

НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ УБСУНУРСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С АКТИВНЫМИ РАЗЛОМАМИ (РЕСПУБЛИКА ТЫВА, РОССИЯ)

© 2023 г. С. А. Соколов^{1, *}, С. Т. Гарипова¹, К. И. Юшин¹, Ю. В. Бутанаев²,
Е. А. Зеленин¹, А. Н. Овсюченко³, С. В. Мазнев^{1, 4}

¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия

²Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
ул. Интернациональная, д. 117А, 667007 Кызыл, Республика Тыва, Россия

³Институт физики земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
Б. Грузинская ул., д. 10, 123242 Москва, Россия

⁴Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
геологический факультет, Ленинские горы, д. 1, 119991 Москва, Россия

*e-mail: Sokolov-gin@yandex.ru

Поступила в редакцию 09.12.2022 г.

После доработки 17.01.2023 г.

Принята к публикации 20.01.2023 г.

Представлены новые данные об олигоцен–четвертичных отложениях, новейшей (неоген–четвертичной) структуре и активных разломах северного борта Убсунурской впадины на ее границе с хребтом Танну-Ола, основанные на структурном дешифрировании материалов дистанционного зондирования (МДЗ) и полевых работах 2020–2021 гг., включая тренчинг активных разломов. На севере Убсунурской впадины выявлены два парагенезиса разрывных нарушений, имеющих разную геологическую природу, структурное и рельефообразующее значение. Первый парагенезис представлен Северо-Убсунурским скрытым надвигом и связанными с ним деформациями, развивавшимися в неоген–четвертичное время и образующими границу впадины и горного поднятия. Второй парагенезис включает в себя Южно-Таннуольский и Эрзин-Агордагским разломы, секущие структуры первого парагенезиса и разломы, активные в позднем плейстоцене и голоцене. Эпохи интенсивного развития парагенезисов сменяют друг друга во времени.

Ключевые слова: геология, активная тектоника, неотектоника, поздний кайнозой, активные разрывные нарушения, палеосейсмогеология, новейшие отложения, Убсунурская впадина, хребет Танну-Ола

DOI: 10.31857/S0016853X23010071, EDN: ELGHIF

ВВЕДЕНИЕ

Кайнозойские впадины Центральной Азии разнообразны по размерам и генезису. Они развиваются в разных геодинамических обстановках, что выражается в принципиальном отличии структур, ограничивающих их, объеме новейших отложений и степени деформированности кайнозойского чехла.

К северу от Убсунурской впадины на юге Тывы расположено поднятие Танну-Ола. Хребет Танну-Ола разделяется на Западный Танну-Ола восток-северо-восточного простирания и Восточный Танну-Ола, вытянутый в субширотном направлении (рис. 1).

Убсунурская впадина представляет собой крупную бессточную межгорную котловину. Впадина имеет уплощенную морфологию. Ее предгорный шлейф плавно воздымается к горному сооруже-

нию Танну-Ола. На фоне коллювиальных и пролювиальных отложений шлейфа выступают отдельные выходы коренных пород северо-западного простирания. Выровненная морфология котловины осложняется хребтом Агардаг-Тайга, вытянутым в северо-восточном направлении и секущим под углом границу Убсунурской впадины.

К востоку от хребта Танну-Ола и Убсунурской впадины располагается нагорье Сангилен и хребет Остроконечный Танну-Ола, севернее они сменяются хребтом Сыргалыг-Тайга.

Хребты Танну-Ола ограничивают с юга Тувинскую котловину, разделенную на Кызыльскую, восточную, и Хемчикскую, западную, впадины.

Разломная тектоника оказала значимое влияние на формирование неотектонической структуры и современного рельефа, на всей территории Республики Тыва, в том числе в области сочленения

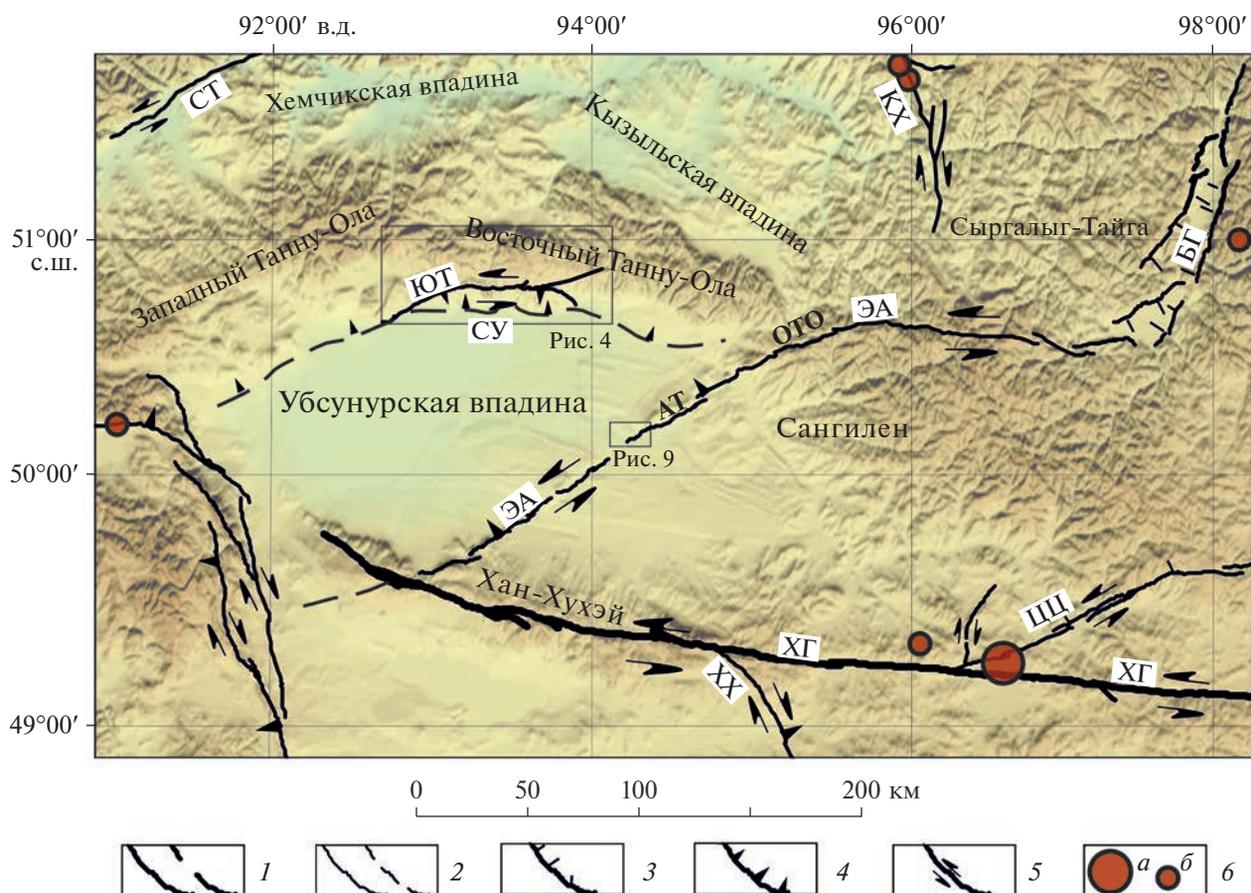


Рис. 1. Карта активных разломов юга Тывы и северо-запада Монголии.

