



Рис. 3. Сейсморазрыв на водоразделе рек Елангаш и Ирбисту

На заднем плане эшелонированная система трещин отрыва и валов сжатия в ледниковых и аллювиальных отложениях; на переднем – сбросо-сдвиговый разрыв в коренных кембрий-ордовикских сланцах.

Следующий, центральный сегмент выхода очага на поверхность, расположен в бассейне р. Чаган-Узун. Сегмент имеет преимущественно сдвиговую кинематику смещений. На водоразделе рек Талтура и Чаган, а также в долине р. Чаган сейсморазрыв раздваивается и образуются две отдельных ветви несколько разного простирания (рис. 4). Заслуживает внимания то, что участок, заключенный между двумя ветвями зоны сейсморазрыва, подвергся особенно сильным сотрясениям. Здесь все относительно крутые склоны (в целом $>30^\circ$) оказались покрытыми трещинами отседания и мелкими обвалами. Отдельные крупные глыбы и валуны оказались сдвинутыми или переброшенными с места на место.

Суммарная амплитуда правого сдвига, измеренная по смещению дороги на водоразделах рек Талтура и Кускуннур, достигает 1.5 м. Помимо эшелонированной системы трещин отрыва и валов сжатия, горизонтальные деформации вдоль трассы сейсморазрыва отразились в образовании структур типа «pull-apart basin». На восточном борту седловины в урочище Узюк (водораздел рек Талтура и Кускуннур) ширина такой структуры составляет не более 50 м, а амплитуда опускания около 0.5 м (рис. 5). На западном склоне седловины просевший блок имеет ширину до 500 м и опущен с амплитудой до 2.5 м. Вполне вероятно, что величина опускания структур «pull-apart basin» отражает величину сдвигового смещения. Амплитуда правосдвигового смещения, измеренная по разорванному стволу дерева в днище долины р. Кускуннур, составляет 1.5 м. Надо отметить, что все эти деформации выражены в рыхлых аллювиально-ледниковых и пролювиальных отложениях, вероятно уменьшающих амплитуду сдвига.

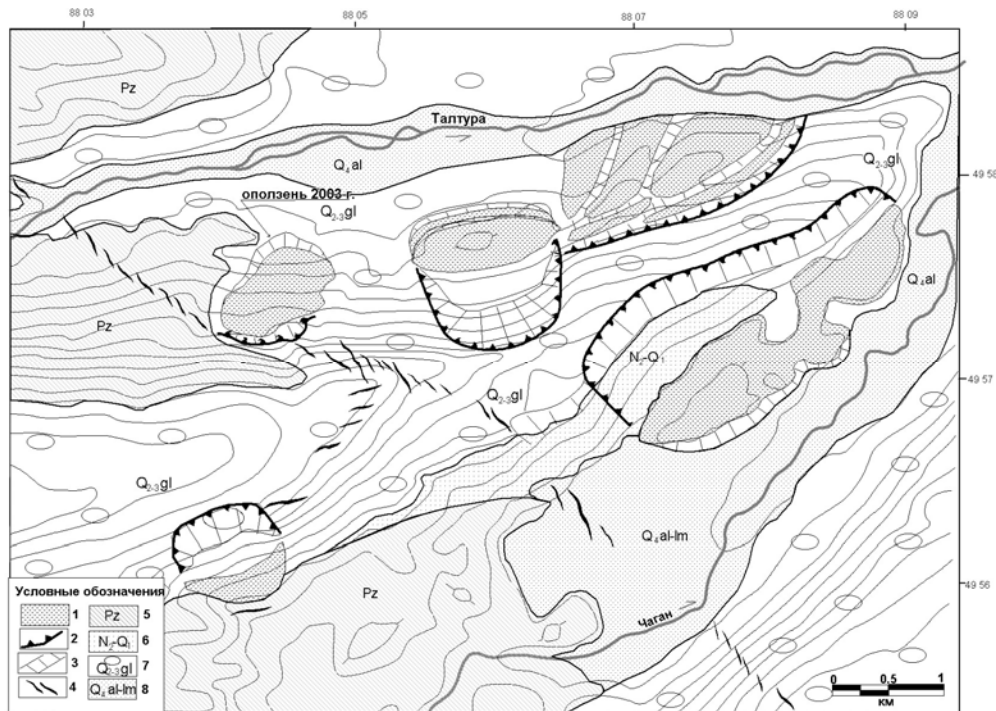


Рис. 4. Геолого-геоморфологическая схема распространения сейсморазрывов и разновозрастных сейсмогенных оползней на водоразделе рек Талдура и Чаган (горизонтали рельефа проведены через 50 м)

1 – оползневые тела; 2 – зоны отрыва оползней; 3 – уступы на поверхности оползней и передовые напорные валы; 4 – трещины растяжения в зоне сейсморазрыва 2003 г.; 5 – песчаники, филлитизированные сланцы, конгломераты (кембрий – ордовик); 6 – галечники, пески, алевроиты, глины (плиоцен – нижний плейстоцен); 7 – глины, валунно-галечные отложения (средний – верхний плейстоцен); 8 – аллювиальные и аллювиально-озерные, песчано-галечные отложения.

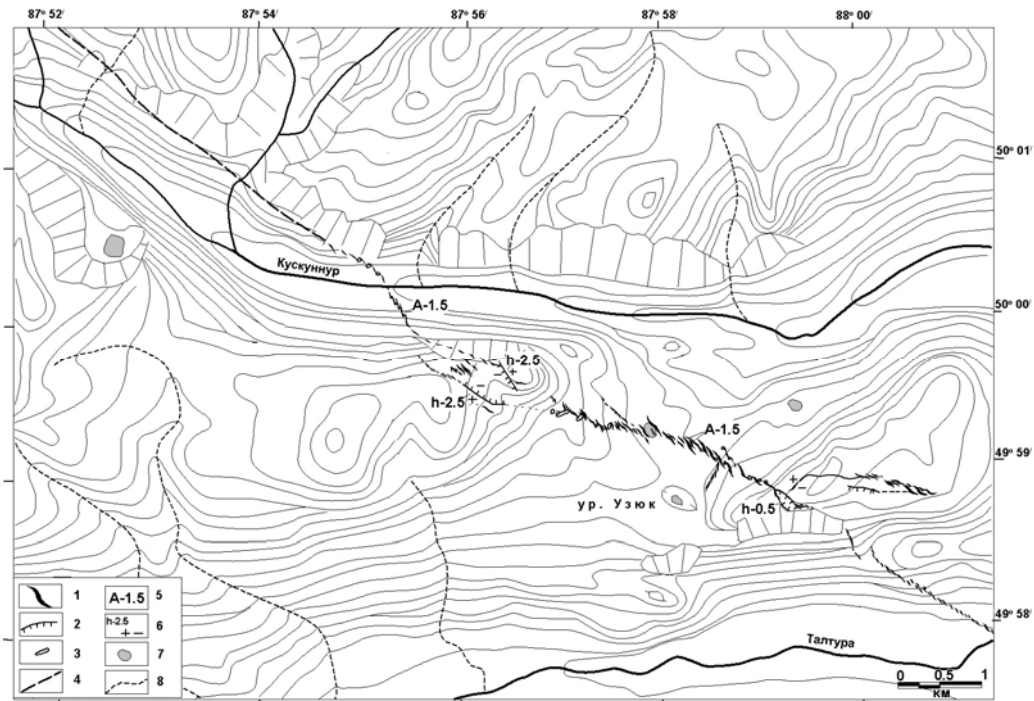


Рис. 5. Схема распространения сейсморазрывов в урочище Узюк и долине р. Кускунур (горизонтали рельефа проведены через 50 м)

1 – открытые, зияющие трещины растяжения; 2 – сбросы; 3 – валы сжатия; 4 – трасса сейсморазрыва, закрытого обвално-осыпным чехлом; 5 – места замеров и величина амплитуды горизонтального смещения в метрах; 6 – места замеров амплитуды вертикального смещения (в метрах) и знак перемещений; 7 – озера; 8 – временные водотоки.

