

ЛОКАЛИЗАЦИЯ ОЧАГА СИЛЬНОГО ИСТОРИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ТУВЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ФОЛЬКЛОРНО-ИСТОРИЧЕСКИХ И ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

© 2023 г. А. Н. Овсяченко^{1, 3, *}, Ю. В. Бутанаев^{2, 3}, Н. Г. Кошевой^{1, 3}

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
ул. Б. Грузинская, д. 10, 123995 Москва, Россия

²Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
ул. Интернациональная, д. 117а, 667010 Кызыл, Республика Тыва, Россия

³Геологический институт РАН,
Пыжевский пер. д. 7, 119017 Москва, Россия

*e-mail: ovs@ifz.ru

Поступила в редакцию 13.12.2022 г.

После доработки 06.02.2023 г.

Принята к публикации 16.02.2023 г.

В статье изложены результаты исследований локализации очага сильного исторического землетрясения в Центральной Туве. Исследования проводились с использованием структурно-геоморфологических, палеосейсмологических и историко-сейсмологических методов. Первичные сведения об очаге и его положении найдены в фольклорных источниках, имеющих топонимическую привязку, с использованием которой следы землетрясения были обнаружены и закартированы на местности. Следы землетрясения представлены сеймотектоническими разрывами в зоне Улугхемского активного разлома и сейсмогравитационными образованиями. Предварительная датировка события – 1715–1758 гг., магнитуда – $M_w = 6.5–7.0$. Интенсивность землетрясения в эпицентре достигла 8–9 баллов по шкале ESI-2007. В зоне Улугхемского активного разлома закартированы последствия катастрофического взрыва 1950 г., который привел к человеческим жертвам и разрушениям. Результаты проведенных исследований позволили четко определить северную границу Кызыльской межгорной впадины как разломную с взбросо-надвигово-левосдвиговой кинематикой смещений в голоцене, а выявление эпицентральной зоны исторического землетрясения важно для оценки сейсмической опасности густонаселенного района Республики Тыва.

Ключевые слова: активная тектоника, палеосейсмология, сеймотектоника, историческая сейсмология, сейсмическая опасность, очаг землетрясения, Алтае-Саянское нагорье, Центральная Тува

DOI: 10.31857/S0016853X23020066, **EDN:** FZJRAT

ВВЕДЕНИЕ

В современных исследованиях активной тектоники, в том числе и Алтае-Саянского региона, помимо широко распространенного геолого-геоморфологического подхода все чаще привлекаются методы исторической и архео-сейсмологии [22, 24, 30, 32, 44, 55, 59, 60, 63–65, 70]. Комплексное применение структурно-геоморфологических, палеосейсмологических и историко-сейсмологических методов дает сведения о разнообразных проявлениях тектонических деформаций в историческое время по независимым источникам. Это особенно актуально для Республики Тыва, где следы проявления активной тектоники весьма выразительны, сильные землетрясения

неоднократно происходили в историческое время, но даже эпицентры сейсмических событий начала XX в. локализуются с ошибкой до $\pm 2^\circ$ [27].

Данные о возрасте и распределении эффектов сильных землетрясений имеют большое прикладное значение в исследованиях сейсмической опасности, а активные разломы и характеристики смещений по ним заложены в основу фундаментальных моделей современной геодинамики.

В историко-сейсмологическом отношении для внутренних районов Алтае-Саянского нагорья все более очевидными становятся региональные ограничения стандартно используемых письменных источников как по времени, так и по точности восстановления сейсмологических параметров

исторических землетрясений. Имеющиеся тувинские письменные исторические источники ограничены второй половиной XIX в. [39], но тувинский фольклор хранит память о сильных землетрясениях прошлого.

В статье изложены результаты проведенных нами палеосейсмологических и структурно-геоморфологических исследований с привлечением фольклорных источников тувинского народа на примере выявления очага сильного исторического землетрясения в Центральной Туве.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геолого-геоморфологические методы палеосейсмологической направленности дают возможность [35, 61]:

- обнаружить выходы сейсмических очагов на поверхность;
- закартировать вторичные палеосейсмодислокации, возникающие в результате сейсмических сотрясений;
- определить магнитуду по данным о параметрах нарушений;
- оценить возраст палеоземлетрясений методом абсолютного датирования.

Основными являются методы структурной (тектонической) геоморфологии и палеосейсмологии, направленные на изучение тектонических деформаций в позднелайстоцен–голоценовых формах рельефа и отложениях [45, 53]. Идентификация сейсмических очагов наиболее однозначна при выявлении сейсмотектонических разрывов — импульсных смещений древней дневной поверхности, маркирующих собой выход очага сильного землетрясения на поверхность в зоне активного разлома (далее — тренчинг).

Очаги сильных землетрясений сопровождаются сейсмогравитационными нарушениями в виде отседаний склонов гор, обвальных, оползне-обвальных, оползневых смещений, каменных и земляных лавин, селевых потоков, а также сейсмовибрационными разжижениями водонасыщенных грунтов с образованием трещин, грифонов и разливов разжиженного песка на поверхности, которым в разрезе рыхлых толщ соответствуют дайки, диапиры, мелкая внутрислоевая складчатость и конволюции [35]. Все эти нарушения используются в палеосейсмологических исследованиях [10, 36, 55, 66]. Важную геологическую информацию о параметрах очага несут сейсмогенные деформации встряхивания и выброса в скальных массивах, которые используются в качестве кинематических индикаторов направленности сейсмических деформаций [12, 23, 38, 67].

Для определения интенсивности палеоземлетрясений по параметрам нарушений в природной среде разработана шкала ESI-2007 (Environmental Seismic Intensity), тестированная авторами на нескольких современных аналогах, в том числе и в эпицентральной зоне Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. [37, 62, 67]. Установлено, что шкала ESI-2007 хорошо коррелирует с традиционными шкалами (типа MSK-64, EMS-98), позволяет восстанавливать детальную картину распределения сейсмических эффектов и реконструировать параметры палеоземлетрясений.

Методы исторической и археосейсмологии в настоящее время применяются практически во всех сейсмоактивных регионах мира и дают надежные результаты, используемые в оценке сейсмической опасности. Историческая сейсмология дает независимые данные о распределении и интенсивности сейсмических сотрясений, часто с точной датировкой сейсмических событий и локализацией их эпицентров [26, 43, 69].

Ценная геологическая информация о древних землетрясениях и связанных с ними явлениях часто заключена в фольклоре народов, издавна проживающих в сейсмоактивных регионах [6, 22, 65, 68]. Такую же информацию могут включать топонимы и связанные с ними мифы, легенды, предания и поэмы древности.

Республика Тыва расположена в центральной части Алтае-Саянского сегмента Центрально-Азиатского подвижного пояса, представленного одноименной горной страной. Высокая современная активность Алтае-Саянского региона проявилась несколькими мощнейшими землетрясениями [42, 47]:

- Хангайское (Болнайское) в Северной Монголии (23.07.1905 г., $M = 8.2$);
- Цэцэрлэгское землетрясение в Северной Монголии (9.07.1905 г., $M = 7.6$);
- Фуюнское землетрясение в Китайском Алтае (10.08.1931 г., $M = 8.0$);
- Гоби-Алтайское землетрясение на юге Монголии (4.12.1957 г., $M = 8.1$).

Разрушительный эффект этих событий в эпицентре достиг $I_0 = 11$ баллов по шкале MSK-64.

В наше время сильные землетрясения произошли:

- на юго-востоке Горного Алтая — Чуйское (или Алтайское) (27.09.2003 г., $M_w = 7.2$, $I_0 = 9–10$ баллов);
- на территории Тувы в 2011–2012 гг. ($M_w = 6.6$ и $M_w = 6.7$, $I_0 = 8–9$ баллов);
- на северо-западе оз. Хубсугул (12.01.2021 г., $M_w = 6.7$, $I_0 = 8$ баллов).

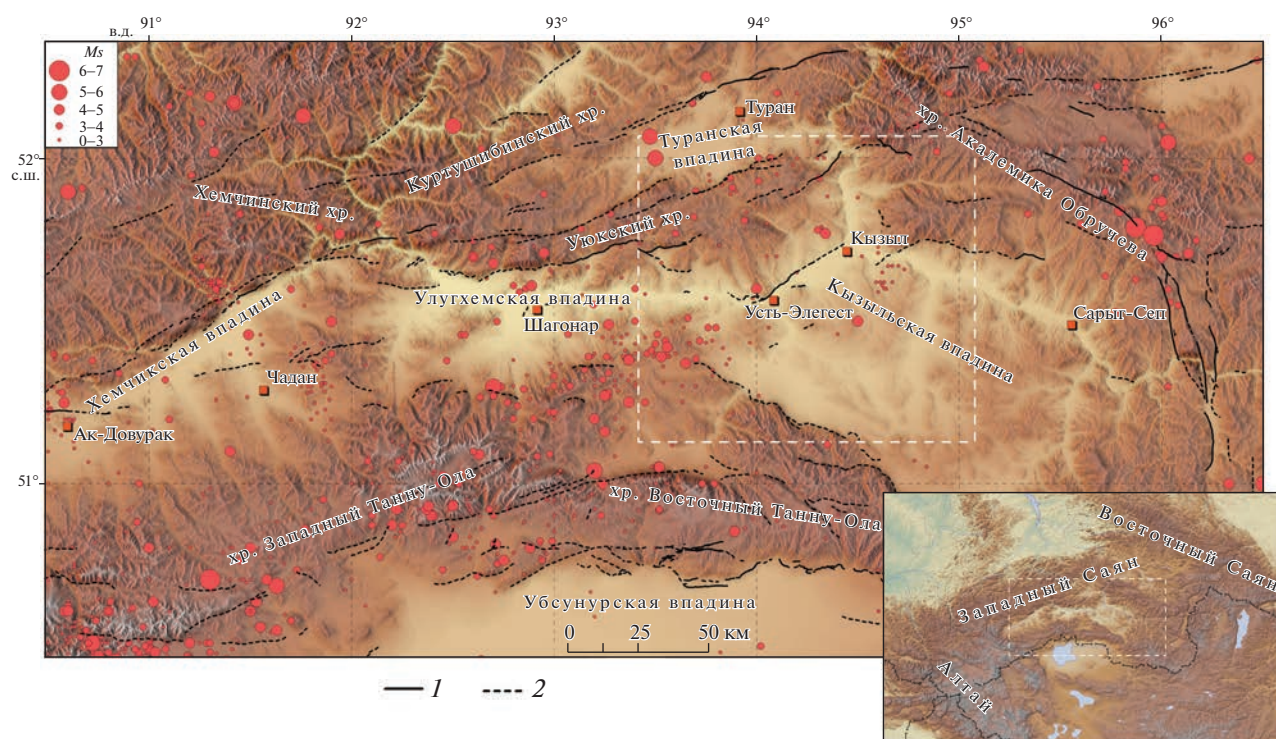


Рис. 1. Обзорная сеймотектоническая схема Центральной Тувы с эпицентрами землетрясений [42, 74].

Обозначен (рамка штрих-линией белым) район Кызыльской впадины.

На врезке: — положение района в системе крупнейших хребтов Алтае-Саянского нагорья. Цифровая модель рельефа разработана по [72].

