

УДК 551.248.2 + 550.34 (235.222)

ЗОНЫ КОНЦЕНТРАЦИИ ДРЕВНИХ И ИСТОРИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ГОРНОГО АЛТАЯ

© 2019 г. Е. В. Деев^{1,2*}

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

E-mail: deev@ngs.ru

Поступила в редакцию 27.09.2017 г.

Принята в печать 05.03.2018 г.

Проведенные палеосейсмологические и археосейсмологические исследования позволили выделить в пределах Горного Алтая три зоны концентрации древних и исторических землетрясений, связанные с Курайской зоной разломов, Катунским и Южно-Теректинским разломами. В пределах Курайской зоны разломов выявлены первичные поверхностные разрывы, образовавшиеся в очаговых зонах палеоземлетрясений с возрастом около 6500, 5800, 3200, 1300 лет назад и $M = 6.7 \div 7.6$. Повторяемость палеоземлетрясений составляет от 700 до 2600 лет. Выявленные вторичные сейсмогенные деформации указывают на то, что с южной частью Катунского разлома связана очаговая зона палеоземлетрясения возрастом моложе 12.5 тыс. лет ($M_w = 7.2 - 7.6$, $I = 10 - 11$ баллов), следы землетрясений и их кластеров с $M \geq 5 - 5.5$ и $I \geq 6 - 7$ баллов, которые произошли около 150 и 90 тыс. лет назад, в интервалах 38–19 тыс. лет назад (с повторяемостью около 2 тыс. лет) и 19–12.5 тыс. лет назад. С северной частью Катунского разлома связано землетрясение с $I \geq 5 - 6$ баллов, нарушившее конструкции курганного могильника Чултуков Лог-1 в период с III в. до н. э. по начало I в. н. э. В зоне Южно-Теректинского разлома выявлены сейсмогенные подвижки, произошедшие в 7–8 вв. н. э. ($M_w = 7.4 \div 7.7$, $I = 9 - 11$ баллов) и около 16 тыс. лет назад ($M \geq 7$, $I = 9 - 10$ баллов). Последнее послужило триггером для формирования плотины обвально-подпрудного озера, разрушение которой произошло при землетрясении около 6 тыс. лет назад ($M \geq 7$, $I = 9 - 10$ баллов). Вторичные палеосейсмодислокации древних землетрясений ($M \geq 5 - 5.5$, $I \geq 6 - 7$ баллов) фиксируются в отложениях Уймонской впадины с возрастом 100–90 и около 77 тыс. лет. Полученные результаты должны быть учтены при проектировании нитки газопровода в КНР, строительстве объектов туристической инфраструктуры, уточнении карт сейсмического районирования территории РФ.

Ключевые слова: палеоземлетрясения, первичные и вторичные палеосейсмодислокации, палеосейсмология, археосейсмология, Курайская зона разломов, Южно-Теректинский разлом, Катунский разлом, Горный Алтай

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-33372019371-96>

1. ВВЕДЕНИЕ

Алтай – кайнозойский внутриконтинентальный ороген (рис. 1а), формирование которого связано с отдаленными эффектами коллизии Индийской и Евразийской литосферных плит [Molnar, Tapponnier, 1975; Le Pichon et al., 1992; Yin, 2010]. Горообразовательные процессы в северной части орогена – Горном Алтае начались в палеоцене, а их пик пришелся на четвертичный период [Девяткин, 1965; Богачкин, 1981;

Новиков, 2004; Федак и др., 2011; Деев и др., 2012 б]. Кайнозойские деформации коры привели к формированию горных хребтов с абсолютными высотами до 4.5 тыс. м. Максимальные амплитуды вертикальных межблоковых движений наблюдаются в зонах сочленения горных хребтов и крупных внутригорных впадин (Чуйская, Курайская, Уймонская и др.), где они составляют 1–4 тыс. м (рис. 1б, рис. 2). Амплитуды вертикальных перемещений более мелких блоков достигают величин от первых десятков

до нескольких сотен метров [Девяткин, 1965; Раковец, 1967; Деев и др., 1995; 2012 а; 2013 а; Русанов и др., 2013; Неведрова и др., 2014]. Существенный вклад в формирование блоковой структуры Горного Алтая вносят сдвиговые перемещения и связанные с ними обстановки сжатия, растяжения и вращения [Лукина, 1996; Трифонов и др., 2002; Новиков, 2004; Новиков и др., 2008; Неведрова и др., 2014; Thomas et al., 2002; Cunningham, 2007; Delvaux et al., 2013]. При этом наряду с новообразованными разломами существенную роль сыграли активизированные участки региональных разломных зон, определявших структурный план Горного Алтая на протяжении палеозоя и мезозоя [Чиков и др., 2008; Dobretsov et al., 1996; Chikov et al., 2012; Glorie et al., 2012].

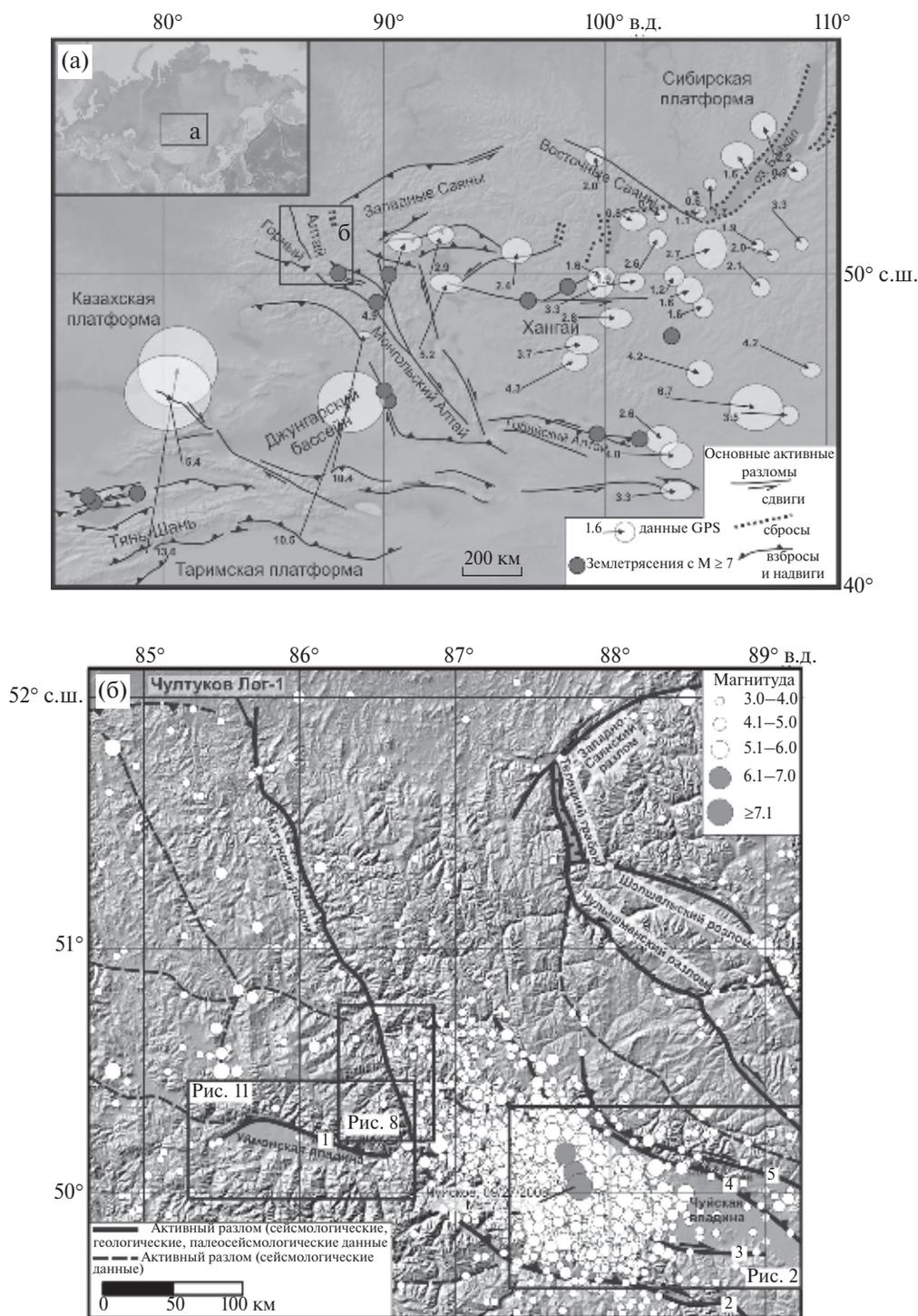
Горный Алтай относится к территориям с повышенной степенью сейсмической опасности, которая определяется как наличием собственных, генерирующих сильные землетрясения, активных структур, так и сейсмогенерирующих разломов в смежных районах Рудного, Монгольского и Китайского Алтая [Кондорская, Шебалин, 1977; Жалковский и др., 1995; Трифонов и др., 2002; Adija et al., 2003]. На картах последнего варианта сейсмического районирования территории Российской Федерации в пределах юго-восточной и центральной частей Горного Алтая показаны разломы, с которыми могут быть связаны землетрясения с магнитудами $M = 7.0-7.5$. Возможная интенсивность землетрясений в этих районах оценена как $I \geq 8-9$ баллов в зависимости от периода повторяемости сотрясений в диапазоне от 500 до 10000 лет [Уломов и др., 2016]. Для Юго-Восточного Алтая такие выводы подкреплены как сейсмологическими [Гольдин и др., 2004], так и палеосейсмологическими данными [Рогожин и др., 2008; Rogozhin et al., 1998; Tatevossian et al., 2009; Deev et al., 2017]. Однако для центральной части Горного Алтая землетрясения с такими параметрами не зарегистрированы за период сейсмологических наблюдений, равно как и очаговые зоны сильных голоценовых землетрясений не выявлены при палеосейсмологических исследованиях. В статье представлены результаты новых палеосейсмологических и археосейсмологических исследований автора, позволяющие существенно расширить и структурировать наши представления о палеосейсмичности юго-восточной и центральной частей Горного Алтая.

2. РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ И АРХЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1. Курайская зона разломов

В докайнозойском структурном плане Курайская зона разломов представляет собой субширотную структуру протяженностью 130 км и шириной до 20 км, которая состоит из субпараллельных сложно разветвляющихся разломов (рис. 2). Некоторые входящие в Курайскую зону разломы возникли еще на стадии развития Кузнецко-Алтайской островодужной системы Палеоазиатского океана и ее дальнейшей аккреции с Сибирским кратоном в позднем докембрии – кембрии [Федак и др., 2011; Buslov et al., 2002]. Усложнение структуры разломной зоны произошло в результате последующих левосдвиговых и сдвигово-надвиговых перемещений в ходе тектонической эволюции континентальной коры Горного Алтая в палеозое и мезозое [Чиков и др., 2008; Федак и др., 2011; Dobretsov et al., 1996; Buslov et al., 2004; Chikov et al., 2012]. В девоне разломы Курайской зоны ограничивали окраинно-континентальные впадины, выполненные вулканогенно-осадочными образованиями, а в карбоне и ранней юре вдоль них были локализованы приразломные грабены, выполненные межгорной угленосной молассой [Федак и др., 2011]. С основными разломами этой зоны ассоциируют многочисленные системы субпараллельных и оперяющих разрывов, зоны трещиноватости, офиолиты, серпентинитовый меланж, динамометаморфические породы и дайковые комплексы [Федак и др., 2011; Buslov et al., 2002]. На западном окончании разломы Курайской зоны являются рудоконтролирующими структурами. К ним приурочены киноварные рудопроявления и отработанное в настоящее время Акташское ртутное месторождение [Бондаренко и др., 1968].

На неотектоническом этапе Курайская зона разломов контролирует положение северных активных окраин двух крупных внутригорных впадин – Чуйской и Курайской (см. рис. 1б, рис. 2). В районе Чуйской впадины зона состоит из нескольких субпараллельных разломов, осложняющих строение южного склона Курайского хребта [Девяткин, 1965; Дельво и др., 1995; Deev et al., 2017]. Наиболее северный из разломов – Кубадринский – прослеживается в 5–10 км к северу от впадины. Кубадринский разлом является взбросом с падением плоскости сместителя



Разломы: 1 – Южно-Теректинский, 2 – Джазаторский, 3 – Южно-Чуйский, 4 – Курайский, 5 – Кубадринский

Рис. 1. (а) – Положение Горного Алтая в структуре Центральной Азии по [Deev et al., 2017]. Активные разломы проведены по работам [Трифонов и др., 2002; Кальметьева и др., 2009; Cunningham, 2007; Yang et al., 2008]. Эпицентры исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений приведены по работам [Кондорская, Шебалин, 1977; Кальметьева и др., 2009]; (б) – основные активные разломы изучаемого региона по работам [Трифонов и др., 2002; Рогожин и др., 2008; Деев и др., 2013 а; 2018; Уломов и др., 2016; Deev et al., 2017]. Эпицентры исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений приведены по данным сейсмических каталогов IRIS и [Уломов, Медведева, 2011]. Карты оттененного рельефа построены с использованием программы GeoMapApp [http://www.geomarapp.org].