На северо-западном окончании центрального сегмента первичного сейсморазрыва амплитуда смещения измерена в коренных среднедевонских сланцах (правый борт р. Тюте). Сейсмогенерирующий разлом здесь выражен ожелезненной зоной дробления и интенсивной трещиноватости, с рассеянными жилами кварца и пиритизацией. Собственно сейсморазрыв представляет собой зияющую, наполовину заваленную камнями трещину, с зеркалами скольжения на обеих стенках. Свежие борозды скольжения, покрывающие плоскости скольжения, имеют угол падения 35° (азимут падения самой плоскости – 200° , угол падения – 80°). При этом ориентировка свежих и старых борозд отличается незначительно. Амплитуда правосдвигового смещения скального уступа, рассеченного сейсморазрывом, составляет приблизительно 2 м. Вертикальная компонента проявлена менее отчетливо, но видимо не превышает 0.5 м. Взброшено юго-западное крыло. Таким образом, в коренных породах наблюдается и вертикальная компонента смещений, а величина правого сдвига здесь больше, чем в рыхлых отложениях, на 0.5 м.

Далее по простиранию линейной зоны первичных сейсморазрывов выделяется северо-западный сегмент. На плоском водоразделе рек Актуру и Корумду деформации имеют гораздо менее внушительные размеры, нежели в бассейне р. Чаган-Узун. Ширина открытых трещин не превышает 30 см, а высота валов сжатия – 20 см. Описанные деформации имеют левосдвиговый характер: открытые трещины выстраиваются в левостороннюю сдвиговую эшелонированную систему север–северо-западного простирания. Судя по ширине небольших зияющих зон растяжения (до 30 см), приуроченных к местам резкого изгиба открытых трещин в широтном направлении, можно предположить, что амплитуда сдвига не превышает 30 см. Величина вертикального смещения, отмеченная по нескольким трещинам растяжения, составляет 10 см. Поднято западное крыло.

Северо-западное окончание выхода очага на поверхность обнаружено в долинах рек Мажой и Каракабак, примерно в 1.0–1.3 км выше от места их слияния. В верховьях р. Мажой сейсморазрыв проявлен в аллювиальных отложениях эшелонированной системой открытых на 0.2–0.5 м трещин растяжения и валов сжатия высотой 0.3–0.4 м. Амплитуда правого сдвига, измеренная по смещению тропинки, составляет 0.15–0.20 м. Вертикальная компонента равна 0.1–0.3 м; поднято юго-западное крыло. В долине р. Каракабак сейсморазрыв рассек пролювиальные отложения, слагающие подножие правого борта долины. В левом борту сейсмо тектонические деформации затухают, сменяясь мелкими оползнями рыхлого чехла и трещинами отседания склонов. Строение системы сейсмо тектонических трещин и морфология отдельных трещин в общих чертах аналогичны деформациям, описанным в долине р. Мажой. Однако размеры деформаций существенно уступают последним, что, видимо, говорит о затухании системы нарушений поверхности, порожденных очагом землетрясения. Так, высота валов сжатия не превышает 20 см, а ширина трещин растяжения – 15 см.

Вторичные сейсмодислокации, широко представленные в пределах плейстосейстовой зоны, обязаны своим появлением сотрясению земной поверхности от прихода сейсмических волн. Они дополняют явление непосредственного выхода сейсмического очага на поверхность в виде основного сейсмо тектонического разрыва и сопутствующих нарушений, связанных с сильным афтершоком 1 октября в 01^h03^m с $MS=6.9$ [1]. Закартированные нами вторичные нарушения рельефа в плане образуют овал длиной 90 км и шириной около 25 км, который вытянут вдоль простирания линейной системы сейсморазрывов с северо-запада на юго-восток и хорошо коррелирует с ориентировкой длинной оси овального облака эпицентров афтершоков. Концентрация вторичных сейсмодислокаций на единицу площади меняется на изученной территории в целом закономерно, уменьшаясь по мере удаления от линейной вытянутой области выхода очага на земную поверхность.

Самый масштабный след землетрясения, крупный оползень на правом борту долины р. Талтура, в 7 км к западу от Бельтира, приурочен к зоне выхода очага на поверхность (рис. 6). При этом стенка отрыва оползневых масс точно ложится в зону распространения первичных сейсморазрывов, один из них представляет собой закол на поверхности склона, инициировавшим сход оползня. В ходе детального картирования оползня выяснено, что оползневое тело смещено от области отрыва в восточном направлении. Это может свидетельствовать о том, что сход оползня происходил во время правостороннего смещения земной поверхности в горизонтальной плоскости, вдоль трассы образующегося сейсморазрыва. Оползень отсел по

стенке отрыва высотой около 150 м и продвинулся в долину на расстояние не меньше 100 м. Объем оползневой массы по приблизительным подсчетам составляет около $3 \cdot 10^7 \text{ м}^3$. Подобные оползни и оплывины гораздо меньших масштабов образовались на склонах долин рек Чаган и Чаган-Узун.



Рис. 6. Сейсмогенный блок-оползень, приуроченный к зоне сейсморазрыва землетрясения 2003 г. по правому борту долины р. Талтура (показан стрелками)

Образование сейсмогенных оползней в этом районе в прошлом происходило неоднократно, о чем свидетельствуют тела древних стабилизированных оползней, покрывающих склоны долин рек Талтура и Чаган (рис. 4). Некоторые из них имеют гораздо более внушительные размеры, нежели оползень, образовавшийся осенью 2003 г. Наиболее выразительными являются два оползневых тела, расположенных в правом борту долины р. Талтура, несколько ниже по течению от современного оползня, и колоссальный оползень в левом борту долины р. Чаган. Об оползневом генезисе этих образований говорят ярко выраженные цирки отрыва и расположенные ниже сползшие блоки, сохранившие в общих чертах структуру коренных пород.

Широкая область оказалась охвачена обвалами скальных пород, которые приурочены в основном к отвесным и крутым скальным выступам, при этом отдельные скатившиеся глыбы достигают размеров одноэтажного дома. Сотрясения проявились также в нарушениях целостности задернованного рыхлого чехла на склонах в привершинной части положительных форм рельефа и в частичном его перемещении с образованием характерного сдваивания разреза дерна в нижних частях склонов.

Ярким поверхностным эффектом землетрясения стало образование небольших грязевых сопок, так называемых «грифонов» (рис. 7). Приурочены они в основном к низменным, кое-где заболоченным участкам, в геологическом строении которых принимают участие тонкодисперсные, водонасыщенные рыхлые породы (глины, суглинки, пылеватые пески), способные при динамических воздействиях, в частности при землетрясениях интенсивностью $I \geq 7$ баллов, разжижаться до текучего состояния и изливаться на поверхность. При этом образуются характерные конические или воронкообразные формы песчано-глинистых грязевых сопок, трещины со следами излияния песчано-глинистой грязевой массы и компенсационные проседания земной поверхности. Этот процесс имеет приповерхностный характер и обычно развивается на глубине не более 20–30 м. В данном случае областью развития указанного процесса является верхняя граница вечной мерзлоты. В непосредственной близости от зоны сейсморазрывов имели место площадные разливы разжиженного песка из протяженных (до 50 м) сейсмовибрационных открытых трещин.

Массовые выбросы и излияния грязевой массы произошли в поймах рек Чуя, Чаган-Узун и ее притоков; локальные – в Курайской степи, а также в поймах небольших рек в непосредственной близости от линейной системы сейсморазрывов.

Многочисленные выбросы и излияния разжиженного песка произошли также в долине р. Аккол, правого притока р. Чаган-Узун. Материалом для образования грифонов послужили озерные пески, выполняющие дно долины выше массива сглаженных ледником кембрий-ордовикских метаморфизованных терригенных пород.