1—2 — основные активные разломы (по [2, 3, 5, 7, 28–30, 48]): 1 — изученные в результате сеймотектонических исследований, 2 — по структурно-геоморфологическим и дистанционным данным

Инструментальные сейсмологические данные о землетрясениях Алтае-Саянского региона с $M > 5.0$ имеются начиная с 1913 г. С 1963 г., без пропусков регистрируются землетрясения с $M \geq 3.5$ [14]. Период инструментальных наблюдений охватывает небольшой интервал времени, т.к. повторяемость сильных землетрясений в очагах Алтае-Саянского нагорья может достигать нескольких сотен и даже тысяч лет [13, 28, 29, 36, 49]. Поэтому данные инструментального этапа дают ограниченный материал для формализованных методов с использованием различных алгоритмов распознавания прогнозных очагов разрушительных землетрясений [9, 25]. В связи с этим актуальность приобретают постоянно совершенствуемые методы архео- палео- и исторической сейсмологии.

В Туве методами палеосейсмологии очаговые зоны палеоземлетрясений были выявлены в следующих районах (рис. 1):

- горные цепи Академика Обручева [2, 3, 7, 28, 29];
- Хемчикско-Уюкская горная цепь [2, 7, 15, 48];

— зона Эрзино-Агардагского активного разлома [4];

— Билино-Бусингольская впадина Байкальской рифтовой зоны на востоке Тувы [7];

— зона южного склона хр. Западный Танну-Ола [30, 48].

Наиболее детальные палеосейсмологические исследования с определением возраста, магнитуды и положения очага палеоземлетрясений для последних 4–6 тыс. лет, были выполнены в Каахемской зоне активных разломов (хр. Академика Обручева) в связи с Тувинскими землетрясениями 2011–2012 гг. [28, 29].

Историко-сейсмологические исследования

В историко-сейсмологических исследованиях Южной Сибири до сих пор были использованы в основном периодические издания, в меньшей мере — сочинения путешественников и дневники исследователей XVIII–XIX вв. [21, 24, 26, 43, 69].

В Алтае-Саянском регионе скудные сообщения о сейсмическом эффекте нескольких исторических землетрясений известны только для

удаленных районов, где расположены современные города Минусинск, Кузнецк и Барнаул и в регионе Рудного Алтая. Эти сообщения о сейсмических событиях можно рассматривать как сведения, которые относятся ко второй половине XVIII—началу XX в. Очаги большинства этих сейсмических событий были расположены в горных хребтах Алтае-Саянского нагорья.

Для внутренних, наиболее активных районов нагорья, обычно используемые письменные источники имеют существенные ограничения. Тувинцы начали создавать свои литературные и исторические произведения на старомонгольском языке примерно со второй половины XIX в. [39]. Сведения о природных явлениях в тувинских летописях почти отсутствуют.

В такой ситуации ценную информацию о древних землетрясениях и явлениях, связанных с ними, можно получить из фольклорных источников [6, 22, 31, 44, 65]. Устное народное творчество занимает важное место в исторических исследованиях Тувы [40]. У кочевых народов Центральной Азии была особенно широко развита традиция устной историографии. Генеалогические и этногенетические предания во многом заменяли кочевникам письменную историю. В фольклоре отразились все основные события истории кочевых народов, включая и природные явления.

В 1980-х гг. на основе опросов местного населения и проведенных палеосейсмогеологических исследований в Монгольском Алтае был локализован очаг Великого Монгольского землетрясения 1761 г., которое ощущалось на огромной территории, достигнув Рудного Алтая, Бийска и Барнаула [47]. Выяснилось, что в районе эпицентра, где интенсивность сотрясений достигла 11 баллов по шкале MSK-64, память о разрушительном землетрясении передавалась из поколения в поколение. Предпосылки для использования фольклорных источников также дают опыт обнаружения в письменно зафиксированных монгольских преданиях свидетельств вулканического извержения в Восточном Саяне, которое подтвердилось дендрохронологическим и радиоуглеродным датированием [52].

Перечисленные методы и предпосылки были использованы при исследованиях в Центрально-Тувинской котловине, проведенных нами в 2018–2022 гг.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

В тектоническом отношении Алтае-Саянский регион является очень сложным, мозаичным сооружением, объединяющим рифейские, салаир-

ские, каледонские и герцинские складчатые системы, а также докембрийские континентальные блоки с разными размерами и историей развития [20]. В формировании новейшей тектонической структуры рассматриваемого региона в качестве основных механизмов рассматриваются разогрев с поднятием крупных объемов литосферы мантийными плюмами, латеральные верхнемантийные течения, крупномасштабная литосферная складчатость в результате отдаленного воздействия Индо-Евразийской коллизии, и, как результат этих процессов, — перемещения по разломам [46, 54, 56–58]. Наиболее крупные разломы являлись сдвигами и взбросо-надвигами, образовавшимися в эпохи коллизии и орогенеза и способными, в зависимости от изменения поля напряжений, периодически активизироваться [57].

Основная стадия неотектонической активизации относится к позднеплиоцен–четвертичному времени и привела к образованию весьма контрастного горного рельефа [16, 18, 33, 34]. Образование позднекайнозойских структур сопровождалось частичным или полным обновлением древних дизъюнктивов, при этом разломы северо-западного, субмеридионального и северо-восточного простирания получили преобладающую сдвиговую составляющую, а субширотные — взбросовую или надвиговую с существенной сдвиговой компонентой. Определяющими элементами активной тектоники являются субширотные и северо-восточные левые сдвиги или разломы с доминирующей левосдвиговой составляющей смещений [46]. Морфоструктуры заключенные между крупнейшими сдвигами испытывают вращение, вдавливание, выжимание или проседание. По величине резко преобладают горизонтальные смещения по сдвигам и вращению блоков на всех масштабных уровнях.

Крупнейшие морфоструктуры рассматриваемого региона представляют собой системы сводово-глыбовых поднятий, выраженных горными хребтами, межгорными впадинами, нагорными плато, низко и среднегорными массивами. Это — вытянутые в северо-западном направлении Хемчикский, Уюкский и Куртушибинский хребты и отделенные от них Тувинской котловиной (системой межгорных впадин) хребты Танну-Ола и Академика Обручева (см. рис. 1).

Тувинская котловина представлена Хемчикской, Улугхемской и Кызыльской впадинами, выполненными континентальными отложениями преимущественно юрского и неоген-четвертичного возраста, фиксирующими этапы тектонических активизаций и регионального выравнивания рельефа между ними [33].

Современные морфоструктуры не во всей полноте признаков соответствуют структурам предыдущих этапов тектонических активизаций.

Тувинская система впадин дискордантно наложена на разновозрастные тектонические структуры [1]:

- Хемчикско-Систигхемский передовой прогиб Западно-Саянской каледонской складчатой системы в западной части;

- Центрально-Тувинский рифтогенный средне-позднепалеозойский прогиб в центре;

- Ондумская зона салаирской Верхнеенисейской складчатой системы на востоке;

- структуры мезозойской активизации – дайковые пояса и мульды, выполненные угленосными терригенными отложениями юрского возраста.

Основное выражение Тувинская система впадин получила в рельефе. Она представлена приподнятыми блоками или останцами древнего рельефа с развитыми на них денудационными равнинами – поверхностями выравнивания, мелкопочными и низкорными массивами, а также относительно опущенными блоками, которым соответствуют впадины с аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, эоловыми и озерными равнинами [18].

Выровненный или реликтовый низкорный рельеф впадин резко контрастирует с окружающими средне- и высокорными массивами. В структурно-вещественном выражении впадины представлены относительно небольшими бассейнами континентального осадконакопления неоген–четвертичного возраста, вытянутыми вдоль крупнейших активных разломов в их опущенных крыльях.

Отложения юрского и палеогенового возраста распространены как во впадинах, так и в прилегающих поднятиях. Мощность неоген-четвертичных отложений невелика, редко превышая несколько десятков метров. Только в наиболее опущенной Хемчикской впадине она достигает 200–300 м по данным метода вертикального электрического зондирования [19]. Площади позднекайнозойского осадконакопления, синхронного формированию впадин, также небольшие, что указывает на общее поднятие региона и их оформление в качестве морфоструктур в результате отставания в поднятии от более быстро растущих окружающих хребтов.

Район исследований расположен в северной части Кызыльской межгорной впадины (рис. 2).

Отметки днища впадины изменяются от 590–650 м в долине р. Верхний Енисей, где расположен наиболее опущенный участок, до 1300–1500 м –

по периферии. Поверхность впадины в целом представляет собой сохранившуюся древнюю денудационную поверхность выравнивания доплиоценового возраста с маломощным рыхлым покровом, выполняющим обширные понижения между реликтовыми мелкопочными и низкорными массивами [33].

Наиболее отчетливо выраженное разломное ограничение Кызыльская впадина имеет на границе с хребтом Танну-Ола, где вдоль уступа в зоне Северо-Таннуольского разлома смещение плейстоценовых террас оценивается в 40–70 м [18]. Со стороны хребта Академика Обручева впадина имеет контрастную разломную границу только на коротком отрезке вдоль зоны Байсютского разлома. Восточнее речные террасы и более высокие геоморфологические уровни испытывают относительно равномерный подъем в сторону осевой части хребта. Юго-восточное замыкание впадины в структурно-геоморфологическом отношении выражено неотчетливо и определение здесь четкой границы пока не представляется возможным.

Северная граница впадины методами неотектоники практически не изучена и на разных схемах новейшей тектоники была показана по-разному [16, 18, 33, 34]. Наиболее определенно резкая граница, разделяющая морфотектонические блоки слабого предгорного поднятия (к северу от Енисея) и слабого опускания (к югу от Енисея), была выделена С.Г. Прудниковым [33]. Поверхность впадины, включая площадки надпойменных террас р. Элегест, имеет общий пологий наклон на север, фиксируя общий перекося в северном направлении [18].

Домезозойское основание Кызыльской впадины представлено рифтогенными вулканогенно-терригенно-карбонатными образованиями девон–карбонного возраста Центрально-Тувинского прогиба и гранитоидами раннепалеозойского Таннуольского комплекса [17]. В северной части впадины на эти образования наложена мульда чашеобразной формы, выполненная угленосной молассовой формацией юрско-раннемелового возраста, мощностью до 1.5 км. Структура также известна как Улугхемский угольный бассейн, выполненный ритмичным переслаиванием конгломератов, песчаников, аргиллитов и алевролитов аллювиально-озерного происхождения. Северо-западная граница этой структуры имеет флексурообразный характер, с крутыми углами падения слоев до 50°–80° [11]. Восточная и южная границы более пологие – с падением слоев от 5°–7° до 20°. Внутри мульды выделяются складки второго порядка – овальные и пологие синклинали, отделенные друг от друга асимметричными антиклиналями.