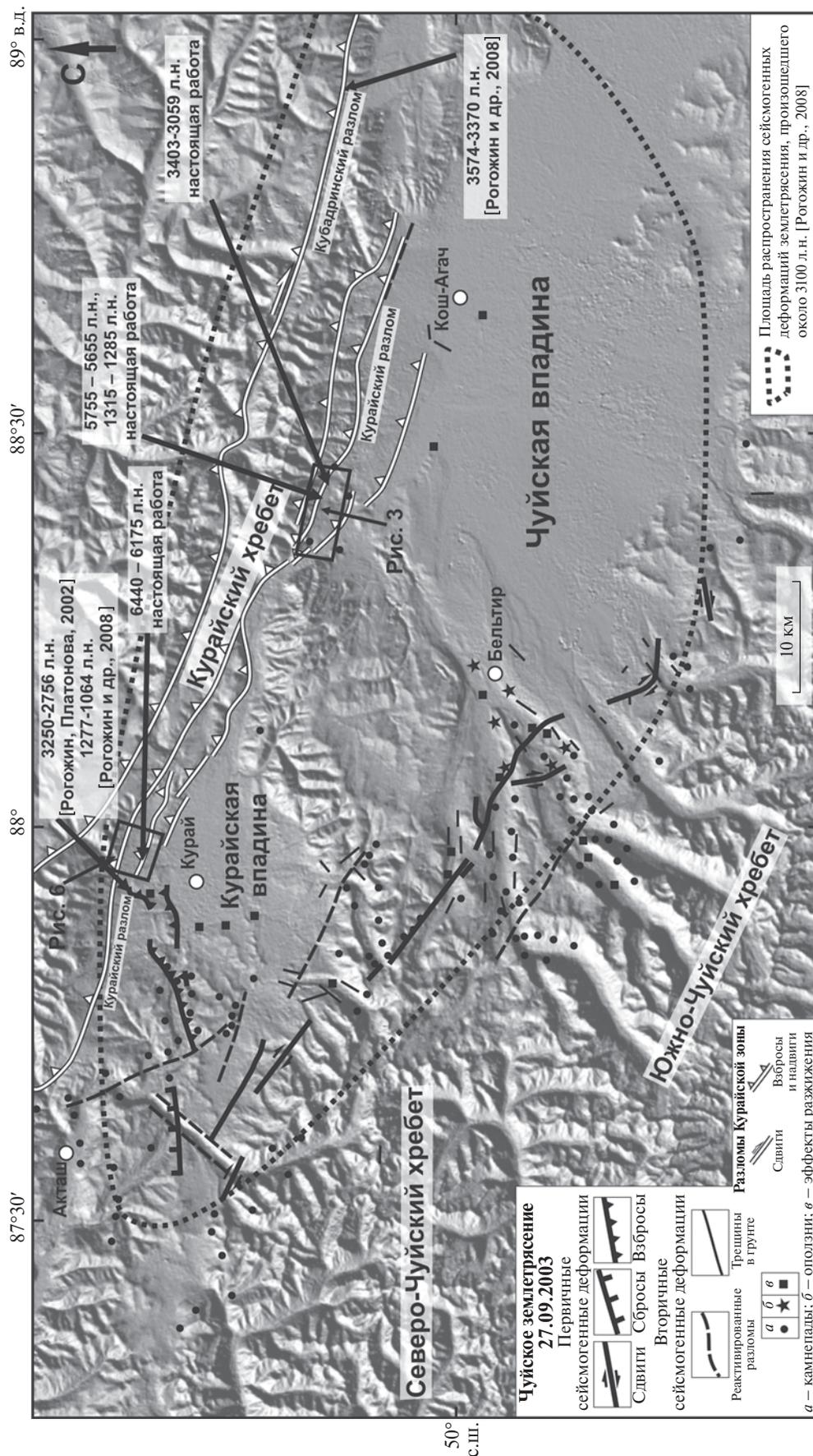


Рис. 2. Структура Курайской зоны разломов (белые линии); показаны возраст первичных палеосейсмических локаций. Первичные и вторичные деформации Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. ($M_s = 7.3$; $I = 8-9$) приведены по работам [Рогожин и др., 2008; Tatevossian et al., 2009]. Область распространения сейсмических деформаций землетрясения, произошедшего около 3100 л. н., нанесена по работе [Рогожин и др., 2008]. Карта отнесенного рельефа построена с использованием программы GeoMapApp [http://www.geomapp.org].

на север [Трифонов и др., 2002]. Смещения долин временных водотоков указывает на правосторонние смещения по разлому с амплитудой до 200 м [Рогожин и др., 2008]. Расположенные южнее субпараллельные разломы обеспечивают надвигание Курайского хребта на отложения впадины, а также контролируют положение наклонной предгорной равнины и заболоченной поймы р. Чуя. Наиболее контрастно морфологически и в цветовой гамме отложений и пород выражен Курайский разлом, образующий уступ высотой до 200–250 м. По нему во взбросо-надвиговые движения вовлечены не только докайнозойские коренные породы, но и неоген-четвертичные отложения.

В районе Курайской впадины Курайская зона разломов представлена несколькими субпараллельными взбросами и надвигами, по которым палеозойские породы Курайского хребта надвигаются в сторону впадины [Бондаренко и др., 1968; Неведрова и др., 2014]. Скважинами и канавами выявлено надвигание палеозойских пород всячего крыла Курайского разлома на неогеновые и четвертичные (в том числе на плейстоценовые морены) отложения Курайской впадины с амплитудой до 200 м [Бондаренко и др., 1968].

За период 1963–2009 гг. Курайская зона разломов проявила себя как относительно слабосейсмичная структура. Вдоль нее зарегистрированы многочисленные землетрясения с $M \leq 5$ [Жалковский и др., 1995; Adija et al., 2003]. На более сильную древнюю сейсмическую активность Курайской зоны разломов указывают обнаруженные здесь первичные сейсмодислокации [Рогожин и др., 2008], а также многочисленные оползни и обвалы, которые могут иметь сейсмогенную природу [Девяткин, 1965; Бутвиловский, 1993; Зольников и др., 2016; Rogozhin et al., 1998].

Вдоль Курайского разлома, в северо-западном замыкании Чуйской впадины, нами выявлен ранее неизвестный обратный разломный уступ (в всячем крыле находятся отложения, изначально расположенные ниже по склону) [Deev et al., 2017]. Уступ отдельными сегментами протягивается на 6.4 км на запад от долины р. Тыдтуярык (рис. 3а). Всего выявлено 14 сегментов. Сегментация уступа определяется: а) наличием кулисно надстраивающих друг друга разрывов; б) его разрушением оползнями и временными водотоками. Высота уступа в различных

сегментах колеблется от 0.5 до 8 м. Профилирование с использованием GPS показало, что в сегментах 4, 7 и 13 величина вертикального отступа достигает 5.3–8.3 м (рис. 3б–3д). Между сегментами 4 и 5, 7 и 8 (нумерация сегментов с запада на восток) зафиксированы выходы подземных источников, что говорит об обводненности разлома.

Ранее проведенные исследования в 13 сегменте разломного уступа показали следующее. Здесь разломный уступ сечет позднеплейстоцен-голоценовую предгорную равнину. Образовавшаяся перед фронтом разломного уступа впадина шириной несколько метров заполняется делювиально-коллювиальным материалом и отложениями пролювиальных конусов выноса. Благодаря тектоническому подпору, в периоды увлажнения здесь создается благоприятная среда для более интенсивного роста степной растительности и образования современной почвы. В траншее, пройденной на западном окончании сегмента (50.10635° N , 88.43391° E) зафиксирован факт надвигания отложений Чуйской впадины в сторону Курайского хребта (траншея 1 на рис. 3а). Высота уступа возле траншеи составляет 2.5 м, вертикальный отступ – 6.0 м (рис. 3б). В результате проведенной реконструкции установлено, что во время сейсмогенной подвижки по надвигу с углом 30° вертикальное смещение составило 2.4 м, смещение вдоль линии падения разломной плоскости – 4.8 м, величина горизонтального сокращения определена в 4.1 м. Величина смещения по разрыву позволила оценить моментную магнитуду землетрясения¹ – $M_w = 7.2 \div 7.6$ (табл. 1). Возраст землетрясения определяется ^{14}C датированием суглинка из нижней части коллювиального клина – 3050 ± 70 лет (MKL-2681), калиброванный возраст – 3403–3059 лет назад [Deev et al., 2017].

В сегменте № 7 разломный уступ сечет позднеплейстоцен-голоценовый пролювиальный конус выноса I (рис. 4). В уступ упирается более молодой пролювиальный конус выноса II. Образовавшаяся между разломным уступом и коренным эрозионным склоном впадина шириной несколько метров, представляет собой рампу. Она заполняется коллювиальным материалом, поступающим с разломного уступа и коренного склона, а также пролювием (при сильных паводках во временном водотоке). Благодаря

¹ Здесь и далее при расчете моментных магнитуд палеоземлетрясений использованы корреляционные зависимости из работы [Wells, Coppersmith, 1994].

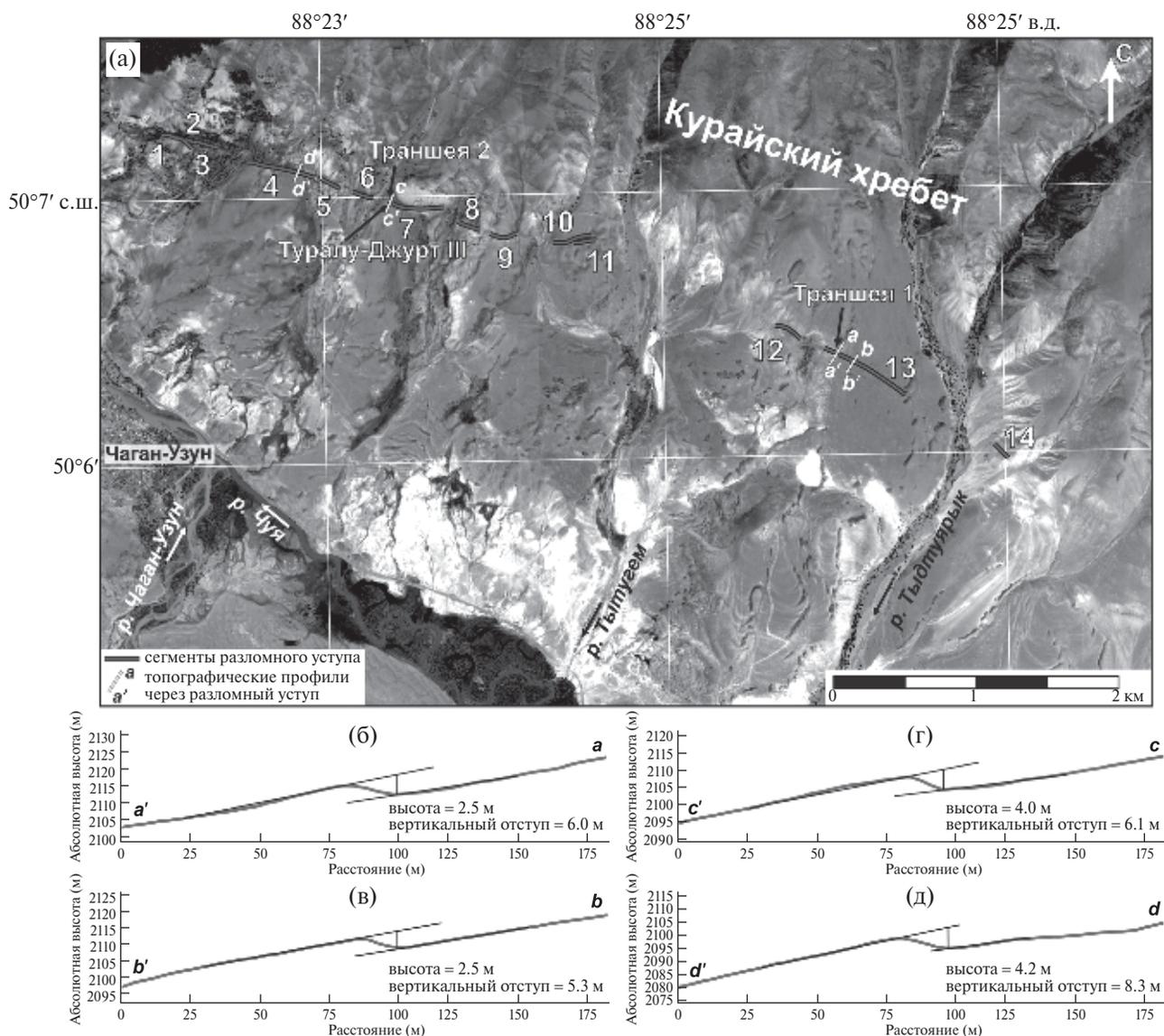


Рис. 3. Детальная карта расположения сегментов разломного уступа (а) по работе [Deev et al., 2017]. В качестве основы использован космоснимок QuickBird [http://earth.google.com]. Топографические профили через сегменты разломного уступа, выполненные с использованием GPS (б)–(д): профиль $a-a'$ на рис. 3а (б); профиль $b-b'$ на рис. 3а (б); профиль $c-c'$ на рис. 3а (г); профиль $d-d'$ на рис. 3а (д).