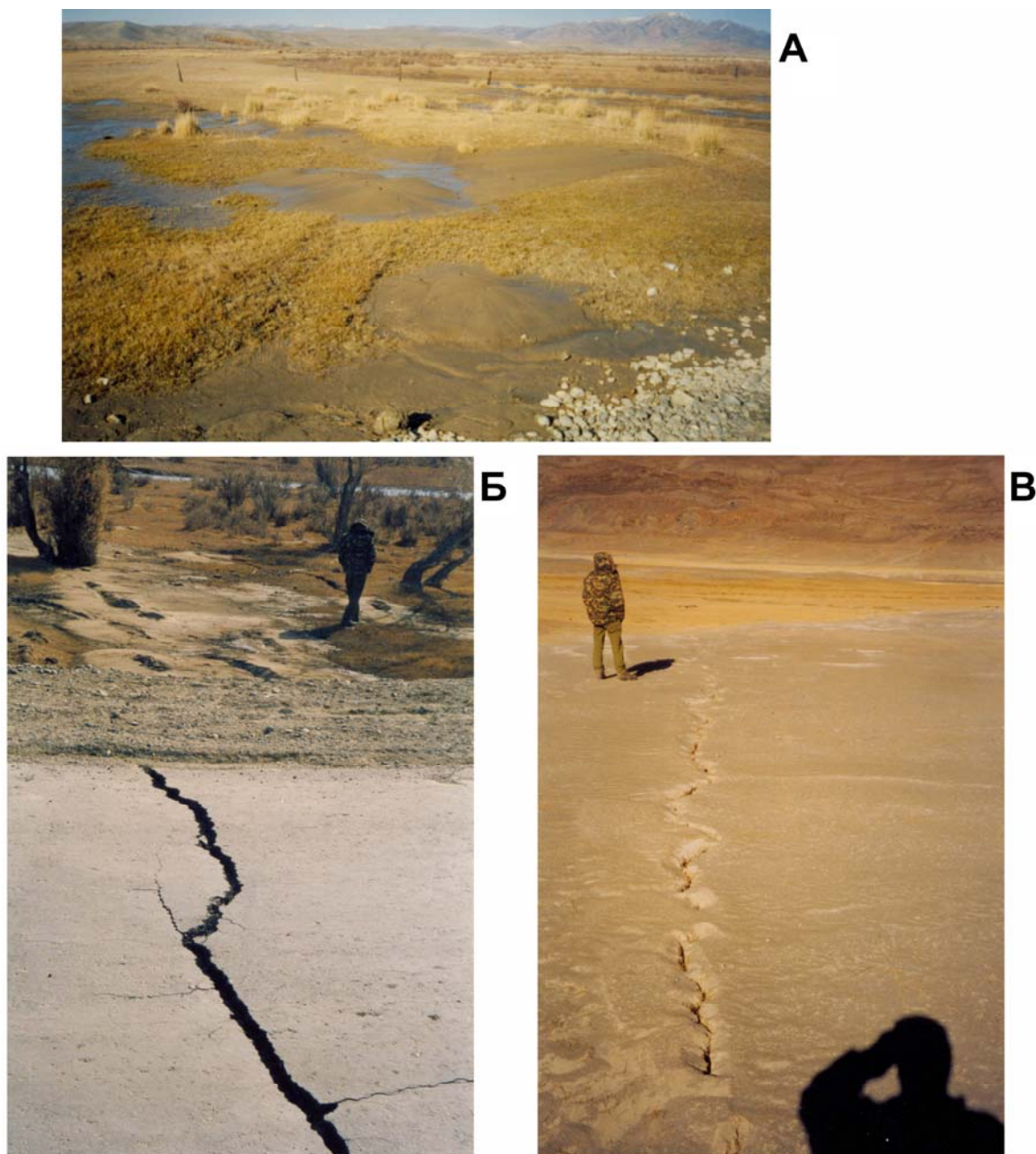


Рис. 7. Грязевые сопки-грифоны в районе п. Кош-Агач (А), на продолжении сейсмовирационной трещины в асфальте дороги в Чуйской впадине, в долине р. Чуя (Б) и площадной разлив песка из трещины в долине р. Талтура (В)

Интересно, что в долине р. Кускуннур из открытых трещин, связанных с отседанием склона, местами был выброшен менее пластичный материал, а именно гравийно-галечные речные осадки. Кроме того, в некоторых местах подобные явления сопровождались обильными излияниями воды и образованием озер. В большинстве случаев образование озер было приурочено к уже существующим бессточным котловинам. Ярким примером этого может служить естественная котловина в пос. Бельтир, в которой находится стадион. Сразу после главного толчка она была залита водой на глубину до 1.5 м, излившейся из открытых трещин гравитационного отседания склонов котловины.

Образование фонтанов, выбрасывающих крупногалечный материал в момент главного толчка, свидетельствует о достаточно большом напоре, а крайне редкое наличие в конусах выброса специфических древних пород (белых глин, углистых осадков) дает основание предположить, что только некоторые источники разжижения относятся к глубоким горизонтам межмерзлотных и подмерзлотных вод, приуроченных к отложениям палеоген-неогенового

возраста. В образовании кратковременно действующих источников разжиженного и протрудированного материала, по-видимому, основную роль играли приповерхностные водоносные комплексы, сформированные материалом плиоцен-четвертичного возраста.

Кош-Агачский район Алтая относится к зонам развития сплошной многолетней мерзлоты в горном обрамлении Чуйской впадины и прерывистой многолетней мерзлоты в центральных частях Чуйской, Курайской впадин и в долинах рек, где развиты таликовые зоны. Наибольшее развитие процессов залпового выброса подземных вод и разжиженных осадков связано именно с таликовыми зонами, в которых широко развиты горизонты подземных вод. Возможно, наличие многолетнемерзлых пород в эпицентральной зоне сыграло стабилизирующую роль при сейсмических колебаниях и обусловило сравнительно ограниченный характер развития вторичных сейсмогенных деформаций на поверхности. Глубина распространения многолетнемерзлых грунтов в октябре 2003 г. в пос. Кош-Агач определялась 9–13 м (по данным действовавшей тогда буровой скважины). В урочище Узюк многолетнемерзлые породы найдены на глубине 2.5–3.0 м [6].

К вибрационным эффектам следует отнести выпрыгивание отдельных камней или их вращение в плейстосейстовой зоне землетрясения. Вероятно, на участках выпрыгивания даже крупных камней из дерна во время главного толчка ускорение сильных движений поверхности превышало 1 g.

Следует особо отметить, что, в сравнении с сеймотектоническими деформациями, сейсмогравитационные носили не столь масштабный характер. Наиболее крупные обвалы и осыпи имеют форму конусов шириной до 100 м и высотой до 300 м, прислоненных к крутым, скальным склонам речных долин, не перекрывают их и не захлестываются на другой борт.

Крупные каменные лавины и обвалы, перегородившие реки, образовались, например, при Суусамырском землетрясении 19.08.1992 г. в Киргизии. Это землетрясение имело приблизительно ту же магнитуду ($M_S=7.3$) и интенсивность в эпицентре 9–10 баллов [7]. Подвижка в очаге носила характер взбросо-сдвига, т.е. имела значительную вертикальную составляющую [8]. Подобные массовые явления сопровождали и Рачинское землетрясение 29.04.1991 г. в Грузии [9]. Это землетрясение имело несколько меньшую магнитуду ($M=7.0\div 7.2$) при интенсивности в эпицентре 7–8 баллов, а подвижка в очаге охарактеризована как практически чистый взбросо-надвиг [10]. Геоморфологические условия участка Горного Алтая, подвергшегося сентябрьскому землетрясению 2003 г., благоприятны для образования крупных каменных лавин и обвалов. Такие явления здесь имели место в прошлом, и связаны они с предыдущими сейсмическими событиями [3, 4]. Сравнительно скромное развитие таких нарушений рельефа при землетрясении 27 сентября 2003 г., связано очевидно, с характером колебаний. По свидетельству очевидцев, колебания во время основного толчка происходили в горизонтальной плоскости. В то же время большие сейсмогравитационные смещения возникают при интенсивных вертикальных колебаниях и при достижении критических ускорений сейсмических волн. Гравитационные эффекты уменьшаются при увеличении крутизны склона и снижении степени сцепления материала. Судя по наличию древних каменных лавин и обвалов, при предыдущих землетрясениях такие условия достигались. Землетрясение 27 сентября 2003 г., напротив, создает впечатление несколько «вялого» по своему сейсмическому воздействию на естественные и техногенные объекты. Об этом говорит и отсутствие серьезных разрушений в поселках, попавших в плейстосейстовую область.