Хребты: АТ – Агардаг-Тайга; ОТО – Остроконечный Танну-Ола.

Разломы (буквы в белых квадратах): ЮТ – Южно-Таннуольский; СУ – Северо-Убсунурский; ЭА – Эрзин-Агардагский; БГ – Бусейнгольский грабен; ХГ – Хангайский (Болнайский); XX – Ханхухэйский, КХ – Кахемский; ЦЦ – Цэцэрлегский.

1–2 – скорость движения активных разломов: 1 – > 1 мм/год, 2 – < 1 мм/год; 3 – сбросы; 4 – взбросы; 5 – сдвиги; 6 – эпицентры крупных землетрясений (по [40]): а – $M \geq 8$, б – $6 \leq M < 8$

Убсунурской котловины и хребта Танну-Ола, были отмечены признаки сейсмической активности и палеосейсмодислокации [19, 24].

Систематическое изучение активных разломов территории Тывы началось сравнительно недавно и были достигнуты значимые результаты – уточнены основные черты сейсмичности территории, выявлены основные сейсмогенерирующие структуры и оценены их параметры [1, 2, 15, 16].

Вместе с тем, крупные землетрясения, произошедшие здесь в 2011 и 2012 гг., а также сильнейшие Цэцэрлегское и Болнайское землетрясения 1905 г., произошедшие в сходных тектонических условиях на сопредельных территориях северо-западной Монголии – одной из самых сейсмоактивных внутриконтинентальных областей мира – указывают на актуальность исследования активной тектоники региона [15, 22, 23, 28, 33, 34] (см. рис. 1).

Целью данной статьи является обобщение имеющихся материалов и анализ полученных нами новых данных о строении границы Убсунурской впадины и расположенного севернее хребта Танну-Ола, уточнении характеристик активных разломов региона и выявлении соотношений тектонических структур, ограничивающих Убсунурскую впадину, и активных разрывных нарушений.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Активные и позднекайнозойские разломы образуют в рельефе специфические формы, такие разломы часто являются основными структурами, влияющими на рельефообразование, разделяя области современной денудации и аккумуляции, относительно приподнятые и опущенные зоны, нарушая и смешая геоморфологические уровни различного происхождения (поверхности выравнивания, речные, морские и озерные террасы).

Подвижки по разломам вызывают деформации комплекса новейших отложений, как непосредственные смещения слоев пород вдоль плоскости разрывного нарушения, так и разнообразные приразломные деформации (или сейсмодислокации), связанные с направленным ударно-волновым воздействием сейсмического события на несцементированный и влагонасыщенный осадочный материал.

Исследование неотектонических и активных разрывных нарушений разделено на два этапа:

– первый этап – предварительное дешифрирование материалов дистанционного зондирования (МДЗ) с целью локализации выхода плоскости разлома на дневную поверхность, первичной оценки на основе структурно-геоморфологических признаков кинематики, накопленных и единовременных амплитуд смещений [29, 32];

– второй (полевой) этап, направлен на подтверждение результатов дешифрирования, выявление точных структурно-геоморфологических характеристик разлома, а также тренинг выявленных разломов для вскрытия плоскости разлома в разрезе, изучение строения комплекса нарушенных сейсмическими событиями отложений, определение параметров палеоземлетрясений и, по возможности, датировка выявленных подвижек [32].

Предварительные исследования производилось на основе дешифрирования комплекса материалов дистанционного зондирования, включающих космические снимки различного пространственного разрешения и цифровые модели рельефа (ЦМР) размещенные в открытом доступе, в том числе Landsat 8/OLI [35], Maxar [36], ASTER GDEM [37] и STRM 1 arc-second [38]. Также использовались аналоговые кадровые снимки проекта КН-9 Hexagon. Дополнительные высокоточные данные были получены на полевом этапе работ в процессе проведения аэрофотосъемки с беспилотного летательного аппарата (БПЛА) (DJI, Шэньчжэнь, Китай).

На основе полученных данных были построены цифровые модели высокого пространственного разрешения методом цифровой фотограмметрической обработки изображений Aerial Structure from Motion [27] в программе Agisoft Metashape [39].

Полевые работы проводились в Убсунурской впадине, а также в предгорьях Центрального и Восточного Танну-Ола и хребта Сангилен в 2020 и 2021 гг. и были сосредоточены на двух разломных зонах – Южно-Таннуольской и Эрзин-Агардагской.

Были проведены геологические маршруты, с целью выявления смещения современных форм рельефа, русел водотоков, поверхностей речных террас, линий водоразделов и водораздельных поверхностей, тектонических уступов, нарушающих предгорные пролювиальные равнины, а так-

же крупные оползни и обвалы, сконцентрированные в непосредственной близости от выхода плоскости разрывного нарушения на поверхность и т.д. Вкрест простирания выявленных разломов были выкопаны каналы, в их стенках был изучен комплекс новейших отложений и их деформации, определены амплитуды и кинематика подвижек.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГА ТЫВЫ

Докайнозойское геологическое строение

Территория региона исследования разделена крупными разломными зонами на три разновозрастные складчатые системы [4, 5, 14] (рис. 2).

Наиболее древний метаморфизованный вещественный комплекс Тувино-Монгольской складчатой системы выходит на поверхность на востоке и юго-востоке территории, в южных областях нагорья Сангилен [5, 14]. Он сложен гнейсами и кристаллическими сланцами протерозоя, а также карбонатно-терригенными отложениями рифея, претерпевшими зеленосланцевый метаморфизм. Породы смяты в интенсивные складки северовосточного простирания, осложненные сбросовыми разрывными нарушениями аналогичной ориентировки [5, 14].

Тувино-Монгольская складчатая система граничит по Агардагско-Окинской сутуре северовосточной ориентировки с салаиридами Верхне-Енисейского структурно-вещественного комплекса [14]. Сutura маркируется выходами гипербазитов, которые могут относиться либо к офиолитовой ассоциации, либо к комплексу задуговых бассейнов [4, 5, 20].

Верхне-Енисейская складчатая система, развитая в районе хребта Восточный Танну-Ола, сложена вулканитами и карбонатными породами верхнего протерозоя и кембрия. Породы Верхне-Енисейской и Тувино-Монгольской складчатой систем прорваны крупными интрузивными комплексами среднего кембрия и ордовика кислого и среднего состава, также широко развиты граниты и граносиениты нижнедевонского возраста [3, 5, 11, 20, 21].