Таблица 1. Параметры сильных палеоземлетрясений, выявленных в пределах Курайской зоны разломов

Положение очаговой зоны	Характер деформаций	Магнитуда, M_w	I , баллы (шкала MSK-64)	Возраст
Северо-запад Чуйской впадины; Курайская зона разломов	Взброс с амплитудой смещения 1.8 м	6.9÷7.1	8–9	~1300 лет
Северо-запад Чуйской впадины; Курайская зона разломов	Надвиг с амплитудой смещения 4.8 м	7.2÷7.6	9–11	~3200 лет
Северо-запад Чуйской впадины; Курайская зона разломов	Разломный уступ высотой около 2 м	~7 (?)	8–9 (?)	~5800 лет
Северная часть Курайской впадины; Курайская зона разломов	Взброс с амплитудой смещения 1.2 м	6.7÷7.0	8–9	~6500 лет

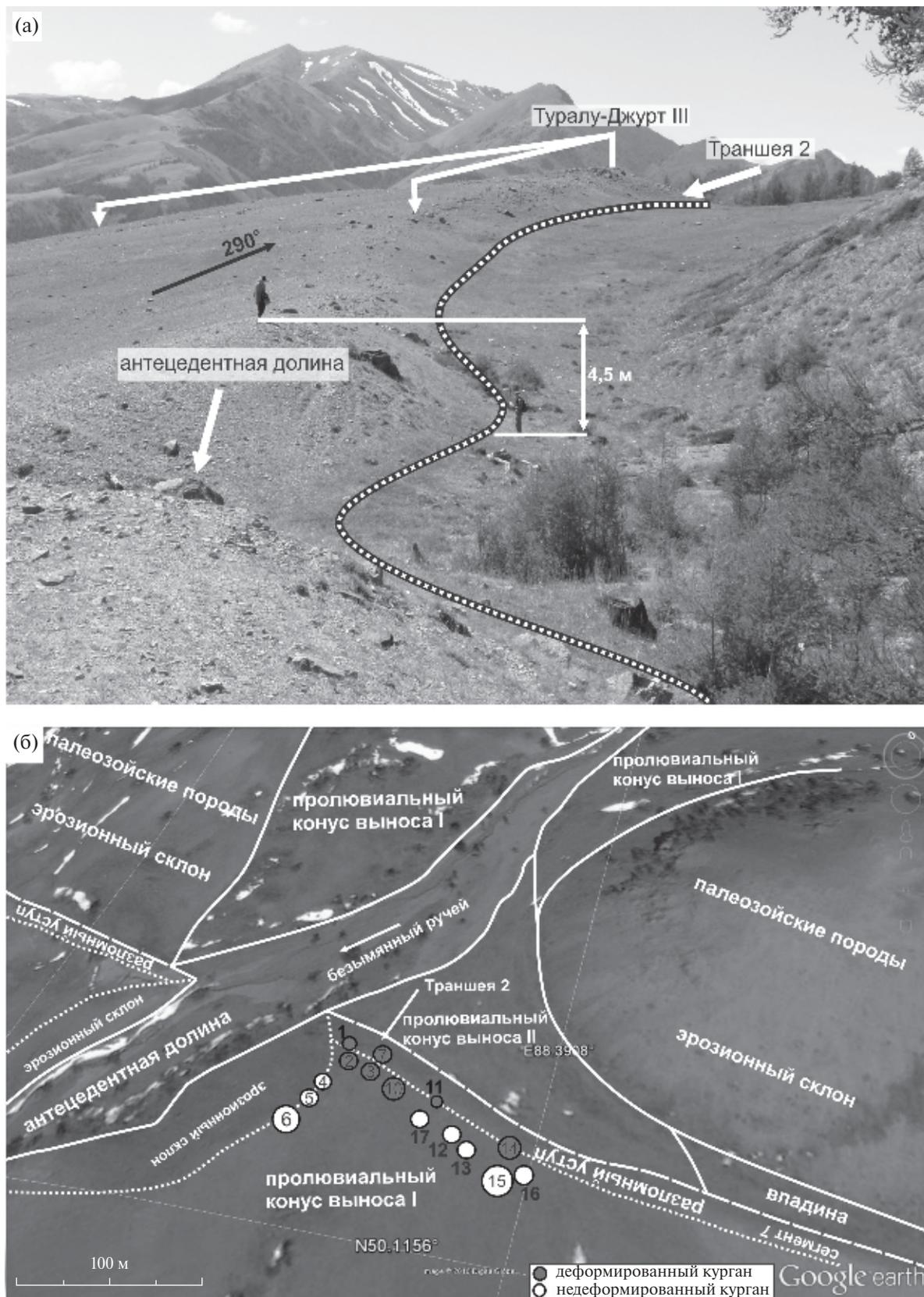


Рис. 4. Сегмент № 7 разломного уступа, вид на запад (а), показано положение курганного могильника Туралу-Джурт III и траншеи 2 на западном краю сегмента. Геоморфологическая схема западной части сегмента № 7 и план расположения курганов могильника Туралу-Джурт III (б), в качестве основы использован космоснимок QuickBird [<http://earth.google.com>].

тектоническому подпору наблюдается повышенная увлажненность отложений впадины, что обеспечивает более интенсивный рост здесь растительности. Сам уступ прорезается антецедентными долинами. В месте проходки траншеи уступ имеет высоту 4.0 м и вертикальный отступ 6.1 м (рис. 3г).

Траншея 2 пройдена на западном окончании сегмента 7, в районе курганного могильника Туралу Джурт-III (50.11645° N, 88.38987° E, Alt = 2117 м) (см. рис. 4). В северо-западной стенке траншеи зафиксирован крутопадающий на юг взброс (рис. 5). По разлому смещены коричневые, рыжие и белые алевроиты с редкими прослоями мелкозернистого песка и бурых углей олигоцен – нижнемиоценовой кошагачской свиты (слой 1, видимая мощность более 1 м) и серый до светло-коричневого массивный алевроит, насыщенный дресвой, щебнем и отломами с мелкими прослоями и линзами переотложенных неогеновых углей и алевроитов (слой 2, мощность 1.1 м). Амплитуда смещения в сторону Курайского хребта составила 1.8 м. Судя по поведению слоистости в слое 1 и ориентировке отдельных обломков слоя 2, слои 1 и 2 изгибаются в приразломную складку. В результате разрушения висячего крыла взброса сформировались отложения коллювиального клина. В нижней части они представлены щебенником с черным гумусированным алевроитом в заполнителе, среди которого встречаются прослои переотложенных неогеновых бурых углей и глинистых алевроитов (слой 4, мощность 0.6 м). Верхняя часть коллювиального клина сложена темно-серым до черного гумусированным алевроитом с многочисленными включениями дресвы и щебня (слой 5, мощность 0.9 м). Присутствие в коллювиальном клине гумусированного алевроита объясняется переотложением палеопочвы (слой 3, мощность 0.4 м), которая выделена в северо-восточном краю траншеи. Здесь же выделен слой 6 мощностью до 0.4 м, сложенный пролювиальным светло-серым с палевым оттенком алевроитом, который фашиально замещается на щебне-дресвяник с алевроитом в заполнителе. Разрез траншеи заканчивается современной горной слабогумусированной почвой, насыщенной дресвой и мелким щебнем (слой 7, мощность 0.1 м).

Описанный разрез траншеи имеет следующую палеосейсмологическую интерпретацию. Он фиксирует два палеоземлетрясения. Более древнее землетрясение фиксируется накоплением в разрезе мощного обогащенного гумусом слоя 3 (палеопочвы). В настоящее время, как и во второй половине голоцена, для высокогорий

Горного Алтая не характерно формирование столь гумусированных и мощных почв. Такая палеопочва могла сформироваться только в обстановке подпруженной тектоническим уступом небольшой впадины, подобной впадине в современном рельефе, расположенной между изучаемым сегментом разломного уступа и горным склоном (см. рис. 4). Верхняя возрастная граница землетрясения определяется началом накопления палеопочвы. AMS ¹⁴C возраст образца, отобранного в основании палеопочвы, составил 5002 ± 24 года (UGAMS-27117), калиброванный возраст – 5755–5655 лет назад, т. е. само землетрясение произошло около 5800 лет назад. Слой 2 в таком случае может быть интерпретирован как фрагмент коллювиального клина этого землетрясения.

При взбросовой подвижке последнего землетрясения амплитудой не менее 1.8 м произошло обновление и окончательное формирование разломного уступа. Возраст землетрясения определяется AMS ¹⁴C датированием костного материала из прикровельной части коллювиального клина – 1393 ± 22 года (UGAMS-27120), калиброванный возраст – 1315–1285 лет назад. Амплитуда смещения по разлому позволяет оценить параметры землетрясения: $M_w = 6.9 \div 7.1$, $I = 8–9$ (см. табл. 1). Очевидно, что именно с этим землетрясением связаны деформации каменных надмогильных конструкций курганного могильника Туралу Джурт-III, погребальная планиграфия которого свидетельствует о его широкой возрастной хронологии – от эпохи палеометалла до раннего средневековья [Деев, Боровский, 2017; Deev et al., 2017]. Параметры разломного уступа говорят о том, что и землетрясение с возрастом около 5800 лет назад имело магнитуду около 7 и интенсивность 8–9 баллов.

Еще один активно растущий разломный уступ является смыкающим сегментом между форберговыми поднятиями, разделяющими расположенный на севере Акташский грабен от остальной части Курайской впадины [Девяткин, 1965; Невердова и др., 2014]. Он прослеживается по азимуту 115° на 1.9 км между долинами рр. Курайка и Кызылташ (рис. 6). Уступ сечет позднеплейстоцен-голоценовый пролювиальный конус выноса и надпойменные террасы. Его высота возрастает с запада на восток от 2–3 до 15 м. Поймы рек Курайка и Кызылташ перед уступом расширяются до 300 и 650 м, соответственно. При этом пойма р. Кызылташ представляет собой заболоченное пространство. Вдоль уступа проходит мелиоративный

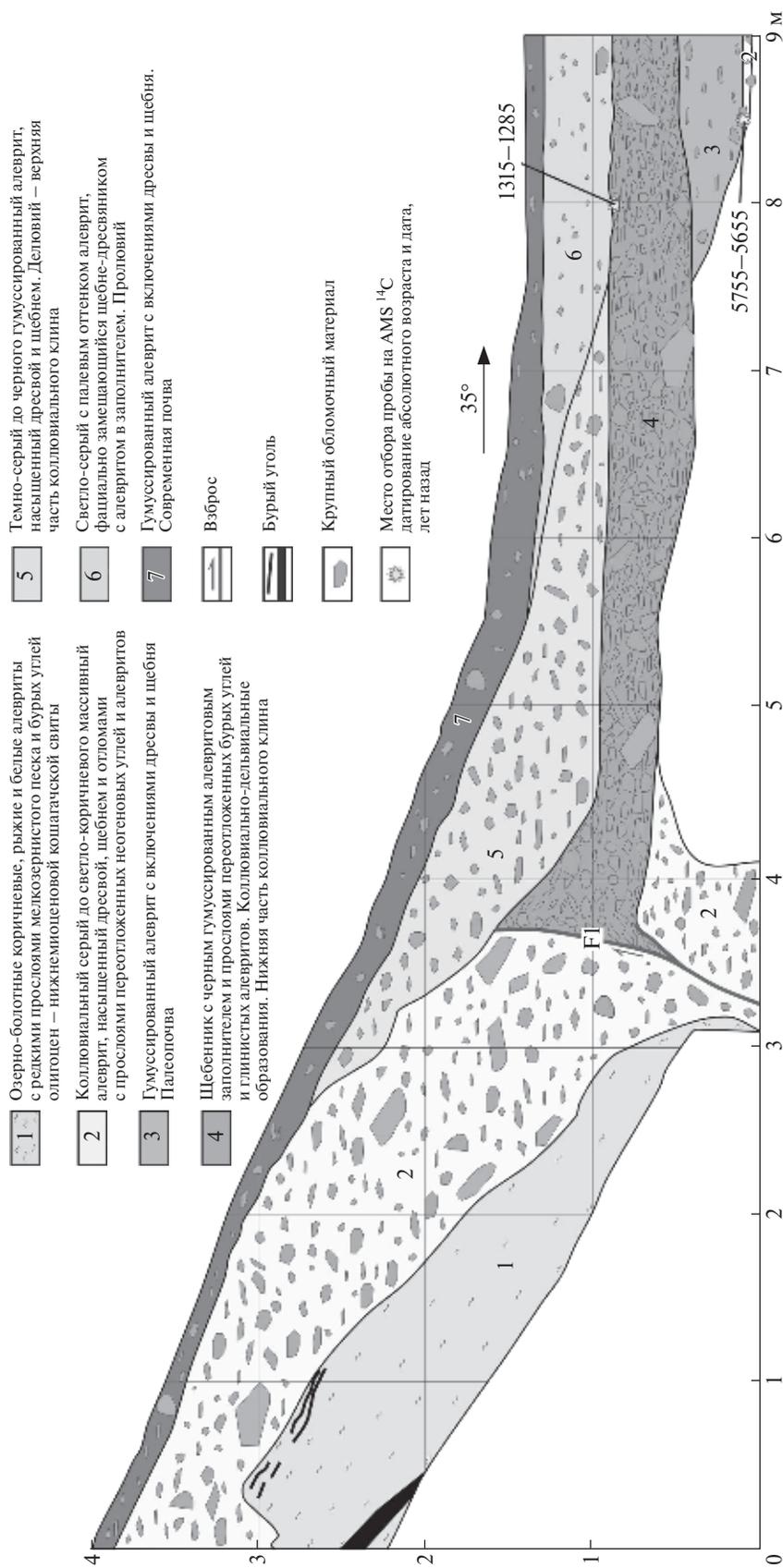


Рис. 5. Разрез северо-западной стенки траншеи 2.



Рис. 6. Структурно-геоморфологическая схема северной части Курайской впадины в районе траншеи 3. В качестве основы использован космоснимок QuickBird [http://earth.google.com].

канал, отводящий часть воды из р. Курайка в р. Кызылтыш. На западном окончании уступа (50.25957°N , 87.95397°E , $\text{Alt} = 1644 \text{ м}$) пройдена траншея 3 протяженностью 10.3 м и максимальной глубиной до 1.7 м. Высота разломного уступа, смещающего отложения пролювиального конуса выноса, в месте заложения траншеи составила 2 м.