Тем не менее, грандиозная система первичных сейсмодислокаций, существенное распространение гравитационных и вибрационных нарушений дают основание считать, что в эпицентральной зоне интенсивность колебаний достигала 9–10 баллов по шкале MSK-64 [11] или 10 баллов по новой шкале INQUA [12], основывающейся на определении макросейсмического эффекта землетрясений по их геологическим проявлениям.

Сопутствующие разрывные деформации в зонах разломов, активизированных землетрясением 2003 г., достаточно обширны. Кроме магистрального сейсморазрыва и многочисленных вторичных сейсмодислокаций, на поверхности возникло несколько менее протяженных оперяющих дизъюнктивных нарушений со значительно более скромными амплитудами смещений. Характерно, что все активизированные нарушения проявлены в деформациях молодых отложений и форм рельефа.

Сильнейший афтершок 1 октября в $01^{\text{h}}03^{\text{m}}$ с $MS=6.9$ [1] породил, вероятно, систему первичных и вторичных сейсмодислокаций на ограничениях Центрально-Курайской антиклинальной гряды. При палеосейсмогеологических исследованиях [4], проведенных за несколько лет до Алтайского землетрясения в Чуйско-Курайской зоне, были изучены хорошо выраженные в рельефе линейные эскарпы, обрамляющие гряду с севера и юга. Эти эскарпы были вскрыты траншеями. В результате «тренинга» выяснилось, что и северный, и южный эскарпы развиты над активными современными разломами, вдоль которых в недавнем прошлом происходили импульсные сейсмические подвижки, т.е. оба эскарпа представляли собой выходы на поверхность очагов сильнейших землетрясений прошлого.

На северном крыле Центрально-Курайской антиклинальной гряды, вдоль бровки древнего сейсмотектонического эскарпа, возник крутой уступ (взбросовый сейсморазрыв) высотой 20–30 см. На восточном окончании описываемой зоны дислокаций, в месте изгиба северного фланга Центрально-Курайской гряды в меридиональном направлении, взбросы сменяются системой трещин растяжения (сейсмотектонических рвов). Ширина рвов достигает 1 м, длина – 60 м. Система рвов имеет слабовыраженное, кулисообразное строение, которое характеризует кинематику горизонтальных смещений как правый сдвиг. Амплитуда сдвига, измеренная по смещению микроформ рельефа, составляет 10–30 см. Эшелонированная система рвов имеет длину около 1 км. Протяженность всей описанной активизированной разломной зоны составляет порядка 15 км.

Похожая система активных взбросов возникла также вдоль южного молодого эскарпа Центрально-Курайской гряды. Вертикальное смещение составило 20–40 см, взброшено северное крыло. На отдельных участках отмечена левосдвиговая составляющая смещений. Амплитуда сдвига не превышает 5 см. Длина данной системы сейсморазрывов около 10 км.

Таким образом, афтершок 1 октября 2003 г. активизировал Центрально-Курайскую антиклинальную гряду на протяжении примерно 15 км. Смещения по окаймляющим антиклинальным разрывам имели преимущественно взбросовую кинематику с вертикальной амплитудой 20–40 см. Сейсмогенная активизация рельефа, сконцентрированная в узкой линейной зоне, произошла и восточнее описанного участка. Так, сейсмогенные деформации поверхности в виде мелких обвалов и осыпей прослеживаются на склонах долины р. Чуи и ее правых притоков. Дислокации в этом направлении были прослежены до левого борта р. Табожок. Здесь они представлены незакономерной системой приоткрытых на 5–10 см извилистых трещин, по морфологии сходных с трещинами отседания склона. Трещины приурочены к бровке приразломного уступа, нарушающего предгорный шлейф в зоне Курайского разлома.

Еще одна зона сгущения различных сейсмогенных нарушений рельефа, образовавшихся в эпицентральной зоне Алтайского землетрясения, приурочена к морфологической ступени (уступу), отделяющей Курайскую впадину от подножия Северо-Чуйского хребта. Нарушения представлены в основном трещинами отседания склонов, обвалами и осыпями. Упомянутые деформации сконцентрированы, как правило, вблизи главного предгорного уступа. При изучении особенностей залегания молодых осадков в районе предгорной ступени в склонах долины р. Актур, была обнаружена серия разрывов, нарушающих аллювиальные и склоновые отложения. Эти деформации приурочены к месту сгущения свежих трещин, покрывших подножие приразломного уступа, высота которого в ледниковых отложениях конечной морены позднеплейстоценового возраста достигает 30 м. Интересно, что один из сместителей проникает в современный почвенный горизонт, а на поверхности выражен свежей трещиной, т.е. является обновленным при землетрясении 2003 г. Амплитуда смещения дневной поверхности составляет около 10 см. Описанная зона в юго-восточном направлении прослеживается до бассейна р. Тютюте. На северо-запад она прослежена до правого борта р. Мажой. На водоразделе рек Мажой и Корумду с уступом связаны многочисленные древние скальные блок-оползни. Передовые и тыловые уступы оползней при землетрясении 2003 г. послужили зонами отрыва для многочисленных мелких обвалов.

На водоразделе и в долинах рек Талтура и Чаган также выделяется зона сгущения сейсмодислокаций, возникших как при землетрясении 2003 г., так и в результате древних сейсмических катастроф. Для этих двух долин характерно аномально широкое распространение вторичных нарушений рельефа (разжижений грунта, обвалов, гравитационных трещин и др.).

В осевой части зоны сгущения вторичных нарушений (долины рек Талтура и Чаган) образовалась прерывистая система трещин. В днище долины р. Чаган система коротких (до 5 м) трещин отрыва имеет кулисообразное строение, образуя правосдвиговой эшелон. Горизонтальное смещение по этому нарушению составляет первые сантиметры, однако трещины приурочены к месту широкого развития древних сейсмогенных форм рельефа. Таковыми, по всей видимости, являются крутой ступенчатый уступ, секущий стрелку на слиянии рек Караюк и Аккол (притоки р. Чаган), и многочисленные разновозрастные оползни в бортах долины р. Чаган. Зона сгущения сейсмодислокаций землетрясения совпадает с небольшим герцинским разломом и протягивается на расстояние около 15 км. В левом борту долины р. Чаган наблюдается относительно свежий оползень рыхлых ледниковых отложений, который, по словам местных жителей, сошел во время землетрясения в 60-х годах. В Новом каталоге [13] имеются сведения о землетрясении в этом районе с $M=5.1$, случившемся 20.09.1960 г. Эпицентр толчка находился на стрелке рек Караюк и Аккол в районе упомянутого уступа. Интересно, что оползень оторвался от зоны отрыва многочисленных древних и гораздо более крупных оползневых тел, очевидно, также имеющих сейсмогенную природу.

Многочисленные мелкие обвалы возникли на склонах долин рек Чуя, Менка и Чибитка, вдоль зоны Чибитского разлома. Свежих разрывных деформаций в зоне разлома обнаружено не было, однако линейное сгущение сейсмогравитационных образований позволяет предположить, что это нарушение также было активизировано при Алтайском землетрясении.

Таким образом, при Алтайском землетрясении в эпицентральной области активизировалось несколько геологических разломов, которые напрямую не были связаны с очагом главного толчка. По всей видимости, эти нарушения образуют структурный каркас, реализующий новейшие тектонические напряжения в описываемом районе.

Древние землетрясения в очаговой области землетрясения 2003 г., точнее их многочисленные следы (палеосейсмодислокации), были изучены в процессе полевых исследований. В ходе изучения палеосейсмодислокаций ставилась задача отобрать образцы захороненного в результате соответствующих процессов материала, содержащего пригодное для получения сведений о времени их возникновения органическое вещество, а, следовательно, и для определения времени породивших их землетрясений. Сопоставление многочисленных результатов датировок возраста палеосейсмодислокаций разного генезиса делает реконструкции времени возникновения древних землетрясений более надежными по сравнению с датировками отдельных типов дислокаций. Датирование образцов радиоуглеродным методом (^{14}C) выполнялось в лаборатории Института географии РАН группой О.А. Чичаговой. Всего было использовано около 60 датировок.