Территория хребта Западный Танну-Ола занята Центрально-Тувинским прогибом средне- и позднепалеозойского возраста. Низы разреза сложены вулканогенно-осадочным комплексом, в котором преобладают андезиты и андезидиабазиты. Выше залегают терригенно-карбонатные отложения и переотложенный пирокластический материал [5].

Докайнозойский разрез завершается озерными отложениями юрских впадин, которые распространены незначительно.

Все образования смяты в складки различной интенсивности и подорваны разрывными нару-

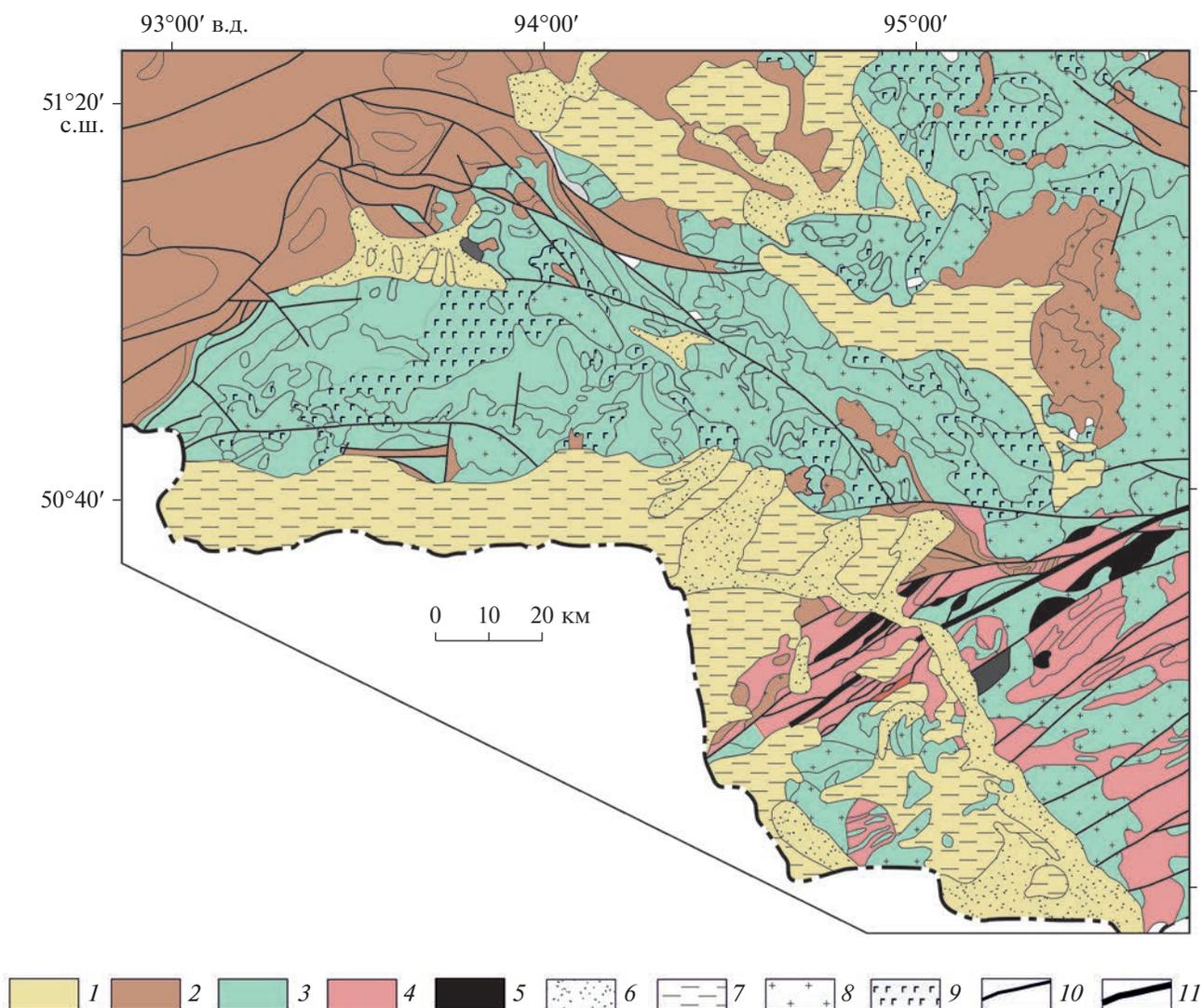


Рис. 2. Схематическая геологическая карта юга Республики Тыва (по данным [5], с изменениями и дополнениями). 1 – кайнозойские отложения; 2 – средние вулканиты и терригенно-карбонатные отложения среднего и позднего палеозоя Центрально-Тувинского прогиба; 3 – вулканиты и карбонаты верхнего протерозоя и кембрия Восточно-Енисейской складчатой системы; 4 – метаморфизованные комплексы нижнего протерозоя и рифея Тувино-Монгольской складчатой системы; 5 – офиолиты кембрийской системы; 6 – аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения четвертичной системы; 7 – озерные и озерно-аллювиальные отложения палеоген–неогена; 8–9 – интрузивы: 8 – кислые, 9 – основные; 10 – разрывные нарушения; 11 – глубинные разломы

шениями. Преобладающая ориентировка тектонических структур северо-восточная и в меньшей степени субширотная. Подчиненное значение имеют разрывы северо-западного и субмеридианального простирания [5].

Комплекс новейших отложений

Кайнозойские отложения юга Тывы развиты в межгорных и внутригорных впадинах, а также в долинах рек.

Крупнейшей межгорной впадиной данной области является котловина озера Убсу-Нур, заполненная комплексом палеоген–неогеновых отло-

жений озерного, аллювиального, пролювиального и аллювиально-пролювиального происхождения. Общая мощность отложений достигает 900 м [8].

Разрез кайнозойских отложений Убсунурской впадины начинается с палеогена, вскрытого оврагами на севере, а также скважинами в центральной части котловины. В стратотипическом обнажении к западу от долины р. Деспен (Козий овраг), вскрыты озерно-аллювиальные пестроцветные, выше – красноцветные отложения мощностью до 207 м.

Породы не охарактеризованы фаунистически, но аналогичные по составу и стратиграфическому положению породы вскрыты скважинами на тер-

ритории Монголии в котловине Больших озер, где по фаунистическому комплексу пестроцветная глинисто-песчаная пачка отнесена к среднему-верхнему эоцену, что согласуется с палинологическими данными [5]. Верхняя красноцветная толща конгломерато-брекчий может относиться к верхам эоцена, или, нижнему олигоцену [3, 5].

В центральной части впадины скважинами вскрыты песчано-глинистые отложения, которые на основе анализа споропыльцевого спектра также могут быть отнесены к эоцену [5]. Общая мощность отложений палеогена Убсунурской впадины составляет не менее 200 м, скважинами подошва отложений не вскрыта [5].

Миоценовые отложения Убсунурской впадины развиты почти повсеместно. Они представлены озерными песками и глинами, а мощность их достигает 600–800 м в наиболее погруженных областях [8]. Хорошо изученные разрезы неогена находятся на севере котловины, в оврагах Козий, Заячий и в долине реки Холу.