В западной стенке траншеи (рис. 7) вскрыты серые пролювиальные субгоризонтально- и полого-линзовидно-слоистые валунные галечники (слои 1 и 3, мощность более 0.8 и 0.8 м) и массивные пролювиальные гравийники (слои 2 и 4, мощность 0.15 и 0.1 м). Залегание слоев 3 и 4 нарушено падающим на юг сейсмогенным взбросом с амплитудой смещения 1.2 м. Висячем крыле взброса слои 1–4 собраны в приразломную складку. Кроме того, в висячем крыле наблюдаются две клиновидные структуры растяжения, рассекающих слои 1–4. Структуры растяжения выполнены серым массивным валунным галечником с фрагментами слабогумуссированных алевритистых песков (слой 5, мощность более 1.5 м). Слой представляет собой коллювиальный клин, сложенный переотложенным

материалом слоев 1–4. Он также срезает взброс и отложения слоев 3 и 4 во фронте уступа. В понижении в кровле слоя 5 выделен маломощный прослой гумуссированной супеси (слой 6, мощность 0.2 м), которая представляет собой делювий, участвующий в строении коллювиального клина. Завершают разрез траншеи делювиальный карбонатизированный гравийник (слой 7, мощность 0.15 м) – верхняя часть коллювиального клина и современная почва. Амплитуда смещения по взбросу (определена по положению слоя 4 в 1 и 8 м траншеи) позволяет оценить моментную магнитуду палеоземлетрясения – $M_w = 6.7 \div 7.0$, что соответствует $I = 8–9$ баллов по шкале MSK-64 (см. табл. 1).

С целью определения возраста верхней возрастной границы древнего землетрясения, в результате которого сформировался взброс, сопутствующие ему приразломная складка и структуры растяжения в висячем крыле, был отобран образец гумуссированной супеси из слоя 6. AMS ^{14}C возраст образца составил 5487 ± 71 лет (UGAMS-27118), калиброванный возраст – 6440–6175 лет назад, т. е. само землетрясение произошло около 6500 лет назад.

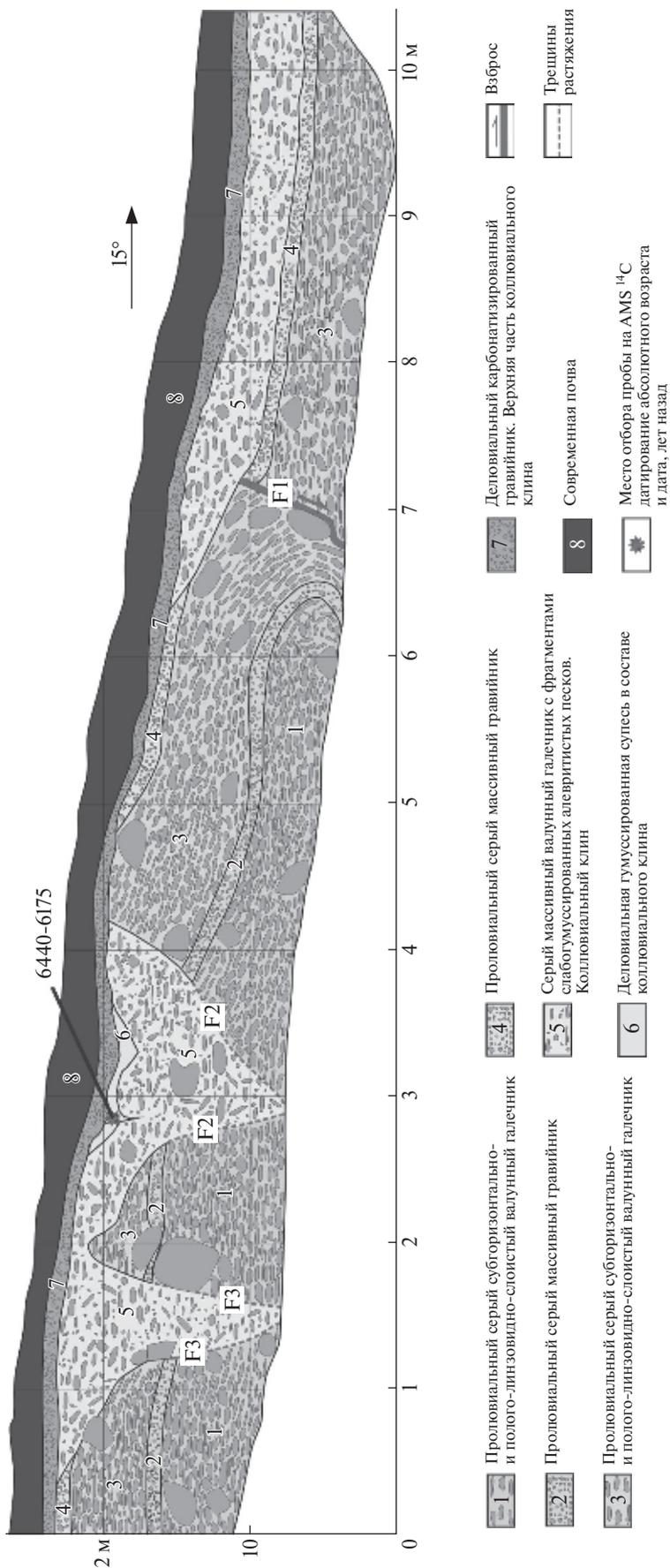


Рис. 7. Разрез западной стенки траншеи 3.

2.2. Зона Катунского разлома

Катунский разлом — одна из ключевых активных структур Горного Алтая. Кинематически он трактуется как правосторонний сдвиг [Yin, 2010] или как раздвиг [Лукина, 1996; Трифонов и др., 2002]. Наши исследования показали, что вместе с оперяющими разломами Катунский разлом образует зону растяжения шириной до 20–40 км и протяженностью до 200 км. Вдоль разлома выделяется несколько приразломных грабенов — Яломанский, Чемальский, Усть-Семинский и Манжерокский [Деев и др., 2012 а; 2015]. По Катунскому разлому заложена долина самой крупной из рек Горного Алтая — р. Катунь. Практически все оперяющие Катунский разлом дизъюнктивы дренируются крупными и мелкими правыми и левыми притоками Катунь. Молодость Катунского разлома подчеркнута резким понижением местного базиса эрозии для ряда притоков, в результате чего они имеют невыработанный профиль равновесия и обрываются к Катунь крутопадающими участками или водопадами.

Вероятно, формирование Катунского разлома началось в четвертичном периоде. Приразломные грабены выполнены комплексом четвертичных отложений, мощность которых может достигать 400 м. Наиболее древний бурочетный аллювий зафиксирован в Чемальском грабене [Ефимцев, 1964]. Он является стратиграфическим аналогом ниже-среднеплейстоценовой бурочетной молассы, выделяемой в пределах крупных межгорных впадин Горного Алтая (Чуйской, Курайской и Уймонской) и соответствующей основному этапу кайнозойского орогенеза [Федак и др., 2011; Деев и др., 2012 б; Русанов и др., 2017]. Стратиграфически выше залегают средне-позднеплейстоценовые отложения гигантских гляциальных паводков (ининская и сальджарская толщи). Их строение и слагаемые ими формы рельефа рассмотрены в работах [Парначев, 1999; Деев и др., 2009; 2012 а; 2013 а; 2015; Зольников, Деев, 2013 а; б; Зольников и др., 2015; 2016; Rudoy, Baker, 1993; Carling, 1996; 2013; Carling et al., 2002]. Суперпаводковые отложения слагают цоколь высоких (до 350 м над уровнем р. Катунь) и средних (до 60 м) эрозионных террас. Они перекрываются позднеплейстоцен-голоценовым субаэральным комплексом, включающим лессы и эоловые пески, делювиально-пролювиально-коллювиальные шлейфы. В них вложены позднеплейстоцен-голоценовый

аллювий, формирующий низкие террасы и поймы, и отложения обвальнo-подпрудных озер.

Инструментальные сейсмологические наблюдения и исторические данные показывают, что с зоной Катунского разлома связаны землетрясения с $M < 5.0$ [Кондорская, Шебалин, 1977; Жалковский и др., 1995; Деев и др., 2015].

Яломанский грабен расположен на южном окончании Катунского разлома (см. рис. 1б, рис. 8). Геоморфологически он представляет собой субмеридионально ориентированный участок расширения долины р. Катунь протяженностью 43 км и шириной до 3 км. По оперяющим его разломам заложены долины крупных притоков р. Катунь — рр. Чуя, Большой и Малый Яломан, Иня. Непосредственно в Яломанском грабене и его горном обрамлении за инструментальный период наблюдения фиксировано более 40 землетрясений. Наиболее значимое событие с $M = 6$ (21.04.1927) зафиксировано в 10 км к юго-востоку от южной оконечности грабена.

Многочисленные вторичные сейсмогенные деформационные структуры (сейсмиды), выявленные автором в пределах Яломанского грабена, свидетельствуют о том, что кластеры и отдельные палеоземлетрясения здесь проявлялись также около 150 и 90 тыс. лет назад, в интервале 38–19 тыс. лет назад, в интервале между 19–12.5 тыс. лет, моложе 12.5 тыс. лет [Деев и др., 2005; 2009; 2015; 2016; Deev et al., 2019] (см. табл. 2). Наиболее морфологически и масштабно выраженными являются сейсмиды двух последних возрастных интервалов.

Деформационные структуры землетрясения с возрастом в интервале между 19–12.5 тыс. лет обнаружены в разрезе Малояломанский, который расположен на левом берегу р. Малый Яломан в 3.5 км выше устья. В разрезе обособляется 6 слоев, характеристика которых приведена на рис. 9. Отложения слоев 1–4 на протяжении 100 м полого изогнуты и разбиты на блоки разного масштаба разломами и трещинами. Амплитуды смещения вдоль разломов, которые представляют собой преимущественно крутонаклонные сбросы и взбросы, достигают 0.5 м. Деформации постепенно затухают вниз по течению р. Малый Яломан. Деформации срезаются аллювием слоя 5. Возраст деформаций определен по результатам датирования отложений слоев 4 и 5. ИК-ОСЛ возраст образца песка, отобранного в средней части слоя 4, составил 18.9 ± 1.5 тыс. лет (RLQG 2205-093). В верхней

Таблица 2. Параметры сильных палеоземлетрясений, выявленных в зоне Катунского разлома (* – кластеры землетрясений)

Положение очаговой зоны	Характер деформаций	Магнитуда	I, баллы (шкала MSK-64)	Возраст
	8 горизонтов с деформациями мощностью от 2.5 до 40 см в озерных гравийниках, разнородных песках и алевритах. Деформации представлены пламенеvidными, подушечными структурами и структурами нагрузки.	≥ 5–5.5	≥ 6–7	~150 тыс. лет*
	Системы безкорневых трещин и микроразломов с малоамплитудными (до 20 см) смещениями, флексуры, конволютная слоистость в аллювиальных песчано-гравийниках.	≥ 5–5.5	≥ 6–7	~90 тыс. лет
	До 11 горизонтов с деформациями мощностью от 0.5 до 145 см в озерных песках, алевритах и дресвяниках. Деформации представлены пламенеvidными, подушечными и столбообразными структурами, структурами нагрузки, псевдонодулями, песчаными диапирами, несогласными поверхностями, конволютной слоистостью, складками, флексурами, микроразломами, брекчированными алевритами, Зафиксированы отложения грязекаменного потока, внедренные при спуске обвально-подпрудного озера в озерные алевриты и пески с деформацией их кровли. Деформации коррелируются на расстоянии 14 км.	≥ 5–5.5	≥ 6–7	~38–19 тыс. лет*
Яломанский грабен, район слияния рек М. Яломан и Катунь	Сбросы и взбросы амплитудой до 0.5 м в рыхлых отложениях. Грабенообразные просадки и клиновидные растяжения в суперпаводковых дресвяниках, заполненные аллювиальными галечниками. В 7.7 км к ЮВ – структуры перемешивания (пламенеvidные структуры и структуры нагрузки) аллювиальных галечников с подстилающими озерными алевритами и песками амплитудой до 0.5 м.	≥ 5–5.5	≥ 6–7	19–12.5 тыс. лет
Яломанский грабен, район слияния рек М. Яломан и Катунь	Структуры перемешивания аллювиальных галечников с перекрывающими пойменными алевритами, песками и делювием. Галечные диапиры в перекрывающий делювий с амплитудой до 2–3 м, вплоть до его разрыва на полную мощность. Дробление делювия на блоки и внедрение в него алевритовых и песчаных даек (мощность до 0.9 м и высота до 2.5 м) и силлов. Разломы с амплитудами до первых десятков сантиметров. В 7.7 км к ЮВ – структуры перемешивания аналогичных отложений амплитудой до 1 м.	7.2–7.6	10–11	моложе 12.5 тыс. лет
	Перекрытие коллювием курганов возле горного склона. Разброс коллювиальных глыб на расстояние до 25 м от горного склона, повреждение ими насыпей и крепид курганов, разрушение каменных внутримогильных сооружений (ящиков, перекрытий, обкладок, подбоев), нарушение анатомического положения скелетов погребенных, в том числе в захоронениях, не перекрытых коллювием.		5–6	III в. до н. э. – начало I в. н. э.