Полученные датировки, анализ геолого-геоморфологической обстановки в местах отбора образцов, а также данные, собранные до сейсмического события [4], позволили выяснить время возникновения и оценить период повторяемости сильных землетрясений в эпицентральной области Алтайского землетрясения 2003 г. (рис. 8). Область распространения разновозрастных палеосейсмодислокаций, в совокупности с данными о размерах древних сейсморазрывов, послужили для оценки силы палеоземлетрясений на основе известных соотношений амплитуды сейсмогенного смещения, области развития сейсмодислокаций и магнитуды породившего их землетрясения [14].

По данным проведенных исследований, на территории изученного района в течение последних 8500 лет произошло шесть землетрясений с магнитудой 7.0 ± 0.2 (период повторяемости – около одного раза в 1400 лет) и четыре землетрясения с магнитудой 7.5 ± 0.2 (период повторяемости – одно событие примерно в 2100 лет) [3]. За этот же период, вероятно, возникло одно землетрясение с $M=8.0\pm 0.2$ (230–300 лет назад). Сильные сейсмические события, вызвавшие формирование многочисленных палеосейсмодислокаций, произошли примерно 230–300, 1000, 1700, 2300, 3500, 4500, 5200 и 8500 лет назад. Полученную периодичность нарушает отсутствие датировок сейсмодислокаций в интервале 8–5 тыс. лет назад. Это, вероятно, объясняется неполнотой знаний о древних землетрясениях первой половины голоцена. Короткий интервал между землетрясением, возникшим около 230–300 лет назад, и Алтайским землетрясением 2003 г. может быть объяснен разным уровнем их магнитуды, различающимся практически на целую единицу.

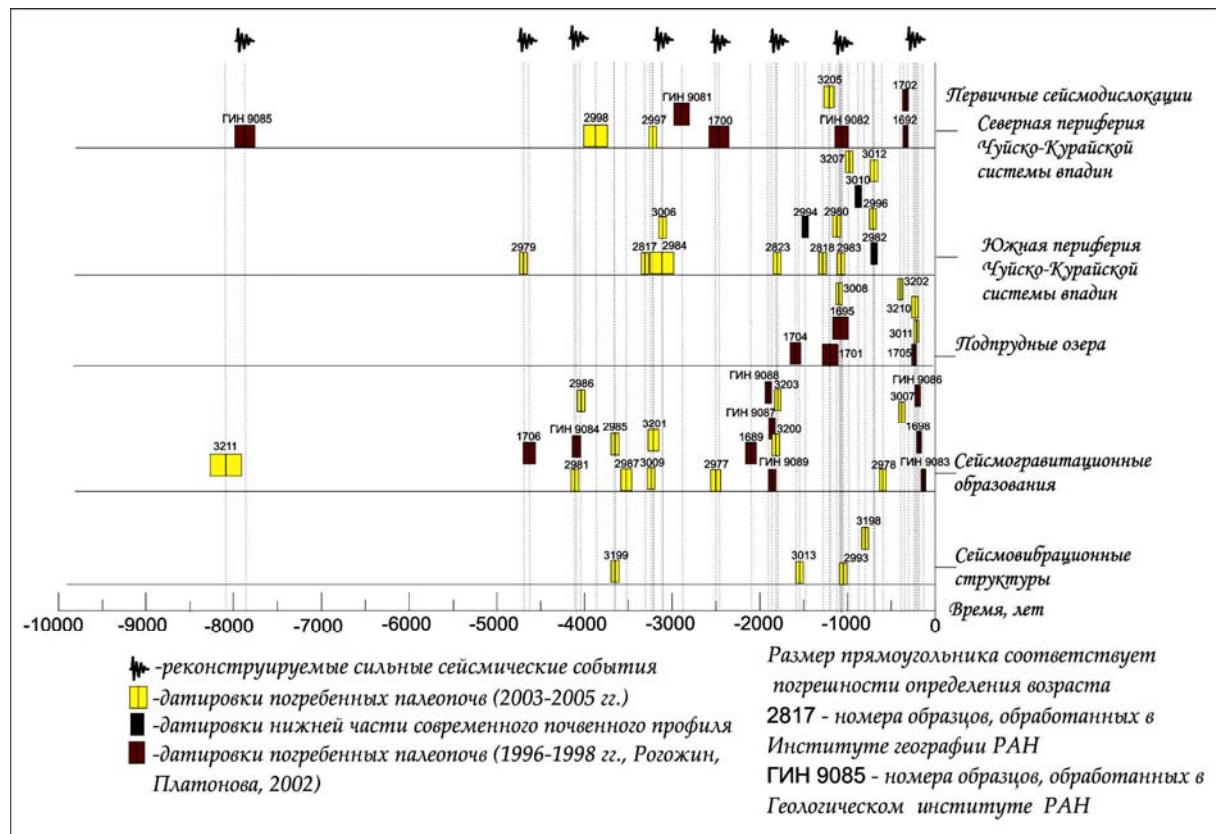


Рис. 8. График соотношения сейсмических проявлений во времени по [3]

Тектоническая позиция и структура очага. Алтайское землетрясение является типичным внутриплитным событием и произошло в пределах Алтае-Саянской области кайнозойской глыбовой активизации. Главными этапами развития рассматриваемой подвижной системы были раннекаледонский (салаирский), позднекаледонский и раннегерцинский, в течение которых оформились основные тектонические структуры этого региона [4, 15, 16]. Установившийся со второй половины юрского периода режим относительного тектонического покоя сохранялся вплоть до раннего кайнозоя, в результате чего рельеф Алтая был выровнен, и горная страна превратилась в невысокую пологонаклонную денудационную равнину, фиксированную площадной корой выветривания [16]. С воздымания и расчленения этого пенеплена в олигоцене начинается формирование новейшей структуры рассматриваемой области.

В юго-восточной части Горного Алтая, где произошло землетрясение 2003 г., располагается структурный узел, образованный разломами двух направлений: север–северо-западного и субширотного (запад–северо-западного) направлений. В районе Курайской впадины и Акташского подвижного блока происходит интерференция структур двух этих ориентировок, в значительной степени определяющая стиль кайнозойских деформаций [15].

Очаг землетрясения в виде системы первичных сейсморазрывов северо-западной ориентировки частично оконтурил южное ограничение Чуйской и Курайской впадин, разделенных Чаган-Узунской межвпадинной перемычкой (блоком) (рис. 1). Осадочное выполнение Чуйско-Курайской депрессии представлено кайнозойскими озерно-ледниковыми и пролювиальными образованиями. В позднепалеоген-неогеновое время обе депрессии представляли собой единый бассейн, в котором накапливались озерные отложения. Максимальная фаза активизации тектонических движений, начавшаяся согласно данным трекового датирования апатитов $5 \cdot 10^6$ лет назад (ранний плиоцен) [17], обусловила накопление грубообломочных отложений буроцветной серии [15, 16]. К этому же времени относится и формирование Чаган-Узунского блока, что привело к обособлению Курайской и Чуйской депрессий. Озерная седиментация в этих депрессиях продолжалась, по-видимому, до раннего плейстоцена, сменившись в результате мощного оледенения в среднем и позднем плейстоцене на флювиогляциальную и ледниково-озерную.

Мощность кайнозойских осадков в Чуйской депрессии достигает 1200 м, в Курайской – около 500 м [16]. При этом максимальные мощности осадочного чехла в Чуйской впадине тяготеют к северному (курайскому) борту, вдоль которого выделяется три депоцентра с увеличением мощностей в западном направлении. В Курайской впадине, напротив, максимальные мощности приурочены к южному Чуйскому ограничению. Геометрия обеих депрессий напоминает ромбовидные полуграбены, что характерно для присдвиговых осадочных бассейнов (pull-apart). Именно такая природа представляется наиболее естественной для этих структур, сформированных в области проявления сдвиговой тектоники [18].