Первоначальное описание этих разрезов было проведено Л.Д. Шарыгиной [25], которая выделяла неогеновые отложения в “озерный” горизонт, а внутри него – глинисто-алевритовую и глинисто-мергельную толщи. На основе комплексов малакофауны глинисто-алевритовая толща разделена на две части [18]. В дальнейшем возраст отложений был уточнен на основе находок крупных и мелких млекопитающих [6–9, 18].

Нижняя часть глинисто-алевритовой толщи отнесена к среднему-верхнему миоцену, верхняя часть данной толщи отнесена к верхнему миоцену–нижнему плиоцену. Глинисто-мергельная толща также отнесена к верхнему миоцену–плиоцену. Общая мощность отложений этого возраста, объединенных в хольскую серию, составляет >200 м.

Предпринятая нами ревизия фаунистических комплексов, собранных ранее, и полученные новые фаунистические и магнитостратиграфические данные позволяют ограничить верхний возрастной предел хольской серии верхним миоценом.

Четвертичные образования представлены неоплейстоценовыми аллювиальными и аллювиально-пролювиальными образованиями нижнего и верхнего звеньев неоплейстоцена, которые слагают предгорный шлейф хребта Танну-Ола, а также предгорную равнину Убсунурской впадины. В долинах крупных рек встречаются небольшие останцы террас, аллювий которых датирован поздним неоплейстоценом–голоценом [5].

ПРИРОДА СЕВЕРНОЙ ГРАНИЦЫ УБСУ-НУРСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРО-УБСУНУРСКИЙ РАЗЛОМ)

Новейшая тектоника Тывы ранее рассматривалась как результат сводово-глыбовых деформаций,

а граница Убсунурской котловины и горного поднятия Танну-Ола трактовалась как сброс [13, 19]. Помимо этого, существовало представление, что данная граница является зоной взбросо-надвиговых деформаций [12, 24]. Рельеф бэлей и форбергов, свойственный южному склону хребта Танну-Ола, территории Тывы и Северной Монголии, рассматривался как результат разрастания горного сооружения [24].

Абсолютные отметки днища Убсунурской впадины находятся в пределах 760–800 м. Денудационная поверхность выравнивания мел–палеогенового возраста, известная на Восточном Танну-Ола, поднята на высоту до 2200 м. Исходя из того, что мощность кайнозойских отложений по геофизическим данным достигает 900 м, размах относительных вертикальных тектонических движений достигает 2300 м и даже более, т.к. хребет Западный Танну-Ола отличается большей высотой [5, 8].

Наиболее подняты северные части хребта. К югу, в сторону Убсунурской впадины, происходит плавное понижение рельефа. К границе горного сооружения и впадины приурочено резкое ступенчатое погружение поверхности палеозойского фундамента, восстанавливаемое по геофизическим данным и перекрытое новейшими отложениями [5].

Н.С. Зайцев [12] исследовал надвигание палеозойских пород в долине р. Холу на аллювий верхнечетвертичного возраста, но мы полагаем, что за надвинутый блок было принято крупное тело скального оползня. Палеозойские породы, покоящиеся на четвертичных отложениях, формируют изолированное тело, ограниченное с севера хорошо выраженной полукруглой стенкой отрыва (рис. 3, а).

Кайнозойские отложения, перекрытые телом оползня, недеформированы, контакт между аллювием и палеозойскими вулканитами горизонтальный, а кровля аллювиальных отложений продолжается на юг поверхностью надпойменной террасы (см. рис. 3, а). Эти признаки указывают на оползневое происхождение надвинутого блока. Других достоверных тектонических контактов палеозойских и новейших отложений или выходов на дневную поверхность плоскости разлома неизвестно.

Разломный характер границы впадины и горного сооружения выражен в сильной деформированности кайнозойских отложений вдоль границы горного сооружения Танну-Ола. Наиболее ярко дислокации новейших отложений проявлены в Заячем овраге, расположенном в 10 км к западу от выхода реки Деспен на предгорную равнину. Граница горного сооружения хребта Танну-Ола фестончатая с выпуклыми дугообразными изгибами.