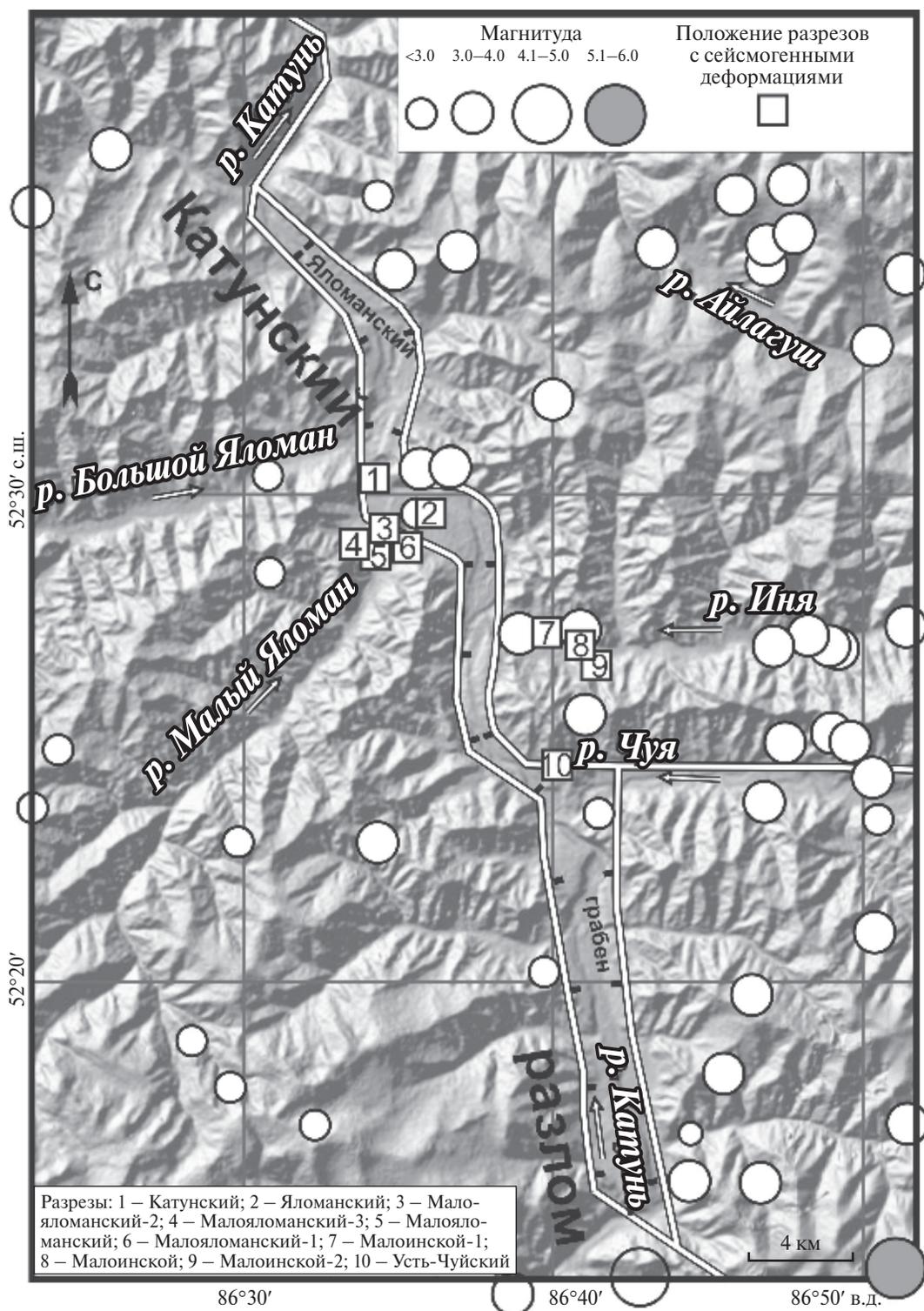
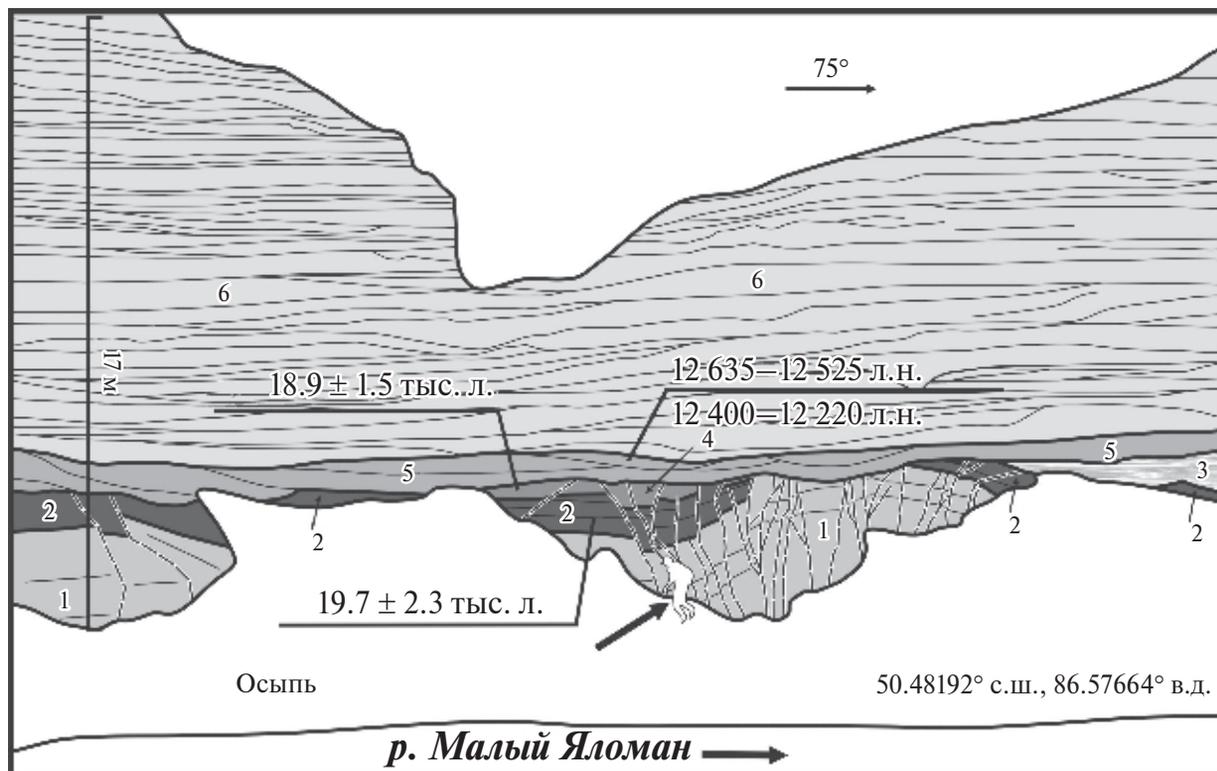


Рис. 8. Яломанский грабен по работе [Деев и др., 2015, с изменениями]. Белые линии – основные активные разломы. Эпицентры инструментально зарегистрированных и исторических землетрясений нанесены по данным Алтае-Саянского филиала геофизической службы РАН (период 1963–2009 гг.), сейсмических каталогов IRIS и [Уломов, Медведева, 2011].



- | | |
|--|---|
| <p>1 Слой 1. Серый параллельно-слоистый дресвяник с прослоями разнозернистых песков, алевритов и щебня (суперпаводковые отложения)</p> <p>2 Слой 2. Желтовато-серые субгоризонтально-параллельно-слоистые алевриты, разнозернистые пески, гравийники (озерные отложения)</p> <p>3 Слой 3. Серый массивный отломно-щебеник с песчано-алевритовым заполнителем (отложения грязекаменного потока)</p> <p>4 Слой 4. Серый косослоистый валунный галечник с прослоями песков (русловой аллювий)</p> | <p>5 Слой 5. Серый косослоистый валунный галечник с прослоями песков (русловой аллювий)</p> <p>6 Слой 6. Желтовато-серые дресвяники, щебнедресвяники, пески и алевриты с субгоризонтально-параллельной и пологолинзовидной слоистостью (делювий)</p> <p>Разломы и трещины</p> |
|--|---|

Рис. 9. Разрез Малояломанский (по работе [Деев и др., 2015, с изменениями]).

части слоя 5 обнаружены костные фрагменты *Cervus elaphus* (фрагмент берцовой кости, 10 см от кровли) и *Capra sibirica* (челюсть, 40 см от кровли). AMS 14 C возраст костей составил 10400 ± 50 (GrA-59490), калиброванный возраст 12400–12220 лет назад, и 10570 ± 50 (GrA-59489), калиброванный возраст 12635–12525 лет назад.

В разрезе Малояломанский-2 (рис. 10а), который находится в 5-метровой террасе левого берега, в 300 м ниже по течению р. Малый Яломан от разреза Малояломанский выделено два уровня развития деформационных структур. Первый представлен структурами растяжения в виде клиньев и грабенов в кровле слоя 1, выполненных отложениями нижней части слоя 2 (рис. 10а, 10б). В возрастном отношении эти деформационные структуры синхронны наиболее молодым деформациям в разрезе Малояломанс-

кий и сформировались в интервале 19–12.5 тыс. лет назад.

В значительно более масштабные совместные деформации вовлечены отложения слоев 1–4 (см. рис. 10а). Наблюдается их крупномасштабное перемешивание с образованием структур взаимного проникновения различного в гранулометрическом отношении разжиженного материала, амплитуда которых может достигать 2–3 м (рис. 10в), и отторженцев. Иногда аллювиальные валуно-галечники полностью прорывают отложения слоев 3 и 4 (рис. 10г). Отложения слоя 4 нарушены дайками (мощность до 0.9 м и высота до 2.5 м) и силлами, образованными за счет флюидизации алевритов и песков слоя 3 (рис. 10д). Помимо этого, отложения слоев 1–4 секутся плотной сетью крутонаклонных и вертикальных трещин и разломов с малыми амплитудами (первые сантиметры – первые десятки сантиметров) смещений.

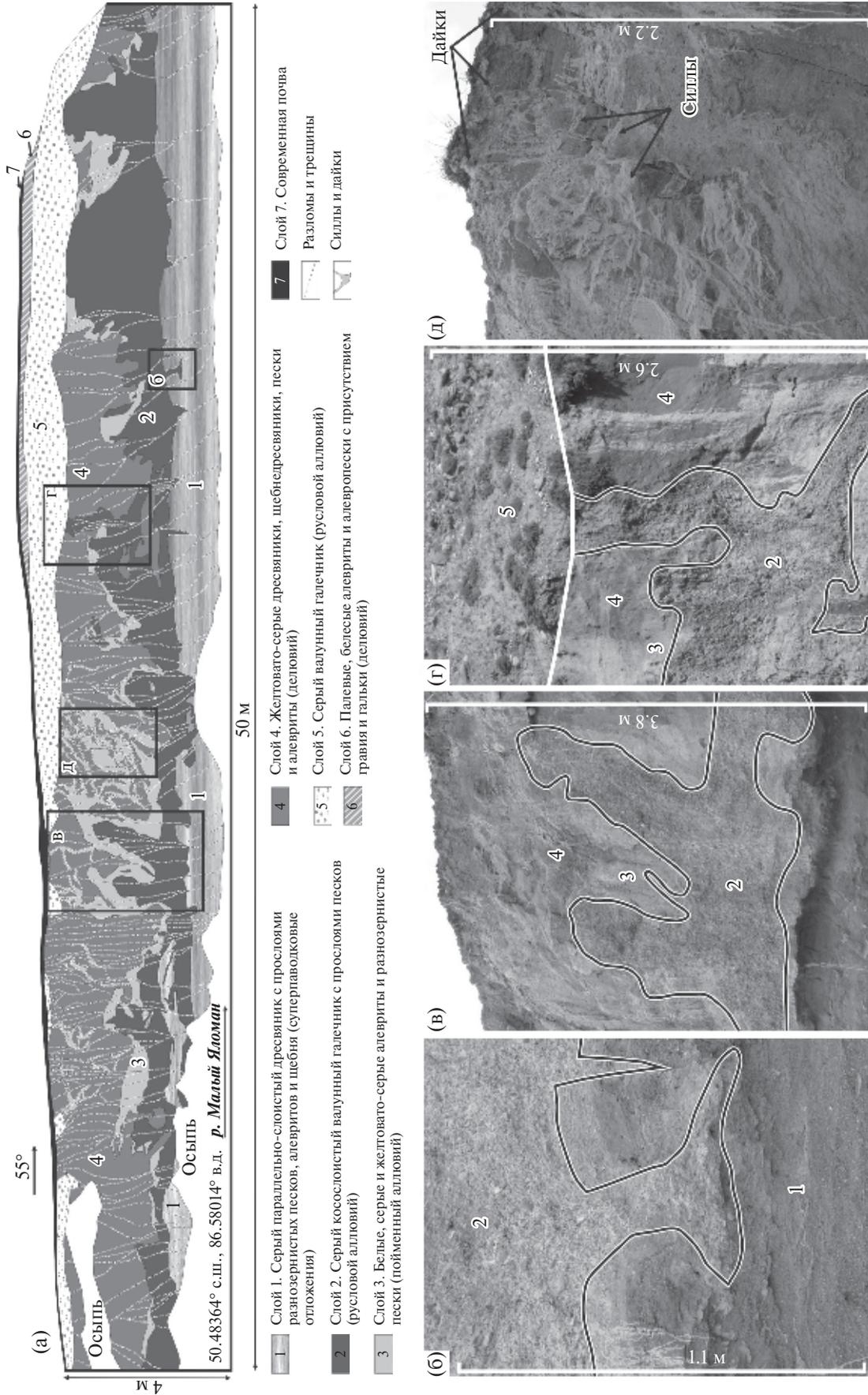


Рис. 10. Разрез Малояломанский 2 (а) (по работе [Деев и др., 2015, с изменениями; Deev et al., 2019]). Структуры растяжения в кровле слоя 1, выполненные аллювиальным галечником слоя 2 (б). Диаметры аллювиального галечника слоя 2 в дельтавиальные отложения слоя 4 (в). Прорывание дельтавиальных отложений слоя 4 аллювиальным галечником слоя 2 (г). Светлоокрашенные песчаные и алевроитовые дайки и силлы в темноокрашенных дельтавиальных отложениях слоя 4 (д).