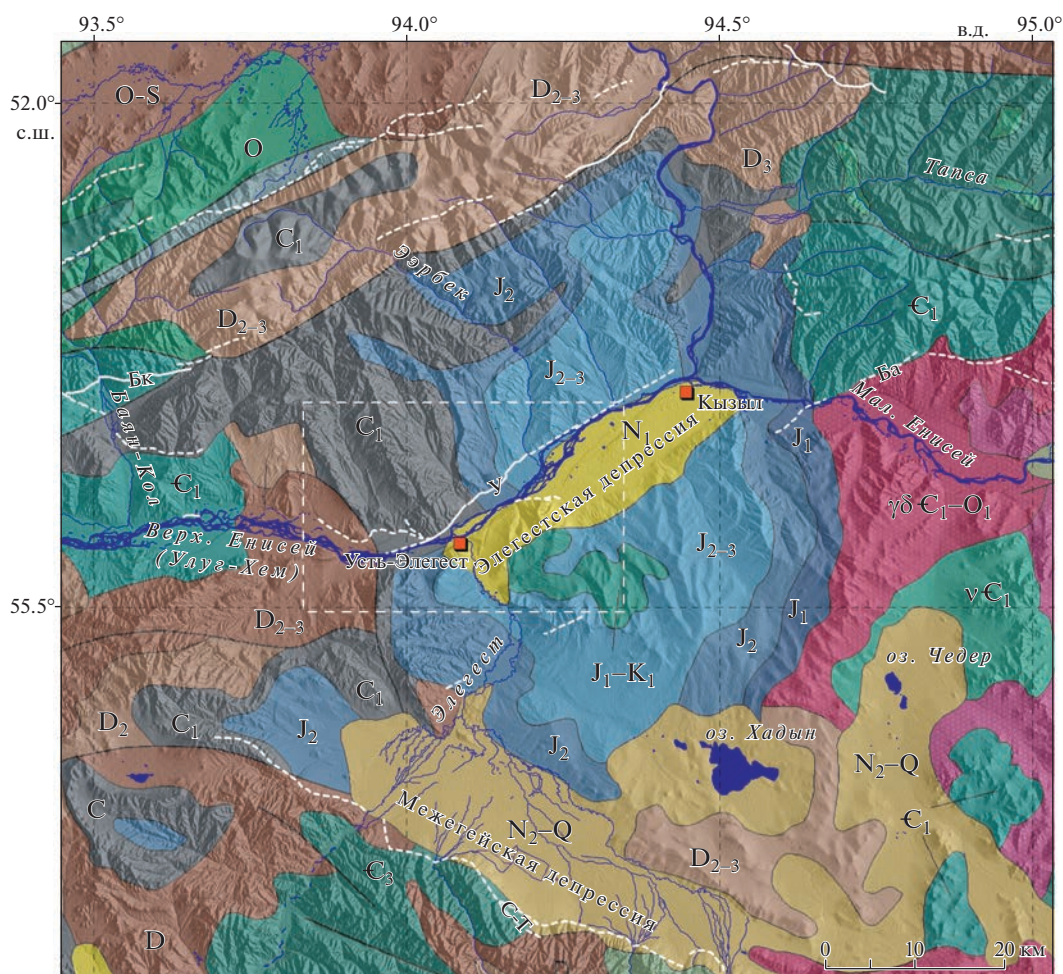


Рис. 2. Обзорная геологическая схема района Кызыльской впадины (по данным [8]). Обозначены (штрих-линии белым) основные активные разломы.

Показано (рамка штрих-линией белым) положение района исследования.

Цифровая модель рельефа разработана по [72].

Активные разломы: У – Улугхемский; С–Т – Северо-Таннуольский; Бк – Баянкольский; Ба – Байсютский.

Новейшую историю развития морфоструктур фиксируют кайнозойские отложения, но в рассматриваемом районе они изучены относительно слабо.

В западинах древней поверхности выравнивания известны немногочисленные фрагменты мел-палеогеновой коры выветривания, представленной охристыми глинистыми и щебнисто-глинистыми пестроцветными (желтоватыми, бурыми, серыми) образованиями мощностью не более 10 м [1].

В северной и юго-западной частях впадины отдельные разобщенные депрессии (Чедерская, Хадынская, Межегейская, Элегестская) выполнены осадками в основном неоген-четвертичного возраста. Более древние, озерные песчано-глинистые отложения олигоцена мощностью 10 м, выделены в пределах Чедерской (район оз. Чедер) и

Межегейской депрессий, где слагают основание кайнозойского разреза [17].

К неогену в пределах Кызыльской впадины отнесены толщи глин, супесей и песков озерно-аллювиального происхождения мощностью до 48 м в Хадынской депрессии, накопление которых по палеонтологическим и палинологическим данным происходило в позднем миоцене–раннем плиоцене.

Из плиоценовых образований наиболее широко представлены красноцветно-бурые глины, суглинки, супеси и пески озерно-аллювиального происхождения мощностью до 112 м, развитые в основном в долине р. Верхний Енисей (Элегестская депрессия), где они по большей части погребены под более молодыми осадками [17]. Перекрываются они эоплейстоценовыми аллювиальными, озерными, делювиально-пролювиальными и

эоловыми отложениями мощностью до нескольких десятков метров.

В долине р. Верхний Енисей наиболее отчетливо проявлены первые три надпойменные террасы. По данным спорово-пыльцевого анализа возраст второй и третьей террас — неоплейстоценовый, первой террасы — неоплейстоцен—голоценовый [17]. Абсолютных датировок надпойменных террас для территории Тувы нет, но известны радиоуглеродные датировки по древесине из аллювия второй надпойменной террасы в среднем течении р. Енисей — $21\,350 \pm 650$ лет (ГИН-310), $26\,300 \pm 900$ лет (ЛГ-19), а также более древняя дата $46\,600 \pm 1500$ лет (ГИН-309) [50]. Отложения 4–8- и 8–12-метровых террас среднего течения Енисея датированы сартанским временем (11–24 тыс. лет) [51].

Геологическая история кайнозойского осадконакопления показывает неоднородность строения и неравномерность развития Кызыльской впадины. В олигоцене оформилась центральная и юго-западная части впадины, прилегающие к хр. Танну-Ола. В миоцене осадконакоплением была охвачена и северная часть впадины (Элегестская депрессия). В плиоцене здесь накопилась относительно мощная толща озерно-аллювиальных отложений. Долина р. Верхний Енисей на этом участке имеет аккумулятивные надпойменные террасы.

Проследивание террас в долине р. Верхний Енисей позволило оценить величину врезания за плейстоцен в пределах Кызыльской впадины цифрами 30–40 м, что почти в два раза меньше, чем в районе, смежном со впадиной с западной стороны [18]. Это свидетельствует о почти двукратном отставании на фоне общего поднятия региона, т.е. интенсивном относительном опускании северной части Кызыльской впадины на последнем этапе геологического развития.

Улугхемский (Кызыльский) разлом

Самое крупное разрывное нарушение рассматриваемого района — Улугхемский (Кызыльский) разлом, который протягивается вдоль долины р. Верхний Енисей, почему изучен слабо и получил отражение лишь на последних геологических картах масштаба 1 : 50000 и 1 : 200000 [11, 17].

Разлом фрагментарно фиксируется по геофизическим данным. Кинематика разлома не установлена. По разлому закартированы смещения девон—карбоновых образований, а также резкая смена угленосности и строения разреза юрских отложений в разных бортах долины р. Верхний Енисей [11]. В результате постюрских смещений по разлому угленосная юрская мульда оказалась

разобрана на две половины — северная часть была вовлечена в слабое поднятие, тогда как южная продолжила относительное погружение на этапе новейшей тектонической активизации.

Подытоживая выполненный анализ, надо отметить, что, несмотря на неплохую изученность новейшей тектоники Центральной Тувы, почти не изучены горизонтальные смещения по активным разломам, как сдвиговой, так и надвиговой кинематики. Возможно, именно по этой причине некоторыми исследователями делались выводы о снижении тектонической активности в позднем плейстоцене—голоцене [18 и др.]. Нам представляется, что это не так, а отправная точка для развития этого положения была получена с неожиданной стороны.

Фольклорные источники

В фольклорном сборнике, собранном И.Г. Сафьяновым [41], нами были обнаружены три источника — былина “Улу-Дуне” (“Великая ночь”), народная песня “Джарга” и рассказ “О великой ночи”, содержащие описание одного и того же природного события, состоявшегося в середине XVIII в.

Событие предваряется световым эффектом (в фольклорном источнике обозначен, как “белый призрак духа земли” [41]) — атмосферным свечением в результате сейсмoeлектрических явлений или воспламенения горючих газов. После этого возникают молния и удар грома, а береговые утесы обрушиваются в русло реки, на противоположной стороне реки сходят обвалы и осыпи, завалившие пещеры [41]. По всем признакам, — это было сильное землетрясение, которое предварялось световым эффектом. Также хорошо известно, что сильные землетрясения часто сопровождаются звуковыми эффектами — гулом, грохотом, громом. Кроме того, в историческом источнике имеется важное указание на разлив реки и затопление большой территории, что можно трактовать как резкое тектоническое опускание участка долины или изменение русла реки [41]. В фольклорном источнике народной песне “Джарга” ситуация и место аналогичны былина “Улу-Дуне”, но повествование дополнено описанием сотрясения скал и обвалов, заваливших пещеры в горе Джарга [41].

Письменных источников, позволяющих определить дату события, нами пока не найдено. Событие восстанавливается только по одному источнику [41], с учетом разброса имеющихся дат, сейсмическое событие можно локализовать в интервале 1715–1758 гг., менее уверенно — в 1756–1757 гг.

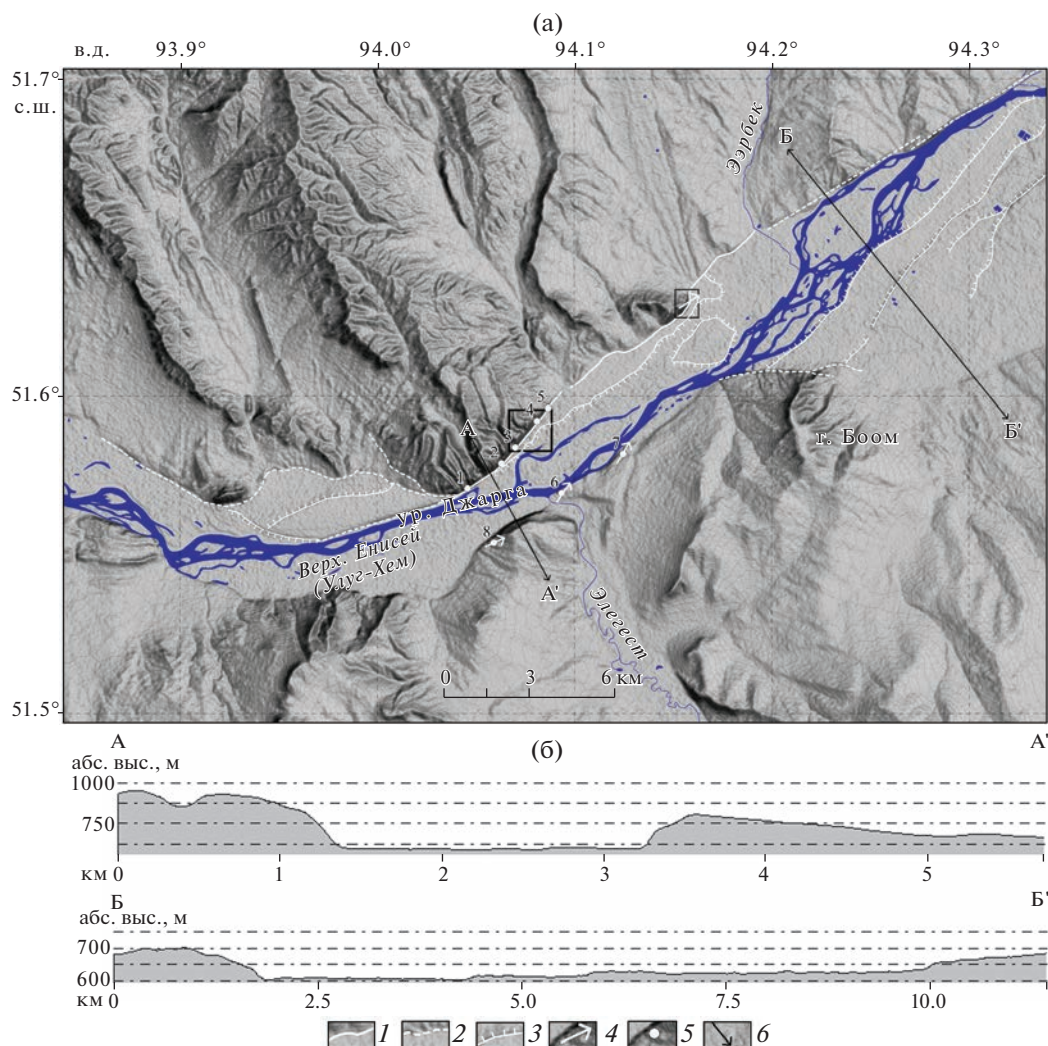


Рис. 3. Схема района исследования (а) с гипсометрическими профилями (б) и расположением детальных участков (рамки).