Сделанный вывод подтверждается кинематикой разломных ограничений впадин. Кинематика южной дизъюнктивной границы продемонстрирована смещениями в очаге землетрясения 2003 г., носивших характер правого сдвига. Скорость горизонтальных движений по этому разлому в голоцене составляет 6.7–9.0 мм/год [2]. Вдоль северного ограничения впадин (Кубадринский разлом) наблюдаются правосдвиговые смещения русел водотоков и мелких водоразделов на протяжении более 100 км. В долине р. Кокоря амплитуда сдвига плейстоценовых ледниковых и эрозионных форм рельефа достигает 200 м [3]. Кубадринский сдвиг, по всей вероятности, образует транспрессионную тектонопару с Курайским взбросо-надвигом, демонстрирующим интенсивные деформации плейстоцен-голоценовых отложений вдоль южного подножия Курайского хребта [16, 19].

В бассейне р. Актуру, кроме разломов северо-западного направления, в 2003 г. был активизирован левый сдвиг север–северо-западной ориентировки. Именно из этого района начинает расходиться пучок разломов север–северо-западного простирания, определяющих стиль кайнозойской тектоники более северных районов Горного Алтая. Таким образом, в районе бассейна р. Актуру и пос. Акташ генеральным направлением сдвигов, активизированных при землетрясении, становится север–северо-западное.

В противоположном по отношению к Центрально-Курайской гряде крыле сдвигов север–северо-западной ориентировки активизировались структуры растяжения (сбросы в районе грабена р. Мажой). Тем самым северо-западное окончание очаговой зоны продемонстрировало характерное для замыканий сдвигов закономерное сочетание структур сжатия и растяжения. Юго-восточное замыкание зоны сейсморазрыва породило иной структурный ансамбль, также характерный для сдвиговых замыканий. Здесь, по-видимому, произошел проворот деформируемой среды против часовой стрелки в горизонтальной плоскости, вылившийся в образовании эшелонированной системы правых сдвигов близширотного простирания, укладываемых в магистральную зону северо-западной ориентировки.

Исходя из решений фокальных механизмов, можно предположить, что для замыканий сейсморазрыва характерны афтершоки с существенной вертикальной компонентой смещений [20]. В центральной части очаговой зоны повторные толчки имели фокальные механизмы, сходные с механизмом главного толчка, т.е. правосдвиговые (рис. 9).

Самыми сильными из всех последующих толчков 2003 г. были афтершоки, произошедшие 27 сентября в 18^h52^m с $MS=6.6$ и 1 октября в 01^h03^m с $MS=6.9$ [21]. Координаты этих толчков по данным мировых сейсмологических центров определены с большой ошибкой, достигающей 20 км [22].

Механизмы очага главного события и двух сильнейших афтершоков, рассчитанные по разным данным, имеют сходные решения и в целом подобны. Механизм афтершока 01.10.2003 г., при некотором внешнем сходстве с двумя предыдущими, имеет все же существенное отличие. Расчеты собственных значений единичных тензоров сейсмического момента для главного толчка и двух сильнейших афтершоков вместе с коэффициентами Лоде-Надаи, показывают, что если для основного толчка и события 27 сентября режим деформации близок к сдвигу, то для толчка 1 октября, при преимущественно сдвиговом режиме деформации, весьма значительной является и компонента сжатия [23].

Этот вывод согласуется с результатами полевых сеймотектонических наблюдений, что позволяет уверенно увязывать очаг афтершока 1 октября с Центрально-Курайской антиклинальной грядой. В соответствии с изложенными данными сеймотектонических и сейсмологических исследований для упомянутой антиклинальной гряды можно предложить модель, разработанную для форбергов южного склона Гоби-Алтайского хребта [24], активизированных при Гоби-Алтайском землетрясении 04.12.1957 г. с $M=8.1$ (рис. 10).

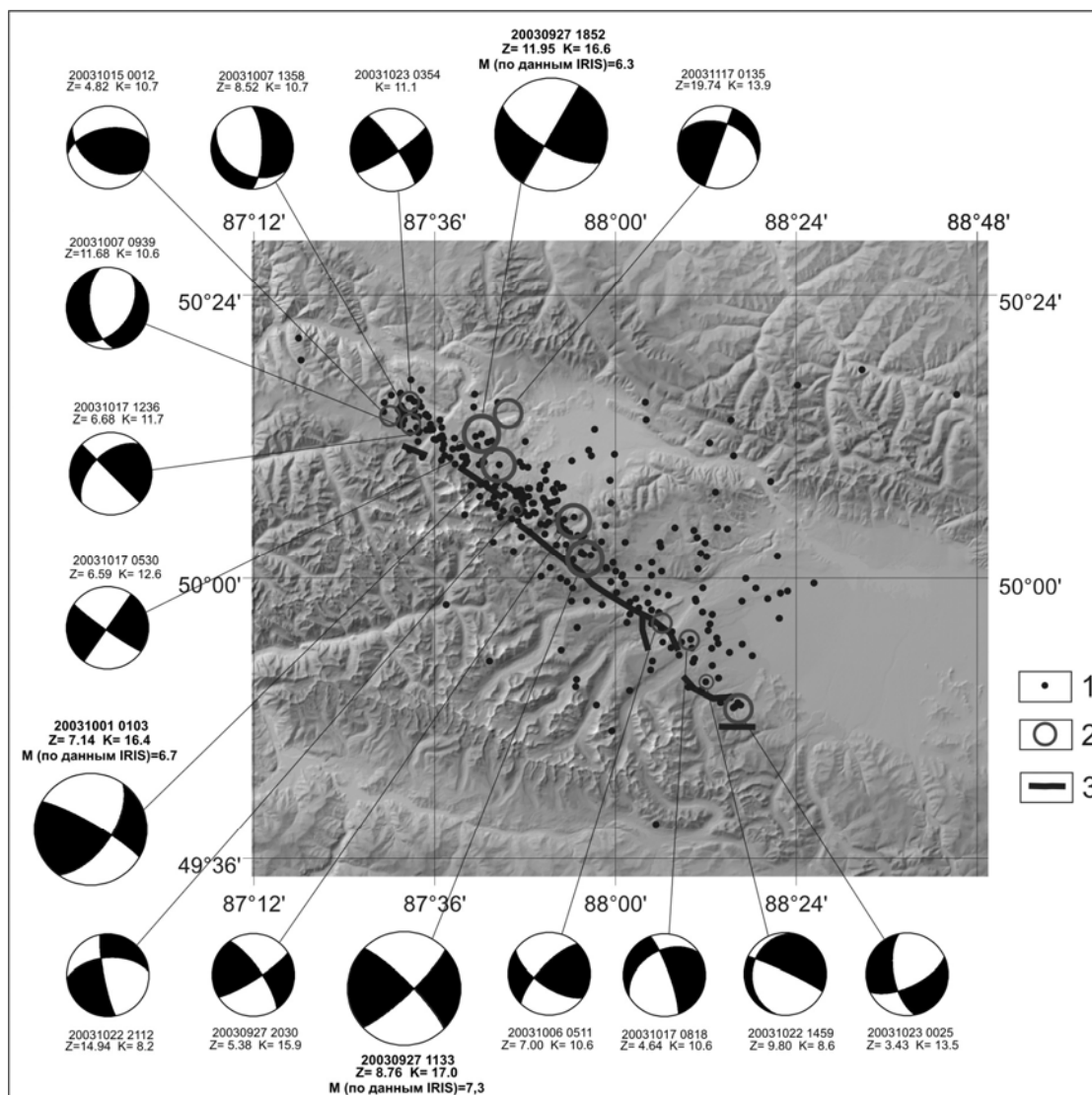


Рис. 9. Эпицентры афтершоков и их фокальные механизмы по [20]

1 – афтершок; 2 – событие с известным фокальным механизмом в проекции нижней полусферы (указаны год, месяц, число, часы и минуты, Z – глубина, км, K – энергетический класс землетрясения); 3 – магистральный сейсморазрыв Алтайского землетрясения.