Деформации запечатываются и срезаются аллювием слоя 5. Нижняя возрастная граница деформационных структур определяется по материалам AMS ^{14}C датирования отложений разреза Малояломанский в 12.5 тыс. лет. Добавим, что два уровня развития деформаций в стратиграфической последовательности, аналогичной разрезам Малояломанский и Малояломанский-2, обнаружены и в долине р. Малая Иня (разрез Малоинской), правого притока р. Катунь, в 7.7 км на юго-восток (см. рис. 8).

Наиболее определенно о параметрах палеоземлетрясения позволяют судить только деформационные структуры верхнего уровня в разрезе Малояломанский-2. Масштабные структуры перемешивания с вовлечением аллювиальных галечников свидетельствует о магнитуде землетрясения, явившегося триггером для вторичных деформаций, $M \geq 7-8$ [Rodríguez-Pascua et al., 2000; Bezerra et al., 2005]. Параметры (высота и ширина) обнаруженных нами песчаных даек позволяют с использованием корреляционных зависимостей из работы [Lunina, Gladkov, 2015] оценить магнитуду этого голоценового землетрясения – $M_s = 7.2-7.6$. При такой магнитуде интенсивность землетрясения могла достигать 10–11 баллов по шкале MSK-64. Эти значения близки к максимально известным параметрам землетрясений для Горного Алтая и прилегающих территорий. Следовательно, в Яломанском грабене находится эпицентральная зона сильного палеоземлетрясения с возрастом моложе 12.5 тыс. лет.

Существующие оценки пространственной локализации сейсмиков от эпицентров и сейсмогенерирующих структур [Лунина и др., 2014; Galli, 2000] позволяют утверждать, что эпицентры древних землетрясений, в результате которых сформировались выявленные разнотипные деформации остальных возрастных интервалов, могли быть связаны либо с самим Катунским разломом, либо с его разломными оперениями. Обобщения для различных регионов мира показывают, что сейсмичность образуется в приповерхностных рыхлых влагонасыщенных осадках, главным образом, при землетрясениях с $M \geq 5-5.5$ [Kuribayashi, Tatsuoka, 1975; Ambraseys, 1988; Galli, 2000; Papathanassiou et al., 2005], т. е. они возникают в областях сотрясений с интенсивностью $I \geq 6-7$ баллов по шкале MSK-64.

Следы еще одного исторического землетрясения, произошедшего в период с III в. до н. э. по начало I в. н. э., выявлены нами при археологических исследованиях некрополя скифского времени Чултуков Лог-1, который расположен в пределах Манжерокского грабена (северное окончание Катунского разлома) (см. рис. 16). Здесь зафиксированы: перекрытие коллювием курганов возле горного склона, разброс коллювиальных глыб на расстояние до 25 м от горного склона, повреждение ими насыпей и крепид курганов, разрушение каменных внутримогильных сооружений, нарушение анатомического положения скелетов погребенных, в том числе в захоронениях, не перекрытых коллювием [Деев и др., 2012 а; 2016; Деев, Бородовский, 2017]. Деформации курганов могильника Чултуков Лог-1 не позволяют оценить магнитуду палеоземлетрясения и положение эпицентральной области. Однако формирование сейсмогенного коллювия, согласно шкале MSK-64, начинается при интенсивности сотрясений равной 5–6 баллов.

2.3. Район Уймонской внутригорной впадины

Уймонская впадина является третьей по величине (300 км²) среди внутригорных впадин Горного Алтая. Впадина вытянута вдоль субширотной оси на 30 км при средней ширине около 10 км (рис. 11). Геоэлектрические исследования показали, что глубина залегания фундамента Уймонской впадины может достигать 850 м [Деев и др., 2012 в]. Бурение верхних 400 м разреза показало, что впадина выполнена миоцен-четвертичными полифациальными континентальными отложениями [Русанов и др., 2017]. Вместе с расположенными к востоку (Катандинская, Тюнгурская, Тургундинская) и западу (Тюгюрюкская, Абайская) впадинами она образует цепочку отрицательных морфоструктур, которые в центральной части Горного Алтая разделяют высокогорные хребты Теректинский (2200–2900 м) с одной стороны, Катунский (2800–4500 м) и Холзун (2000–2500 м) – с другой [Деев и др., 2013 а].

Уймонская впадина находится в зоне активного Уймонского разлома [Лукина, 1996; Трифонов и др., 2002], который частично наследует положение Южно-Теректинского правого сдвиго-надвига палеозойского заложения [Федак и др., 2011]. Поэтому мы предлагаем называть

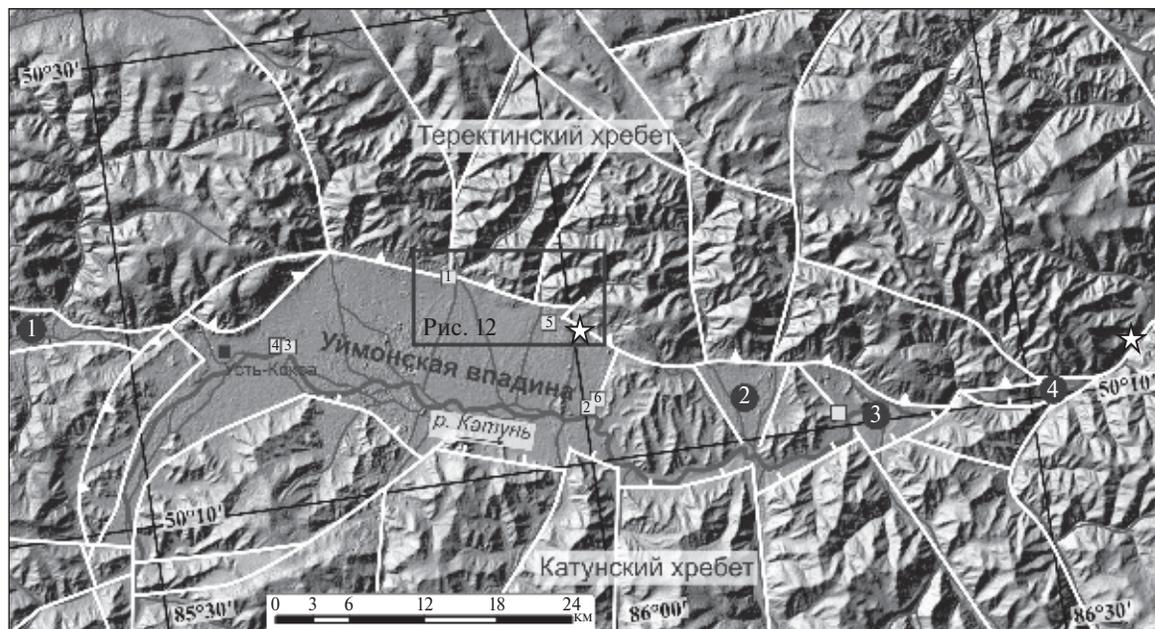


Рис. 11. Неотектоническая блоковая структура района Уймонской внутригорной впадины. Белые линии – неотектонические, в том числе, активные разломы. Внутригорные впадины (цифры в черных кругах): 1 – Тюгюрюкская, 2 – Катандинская, 3 – Тюнгульская, 4 – Тургундинская. Разрезы с датировками абсолютного возраста сейсмогенных деформаций (квадраты): 1 – карьер Теректа, 2 – Маргалинский, 3 – Усть-Башталинский-1. Прочие разрезы с сейсмогенными деформациями (квадраты) (по работе [Деев и др., 2013 а]); 4 – Усть-Башталинский-2, 5 – Чендекский, 6 – Восточно-Уймонский, 7 – Тюнгульский. Звезды – травертиновые поля.

Южно-Теректинским разлом, являющийся северным ограничением впадины, сохраняя для ветви разлома, ограничивающей впадину с юга, название Уймонский. Наиболее активным в современном рельефе выглядит Южно-Теректинский разлом. Разлом характеризуется взбросовой кинематикой. Надвигание Теректинского хребта по разлому на отложения Уймонской впадины зафиксировано геологическими наблюдениями, данными бурения и электротомографии [Шмидт, 1963; Деев и др., 2012 в]. Помимо основного уступа в зоне Южно-Теректинского разлома наблюдаются серии более мелких разломных уступов, количество, высотное положение и морфологическая выраженность которых изменяются вдоль простирания разломной зоны (рис. 12). В уступах, наряду с коренными породами, вскрываются полифациальные позднелеплейстоцен-голоценовые отложения [Волков, Сергеев, 1961; Левицкий и др., 1964; Деев и др., 2012 в; Зольников и др., 2016].

В районе Уймонской впадины и ее горного обрамления сейсмостанциями регулярно регистрируются землетрясения вплоть до $M=4.6$. Так 18.09.1997 г. зафиксировано Тюнгульское землетрясение с эпицентром в районе массива

г. Белуха с $M_c=4.4$ и $I_0=6$ баллов [Филина и др., 2003]. По данным каталога [Кондорская, Шебалин, 1977] с Уймонским разломом связаны эпицентры более сильных исторических землетрясений 19.10.1894 г. ($M=5.9$), 15.04.1904 г. ($M=5.4$) и 17.11.1913 г. ($M=5.4$).

Строение зоны Южно-Теректинского разлома изучено в карьере, вскрывающем его на западной окраине пос. Теректа (50.29567°N , 85.86964°E , $\text{Alt}=1083 \text{ м}$) (см. рис. 13). Здесь в разломном уступе высотой 15–20 м обнажаются преимущественно коллювиально-делювиальные отложения. Их структуру нарушают сейсмогенные разрывы, соответствующие двум палеоземлетрясениям. Более древнему событию соответствуют два одновозрастных взбросо-надвига $F1$ и $F2$ с амплитудами смещения 1.5 и 3.6 м, соответственно. Они смещают делювиальные отложения слоев 1, 2 и палеопочву (слой 3). Слой 1 представлен полого-линзовидным переслаиванием светло-коричневых алевритов, дресвяников и щебенников, видимая мощность более 1 м. Слой 2 сложен полого-линзовидным переслаиванием серовато-бурых с белесоватыми карбонатными выцветами щебенников, дресвяников и песков, среди которых присутствуют плохо



Рис. 12. Строение зоны Южно-Теректинского разлома на участке между пос. Теректа и Маргала.

окатанные валуны; видимая мощность слоя более 2.3 м. В качестве нижней части коллювиального клина, образовавшегося при разрушении висячих крыльев, следует рассматривать массивный с коричневатым оттенком коллювиально-делювиальный щебне-дресвяник с песчано-алевритовым заполнителем (слой 4, мощность до 1.5 м). Верхняя часть коллювиального клина сложена полого-линзовидно-слоистым серым делювиальным щебне-дресвяником с алевритовым заполнителем (слой 5, мощность до 1.8 м), который срезает слои 2–4, разломы F1 и F2. Стабилизации уступа отвечают палеопочва (слой 6, мощность до 0.4 м) и слой 7, представленный лужевыми отложениями – белесые и светло-коричневые алевриты мощностью до 0.7 м.

При более молодом землетрясении возник разрыв F3. В стенке карьера он смещает слои 2 и 3 с амплитудой более 8 м. В качестве коллювиального клина землетрясения следует рассматривать слой 8. Слой представлен палевым с буроватым оттенком алевритом, в котором беспорядочно рассеяны дресва и щебень. Иногда наблюдаются дресвяно-щебнистые линзы мощностью до 0.15 м. Встречаются отторженцы размером 0.1–0.35 м алевритов слоя 7. Подошва неровная, срезает слои 2–7, плоскость разлома F3. Мощность до 2.1 м. Из основания слоя отобраны древесные угли. Радиоуглеродное

датирование отобранных из основания слоя 8 древесных углей – 1270 ± 50 лет (СОАН-8456) – позволило установить возраст более молодой сейсмогенной подвижки [Деев и др., 2012 в]. Она произошла около 1285–1175 лет назад, т. е. в 7–8 вв. н. э. Завершается разрез современной почвой (слой 9, мощность 0.3 м). Амплитуда смещения вдоль плоскости разлома F3 позволяет оценить моментную магнитуду землетрясения $M_w = 7.4 \div 7.7$ (табл. 3). Интенсивность сотрясений на поверхности при такой магнитуде достигала $I = 9–11$ баллов (по шкале MSK-64). Поверхностные разрывы в аналогичном стратиграфическом положении были обнаружены нами ранее в разрезе Чендекский, который расположен в 9 км к юго-востоку (см. рис. 12). Возраст второго землетрясения пока установить не удалось. Смещения вдоль сейсмогенных разрывов указывают, что его $M_w = 7.1 \div 7.4$, а интенсивность могла достигать $I = 9–10$ баллов.