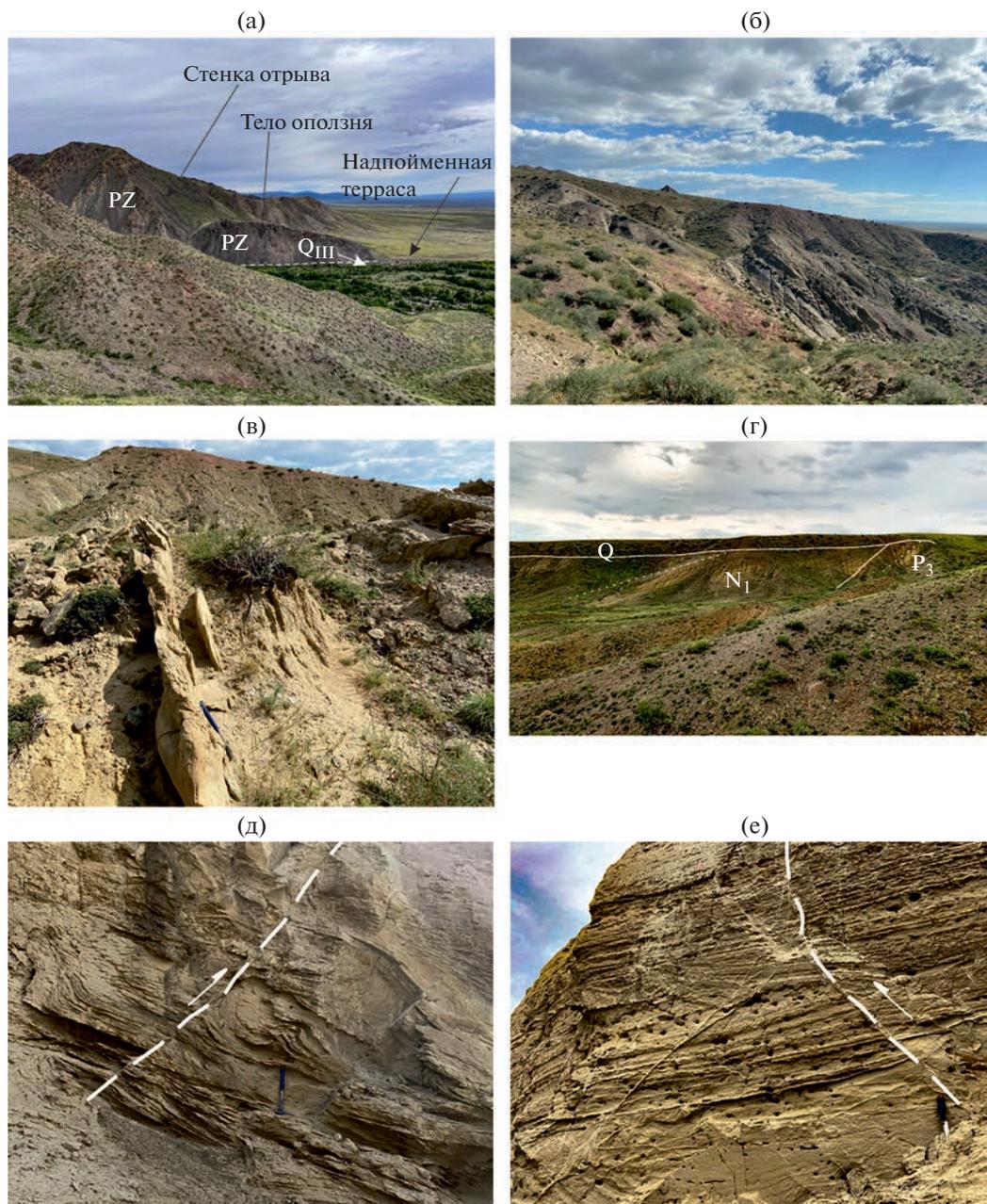


Рис. 3. Фото деформаций кайнозойских отложений, маркирующих Северо-Убсунурский разлом. (а) – тело скального оползня в долине р. Холу; (б)–(в) – падение миоценовых пород в овраг Заячий; (г) – падение палеогеновых и неогеновых пород в овраг Козий; (д)–(е) – взбросовые деформации в неогеновых отложениях в низовьях р. Холу.

Заячий овраг располагается в небольшом поле распространения кайнозойских отложений, овраг проникает во вдающийся на юг изгиб горного сооружения, для границы которого характерна фестончатая форма. Миоценовые отложения хольской серии падают от фронта гор на юг–юго-восток с увеличением углов падения от сравнительно небольших ($\angle \sim 15^\circ$) в верховьях оврага, до субвертикального падения вверх по разрезу на юг (см. рис. 3, б, в). Наиболее крутые углы падения

совпадают с внешней границей горного сооружения. В нижней части разреза, отличающейся меньшими углами падения, наблюдаются флексурные изгибы и локальные небольшие антиклинали, нарушенные малоамплитудными разломами.

Схожим строением обладает толща палеоген–неогеновых пород, вскрытых в Козьем овраге и расположенных на расстоянии 4.75 км к западу от выхода р. Деспен на предгорную равнину. Озерные осадочные толщи миоцена залегают с

хорошо выраженным угловым несогласием на грубообломочных породах палеогена, маркируя раннемиоценовые тектонические подвижки (см. рис. 3, г). Толща кайнозойских отложений падает на юго-запад, от фронта горного сооружения по азимутам 200° – 220° .

Эоцен–олигоценые породы падают под углами $\perp 40^{\circ}$ – 45° , низы неогеновых отложений имеют углы падения $\perp 15^{\circ}$ – 20° . Вниз по оврагу (вверх по разрезу) наблюдаются локальные антиклинальные складки и малоамплитудные разрывные нарушения, приуроченные к этим складкам.

Наиболее крупное, стратотипическое обнажение неогеновых пород известно в нижнем течении реки Холу. Фронт горного сооружения Тонну-Ола изгибается, вдаваясь пологой дугой на север вблизи долины реки Холу. К западу от речной долины располагаются невысокие гряды холмов, вдающиеся на юг, в площадь распространения кайнозойских отложений. Гряды имеют северо-западное простирание. На юго-восток, в сторону реки Холу, гряды полого погружаются вдоль меридиональной линии под новейшие пролювиальные отложения предгорного шлейфа. Данные отложения образуют узкий клин, проникающий вглубь горного массива. Восточнее пролювиальные отложения четвертичной системы перекрывают неогеновые озерно-аллювиальные накопления, вскрытые оврагами и долиной р. Холу. Низы разреза хольской серии обнажены в самых низовьях реки в ее сильно ветвящемся правом притоке.

Как и в других обнажениях, неогеновые породы локально деформированы при общем погружении на восток–юго-восток под углом $\sim 25^{\circ}$ от границы холмистого рельефа, расположенного западнее. Толща пород осложнена незначительными крутопадающими взбросами и локальным увеличением крутизны падения пород до 40° (см. рис. 3, д, е).

К востоку, в крупном овраге, вскрывается основная часть разреза хольской серии. Залегание пород здесь более монотонное, разрывов и локальных пликативных структур не обнаруживается, породы падают на восток–юго-восток под углом $\perp 20^{\circ}$.

На северо-восток, вверх по течению реки Холу, к широтной части границы хребта Танну-Ола, углы падения неогеновых пород уменьшаются вплоть до субгоризонтальных. Перекрывающие их четвертичные пролювиальные отложения и верхнечетвертичный аллювий, прилегающие к горному рельефу, недеформированы.

Граница горного сооружения хребта Танну-Ола и Убсунурской впадины представляет собой скрытый разлом надвиговой кинематики, который мы назвали Северо-Убсунурский разлом (рис. 4).

Данное разрывное нарушение зародилось на границе олигоцена и миоцена, но его максимальная его активность приходится на миоцен–плиоцен, частично обеспечивая относительное прогибание впадины. Разлом выражен в осадочном чехле флексурой и приразломными складчатymi деформациями. Развитие Северо-Убсунурского разлома связано с этапом формирования крупнейших черт современной тектонической структуры – Хангайского сводового поднятия и обрамляющего его пояса впадин (Долина Озер и Котловина Больших Озер). Образование этой структуры невозможно объяснить современным состоянием тектонических напряжений, отличающимся условиями ЮЗ–СВ сжатия и ЮВ–СЗ растяжения [10, 23, 26, 30, 31].

Активность Северо-Убсунурского разлома в позднем плейстоцене и голоцене заметно снижается, хотя на отдельных участках присутствуют признаки активизации в виде уступов, секущих современные конусы выноса и отдельных деформированных участков речных долин, которые можно трактовать как тектонические. Выраженность таких форм рельефа прослеживается не повсеместно. На некоторых участках признаки активизации, как геоморфологические, так и геологические, отсутствуют (долина реки Холу, Заячий и Козий овраги). На других участках, они прослеживаются на значительные расстояния. На одном из таких участков, в канаве, пройденной вкост уступа, в пролювиальных пачках были вскрыты надвиговые деформации, имеющие предположительный характер [16].

Таким образом, подтверждается снижение роли Северо-Убсунурского разлома в позднем плейстоцене–голоцене, возможные подвижки по зоне надвига происходили на отдельных сегментах разрывного нарушения, не затрагивая всей его протяженности.

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ

Южно-Таннуольский разлом

Южно-Таннуольский разлом, обнаруживающий явные признаки сейсмической активности, как в позднем плейстоцене, так и в голоцене, косо сечет границу впадины и горного сооружения (см. рис. 4).

На западе разлом имеет северо-восточное простирание, пространственно совпадает с фронтом гор и является структурной границей хребта впадины.