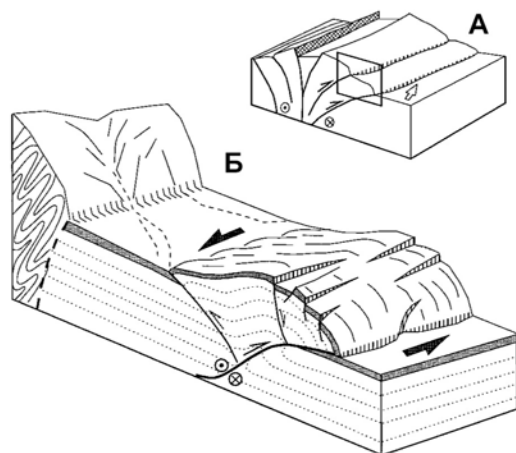


Рис. 10. Модели строения сдвиговой зоны (А) и форберга (Б), развитых в условиях транспрессии на примере южного склона Гоби-Алтая [24]

Развитие афтершокового процесса в первые дни после основного толчка характеризовалось ярко выраженной миграцией толчков с магнитудами $M_S \geq 3.3$ в северо-западном направлении со скоростью приблизительно 0.27 км/час [23]. При этом процесс горизонтальной миграции афтершоков завершился вскоре после сильнейшего афтершока 1 октября. В последующее время сколько-нибудь значимой пространственно-временной упорядоченности афтершокового процесса уже не наблюдалось. Механизм очага второго сильного афтершока, приуроченного к северо-западному окончанию облака афтершоков, и сам характер афтершокового процесса по-

зволили предположить возникновение некоторого упора, препятствующего развитию сейсмического процесса дальше на северо-запад [24]. Аналогичные выводы были сделаны и по результатам детальных исследований процесса разрывообразования при главном толчке [25]. По этим данным, во время основного толчка разрыв, распространявшийся со скоростью 3 км/с, застыл в районе верховий р. Тюте. К западу от этого района смещения, порожденные основным толчком, резко сошли на нет, что, вероятно, привело к возникновению сильного афтершока с $MS=6.7$. Результатом это события, по-видимому, стало образование широкого комплекса сдвиговых разрывов к западу от долины р. Актуру. Разрывы имели незначительную амплитуду смещений: 15–20 см правого сдвига по системе северо-западного простирания (верховья р. Мажой) и до 30 см левого – по близмеридиональной системе нарушений на водоразделе рек Актуру и Корумду.

Распределение афтершоков позволило выявить активизацию Чаган-Узунского блока, оконтуренного эпицентрами слабых последующих толчков. При этом в первый день активизации сейсмичность группировалась вокруг этой структуры, что позволило предположить проворот Чаган-Узунского блока в момент основного толчка или сразу после него с надвиганием блока на Курайскую впадину [20]. Последнее явление, очевидно, имело устойчивый характер развития в плиоцен-четвертичное время и зафиксировано в образовании структур сжатия (форбергов) вдоль юго-восточной периферии Курайской впадины. В то же время на восточном ограничении Чаган-Узунского блока такие структуры отсутствуют. Надо отметить, что проворот блока не породил собственных поверхностных сейсмостектонических деформаций на ограниченных блоках, за исключением южного, где возник магистральный сейсморазрыв.

Эпицентры афтершоков также оказались рассеяны и по территории Чуйской и Курайской впадин, свидетельствуя о вовлечении их в сейсмостектонический процесс. Этот процесс развивался на глубине в среднем 3–20 км, не глубже 30 км [22].

Судя по распределению гипоцентров афтершоков, магистральный сейсморазрыв имеет форму пропеллера. При почти вертикальном падении он в пределах северо-западного сегмента характеризуется крутым наклоном в юго-западном направлении, а в центральной и юго-восточной частях – в северо-восточном [22].

В центральной части очаговой зоны повторные толчки имели фокальные механизмы, сходные с механизмом главного толчка, т.е. правосдвиговые [20]. На замыканиях сейсморазрыва появляются афтершоки с существенной вертикальной компонентой смещений. Для юго-восточного замыкания магистрального сейсморазрыва характерна значительная сбросовая составляющая, проявленная также и в поверхностных сейсмостектонических деформациях.

Итак, очаг землетрясения представляет собой законченную, изолированную (на иерархическом уровне Алтайской горной системы), сдвиговую структуру с достаточно сложным, объемным строением. При субгоризонтальной ориентировке оси сжатия в очаге в север-северо-западном направлении сейсмостектонические напряжения вылились в образовании широкого комплекса деформаций, укладываемых в сдвиговую структурную ансамбль. Все они без исключения возникли в пределах отчетливо оформленных на плиоцен-четвертичном этапе структур, обнаруживающих следы многочисленных предыдущих сейсмостектонических подвижек. Отражением сдвиговых деформаций, видимо, является и довольно характерное, эшелонированное расположение Северо- и Южно-Чуйского хребтов.

Таким образом, принципиальной чертой структурообразования в очаговой зоне Алтайского землетрясения является вовлечение в сейсмический процесс как прогибающихся (Чуйская и Курайская впадины), так и воздымающихся (Чаган-Узунский блок, Северо- и Южно-Чуйский хребты) морфоструктур в сдвиговом поле деформаций.

Магистральный сейсморазрыв, возникший при Алтайском землетрясении, вписывается в современный сейсмостектонический план Монголо-Сибирского региона, продолжая активные разломы, расположенные на территории Западной Монголии и Северо-Западного Китая (рис. 11). В этих регионах на протяжении XX в. неоднократно происходили катастрофические землетрясения с магнитудой $M \geq 7$. В существующем поле напряжений [26] разломы северо-западной и субмеридиональной ориентировки проявляются как правые сдвиги со взбросовой компонентой, а северо-восточные и близширотные – как левые сдвиги со сбросовой компонентой [27–29]. Интересно, что в Чуйско-Курайской зоне Горного Алтая обнаружены первичные и вторичные палеосейсмодислокации, отвечающие по возрасту моменту знаменитого Монголь-

ского землетрясения 09.12.1761 г. с магнитудой $M=8.3$ [27]. Таким образом, морфолого-кинематические характеристики разлома, обновленного при Алтайском землетрясении 27 сентября 2003 г., свидетельствуют о едином поле напряжений на территории всего Алтая, включая Монгольский и Гобийский сегменты [26, 28]. Магистральный сейсмогенный разрыв возник в зоне активного разлома на границе новейших поднятий Северо- и Южно-Чуйского хребтов с Курайской, Чуйской межгорными впадинами и Чаган-Узунской межвпадинной перемычкой. Этот разлом неоднократно порождал сильные землетрясения, причем очаг выходил на поверхность в виде протяженных систем первичных сейсморазрывов так же, как и в случае Алтайского землетрясения. Сильнейший афтершок 1 октября породил, по-видимому, собственную систему первичных и вторичных сейсмодислокаций в пределах Центрально-Курайской гряды. В связи с этим, вероятно, этот толчок можно считать не афтершоком, а отдельным землетрясением, спровоцированным главным толчком 27 сентября.