Еще один эпизод активизации Южно-Теректинского разлома зафиксирован при датировании тектонической брекчии, которая обнажается в разломном уступе в 1 км к востоку от пос. Маргала ($50.2448^\circ N$, $86.00142^\circ E$) (см. рис. 12). В результате подвижки произошло дробление в зоне разлома мраморов теректинского метаморфического комплекса (MPR-O₁) и дальнейшая проработка зоны дробления подземными

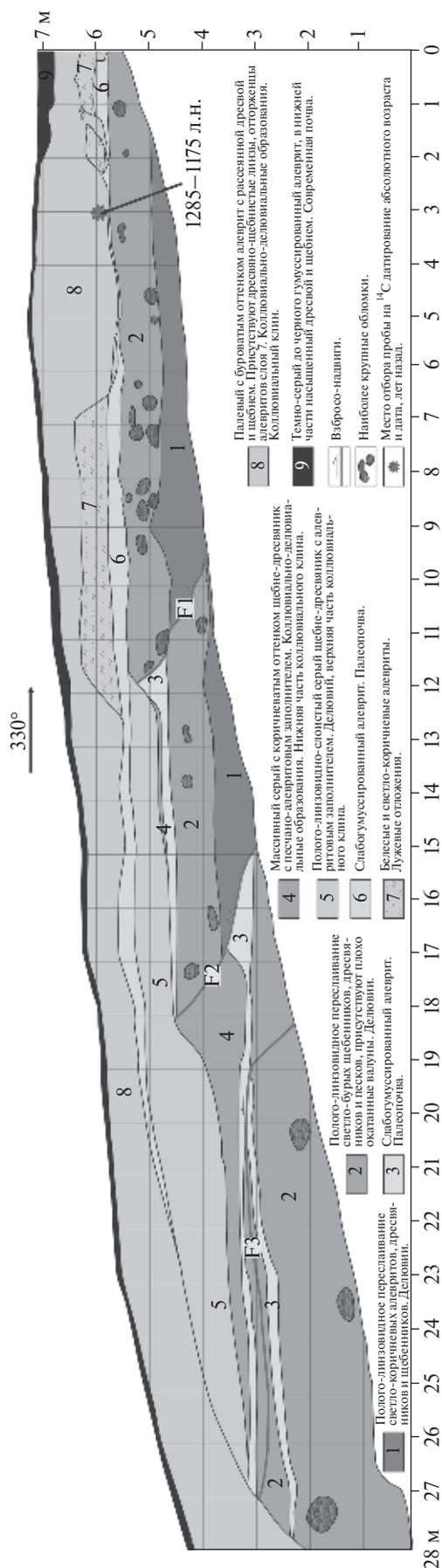


Рис. 13. Разрез юго-западной стенки карьера на западной окраине пос. Теректа.

водами, обогащенными углекислотой, с отложением цементирующего обломки мраморов карбонатного травертинового материала. Радиоуглеродный возраст травертинов составил 14605 ± 95 лет (СОАН-8547), калиброванный возраст – 15970–15700 лет назад [Русанов и др., 2013]. Это древнее землетрясение, произошедшее около 16 тыс. лет назад, вполне могло послужить триггером для формирования в долине р. Катунь сейсмогравитационных структур, обусловивших формирование в Уймонской котловине обвального-подпрудного озера, OSL возраст базальной части отложений которого составляет 14 ± 1 тыс. лет [Зольников и др., 2016]. Такие крупные сейсмогравитационные структуры формируются при землетрясениях с $M \geq 7$ и интенсивностью не менее 9–10 баллов (см. табл. 3).

Разрушение обвальной плотины и спуск озера коррелируется с сопоставимым по параметрам землетрясением на рубеже 6 тыс. лет назад. Землетрясению соответствуют вторичные деформации в озерных песках и алевритах в виде подушечных синформ размером 4.5–5.5 м, песчаных вулканов, микроразломов со смещениями в первые сантиметры и трещин. Подобного рода деформации характерны для землетрясений с $M \geq 7$ [Rodríguez-Pascua et al., 2000], т. е. поверхностные сотрясения с $I = 9–10$ баллов вполне могли привести к разрушению обвальной плотины и спуску озера.

Наконец, следы существенно более древних землетрясений, случавшихся в пределах Уймонской впадины, фиксируются по вторичным сейсмогенным деформациям в отложениях этапа спуска позднеплейстоценового ледниково-подпрудного озера (100–90 тыс. лет) и в аллювии с возрастом около 77 тыс. лет [Деев и др., 2013 а; б; Зольников и др., 2016]. Магнитуды этих землетрясений составляли не менее 5–5.5, а интенсивность – не менее 6–7 баллов по шкале MSK-64 (см. табл. 3).

3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

1. В результате проведенных исследований, в пределах Горного Алтая выделено три зоны концентрации древних и исторических

Таблица 3. Параметры сильных палеоземлетрясений, выявленных в районе Уймонской впадины

Положение очаговой зоны	Характер деформаций	Магнитуда	I, баллы (шкала MSK-64)	Возраст
Северный борт Уймонской впадины, зона Южно-Теректинского разлома	Взбросо-надвиг с амплитудой смещения не менее 8 м	7.4÷7.7	9–11	1200–1300 лет
Северный борт Уймонской впадины, зона Южно-Теректинского разлома	Взбросо-надвиги с амплитудой смещения до 3.6 м	7.1÷7.4	9–10	позднеголоценовый
	Разрушение плотины обвального подпрудного озера, формирование вторичных деформации в озерных песках и алевритах в виде подушечных синформ размером 4.5–5.5 м, песчаных вулканов, микроразломов со смещениями в первые сантиметры и трещин	≥ 7	9–10	около 6000 лет
Северный борт Уймонской впадины, зона Южно-Теректинского разлома (?)	Сейсмогравитационные структуры, подпрудившие Уймонскую котловину	≥ 7	9–10	около 16 тыс. лет
	Вторичные деформации в рыхлых водонасыщенных отложениях, представленные структурами нагрузки, диапирами, псевдонодулями, структурами брекчирования и будинажа.	≥ 5–5,5	≥ 6–7	77 тыс. лет
	Вторичные деформации в рыхлых водонасыщенных отложениях, представленные пологими изгибами слоев, флексурами, системами малоамплитудных (до 15–20 см) сбросов и взбросов. Ряд разломов представлял собой каналы миграции к поверхности флюидизированных алевритов.	≥ 5–5,5	≥ 6–7	90–100 тыс. лет

землетрясений, связанные с крупными активными разломами: 1) район Чуйской и Курайской внутригорных впадин (Курайская зона разломов); 2) грабены в долине р. Катунь (зона Катунского разлома); 3) район Уймонской внутригорной впадины (зона Южно-Теректинского разлома).

2. В пределах Курайской зоны разломов выявлены первичные поверхностные разрывы, образовавшиеся в очаговых зонах 4 палеоземлетрясений с возрастом около 6500, 5800, 3200, 1300 лет и магнитудами от 6.7 до 7.6. Повторяемость палеоземлетрясений составляет от 700 до 2600 лет. По выявленным сейсмогенным разрывам отложения впадин надвигаются в сторону Курайского хребта.

Наиболее близким к выявленному нами палеоземлетрясению около 3200 лет назад является сильное древнее землетрясение около 3100 лет назад, с возможной магнитудой 7.5, которая оценена по площади распространения первичных и вторичных сейсмогенных деформаций [Рогожин и др., 2008] (см. рис. 2). Два участка поверхностных разрывов близкого возраста были идентифицированы вдоль Курайской зоны разломов. Первый расположен на Кубадринском разломе (в 35 км к востоку от нашей траншеи) (см. рис. 2). Возраст сейсмогенного смещения здесь определен в интервале 3574–3370 лет назад (ИГАН-2997) [Рогожин и др., 2008]. Второй участок расположен на западе Курайской впадины (40 км

к западу от изученного нами разломного уступа) (см. рис. 2). Здесь обнаружен разломный уступ, который образовался в интервале 3250–2756 лет назад (ИГАН-9081) [Рогожин, Платонова, 2002]. Учитывая вышеизложенное, можно предположить, что поверхностные разрывы землетрясения, которое произошло около 3000–3200 лет назад, могли протянуться на 75 км. Такая протяженность зоны поверхностных разрывов соответствует $M_w = 7.3$. Такая оценка моментной магнитуды хорошо согласуется с нашими данными, полученными при тренчинговых исследованиях (см. табл. 1).

Поверхностные разрывы, которые могут быть скоррелированы с землетрясением около 1300 лет назад, также известны на западе Курайской впадины (40 км к западу от изученного нами разломного уступа) (см. рис. 2). Здесь возраст смещений оценен в 1240 ± 110 лет (ИГАН 3205, калиброванный возраст – 1064–1277 лет назад) [Рогожин и др., 2008]. Такая протяженность разрывов соответствует $M_w = 6.9$, что также хорошо коррелируется с оценкой моментной магнитуды, полученной нами при тренчинговых исследованиях (см. табл. 1).

3. Вторичные сейсмогенные деформации, обнаруженные в пределах Яломанского и Манжерокского грабенов, указывают на то, что на протяжении среднего плейстоцена-голоцена Катунский разлом представлял собой крупную сейсмогенерирующую структуру Горного Алтая, протяженностью около 200 км. Валунно-галечные диапиры и песчаные дайки, обнаруженные в приустьевой части р. Малый Яломан, указывают на положение эпицентральной зоны землетрясения с возрастом моложе 12.5 тыс. лет ($M_w = 7.2–7.6$, $I = 10–11$ баллов) в Яломанском грабене. С южной частью Катунского разлома и его разломными оперениями также связаны эпицентры землетрясений с $M \geq 5–5.5$ и интенсивностью $I \geq 6–7$ баллов, которые произошли около 150 и 90 тыс. лет назад, в интервалах 38–19 тыс. лет назад и 19–12.5 тыс. лет назад. В интервале 38–19 тыс. лет назад выделяются следы до 10–11 событий с повторяемостью около 2 тыс. лет. Разрушения внешних и внутренних конструкций курганного могильника Чултуков Лог-1 в Манжерокском грабене (северная часть Катунского разлома) связаны с поверхностными колебаниями и обрушением коллювиального материала с горного склона в результате

землетрясения, произошедшего в период с III в. до н. э. по начало I в. н. э. Интенсивность этого землетрясения составила не менее 5–6 баллов по шкале MSK-64.

4. В зоне Южно-Теректинского разлома, по которому Теректинский хребет надвигается на отложения Уймонской впадины, выявлена сейсмогенная подвижка в 7–8 вв. н. э., которая спровоцировала землетрясение с $M_w = 7.4–7.7$ и $I = 9–11$ баллов. Еще одно землетрясение ($M \geq 7$, $I = 9–10$ баллов), связанное с этим разломом, могло произойти около 16 тыс. лет назад. Оно послужило триггером для формирования сейсмогравитационных структур, образовавших плотину подпрудного озера, возраст базальной части отложений которого составляет 14 ± 1 тыс. лет. Разрушение обвальной плотины и спуск озера связан с землетрясением ($M \geq 7$, $I = 9–10$ баллов) на рубеже около 6000 лет назад. Следы существенно более древних землетрясений, случавшихся в пределах Уймонской впадины, фиксируются по вторичным сейсмогенным деформациям в отложениях этапа спуска позднеплейстоценового ледниково-подпрудного озера (100–90 тыс. лет) и в аллювии с возрастом около 77 тыс. лет. Магнитуды этих землетрясений достигали не менее 5–5.5, а интенсивность – не менее 6–7 баллов по шкале MSK-64.

5. Полученные данные говорят в пользу того, что для территорий, прилегающих к Курайской зоне разломов, Южно-Теректинскому и Катунскому разломам и характеризующихся в настоящее время землетрясениями с $M < 5$, характерна более высокая степень сейсмической опасности. Это следует учитывать при проектировании нитки газопровода в КНР и строительстве объектов туристической инфраструктуры, уточнении карт сейсмического районирования территории субъектов РФ.

Автор искренне благодарит докт. геол.-мин. наук А.М. Корженкова и канд. геол.-мин. наук А.Н. Овсяченко за внимательное и доброжелательное прочтение рукописи, ценные замечания, которые позволили улучшить качество представляемого материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-05-00389-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М.: Наука. 1981. 132 с.

Бондаренко П.М., Девяткин Е.В., Лискун И.Г. Материалы по новейшей тектонике и стратиграфии кайнозойских отложений Акташского района Курайской неотектонической зоны Горного Алтая. Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, Сиб. отд.-ние. 1968. Т. II. С. 65–73.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: изд-во Том. ун-та. 1993. 253 с.

Волков В.В., Сергеев В.П. Геологическая карта СССР м-ба 1:200000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-XV. Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат. 1961. 98 с.

Гольдин С.В., Селезнёв В.С., Еманов А.Ф., Филина А.Г., Еманов А.А., Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Фатеев А.В., Колесников Ю.И., Подкорытова В.Г., Лескова Е.В., Ярыгина М.А. Чуйское землетрясение и его афтершоки // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 4. С. 1–4.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука. 1965. 244 с.

Деев Е.В., Бородовский А.П. По следам древних землетрясений в Горном Алтае // Природа. 2017. № 3. С. 86–88.

Деев Е.В., Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Мистрюков А.А. Структурно-геоморфологический анализ района Телецкого озера // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 133–142.

Деев Е.В., Гибшер А.С., Чигвинцева Л.А., Фролова Т.В., Рябинин А.Б. Микросейсмодислокации (сейсмиды) в плейстоценовых осадках Горного Алтая // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 1. С. 71–74.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Бородовский А.П., Гольцова С.В. Неотектоника и палеосейсмичность долины нижней Катунь (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2012 а.Т. 53. № 9. С. 1154–1168.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Гольцова С.В., Русанов Г.Г., Еманов А.А. Следы древних землетрясений в четвертичных отложениях межгорных впадин центральной части Горного Алтая // Геология и геофизика. 2013 а.Т. 54. № 3. С. 410–423.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Гольцова С.В., Русанов Г.Г., Еманов А.А., Гуськов С.А. Следы древних землетрясений в аллювиях р. Катунь (Уймонская впадина, Горный Алтай) // Докл. РАН. 2013 б.Т. 449. № 5. С. 558–563.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А. Сейсмиды в четвертичных отложениях Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 6. С. 703–722.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Лобова Е.Ю. Позднеплейстоцен-голоценовые сейсмогенные деформации в долине р. Малый Яломан (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1601–1620.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Турова И.В., Русанов Г.Г., Ряполова Ю.М., Неведрова Н.Н., Котлер С.А. Палеоземлетрясения в Уймонской впадине (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 4.

Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Зольников И.Д., Русанов Г.Г., Пономарев П.В. Геоэлектрические исследования отложений Чуйской котловины (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2012 б. Т. 53. № 1. С. 120–139.

Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Русанов Г.Г., Санчаа А.М., Бабушкин С.М., Кречетов Д.В., Ельцов И.Н., Зольников И.Д. Новые данные о строении Уймонской межгорной впадины (Горный Алтай) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2012 в. № 1 (9). С. 15–23.

Деев Е.В., Турова И.В., Зольников И.Д., Котлер С.А., Бородовский, Лобова Е.Ю. Сильные древние землетрясения в зоне Катунского разлома (Горный Алтай). Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов всероссийской конференции (в 2-х томах). Т. 1. М.: ИФЗ. 2016. С. 410–418.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука. 1965. 244 с.

Дельво Д., Тениссен К., Ван-дер-Мейер Р., Берзин Н.А. Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 31–51.

Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогенных отложений рек Чуи и Катунь в Горном Алтае // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1964. № 29. С. 115–131.

Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 20–30.

Зольников И.Д., Деев Е.В. Гляциальные суперпаводки на территории Горного Алтая в четвертичном периоде: обстановки формирования и геологические признаки // Криосфера Земли. 2013 а.Т. XVII. № 4. С. 74–82.

Зольников И.Д., Деев Е.В. Геологические признаки четвертичных гляциальных суперпаводков и условий их формирования в Горном Алтае // Геориск. 2013 б. № 4. С. 40–45.

Зольников И.Д., Деев Е.В., Назаров Д.В., Котлер С.А. Сравнительный анализ суперпаводковых отложений и аллювия долин рек Чуя и Катунь // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1483–1495.

Зольников И.Д., Деев Е.В., Русанов Г.Г., Назаров Д.В., Котлер С.А. Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катунь (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1184–1197.

Кальметьева З.А., Миколайчук А.В., Молдобеков Б.Д., Мелешко А.В., Жантаев М.М., Зубович А.В. Атлас Землетрясений Кыргызстана. Бишкек: ЦАИИЗ. 2009. 73 с.

- Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. (ред.) Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука. 1977. 536 с.
- Левицкий Е.С., Баженова С.Н., Борцова А.В. Геологическая карта СССР м-ба 1:200000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-XIV. Объяснительная записка. М.: Недра. 1964. 87 с.
- Лукина Н.В. Активные разломы и сейсмичность Алтая // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 11. С. 71–74.
- Лунина О.В., Андреев А.В., Гладков А.А. Закономерности проявления и модели локализации опасных геологических процессов при сейсмогенной активизации разломов на юге Сибири и в Монголии // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 8. С. 1294–1313.
- Неведрова Н.Н., Деев Е.В., Санчаа А.М. Глубинное строение и характеристики краевых структур Курайской впадины (Горный Алтай) по данным геоэлектрики с контролируемым источником // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 119–132.
- Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2004. 313 с.
- Новиков И.С., Еманов А.А., Лескова Е.В., Баталев В.Ю., Рыбин А.К., Баталева Е.А. Система новейших разрывных нарушений Юго-Восточного Алтая: данные об их морфологии и кинематике // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 11. С. 1139–1149.
- Парначев С.В. Геология высоких алтайских террас (Яломанско-Катунская зона). Томск: изд-во ИПФ ТПУ. 1999. 137 с.
- Раковец О.А. Морфоструктура Горного Алтая. Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра. 1967. С. 363–373.
- Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В. Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли. 2008. № 6. С. 31–51.
- Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН. 2002. 130 с.
- Русанов Г.Г., Деев Е.В., Зольников И.Д., Хазин Л.Б., Хазина И.В., Кузьмина О.Б. Опорный разрез неоген-четвертичных отложений в Уймонской впадине (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 8. С. 1220–1233.
- Русанов Г.Г., Деев Е.В., Ряполова Ю.М., Зольников И.Д. Палеогидротермальная активность разломов Горного Алтая по результатам датирования травертинов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2013. № 4 (16). С. 53–64.
- Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС. 2002. 225 с.
- Уломов В.И., Богданов М.И., Трифонов В.Г., Гусев А.А., Гусев Г.С., Акатова К.Н., Антикаев Ф.Ф., Данилова Т.И., Кожурин А.И., Медведева Н.С., Никонов А.А., Перетокин С.А., Пустовитенко Б.Г., Стром А.Л. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации. Пояснительная записка к комплексу карт ОСР-2016 и список населённых пунктов, расположенных в сейсмоактивных районах // Инженерные изыскания в строительстве. 2016. № 7. С. 49–121.
- Уломов В.И., Медведева Н.С. Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии, 2011. http://seismorus.ru/eq/spec_catalog
- Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П., Русанов Г.Г., Борисов Б.А., Беляев Г.М., Леонтьева Е.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011. 567 с.
- Филина А.Г., Подкорытова В.Г., Подлипская Л.А. Тунгурское землетрясение 18 сентября 1997 года с $M_s = 4.4$, $I_0 = 6$ (Горный Алтай). Землетрясения Северной Евразии в 1997 г. Обнинск: ГС РАН. 2003. С. 236–239.
- Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Деев Е.В. Мезозойско-кайнозойские коллизионные структуры южной части Большого Алтая // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 5. С. 426–438.
- Шмидт Г.А. К вопросу о происхождении уступов на южном склоне Теректинского хребта в Центральном Алтае // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1963. № 28. С. 161–164.
- Adija M., Ankhtsetse D., Baasanba T., Baya G., Bayarsaikhan C., Erdenezul D., Mungunsuren D., Munkhsaikhan A., Munkhuu D., Narantsetseg R., Odonbaatar C., Selenge L., Tsembel B., Ulziibat M., Urtnasan K.H. One century of seismicity in Mongolia (1900–2000): Ulaanbaatar: RCAG- DASE. 2003.
- Ambraseys N.N. Engineering seismology // Earthquake Engineering & Structural Dynamics. 1998. V. 17. P. 1–105.
- Bezerra F.H.R., Fonseca V.P., Vita-Finzi C., Lima-Filho F.P., Saadi A. Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravels sediments, NE Brazil // Engineering Geology. 2005. V. 76. P. 191–208.
- Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Safonova I.Y., Semakov N.N., Kiryanova A.P. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: Tectonic pattern and model of formation // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. № 5. P. 655–671.
- Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Y., Iwata K., Travin A., Akiyama M. A vendian–cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana Research. 2002. V. 5. № 4. P. 781–800.
- Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Lukhnev A., Miroshnichenko A., Amarjargal S. Déverchère J. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994–2002): Implications for current kinematics of Asia. Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108. B10. 2501.
- Galli P. New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction // Tectonophysics. 2000. V. 324. P. 169–187.
- Carling P.A. Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia // Sedimentology. 1996. V. 43. P. 647–664.

- Carling P.A.* Freshwater megaflood sedimentation: What can we learn about generic processes? // *Earth-Science Reviews*. 2013. V. 125. P. 87–113.
- Carling P.A., Kirkbride A.D., Parnachov S., Borodavko P.S., Berger G.W.* Late Quaternary catastrophic flooding in the Altai Mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and introduction to flood deposit sedimentology / Martini I.P., Baker V.R., and Garzon G. (Eds.) *Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples*, Special Publication 32 of the IAS. Oxford: Blackwell Science. 2002. P. 17–35.
- Chikov B.M., Zinoviev S.V., Deyev E.V.* Post-Late Paleozoic collisional framework of southern Great Altai // *Acta Geologica Sinica (English Edition)*. 2012. V. 86. P. 1093–1104.
- Cunningham D.* Structural and topographic characteristics of restraining bend mountain ranges of the Altai, Gobi Altai and easternmost Tien Shan // *Geological Society, London, Special Publications*. 2007. V. 290. P. 219–237.
- Deev E.V., Turova I.V., Borodovskiy A.P., Zolnikov I.D., Oleszczak L.* Unknown large ancient earthquakes along the Kurai fault zone (Gorny Altai): new results of palaeoseismological and archaeoseismological studies // *International Geology Review*. 2017. V. 59. Is. 3. P. 293–310.
- Deev E., Turova I., Borodovskiy A., Zolnikov I., Pozdnyakova N., Molodkov A.* Large earthquakes in the Katun Fault zone (Gorny Altai): Paleoseismological and archaeoseismological evidence // *Quaternary Science Reviews*. 2019. V. 203. P. 68–89.
- Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E.* Basin evolution in a folding lithosphere: Altai–Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // *Tectonophysics*. 2013. V. 602. P. 194–222.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D.* Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: Effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes // *International Geology Review*. 1996. V. 38. P. 430–466.
- Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Elburg M.A., Van Den Haute P.* Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry // *Tectonophysics*. 2012. V. 544–545. P. 75–92.
- Kuribayashi E., Tatsuoka F.* Brief review of liquefaction during earthquakes in Japan // *Soils and Foundations*. 1975. V. 15. P. 81–92.
- Le Pichon X., Fournier M., Jolivet L.* Kinematics, topography, shortening and extrusion in the India–Eurasia collision // *Tectonics*. 1992. V. 11. P. 1085–1098.
- Lunina O.V., Gladkov A.S.* Seismically induced clastic dikes as a potential approach for the estimation of the lower-bound magnitude/intensity of paleoearthquakes // *Engineering geology*. 2015. V. 195. P. 206–213.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science*. V. 189. P. 419–426.
- Papathanassiou G., Pavlides S., Christaras B., Pitilakis K.* Liquefaction case histories and empirical relations of earthquake magnitude versus distance from the boarder Aegean region // *Journal of Geodynamics*. 2005. V. 40. P. 257–278.
- Rodríguez-Pascua M.A., Calvo J.P., De Vicente G., Gómez-Gras D.* Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene // *Sedimentary Geology*. 2000. V. 135. P. 117–135.
- Rogozhin E.A., Bogachkin B.M., Nechaev Y.V., Platonova S.G., Chichagov V.P., Chichagova O.A.* Paleoseismological investigations on the territory of Russian (Gorny) Altai: *Journal of Earthquake Prediction Research*. 1998. V. 7. P. 391–413.
- Rudoy A.N., Baker V.R.* Sedimentary effects of cataclysmic Late Pleistocene glacial outburst flooding, Altay Mountains, Siberia. *Sedimentary Geology*. 1993. V. 85. P. 53–62.
- Tatevossian R.E., Rogozhin E.A., Arefiev S.S., Ovsyuchenko A.N.* Earthquake intensity assessment based on environmental effects: Principles and case studies // *Geological Society, London, Special Publications*. 2009. V. 316. P. 73–91.
- Thomas J.C., Lanza R., Kazansky A., Zykin V., Semakov N., Mitrokhin D., Delvaux D.* Paleomagnetic study of Cenozoic sediments from the Zaisan basin (SE Kazakhstan) and the Chuya depression (Siberian Altai): Tectonic implications for Central Asia // *Tectonophysics*. 2002. V. 351. P. 119–137.
- Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1994. V. 84. №. 4. P. 974–1002.
- Yang S., Li J., Wang Q.* The deformation pattern and fault rate in the Tianshan Mountains inferred from GPS observations. *Science in China series D: Earth Sciences*. 2008. V. 51. P. 1064–1080.
- Yin A.* Cenozoic tectonic evolution of Asia. A preliminary synthesis: *Tectonophysics*. 2010. V. 488. P. 293–325.

Localization Zones of Ancient and Historical Earthquakes in Gornyi Altai

E. V. Deev^{a,b}*

^a*A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, 630090 Russia*

^b*Novosibirsk State University, Novosibirsk, 630090 Russia*

**E-mail: deev@ngs.ru*

Received September 27, 2017

The conducted paleoseismological and archaeoseismological studies reveal three zones of concentration of the ancient and historical earthquakes in Gornyi Altai which are related to the Kurai Fault zone, Katun, and South Terekhta faults. The surface ruptures are detected within the Kurai Fault zone, which were formed in the epicentral zones of the paleoearthquakes that occurred 6500, 5800, 3200, and 1300 years ago and had magnitudes $M_w = 6.7-7.6$. The recurrence period of the paleoearthquakes is 700 to 2600 years. The detected secondary seismogenic deformations indicate that an epicentral zone of the paleoearthquake with an age of less than 12.5 ka ($M_w = 7.2-7.6$, intensity $I = 10-11$), the traces of earthquakes and their clusters with $M \geq 5-5.5$ and $I \geq 6-7$, which occurred about 150 and 90 ka ago, in the intervals of 38–19 ka ago (with a recurrence period of about 2 ka), and 19–12.5 ka ago are related to the southern part of the Katun Fault. The earthquake of $I \geq 5-6$ which damaged the constructions of the Chultukov Log 1 burial mound in the period from IV century B.C. to the beginning of I century A.D. is associated with the northern part of the Katun Fault. In the zone of the South Terekhta Fault, the seismogenic displacements that occurred in VII–VIII centuries A.D. ($M_w = 7.4-7.7$, $I = 9-11$) and about 16 ka ago ($M \geq 7$, $I = 9-10$) are revealed. The latter triggered the formation of a landslide-dammed lake which was destroyed by the earthquake about 6 ka ago ($M \geq 7$, $I = 9-10$). Secondary paleoseismic deformations of the ancient earthquakes ($M \geq 5-5.5$, $I \geq 6-7$) are recorded in the sediments of the Uimon Basin with an age of 100–90 ka and about 77 ka. These results should be taken into account in designing a gas pipeline in the People's Republic of China, building infrastructure for tourism, and elaborating the seismic zoning maps for the territory of the Russian Federation.

Keywords: paleoearthquakes, primary and secondary paleoseismic deformations, paleoseismology, archaeoseismology, Kurai Fault zone, South Terekhta Fault, Katun Fault, Gornyi Altai