Профили обозначены А–А', Б–Б'.

Показано положение эрозионно-тектонического уступа в правом борту долины р. Верхний Енисей к северу от ур. Джарга (рамка жирной линией черным) – см. рис. 5; район расчистки (рамка тонкой линией черным) – см. рис. 9. Цифровая модель рельефа разработана по [72].

1–2 – основные активные разломы: 1 – изученные в результате сейсмотектонических исследований, 2 – по структурно-геоморфологическим и дистанционным данным; 3 – уступы надпойменных террас; 4 – наиболее уверенно определяемые направления резких смещений земной поверхности – кинематические индикаторы положения относительно очага землетрясения; 5 – точки наблюдений (т.н.), упоминаемые в тексте; 6 – положение гипсометрических профилей

Урочище Джарга расположено в районе пос. Усть-Элегест, на правом берегу р. Верхний Енисей (Улуг-Хем), а рельеф местности хорошо соответствует описанию в фольклорных источниках [41]. Однако далеко не всякую легенду можно рассматривать как источник сведений об особых явлениях природы, необходимо учитывать фольклорные преувеличения, смещения и смещения событий. В связи с этим, имея четкую топонимическую привязку, нами в районе ур. Джарга были предприняты детальные полевые исследования с использованием методов палео- и археосейсмологии.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В районе ур. Джарга долина р. Верхний Енисей имеет асимметричное строение с отвесным скальным склоном в правом борту высотой до 200 м и корытообразный поперечный профиль (рис. 3).

Днище долины – широкое и плоское, с многочисленными мигрирующими островами, формирование которых связано с частой бифуркацией русла и активной боковой эрозией. Русло шириной до 650 м распадается на отдельные протоки и рукава. Высокая пойменная терраса возвышается над руслом на 1–2.5 м, при ширине площадки до 800 м



Рис. 4. Общий вид эрозионно-тектонического уступа в правом борту долины р. Верхний Енисей (ур. Джарга). (а)–(б) — вид на северо-запад.

и сложена песчано-глинистыми отложениями, налегающими на гравийно-галечно-валунный русловой аллювий. Надпойменные террасы с высотами 5–10, 10–20 и 20–30 м развиты фрагментарно.

На участке ур. Джарга днище долины занято преимущественно пойменной и высокой пойменной террасами. Площадка первой надпойменной террасы шириной до 1 км здесь наблюдается в правом борту. Более высокие вторая и третья террасы появляются в расширениях выше и ниже ур. Джарга, четкая граница между ними наблюдается только на отдельных отрезках.

Геологическое строение бортов долины на этом участке резко различно, — если в правом борту обнажены палеозойские вулканогенно-осадочные (прочные туфы, туфо-песчаники, песчаники) породы каменноугольного возраста, то в левом борту находятся угленосные песчаники, конгломераты и аргиллиты средней юры. Такое различие связано с тектоническими смещениями по разлому, следующему вдоль долины реки.

Выявленные деформации рельефа и молодых отложений четко разделяются на:

- первичные, связанные с выходом очага на поверхность;
- вторичные, возникшие в результате сейсмических сотрясений.

Сейсмотектонические эффекты (первичные)

Обновленный тектонический уступ был выявлен в подножии правого борта долины, который представляет собой крутой скальный обрыв, прорезанный многочисленными каньонами — долинами временных водотоков (рис. 4).

В ур. Джарга уступ почти на всем протяжении приурочен к основанию скального обрыва, представляющего собой почти сплошную зону отрыва обвалов и осыпей. Уступ здесь почти полностью оказался перекрыт коллювием, потому показан только на общей схеме, но проявлен в днищах долин временных водотоков, где нам удалось заметить смещения молодых форм рельефа (см. рис. 3).

В днищах долин временных водотоков, уступ представлен водопадами, т.е. русла долин подвешены. На выходе из обрыва долины временных водотоков откладываются грубообломочный материал пролювиальных конусов выноса — сухопутных дельт, фиксирующих собой местный базис эрозии на пересечении с уступом. Конусы приклонены к обрыву и образуют две (возможно — три и более) разновозрастные генерации. Более древняя генерация обнаруживает систематические смещения влево относительно более молодого конуса и каньонов временных водотоков (рис. 5).

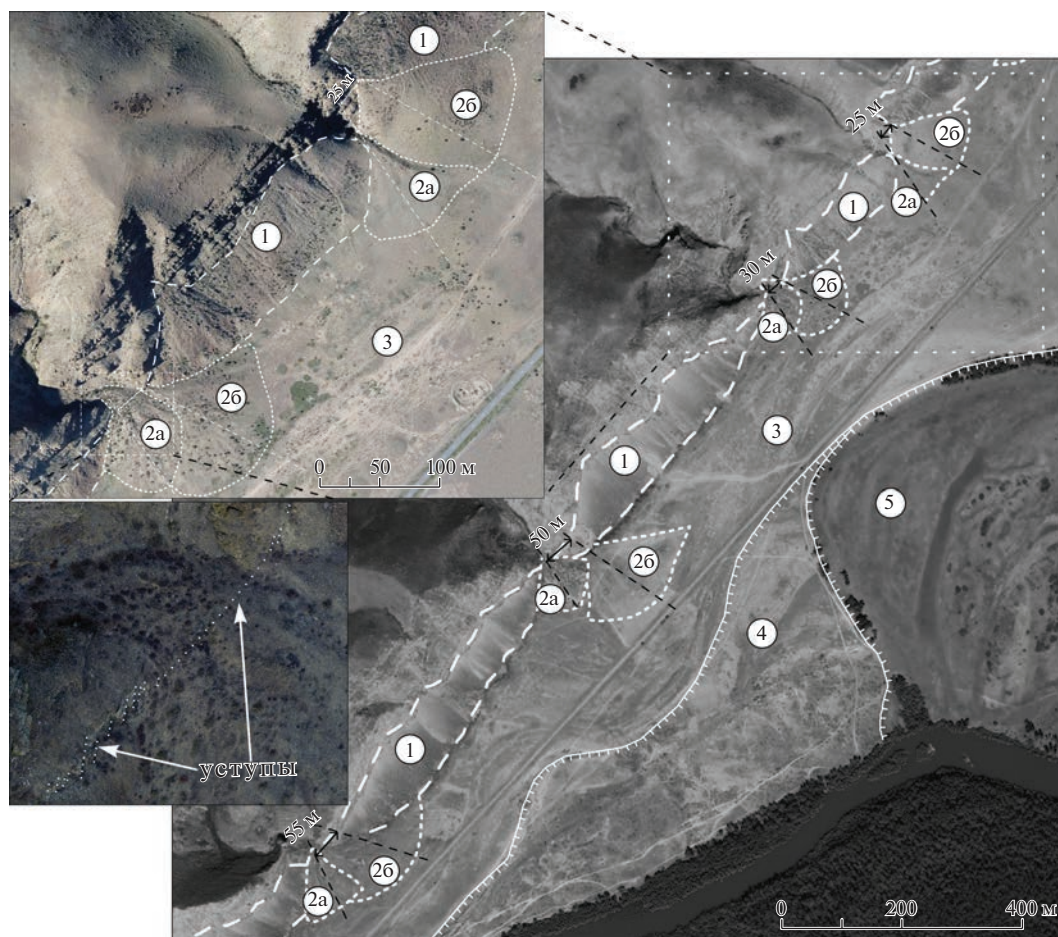


Рис. 5. Геоморфологические схемы аккумулятивных форм рельефа в районе эрозионно-тектонического уступа в правом борту долины р. Верхний Енисей к северу от ур. Джарга. Положение схемы — см. на рис. 3. Основа — космоснимок [73].

На врезках: разномасштабные фотопланы по данным аэрофотосъемки.

Обозначены (цифры в кружках): 1 — обвално-осыпной шлейф; 2 — пролювиальные конусы выноса разных генераций: 2a — поздняя; 2b — ранняя; 3 — поверхность первой надпойменной террасы; 4 — поверхность высокой пойменной террасы; 5 — поверхность пойменной террасы.

Величины горизонтальных смещений группируются в интервалах 25–30 м и 50–55 м. В точках наблюдения (т.н.) 4 и 5 на склонах уступ представлен зигзагообразной скальной поверхностью, сформированной косыми левосдвиговыми склонами с величиной горизонтального смещения до 70 см (см. рис. 5).

Левосторонние смещения вдоль основания скального уступа наблюдаются также в сухих руслах временных водотоков. В т.н. 1 наблюдаются две разновозрастные брошенные долины, смещенные на 9 и 16 м (рис. 6, а).

Смещения замерены также в т.н. 2, 3 (4–5 м) и т.н. 4 (6 м) (см. рис. 6, б).

В т.н. 3 наиболее молодой уступ на поверхности конуса выноса имеет высоту до 80 см (рис. 7).

Две крупные глыбы на этом уступе оказались разорванными и были смещены влево на 50–70 см. Поверхности смещения почти не покрыты лишайниками и пустынным загаром, что указывает на возраст подвижки в первые сотни лет.

К северо-востоку от рассмотренного участка нарушения рельефа представлены не столь выразительно. Здесь прослеживается уступ, ограничивающий долину р. Верхний Енисей, отличия которого от типично эрозионного заключаются в его изменчивости:

— от прямолинейного вертикального скального обрыва высотой до 8 м, развитого вдоль ровной плоскости скольжения с разно-ориентированными бороздами;

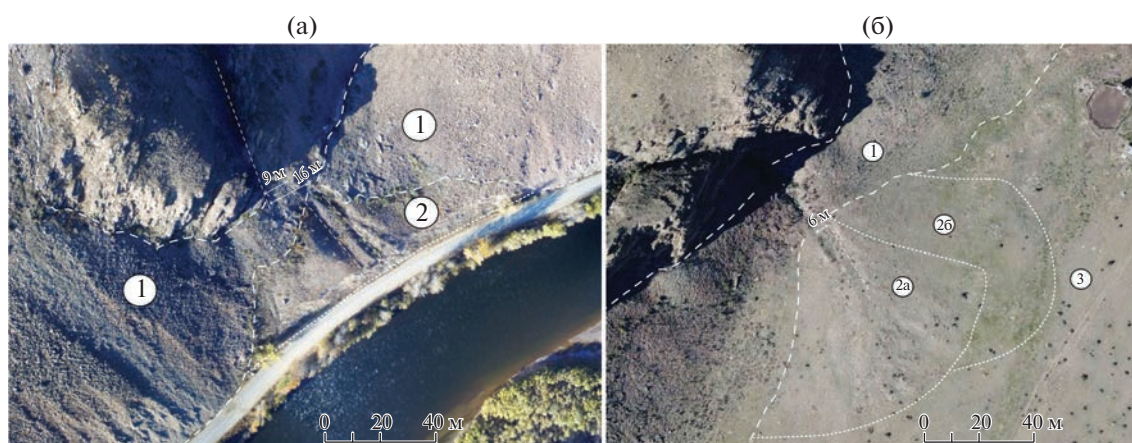


Рис. 6. Геоморфологические схемы аккумулятивных форм рельефа в районе эрозионно-тектонического уступа в правом борту долины р. Верхний Енисей.