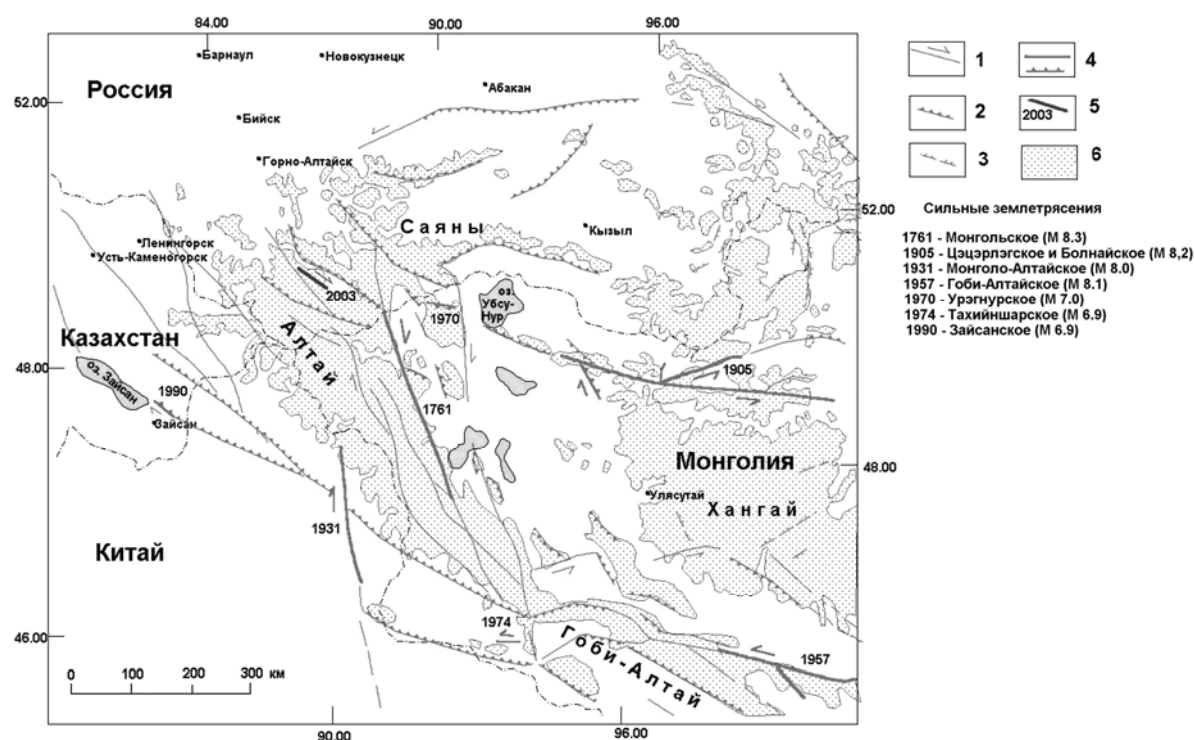


Рис. 11. Карта сеймотектоники Монголо-Сибирского региона, составленная с использованием материалов из работ [27, 28, 29]

1 – сдвиг; 2 – взброс; 3 – сброс; 4 – участки сейсмогенного обновления разломов; 5 – сейсморазрыв при Алтайском землетрясении 27 сентября 2003 г.; 6 – поднятия свыше 2000 м.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 05-05-64170, 05-05-79148, 08-05-00103, 08-05-12028) и при частичной финансовой поддержке Президиума РАН (Программа № 16).

Л и т е р а т у р а

1. Сейсмологический бюллетень (ежедекадный) за 2003 год / Отв. ред. О.Е. Старовойт. – Обнинск: ГС РАН, 2003–2004.
2. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г. // Геотектоника. – 2007. – № 2. – С. 3–23.
3. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В. Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли. – 2008. – № 6. – С. 31–51.
4. Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – 130 с.

5. **Рогожин Е.А., Захарова А.И.** Палеоземлетрясения и сейсмический режим Горного Алтая в голоцене // ДАН. – 2003. – **388**. – № 6. – С. 809–811.
6. **Кац В.Е., Достовалова М.С.** Развитие наледных процессов в эпицентральной зоне Алтайского землетрясения 2003 г. // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2004 г. Материалы предварительного изучения. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – С. 104–110.
7. **Джанузаков К.Д., Ильясов Б.И., Муралиев А.М., Юдахин Ф.Н.** Суусамырское землетрясение 19 августа 1992 года с $MS=7.5$, $I_0=9-10$ (Кыргызстан) // Землетрясения Северной Евразии в 1992 году. – М.: ГС РАН, 1997. – С. 49–54.
8. **Богачкин Б.М., Корженков А.М., Мамыров Э., Нечаев Ю.В., Муралиев М., Петросян А.Е., Плетнев К.Г., Рогожин Е.А., Чаримов Т.А.** Структура очага Суусамырского землетрясения 1992 г. на основании анализа его геологических и сейсмологических проявлений // Физика Земли. – 1997. – № 11. – С. 3–18.
9. **Папалашвили В.Г., Варазанашвили О.Ш., Гогмачадзе С.А., Заалишвили В.Б., Кипиани Д.Г., Махатадзе Л.Н., Мухадзе Т.Г., Чачава Т.Н., Аивазишвили И.В.** Рача-Джавское землетрясение 29 апреля 1991 г. // Землетрясение в СССР в 1991 году. – М.: ОИФЗ РАН, 1997. – С. 18–25.
10. **Рогожин Е.А., Богачкин Б.М.** Альпийская и новейшая тектоника района Рачинского землетрясения // Физика Земли. – 1993. – № 3. – С. 3–11.
11. **Медведев С.В. (Москва), Шпонхойер В. (Иена), Карник В. (Прага).** Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. – М.: МГК АН СССР, 1965. – 11 с.
12. **Michetti A.M., Esposito D., Rogozhin E.A. et al.** An innovative approach for assessing earthquake intensities based on seismically-induced ground effects in natural environment. Roma: Carta Geol. D' Italia. – V. LXVII (Special Paper). – 2004. – 116 p.
13. **Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.** Ч. II. Сейсмологические данные по регионам / Ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. – М.: Наука, 1977. – С. 36–470.
14. **Wells D.L., Coppersmith K.J.** New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Amer. – 1994. – **84**. – № 4. – P. 974–1002.
15. **Богачкин Б.М.** История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. – М.: Наука, 1981. – 131 с.
16. **Девяткин Е.В.** Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. – М.: Наука, 1965. – 244 с.
17. **De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P.** Intracontinental deformation in central Asia: Distant effects of India: Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalayan journal of sciences. – 2004. – **2**. – № 4. – P. 121–122.
18. **Иогансон Л.И.** Живая сдвиговая тектоника при Алтайском землетрясении 27 сентября 2003 года // Геофизические исследования. – 2005. – Вып. 2. – С. 116–124.
19. **Новиков И.С.** Морфотектоника Алтая. – Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2004. – 313 с.
20. **Еманов А.А., Лескова Е.В.** Структурные особенности афтершокового процесса Чуйского (Горный Алтай) землетрясения 2003 г. // Геология и геофизика. – 2005. – **46**. – № 10. – С. 1065–1072.
21. **Старовойт О.Е., Чепкунас Л.С., Габсатарова И.П.** Параметры Алтайского землетрясения 2003 г. и его афтершоков по телесеизмическим данным // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г. Материалы предварительного изучения. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – С. 14–24.
22. **Арефьев С.С., Аптекман Ж.Я., Быкова В.В., Матвеев И.В., Михин А.Г., Молотков С.Г., Плетнев К.Г., Погребченко В.В.** Очаг и афтершоки Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г. // Физика Земли. – 2006. – № 2. – С. 85–96.
23. **Лутиков А.И., Донцова Г.Ю., Юнга С.Л.** Сейсмологический анализ Алтайского землетрясения 2003 г. // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г. Материалы предварительного изучения. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – С. 38–49.
24. **Bayasgalan A., Jackson J., Ritz J.F., Carretier S.** Forebergs, flower structures, and the development of large intra-continental strike-slip faults: the Gurvan Bogd fault system in Mongolia // J. of Structural Geology. – 1999. – **21**. – P. 1285–1302.
25. **Zhao C., Chen Z., Zheng S., Liu J.** Moment tensor inversion and source rupture process of the September 27, 2003, $Ms=7.9$ earthquake occurred in the border area of China, Russia and Mongolia // Acta seismologica Sinica. – 2005. – **18**. – № 36. – P. 255–268.

26. **Юнга С.Л.** Сейсмоструктурные деформации и напряжения в складчатых поясах неотектонической активизации Северной Евразии // Физика Земли. – 1996. – № 12. – С. 37–58.
27. **Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии** / Под ред. В.П. Солоненко, Н.А. Флоренсова. – М.: Наука, 1985. – 244 с.
28. **Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Демьянович М.Г., Борисов Б.А., Вациллов Ю.Я.** Деформация и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе // Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. – Новосибирск: Наука, 1995. – С. 5–55.
29. **Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Иогансон Л.И., Рейснер Г.И., Баясгалан А., Кочетков В.М., Курушин Р.А.** Опыт выделения и прослеживания сейсмогенерирующих зон методами геолого-тектонического анализа на территории Западной Монголии и Зайсано-Алтайской складчатой области // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – М.: ИФЗ РАН, 1995. – Вып. 2/3. – С. 132–152.