Восточнее, в районе выхода реки Хату-Гол на предгорную равнину, граница впадины и разлом перестают пространственно совпадать. Граница впадины скрыта под маломощным шлейфом пролювиально-аллювиальных отложений и простирается на восток в субширотном направлении к

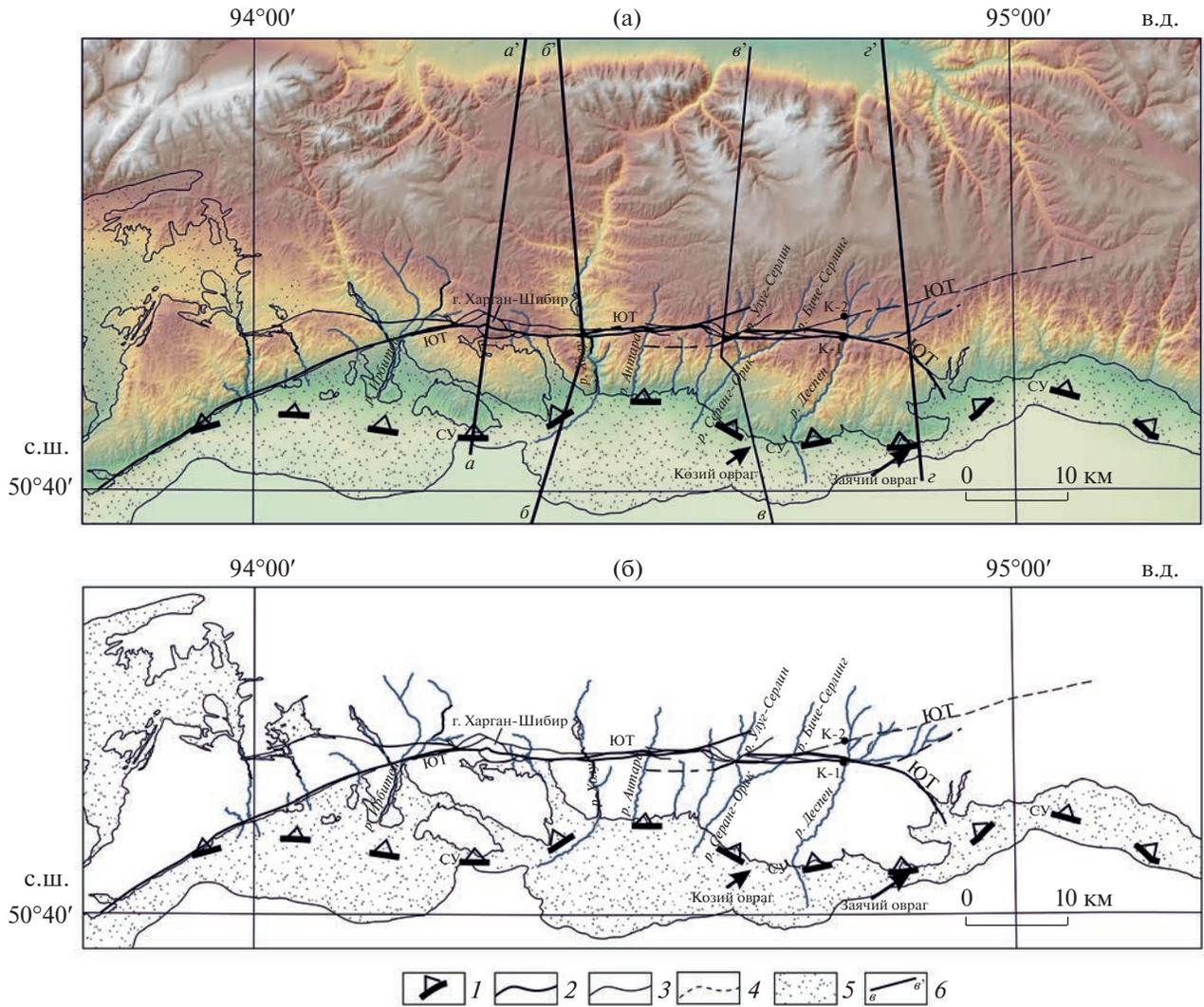


Рис. 4. Соотношение Южно-Таннуольской и Северо-Убсунурской зон разломов.

(а) — положение зон разломов в рельефе; (б) — схема интерпретации.

Геоморфологические профили: а-а'; б-б'; в-в'; з-з'.

Положение траншей — К-1, К-2.

1 — Северо-Убсунурский скрытый надвиг; 2-4 — сегменты Южно-Таннуольского левого взбросо-сдвига: 3 — достоверные, 2 — основные, 3 — второстепенные, 4 — предполагаемые; 5 — площади распространения четвертичных пролювиальных отложений

озеру Амдайгын-Холь и нижнему течению реки Холу, где маркируется деформациями комплекса изученных новейших отложений.

Южно-Таннуольский разлом ограничивает с юга область распространения невысоких гряд холмов, возвышающихся на фоне равнины, полого наклоненной на юг в сторону озера Убсунур. Разлом отсекает эту холмистую территорию с севера и в районе пересечения реки Ирбитей приобретает субширотное простирание. Здесь разлом проникает вглубь хребта Танну-Ола, ограничивая отторженный участок горного сооружения Танну-Ола, немного приподнятый на фоне общего понижения рельефа на юг (см. рис. 4, рис. 5).

Восточное окончание разлома разветвляется. Наиболее хорошо оформленная в рельефе ветвь изгибается на юго-восток в районе коленообразного изгиба реки Деспен на запад, где река приобретает субширотное направление, совпадающее с положением зоны разлома. Данная ветвь ограничивает отторженный участок горного массива хребта Танну-Ола в его восточной части, далее погружается под четвертичные пролювиально-аллювиальные накопления и теряется в предгорной равнине, не проявляя признаков современной активности и подходя к границе Убсунурской впадины почти под прямым углом.

Северная ветвь трассируется тектоническим уступом и подпруженными долинами постоян-