(а)–(б) – точки наблюдения (т.н.): (а) – т.н. 1; (б) – т.н. 5.

Положение т.н.1, т.н.5 – см. рис. 3.

Основа – фотопланы по данным аэрофотосъемки.

Обозначено (цифры в кружках): 1 – обвальнo-осыпной шлейф; 2 – пролювиальные конусы выноса разных генераций: 2а – поздняя; 2б – ранняя; 3 – поверхность первой надпойменной террасы.



Рис. 7. Смещения наиболее молодых форм рельефа в т.н. 3.

Положение т.н. 3 – см. рис. 3.

(а) – общий вид эрозионно-тектонического уступа в т.н. 3 (вид на север);

(б) – общий вид уступа и смещенного русла временного водотока (вид на северо-восток);

(в) – уступ с левосдвиговым смещением (вид на юго-запад);

(г) – левосдвиговое смещение отдельной глыбы (вид на юго-запад).

— до более пологого (крутизна 10° – 30°) и извилистого перегиба, частично перекрытого обваль-но-осыпным материалом.

На пересечении с сухими долинами, правым притоками р. Енисей, наблюдаются либо скальные уступы, либо сглаженные перегибы с появлением локальных террас и повсеместные локальные конусы выноса. Горизонтальные смещения конусов выноса на этом участке уже не так выразительны.

Строение уступа изучено в расчистке, пройденной в западном борту портала угольной штольни в угленосных юрских песчаниках и продуктов их переотложения на склоне уступа (рис. 8).

В основании макро-уступа прослеживается пологий (до 25°) и широкий (10–20 м) вертикальный изгиб конуса выноса соседнего временного ручья. Ниже изгиба появляется современный, слабо задернованный конус выноса мощностью до 1 м.

В северной части расчистки вскрыт крутой (угол падения $\perp 75^\circ$ – 80°) тектонический контакт коренных песчаников с грубообломочными коллювиально-осыпными накоплениями. Коренные песчаники смяты в симметричную антиклиналь с горизонтальной осью.

Открытый в верхней части основной разрыв выполнен рыхлой тектонической брекчией, представленной несортированными, неокатанными обломками (щебень, дресва, песок, пыль) с выдавленной снизу щебнисто-угольной смесью. Разрыв проникает до дневной поверхности и смещает все слои разреза.

В опущенном крыле основного разрыва в рыхлые отложения выдавлена рыхлая, сортированная (а точнее — структурированная в результате давления), грубообломочная брекчия, представленная преимущественно щебнем и мелкими глыбами (обугленные песчаники) с заполнителем из рыхлой угольной крошки. Угольная крошка в результате давления оказалась сконцентрирована

в виде каймы вдоль верхнего контакта брекчии, который описывает контур асимметричной антиклинали, разорванной серией взбросо-надвигов. Вдоль разрыва в осевой части антиклинали залегает линза светло-серого грубозернистого песка — результат дробления и выдавливания песчаников. Брекчия имеет чрезвычайно рыхлую консистенцию и постоянно осыпалась. В силу этого, проходка расчистки глубже вскрытого интервала разреза была уже невозможна.

Ниже по склону, в опущенном крыле основного разрыва залегает толща грубообломочных коллювиально-осыпных отложений, нарушенных сериями взбросо-надвигов. Грубообломочная толща слабо стратифицирована и сильно деформирована неоднократными смещениями и вторичными изменениями, что сильно затрудняет четкое выделение и прослеживание в ней “событийных” горизонтов, фиксирующих конкретные сейсмотектонические подвижки.

В грубообломочной толще можно отметить закономерную вертикальную градацию с постепенным переходом от крупноглыбового коллювия к обваль-но-осыпным и осыпным, относительно хорошо сортированным отложениям и делювиально-эоловому слою (см. рис. 8, слой 2). Градация намечается и в латеральном направлении — вниз по склону происходит постепенное уменьшение количества глыб и увеличивается сортировка обломков. Вертикальная градация нарушена вдоль серии взбросо-надвигов, ответвляющихся от основного разрыва и выражена резким появлением в разрезе переотложенного коллювиального клина.

В данном случае разрывная деформация грубообломочной толщи восстанавливается вполне определенно в виде резкой ступени — взбросо-надвигового смещения грубообломочного слоя 5 на 1.2–1.5 м в вертикальной плоскости. В опущенном крыле слой 5 перекрыт коллювиальным

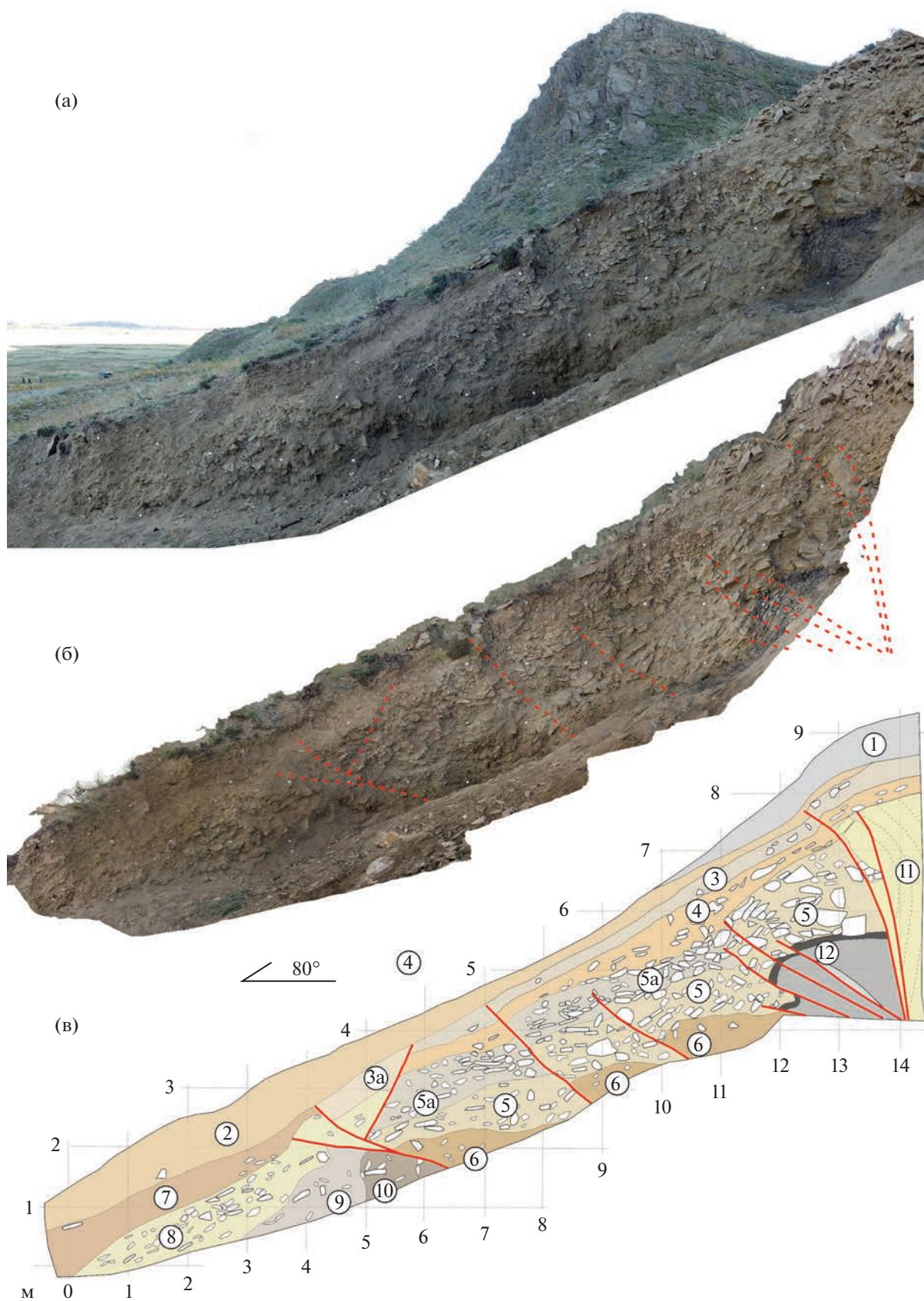
Рис. 8. Фото (а), (б) и зарисовка (в) расчистки вкостр простираания уступа.

Положение района расчистки — см. рис. 9.

Обозначены (линии красным) тектонические разрывы.

Номера слоев:

1 — отвалы штольни; 2 — пылеватая светло-коричневая супесь с редким щебнем и дресвой (делювиально-эоловые отложения); 3 — грубосортированный плитчатый щебень с редкими мелкими глыбами и светло-серым пылеватым заполнителем (осыпь); 3а — светло-серая пылеватая супесь с редким плитчатым щебнем (латеральное окончание осыпи); 4 — плитчатые глыбы с щебнем и светло-серым пылеватым заполнителем (обваль-но-осыпные отложения); 5 — крупноглыбовый коллювий с желтовато-серым пылеватым, супесчаным заполнителем; 5а — то же, переотложенный с примесью плитчатого щебня из вышележащего слоя; 6 — темно-серый пылеватый грубозернистый песок с щебнем и глыбами (переотложенный элювий (?)); 7 — пылеватая светло-коричневая супесь с плитчатым грубосортированным щебнем и редкими глыбами (делювиально-эоловые отложения); 8 — плитчатые глыбы со щебнем и светло-коричневым грубозернистым песчано-пылеватым заполнителем (обваль-но-осыпные отложения); 9 — щебень с редкими глыбами и темно-коричневым грубозернистым песчано-пылеватым заполнителем (осыпь); 10 — осыпь с преобладанием глыб; 11 — коренные юрские песчаники, пунктирными линиями показана слоистость; 12 — рыхлая, структурированная, грубообломочная брекчия с заполнителем и каймой из рыхлой угольной крошки и линзой светло-серого грубозернистого песка.



клином, который оказался смещенным последующей подвижкой (подвижками).

У основания уступа расположен ветвистый разрыв сложной морфологии, маркируемый на поверхности изгибом конуса выноса временного ручья. В опущенном (восточном) крыле разрыва происходит резкая смена в строении разреза. Грубообломочные отложения верхней части обвальнo-осыпного разреза по разрыву резко сменяются на супесчано-обломочную фацию нижней части обвальнo-осыпного шлейфа. Крутизна залегания слоев постепенно увеличивается вниз по разрезу вплоть до субвертикального. Слои разреза здесь смяты в асимметричную антиклиналь с крутым восточным крылом, к осевой части которой приурочен ветвистый разрыв. Он имеет структуру “цветка”, характерную для сдвигов и пологое падение (5° – 20°) в западном направлении. Элементы разреза в разных крыльях разрыва по составу практически не сопоставляются, в связи с чем остается предположить существенную сдвиговую кинематику смещений.

Выходы угля вскрыты тремя штольнями в основании уступа. Они прослеживаются несогласно по отношению к крутому залеганию слоев юрских песчаников, обнаженных на склоне и бровке уступа. Вероятно, уголь был затерт в зону разлома, а его выходы оказались вытянуты вдоль основания склона уступа.