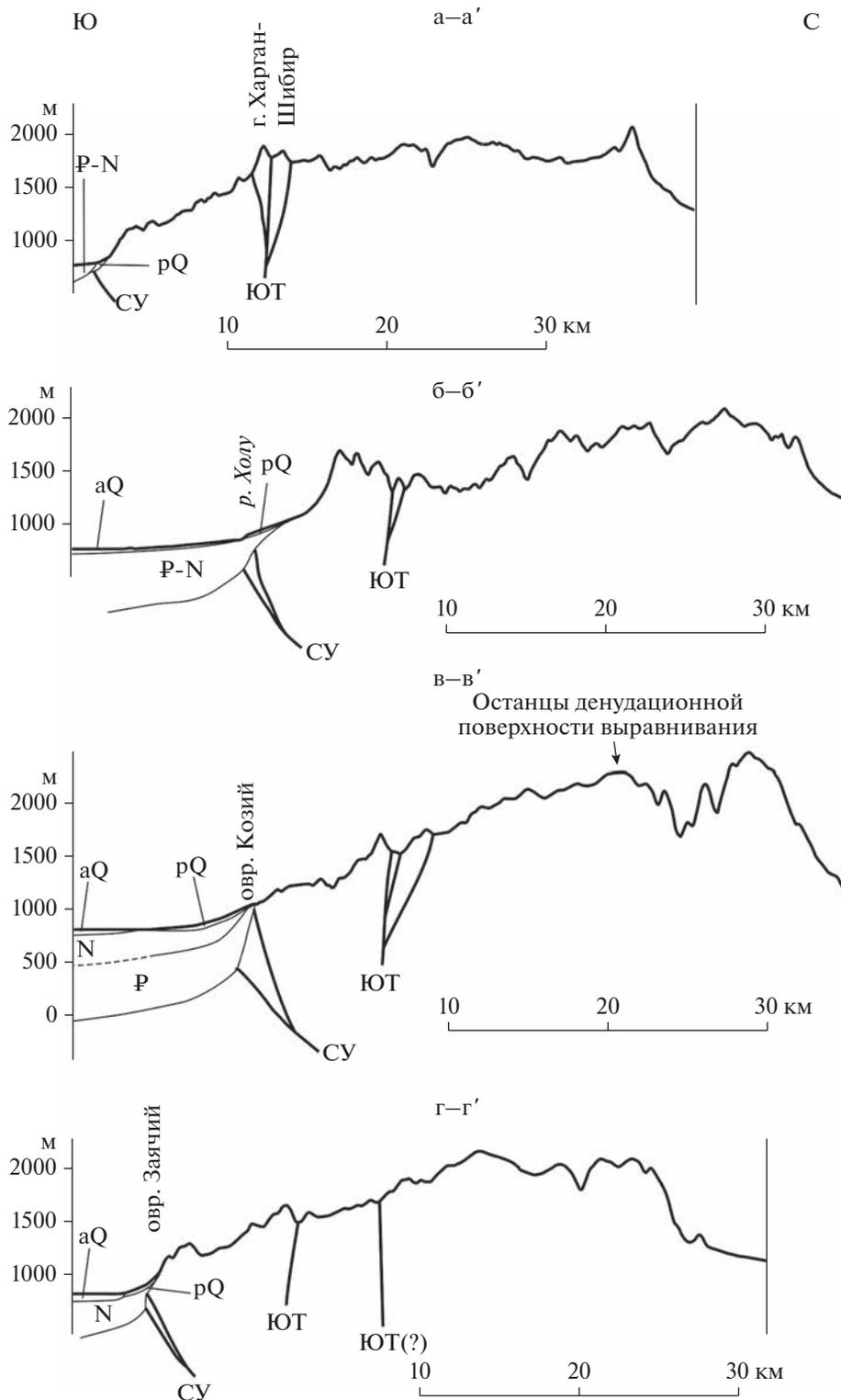


Рис. 5. Геоморфологические профили а-а', б-б', в-в', г-г'. Положение профилей – см. рис. 4.

ных и временных водотоков и протягивается на расстояние до 14-ти км от пересечения разлома с рекой Биче-Серлиг на восток-северо-восток. Четкость геоморфологического выражения постепенно ослабевает до полного исчезновения.

Общая протяженность Южно-Таннуольского разлома составляет 90 км. Разрывное нарушение формирует сложно устроенную зону с многочисленными оперяющимися дизъюнктивными структурами и разветвлениями. В рельефе хребта Танну-

Ола данная зона выражается относительно узкой долиной, которая плавно изгибается, четкообразно расширяется и сужается, закономерно создавая структуры сжатия и растяжения, приуроченные к правым и левым изгибам плоскости разлома соответственно. Также наблюдается правое кулисное подставление сегментов разлома, характерное для нарушений с левосдвиговой компонентой. Ширина долины варьирует от первых десятков до сотен метров, в отдельных участках — до километра и более. Днище долины, зачастую имеющее холмистый рельеф, асимметрично. Днище долины погружается на север, а борта на отдельных участках отделены переуглубленными, спрямленными долинами временных водотоков.

Рассмотрим один из наиболее ярких примеров изгибания плоскости разлома в районе горы Харган-Шибир, где правый поворот разлома инициирует его расщепление на несколько ветвей с выжиманием заключенных между ними блоков по типу дуплексов сжатия, структуры “цветка”, ограниченной надвигами, что характерно для сдвиговых деформаций (см. рис. 4). Превышение северного блока над прилегающими территориями составляет 120 м, а южного блока, поднятого над предгорным шлейфом, — больше 200 м.

Для Южно-Тануольского разлома характерно правое кулисное подставление сегментов, которые смыкаются между собой короткими разломами северо-западного простирания, зачастую ветвящимися по типу структуры “конского хвоста”. Подобные структуры исследованы нами в районе пересечения зоны разлома с реками Холу, Аптара, Улуг-Серлинг, но наиболее характерной является структура “конского хвоста”, расположенная непосредственно к западу от долины р. Улуг-Серлин.

Северный сегмент Южно-Тануольского разлома протягивается с запада до долины реки Аптара и далее на восток на расстояние 5 км, постепенно приобретая северо-восточное простирание. Данный сегмент маркируется фрагментами плоскодонной долины, коленообразными изгибами рек и временных водотоков, свежими тектоническими уступами, но восточнее реки Аптара степень выраженности разлома заметно снижается.

Южный сегмент проявлен восточнее долины реки Аптара, но в западной части прослеживается слабо, а к востоку становится все более выразительным и на пересечении с рекой Улуг-Серлинг становится основным сегментом разлома, кулисно подставляя с юга постепенно вырождающийся северный сегмент.

Северный и южный сегменты соединены сложной структурой юго-восточного простирания протяженностью ~4 км, которая представлена несколькими надвигами, расходящимися из одной точки. Надвиговая природа связующих разломов

подчеркивается антецедентным характером долин, пересекающих зажатые между разломами пластины.

Речные долины и овраги, пересекающие зону разлома, формируют характерные s-образные изгибы, а в некоторых случаях (русло реки Холу) можно наблюдать незначительные левосдвиговые смещения с амплитудами от 14 до 46 м.

Правый кулисный ряд сегментов разлома, надвиговые и цветковые структуры, осложняющие правые изгибы зоны разлома, указывают на левосдвиговую компоненту движений по Южно-Тануольской зоне разломов, хотя амплитуды смещений в горизонтальной плоскости невелики. Левосдвиговая природа этого разлома предполагалась ранее [10]. Вместе с тем, ярко проявлена взбросовая компонента смещений по разлому.

Южное крыло поднято относительно северного, что хорошо видно на поперечных геоморфологических профилях (рис. 5).

Вертикальная составляющая, по-видимому, значительно превосходит горизонтальную составляющую и может достигать нескольких сотен метров. Таким образом, кинематика Южно-Тануольской зоны разломов соответствует левому взбросо-сдвигу, что отвечает общим геодинамическим характеристикам региона, для которого характерна обстановка субмеридианального сжатия, и субширотные структуры в таких условиях отвечают левым сдвигам или надвигам [1, 2, 10, 23].