Проходка штольни в 1950 г. привела к катастрофическому взрыву. В результате взрыва штольня была завалена, добыча угля была прекращена, Эрбекское месторождение каменного угля было законсервировано [17]. Взрыв сопровождался возгоранием разрабатываемого угольного пласта. Выходы горячих газов и дыма из открытой трещины север-северо-восточного простирания свидетельствуют о продолжении подземного пожара до сих пор.

В результате взрыва возникла система разрывов длиной от 70 до 220 м, приуроченных к привершинной части водораздела (рис. 9, рис. 10).

О возрасте разрывов свидетельствуют незадернованные уступы высотой до 50 см и смещение разведочных шурфов, пройденных вкрест простирания выходов угольных пластов во второй половине 1940-х гг. [17]. Вдоль пластов угля, где уже существовали разломные зоны, представленные крупноглыбовыми тектоническими брекчиями, образовалось два разрыва субширотного простирания. Высота свежих уступов по южному разрыву до 50 см. Между субширотными разрывами расположен опущенный участок гребня отрога. Северный субширотный разрыв имеет правосдвиговую компоненту на 20–30 см, восста-

навливаемую по смещению выходов слоев песчаников и расхождению зигзагообразных бортов разрыва, южное крыло опущено — высота свежего уступа составляет 10–30 см.

О предыдущих подвижках по субширотным разрывам свидетельствуют более древние скальные уступы двух генераций высотой по 20–30 см, покрытые сажей от подземных пожаров. Кроме них, вблизи бровки скального приразломного обрыва образовалось два левых сдвига север-северо-восточного простирания, распадающихся на эшелонированную систему коротких (до 7 м) трещин растяжения субмеридиональной ориентировки. Эшелонированная система расселин, шириной до 10 м, обновилась также на скальном гребне (бровке скального обрыва). Расселины послужили источником для мелких обвалов, покрывших древний обвальнo-осыпной склон. Многочисленные крупные глыбы (размером до 8×3 м) наблюдаются на расстоянии до 160 м от основания обрыва на ровной поверхности первой надпойменной террасы. От более древнего обвала, скатившиеся глыбы отличаются полным отсутствием лишайников и пустынного загара на свежих сколах.

Таким образом, взрыв имел огромную мощность и породил активизацию горного массива с образованием разрывов, имеющих признаки сейсмотектонических, расселин на скальном гребне и аномальных перемещений крупных глыб. Перечисленные явления имели катастрофический характер, но охватили незначительную площадь, распространившись на расстояние не более 1 км от заваленной штольни. Кинематика смещений по разрывам соответствует голоценовым смещениям по основному разлому в подножии скального обрыва. Согласно шкале ESI-2007 [62] параметры эффектов отвечают интенсивности сотрясений 8 баллов.

Вторичные эффекты

Вдоль эрозионно-тектонического уступа в правоборту долины р. Верхний Енисей в ур. Джарга почти сплошным шлейфом протянулась цепочка крупноглыбовых одноактных обвалов и вторичных активных осыпей. Судя по степени покрытия лишайниками и пустынным загаром, последняя генерация возникла одновременно на всем протяжении высокого эрозионно-тектонического уступа. Отдельные крупные неокатанные глыбы (размером до 2×2 м) наблюдаются и на острове в пойме реки, фиксируя аномальный отброс в горизонтальном направлении примерно на 50 м. Самая крупная из обнаруженных глыб размером



Рис. 9. Схема района расчистки.

Положение района — см. рис. 3.

Основа — фотоплан и цифровая модель рельефа по данным аэрофотосъемки. Показано (звездочка) место выхода горячих газов из трещины в результате подземного пожара.

Обозначены (цифры на схемах): 1 — древний аномальный обвал; 2 — область свежих камнепадов с аномально далеким отбросом; 3 — свежие расселины и разрывы с указанием направления горизонтальных смещений.

3 × 4 м расположена в 40 м от основания обвального шлейфа (рис. 11, а).

Эта глыба, целая во время перемещения, впоследствии раскололась на несколько частей. Вероятнее всего это произошло при ударе в результате приземления, что наблюдается в эпицентральных зонах сильных землетрясений [37].

К северо-востоку от ур. Джарга обвалы этой генерации становятся единичными. Самый северо-восточный отмечен в районе расчистки, где он соседствует с камнепадами, порожденными взрывом 1950 г. (см. рис. 9, см. рис. 10). Обвал имеет аномальное направление перемещения (по азимуту 65°), которое отклонилось от направ-

ления склона (азимут 90°–95°) на 25°–30°. Примечательно, что в противоположном, левом борту р. Верхний Енисей при схожей прочности пород, высоте и крутизне склонов такой обвальный шлейф отсутствует.

В определенных геоморфологических условиях (скальные выходы на гребнях водоразделов или бровках высоких эрозионных уступов) были обнаружены следы встряхивания глыб с аномальными смещениями против уклона рельефа, косо по отношению к нему или с разворотом вдоль оси в вертикальной плоскости, что не может быть связано с обычными склоновыми или морозобойными процессами.

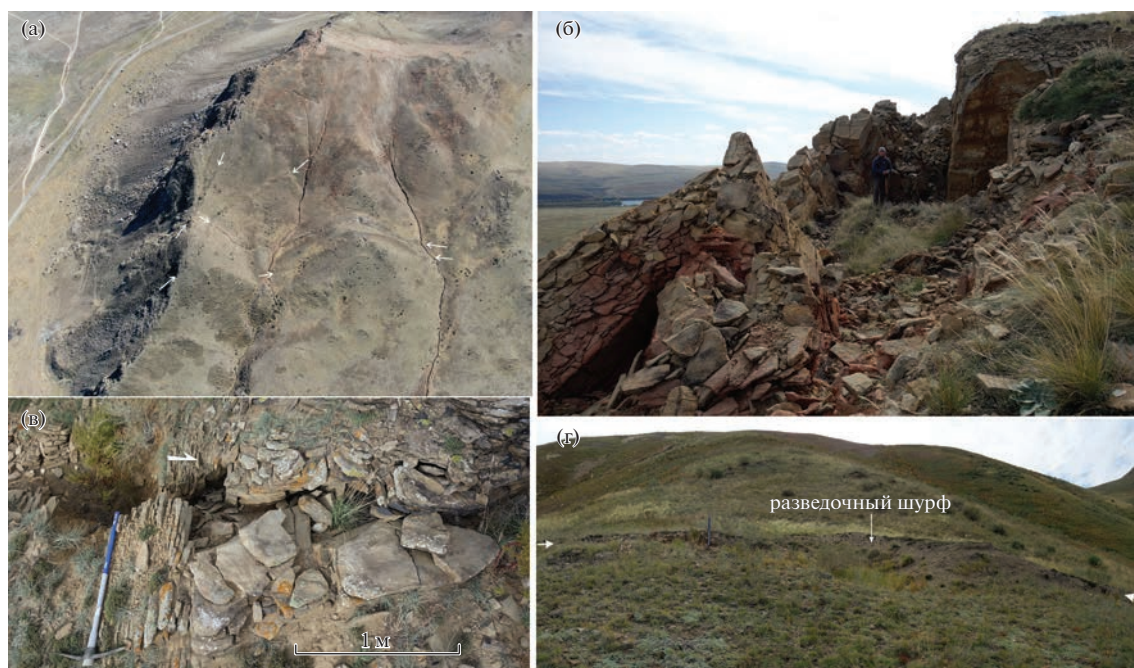


Рис. 10. Разрывы, возникшие в результате подземного техногенного взрыва в 1950 г.

(а) — общий вид активизированного массива, разрывы между стрелками, вид на юг; (б) — расселина на скальном гребне; (в) — правый сдвиг — северный субширотный разрыв; (г) — свежий уступ высотой до 50 см вдоль южного субширотного разрыва, вид на юг.

На высоком скальном обрыве в левом борту долины р. Верхний Енисей смещения носили массовый характер. На бровках скальных обрывов, скальных гребнях мелких отрогов и на поверхности водораздельного плато наблюдаются отброшенные и развернутые блоки песчаников, размер которых достигает 2×3 м. Они имеют четкие признаки воздействия мощных сейсмических импульсов — выброс в горизонтальном направлении на ровной поверхности, косо по отношению к уклону рельефа, с разворотами относительно их первичного положения вдоль оси в вертикальной плоскости, образованием расселин (см. рис. 11, б–г).

Эти нарушения можно квалифицировать как сейсмогенные деформации встряхивания и выброса [23], которые возникают при колебательных сейсмических воздействиях за счет нарушения прочностных свойств, структурных связей и сплошности пород. Деформации выброса отражают перелеты глыб по траекториям разной крутизны, возникающие, когда локальные пиковые ускорения мгновенно превышают ускорение силы тяжести. Необратимые смещения блоков пород вдоль трещин или слоев возникают в результате инерции горных масс при резких сейсмических

колебаниях или сейсмотектонических рывках горных массивов.

По результатам полевых исследований нами составлена карта, на которую вынесены наиболее уверенно определяемые деформации (см. рис. 3). Они имеют признаки аномальных смещений, которые могут использоваться как кинематические индикаторы положения относительно очага землетрясения. В качестве кинематических индикаторов рассматриваются выбросы и развороты крупных глыб, дающие преимущественную ориентацию направленности деформаций в соответствии с локальным направлением сейсмотектонического смещения, в случае близости к очагу, или распространения сейсмической волны на удалении от очага.

Замеренные направления выброса и разворота (против часовой стрелки) имеют систематический характер. Преобладают выбросы в северо-восточных румбах. Направленность выбросов скальных блоков соответствует направлению рывка земной поверхности в северо-восточном направлении в результате левосдвигового сейсмотектонического смещения юго-восточного крыла разрыва в очаге землетрясения. Согласно шкале ESI-2007 [62] параметры эффектов отвечают интенсивности сотрясений 8–9 баллов.



Рис. 11. Выбросы и развороты (их направления показаны стрелками) блоков песчаников в левом борту долины р. Верхний Енисей.

Положение точек — см. рис. 3.

(а) — отброшенная на 50 м глыба размером 3×4 м, т.н. 2 (вид на северо-запад); (б) — последовательные выдвигания плит песчаников вдоль слоистости относительно коренного залегания с разворотом против часовой стрелки, т.н. 6; (в) — выброс глыбы размером 1.5×2 м на $0.6\text{--}0.7$ м в горизонтальном направлении косо по отношению к склону, т.н. 8; (г) — выброс плиты размером 1×2 м на $0.5\text{--}0.8$ м в горизонтальном направлении с разворотом против часовой стрелки и расселина, сужающаяся в восточном направлении, фиксирующая выбивание скального блока в том же направлении, т.н. 7.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования показали, что использование фольклора существенно расширяет рамки историко-сейсмологических исследований, накладываемые при анализе традиционно используемых письменных источников в Алтае-Саянском регионе в целом, и в Туве в частности. Но использование фольклорных данных информативно только при заверке в ходе детальных полевых исследований с использованием методов палеосейсмологии и проверке соответствия историческому контексту в письменных источниках. На основании результатов полевых исследований и фольклорных источников мы полагаем, что землетрясение произошло в интервале 1715–1758 гг. При отсутствии абсолютных датиро-

вок, эту дату вряд ли можно считать сколько-нибудь однозначной. Возможно, она будет пересмотрена в ходе более детальных исследований.

При датировании сейсмических событий на таком, относительно небольшом, удалении от современности с использованием наиболее распространенного, радиоуглеродного метода маловероятно добиться необходимой точности. Точность метода значительно варьирует в зависимости от типа датируемой органики, а обычно используемые для этого погребенные почвы — один из наименее точно датируемых субстратов в силу специфики своего длительного и сложного биогенного формирования. Поэтому исторические данные для такого интервала времени, при наличии источников, гораздо точнее.

Полученные данные показывают, что рассматриваемый район заслуживает самого пристального внимания с точки зрения высокой потенциальной сейсмической опасности в столице Республики Тыва — г. Кызыл даже, если это землетрясение произошло не в 1715–1758 гг., или легенда “Джарга” повествует о каком-то другом событии.

Тем не менее, использованный подход показал свою эффективность и позволил выявить очаг сильного исторического землетрясения в зоне Улугхемского разлома. На это указывают разнообразные сеймотектонические деформации голоценового возраста — систематические левосдвиговые смещения сухих долин, конусов выноса и отдельных глыб, вписывающиеся в общерегиональные закономерности проявлений активной тектоники [46], а также сеймотектонические смещения голоценовых отложений в расчистке.

Немаловажно, что эти смещения были выявлены в стенке портала штольни, разрушенной мощнейшим взрывом, который был вызван попыткой добычи угля в зоне активного разлома. Этот трагический пример показывает, для чего нужны исследования активной тектоники в прикладных целях. По своей силе взрыв был сопоставим с землетрясением интенсивностью 8 баллов на очень ограниченной территории (в радиусе примерно 1 км), т.е. с неглубоким (сотни м—первые км) положением очага в недрах.

Закартированные сеймотектонические смещения наиболее древних форм рельефа — конусов выноса варьируют в двух интервалах: 25–30 м и 50–55 м. Возможно, различия в величине смещений напрямую связаны с возрастом долин, а точнее — конусов выноса. Смещения более молодых форм рельефа — русел временных водотоков составили:

- 16 м (см. рис. 6, а: т.н. 1);
- 9 м (см. рис. 6, а: т.н. 1);
- 6 м (см. рис. 6, б: т.н. 4);
- 4–5 м (см. рис. 7: т.н. 2, т.н. 3).

Левосдвиговые смещения глыб составили 50–70 см (см. рис. 7: т.н. 3).

Полученные цифры дают очень большой разброс. Левый сдвиг глыб на 50–70 см мог быть связан с частным разрывом в пределах зоны сеймотектонического нарушения и не отражать полную амплитуду подвижки. Амплитуды смещений 4–9 м также могли накопиться за несколько подвижек. В тоже время, величина 50–70 см получена нами не по одному определению, а сдвиги русел на 4–9 м могут быть тесно связаны с изменениями климата, а точнее — увлажненности, т.е. полученные величины сдвигов привязаны к интервалу време-

ни, прошедшего не только после смещения (смещений), но и после формирования долины. Кроме того, в этих оценках не учитывается вертикальная компонента подвижки, что характеризует полученные цифры смещения глыб на 50–70 см как минимальные величины смещений, тогда как величину 4 м можно использовать в качестве максимального смещения.

Для оценки магнитуды также используется длина сейсморазрыва. Длина прослеженного уступа, смещения вдоль которого изучены и в рельефе, и в молодых отложениях, составляет 15 км. С возможным его продолжением на запад, длина составит 27 км. В случае продолжения одноактного уступа до окрестностей г. Кызыл, куда протягивается неизученный нами прямолинейный уступ в правом борту долины р. Верхний Енисей, длина его может составить 46 км.

Полученные в результате проведенного исследования данные дают разброс для оценки магнитуды события для нескольких достоверных интервалов. Согласно соотношениям [71] разброс составляет:

- по величине смещений $M_w = 6.8–6.9$ (50–70 см), $M_w = 7.3$ (4 м);
- по длине разрыва — $M_w = 6.5$ (15 км), $M_w = 6.8$ (27 км), $M_w = 7.0$ (46 км).

Полученный разброс можно рассматривать в качестве отправных точек в исследованиях сейсмической опасности и энергетического потенциала недр района Кызыльской впадины. Наиболее надежны оценки по длине сейсморазрыва — $M_w = 6.5–7.0$.

ВЫВОДЫ

Проведенное нами исследование и полученные результаты привели к следующим выводам.

1. Интенсивность землетрясения в эпицентре, расположенном в районе п. Усть-Элегест, достигла 8–9 баллов по шкале ESI-2007, магнитуда составила $M_w = 6.5–7.0$ (6.8–7.3).

2. Полученные результаты позволили четко определить северную границу Кызыльской межгорной впадины как разломную с взбросо-надвигово-левосдвиговой кинематикой смещений в голоцене.

3. По отношению к структурам предыдущего этапа тектонической активизации (мезозойского), эта граница не является унаследованной, т.к. зона Улугхемского разлома пересекает примерно посередине мезозойскую впадину. Северная часть мезозойской впадины оказалась вовлеченной в поднятие и представлена среднегорным массивом.

Южная часть мезозойской впадины частично перекрыта неоген–четвертичными отложениями.

4. Выявление эпицентральной зоны исторического землетрясения имеет принципиальную важность для исследований сейсмической опасности г. Кызыл — столицы Республики Тыва.

Благодарности. Авторы благодарят рецензента Л.П. Имаеву (ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия) и анонимных рецензентов за комментарии. Авторы благодарят редактора М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Обработка материалов и завершающие полевые работы 2022 г. выполнены в рамках гранта РНФ № 22-17-00049, полевые исследования 2018–2021 гг. выполнены по госзадачу ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александровский Ю.С., Алексеенко В.Д., Беляев Г.М., Блюман Б.А., Бульчев А.В., Должковой Б.М., Кудрявцев В.Е., Кухаренко Е.А., Минаков А.Н., Минина Е.А., Мухин В.Н., Никитина Л.С., Попова Н.Н., Радюкевич Н.М., Сахибгареев Ю.З., Шор Г.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). — Лист М-46 — Кызыл. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 349 с.
2. Аржанников С.Г. Палеосейсмодислокации в зоне влияния Оттугтайгино-Азасского разлома (Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 11. С. 1501–1510.
3. Аржанников С.Г., Зеленков П.Я. Сильные палеоземлетрясения хребта Академика Обручева (Восточная Тува). — В сб.: *Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии*. — Под ред. В.И. Уломова. — М.: ОИФЗ РАН, 1995. Вып. 2–3. С. 323–330.
4. Аржанников С.Г., Аржанникова А.В. Палеосейсмогенная активизация Большеозерского сегмента Эрзино-Агардагского разлома // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 56–66.
5. Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0314>
6. Бутанаев Ю.В., Овсюченко А.Н., Сугоракова А.М. Первые результаты историко-сейсмологического анализа тувинского фольклора для оценки сейсмической опасности Республики Тыва // Новые исследования Тувы. 2018. № 3. С. 190–204. <https://doi.org/10.25178/nit.2018.2.12>
7. Вдовин В.В., Зеленков П.Я. Сейсмогенные формы рельефа Тувы и Западного Саяна. — В кн.: *Закономерности развития рельефа Северной Азии*. — Под ред. В.А. Николаева, Н.А. Флоренсова. — Новосибирск: Наука, 1982. С. 99–106.
8. Геологическая карта России и прилегающих акваторий. — М-б 1 : 2 500 000. — Под ред. О.В. Петрова. — СПб.: ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология, 2016. 1 л.
9. Гвишиани А.Д., Дзедзедзе Б.А., Сергеева Н.А., Белов И.О., Рыбкина А.И. Зоны возможного возникновения эпицентров значительных землетрясений в регионе Алтай-Саяны // Физика Земли. 2018. № 3. С. 18–28. <https://doi.org/10.7868/S000233371803002X>
10. Гладков А.С., Лунина О.В. Сейсмичность юга Восточной Сибири: проблемы и перспективы изучения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 3. С. 249–272. <https://doi.org/10.5800/GT-2010-1-3-0020>
11. Глушков Ю.В., Куртенов К.Е., Покояков С.Н., Орехова О.И., Гуменюк А.А., Гуменюк М.А., Куртенова Т.В. Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 и общие поиски полезных ископаемых на Элегестской площади в пределах листов М-46-8-Г; -9-А, Б, В, Г; -10-А, В; -20-В, Г; -21-А, Б, В, Г; -22-А, В; -33-А, Б. — Кызыл: Тувинская ГРЭ, ГП Красноярскгеология, 1991. 988 с.
12. Горбатов Е.С., Разумный С.Д., Стрельников А.А., Родина С.Н. Выявление Чупинской сейсмогенной структуры (Северная Карелия) и параметризация палеоземлетрясений в районе Кандалакшского грабена // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. Т. 47. № 1. С. 24–50. <https://doi.org/10.21455/VIS2020.1-2>
13. Деев Е.В. Зоны концентрации древних и исторических землетрясений Горного Алтая // Физика Земли. 2019. № 3. С. 71–96. <https://doi.org/10.31857/S0002-33372019371-96>
14. 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.
15. Зеленков П.Я. Сейсмогенные деформации земной поверхности Западного Саяна. — В кн.: *Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области*. — Под ред. В.П. Солоненко, В.А. Николаева. — Новосибирск: Наука, 1978. С. 28–42.
16. Зяткова Л.К. Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. — Под ред. В.А. Николаева. — Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.
17. Колямкин В.М., Поваров М.Ю., Александровский Ю.С., Аляев В.А., Берзон Е.И., Петрухина О.Н., Минина В.С., Шаталина Т.А., Сосновская О.В., Корневская Т.Н., Пиманова Г.П. Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листа М-46-V (Кызыл). — Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 2015. 392 с.
18. Масарский С.И., Рейснер Г.И. Новейшие тектонические движения и сейсмичность Западного Саяна и Западной Тувы. — Под ред. В.А. Петрушевского. — М.: Наука, 1971. 156 с.
19. Минина Е.А., Борисов Б.А. Карта четвертичных отложений Тувинской АССР. — М-б 1 : 500 000. — Объяснительная записка. — Л.: ВСЕГЕИ. 1988. 120 с.

20. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Централь-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
21. Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской империи. — СПб.: Типогр. Императорской Академии наук, 1893. 582 с.
22. Никонов А.А. Землетрясения в легендах и сказаниях // Природа. 1983. № 11. С. 66–75.
23. Никонов А.А. Терминология и классификация сейсмогенных нарушений рельефа // Геоморфология. 1995. № 1. С. 4–10.
24. Никонов А.А. О сильнейших исторических землетрясениях и сейсмическом потенциале Горного Алтая // Физика Земли. 2005. № 1. С. 36–50.
25. Никонов А.А., Медведева Н.С., Шварев С.В., Флейфель Л.Д. Главные особенности развития сейсмического процесса 2011–2012 гг. в Республике Тыва (прогностический аспект) // Вестн. ОНЗ РАН. 2012. № 4. NZ5001. <https://doi.org/10.2205/2012NZ000113>
26. Никонов А.А., Нечаев С.Ю., Флейфель Л.Д. О сейсмичности Алтайского региона во второй половине XVIII века. — В сб.: *Необычные и экстремальные явления XVIII века.* — Под ред. Н.В. Колпаковой. — СПб.: БАН, 2019. Вып. 2. С. 152–188.
27. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. — Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. — М.: Наука, 1977. 535 с.
28. Овсяченко А.Н., Бутанаев Ю.В., Мараханов А.В., Ларьков А.С., Новиков С.С., Кужугет К.С. О повторяемости сильных сейсмических событий в районе Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. по данным палеосейсмологических исследований // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 11. С. 1784–1793. <https://doi.org/10.15372/GiG20171112>
29. Овсяченко А.Н., Бутанаев Ю.В., Сугоракова А.М., Ларьков А.С., Мараханов А.В. Исследования Каа-хемской системы активных разломов в Туве: сегментация и модель характерных землетрясений // Геосферные исследования. 2019. № 1. С. 6–16. <https://doi.org/10.17223/25421379/9/1>
30. Овсяченко А.Н., Бутанаев Ю.В., Тулуш Д.К. Палеосейсмологические и археосейсмологические исследования южной части хребта Танну-Ола // Природные ресурсы: Среда и общество. 2019. № 4. С. 26–33.
31. Овсяченко А.Н., Новичихин А.М., Быхалова О.Н., Рогожин Е.А., Корженков А.М., Ларьков А.С., Бутанаев Ю.В., Лукашова Р.Н. Междисциплинарное датирование Утришских сейсмодислокаций: к локализации очага сильного исторического землетрясения на Западном Кавказе // Вопросы инженерной сейсмологии. 2019. Т. 46. № 3. С. 32–49. <https://doi.org/10.21455/VIS2019.3-4>
32. Панин А.В. Первые данные о позднеголоценовой сейсмике юго-западного замыкания Байкальской рифтовой зоны // ДАН. 2011. Т. 438. № 1. С. 76–81.
33. Прудников С.Г. Морфоструктурное районирование территории Саяно-Тувинского нагорья // География и природные ресурсы. 2016. № 3. С. 111–117. <https://doi.org/10.21782/GiPR0206-1619-2016-3>
34. Раковец О.А. Неотектоника Тувы. // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. — Под ред. В.П. Солоненко, В.А. Николаева. — Новосибирск: Наука, 1978. С. 48–58.
35. Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмотектоники. — М.: ИФЗ РАН, 2012. 340 с.
36. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В. Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли. 2008. № 6. С. 31–51.
37. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С. Очаг сильного землетрясения как геологический объект // Геотектоника. 2021. № 3. С. 3–30. <https://doi.org/10.31857/S0016853X21030073>
38. Родкин М.В., Никонов А.А., Шварев С.В. Оценка величин сейсмических воздействий по нарушениям и смещениям в скальных массивах // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 3. С. 203–237. <https://doi.org/10.5800/GT-2012-3-3-0072>
39. Самдан А.А. Тувинские монголоязычные летописи. — Под ред. А.Д. Цендиной. — Абакан: ТИГПИ, 2016. 185 с.
40. Самдан З.Б. Миф в фольклорной традиции тувинцев. — Отв. ред. М.М.-Б. Харунова — Новосибирск: Наука, 2016. 180 с.
41. Сафьянов И.Г. Тува в прошлом. — Т. 1. — Художественное творчество тувинского народа. — М.: ТуВИГИ, 2012. 232 с.
42. СКЗ ОСР-2012. Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии для общего сейсмического районирования территории Российской Федерации. — Отв. ред. В.И. Уломов. — М.: 2012. www.seismorus.ru
43. Татевосян Р.Э., Мокрушина Н.Г. Макросейсмические сведения об Алтайских землетрясениях 1764–1913 гг. // Вопросы инженерной сейсмологии. 2014. Т. 41. № 4. С. 25–56.
44. Трифонов В.Г., Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. — Под ред. Ю.Г. Леонова. — М: Наука, 2004. 668 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 553).
45. Трифонов В.Г., Кожурин А.И. Проблемы изучения активных разломов // Геотектоника. 2010. № 6. С. 79–98.
46. Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М. Активная тектоника Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 60–77. <https://doi.org/10.31857/S0016853X21030097>
47. Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ласточкин С.В., Балжинням И., Монхоо Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. — Под ред. В.П. Солоненко и Н.А. Флоренсова — М.: Наука. 1985, 244 с.
48. Чернов Г.А., Зеленков П.Я. Сейсмогеология области Западно-Тувинских поднятий. — В кн.: *Сейсмогео-*

- логия восточной части Алтае-Саянской горной области. — Под ред. В.П. Солоненко, В.А. Николаева. — Новосибирск: Наука, 1978. С. 58–68.
49. Чипизубов А.В., Смекалин О.П. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 6. С. 936–947.
 50. Шпанский А.В., Михаревиц М.В., Новиков И.С., Зольников И.Д., Прудников С.Г., Кальная О.И. Дискуссионные вопросы геоморфологии и палеогеографии долины Верхнего Енисея // Геоморфология. 2020. № 3. С. 98–105.
<https://doi.org/10.31857/S0435428120030104>
 51. Ямских А.Ф. Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири. — Красноярск: КГПИ. 1993. 226 с.
 52. Arzhannikov S.G., Ivanov A.V., Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Buyantuev V.A., Oskolkov V.A., Voronin V.I. The most recent (682–792 CE.) volcanic eruption in the Jombolok lava field, East Sayan, Central Asia triggered exodus of Mongolian pre-Chinggis Khaan tribes (778–786 CE) // J. Asian Earth Sci. 2016. Vol. 125. No. 1. P. 87–99.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.05.017>
 53. Burbank D.W., Anderson R.S. Tectonic geomorphology, (Wiley&Blackwell, Chichester. GB. 2012. 2nd edn.), pp. 454.
 54. Cloetingh S., Burov E.B., Poliakov A. Lithospheric folding: primary response to compression? (from Central Asia to Paris basin) // Tectonics. 1999. Vol. 18. P. 1064–1083.
 55. 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 Sci. Rev. 2019. No. 203. P. 68–89.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.11.009>
 56. 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. Vol. 602. P. 194–222.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.010>
 57. 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 // Int. Geol. Rev. 1996. Vol. 38. No. 5. P. 430–466.
 58. Huang Z., Zhao D. Seismotectonics of Mongolia and Baikal rift zone controlled by lithospheric structures // Geophys. Res. Lett. 2022. No. 49. e2022GL099525.
<https://doi.org/10.1029/2022GL099525>
 59. Korjenkov A.M., Arrowsmith J.R., Crosby C., Mamyrov E., Orlova L.A., Povolotskaya I.E., Tabaldiev K. Seismogenic destruction of the Kamenka medieval fortress, northern Issyk-Kul region, Tien Shan (Kyrgyzstan) // J. Seismology. 2006. No. 10. P. 431–442.
<https://doi.org/10.1007/s10950-006-9029-8>
 60. Marco S. Recognition of earthquake-related damage in archaeological sites: Examples from the Dead Sea fault zone // Tectonophysics. 2008. Vol. 453. P. 148–156.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.04.011>
 61. McCalpin J.P. (Ed.) Paleoseismology, (Elsevier, NY. USA. 2009. 2nd edn.), pp. 613.
 62. Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F., Azuma T., Clague J., Comerci V., Gürpinar A., McCalpin J., Mohammadioun B., Morner N.A., Ota Y., Rogozhin E. Intensity scale ESI 2007 // Spec. Pap. APAT. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia. 2007. Vol. 74. pp. 41.
 63. Molev E.A., Korzhnikov A.M., Ovsyuchenko A.N., Larkov A.S. Potential traces of earthquakes in the ancient city of Kytaiia, Kerch Peninsula, Crimea // Geodes. Geodynam. 2019. No. 10. P. 331–338.
<https://doi.org/10.1016/j.geog.2018.03.006>
 64. Nikonov A.A. “On the methodology of archaeoseismic research into historical monuments,” in *Monuments and Historical Sites, Preservation and Protection. Rotterdam: Balkema*, — Ed. by P.G. Marinos, G.S. Koukis, (Engineer Geol. Ancient Works, 1988), P. 1315–1320.
 65. Nur A., Burgess D. Apocalypse: Earthquakes, Archaeology, and the Wrath of God. Princeton: Princeton Univ. Press, 2008. pp. 310.
<https://doi.org/10.2307/j.ctvt1t1kfzg>
 66. Obermeier S.F., Jibson R.W. Using ground-failure features for paleoseismic analysis // US Geol. Surv. Open-File Rep. 1994. No. 94–663.
 67. Ovsyuchenko A.N., Rogozhin E.A., Marakhanov A.V., Butanaev Yu.V., Larkov A.S., Novikov S.S. Environmental effects of the 2011–2012 Tuva earthquakes (Russia): Application of ESI 2007 macroseismic scale in the Siberian mountains // Rus. J. Earth Sci. 2017. Vol. 17. No. 1. ES1002.
<https://doi.org/10.2205/2017ES000590>
 68. Piccardi L., Masse W.B. Myth and Geology, (Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2007. Vol. 273), pp. 350.
 69. Radziminovich Ya.B., Shchetnikov A.A. Historical earthquakes studies in Eastern Siberia: State-of-the-art and plans for future // J. Asian Earth Sci. 2013. Vol. 62. P. 134–145.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.09.017>
 70. Stiros S.C. Archaeology — A tool to study active tectonics // Eos, AGU Transact. 1988. Vol. 69. No. 50. P. 1633–1639.
 71. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length rupture width, rupture area, and surface displacement. // Bull. Seis. Soc. Am. 1994. Vol. 84. No. 4. P. 974–1002.
 72. Shuttle Radar Topography Mission 1 Arc-Second Global.
<https://doi.org/10.5066/F7PR7TFT>
 73. Esri ArcGIS Desktop, [https://www.esri.com/en-us/home/\(December, 2022\)](https://www.esri.com/en-us/home/(December, 2022)).
 74. FRC EGS RAS. <http://www.ceme.gsras.ru> (Accessed December, 2022).

Localization of the Source of a Strong Historical Earthquake in Central Tuva Using Folklore-Historical and Paleoseismological Data

A. N. Ovsyuchenko^{a, c, *}, Y. V. Butanayev^{b, c}, N. G. Koshevoy^{a, c}

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,
Bol'shaya Gruzinskaya St. bld. 10, 123995 Moscow, Russia*

^b*Tuva Institute for the Integrated Development of Natural Resources SB RAS,
Internatsionalnaya St. bld. 117a, 667010 Kyzyl, Republic of Tyva, Russia*

^c*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane bld. 7, 119017 Moscow, Russia*

^{*}*e-mail: ovs@ifz.ru*

The article presents the results of studies of the source of a strong earthquake in Central Tuva. The studies were carried out using both the widespread geological and geomorphological approach of paleo-seismological orientation, and the methods of historical seismology. Primary information about the source and its location was found in folklore sources with a toponymic reference, using which traces of the earthquake were found and mapped on the field. Traces of earthquakes are confirmed by seismic ruptures in the zone of the Ulugkhem active fault and secondary evidences. Preliminary dating of the event is 1715–1758, magnitude $M_w = 6.5–7.0$. The intensity of the earthquake at the epicenter reached VIII–IX (ESI-2007 scale). In the zone of the Ulugkhem active fault, the consequences of the catastrophic explosion of 1950, which led to human casualties and destruction, were mapped. The results of the research make it possible to clearly define the northern boundary of the Kyzyl intermountain basin as a fault with reverse-sinistral kinematics of displacements in the Holocene, and identification of the epicentral zone of a historical earthquake is necessary to assess the seismic hazard of the most densely populated region of Tyva Republic.

Keywords: active tectonics, paleoseismology, seismotectonics, historical seismology, seismic hazard, earthquake source, Altai–Sayan Highlands, Central Tuva