Признаками позднеплейстоценовой и голоценовой активности Южно-Тануольского разлома являются многочисленные подпруженные долины рек и временных водотоков, выстроенные вдоль этой зоны, позднечетвертичные перестройки гидросети, s-образные изгибы речных долин, смещения русел, водораздельных линий и другие признаки сейсмичности [13, 19, 24]. Присутствуют хорошо выраженные тектонические уступы, ограничивающие опущенную долину, особенно ярко они проявлены на ее южном поднятом борту (рис. 6).

Одним из примеров свежих сейсмогенных форм современного рельефа может служить хорошо выраженный уступ на южном борту разломной долины, пересекающей реку Деспен. Уступ прослежен примерно на 10 км почти непрерывно. На наиболее выразительном участке обнаружена хорошо оформленная субгоризонтальная площадка шириной до 20–25 м с крутым уступом высотой 1–2 м в тыловой части. Выше располагается крутой склон в 30°, ниже площадки крутизна склона снижается до 20°. Эти особенности морфологии склона хорошо видны на цифровой модели рельефа и профилях рельефа, построенных на основе аэрофотосъемки с беспилотного летательного аппарата (см. рис. 6). Такая геометрия склона указывает на сейсмогенную природу усту-

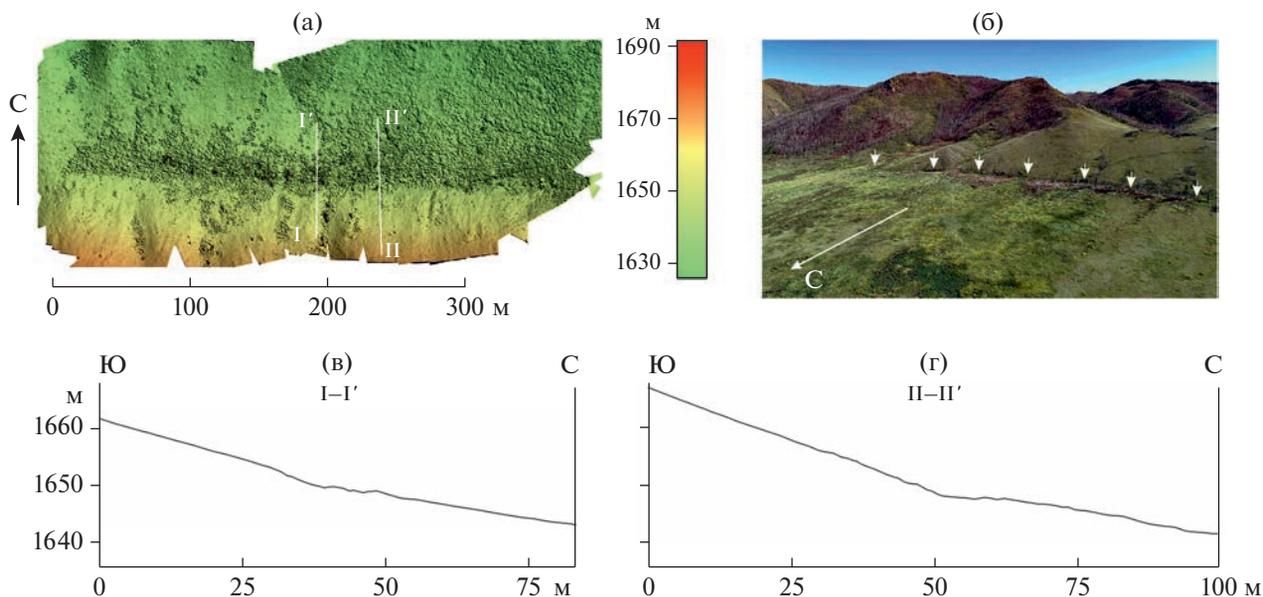


Рис. 6. Тектонический уступ в районе р. Деспен (съемка проведена с БПЛА). (а) – цифровая модель рельефа; (б) – фото уступа; (в)–(г) – профили рельефа.

па и площадки и взбросовую подвижку во время сеймотектонического события [32].

На исследованном нами отрезке Южно-Таннуольского разлома была зачищена стенка кустарного карьера высотой ~2 м (см. рис. 4, положение траншеи К-1). Зачистка ориентирована вкрест простирания тектонического уступа и расположена у его основания. В стенке зачистки вскрыты новейшие делювиально-коллювиальные образования, нарушенные субвертикальной открытой трещиной, заполненной тонко перетертым обломочным материалом, видимо, затянутым в трещину во время сейсмособытия (рис. 7).

В нижней части трещина очень узка, не больше 1–2 см, в средней части присутствует раздвиг до 20 см, выше она снова сужается до нескольких сантиметров. Трещина запечатана современным почвенным слоем, в который она не продолжается, уступа непосредственно над трещиной не обнаружено. Смещения вдоль этого разрыва не наблюдается, что может быть связано со сдвиговой кинематикой подвижки, сформировавшей трещину. Судя по всему, зачисткой не была вскрыта основная плоскость разрывного нарушения, а описанная структура – оперяющая, что может быть причиной отсутствия видимых смещений по ней. Обнаружение этой структуры подкрепляет заключение о сейсмической активности Южно-Таннуольского разлома.

На северном ограничении долины, связанной с Южно-Таннуольским разломом, в долине реки Деспен была пройдена еще одна канава (см. рис. 4, положение траншеи К-2), подтверждающая сейсмоактивность этого разлома. Канава пройдена

вкрест простирания уступа высотой ~1 м на окончании поверхности осыпного конуса, перекрывающего 2-ую надпойменную террасу реки Деспен. Источник сноса обломков расположен на небольшой сопочной гряде, сложенной палеозойскими гранитоидами. Гряда выступает на поверхности Деспенской внутригорной впадины и прорезана antecedentными долинами временных водотоков и реки Деспен. Уступ трассируется вдоль северного подножья этой гряды, на молодое поднятие которой указывает поднятие площадки 2-ой надпойменной террасы на 8–10 м над руслом в поднятом (южном) крыле, тогда как к северу от уступа эта же терраса опущена почти до уровня поймы.

В разрезе траншеи вскрыты две генерации осыпного конуса, представленные двумя толщами (рис. 8).

Верхняя толща сложена слоистым щебнем. Нижняя толща имеет смешанное происхождение и сложена перемытыми в пойменных условиях слоистыми песками с примесью осыпного материала. Полагаем, что эта толща одновозрастна со щебнисто-дресвяными отложениями в южной части канавы. На осыпное происхождение перечисленных слоев указывает грубая окатанность и сортировка обломков с резким преобладанием грубообломочного материала. Рыхлые отложения перекрывают сильно деформированные и интенсивно измененные коренные гранитоиды, по сути, представляющие собой молодую тектоническую брекчию, которая постоянно осыпалась при проходке канавы.

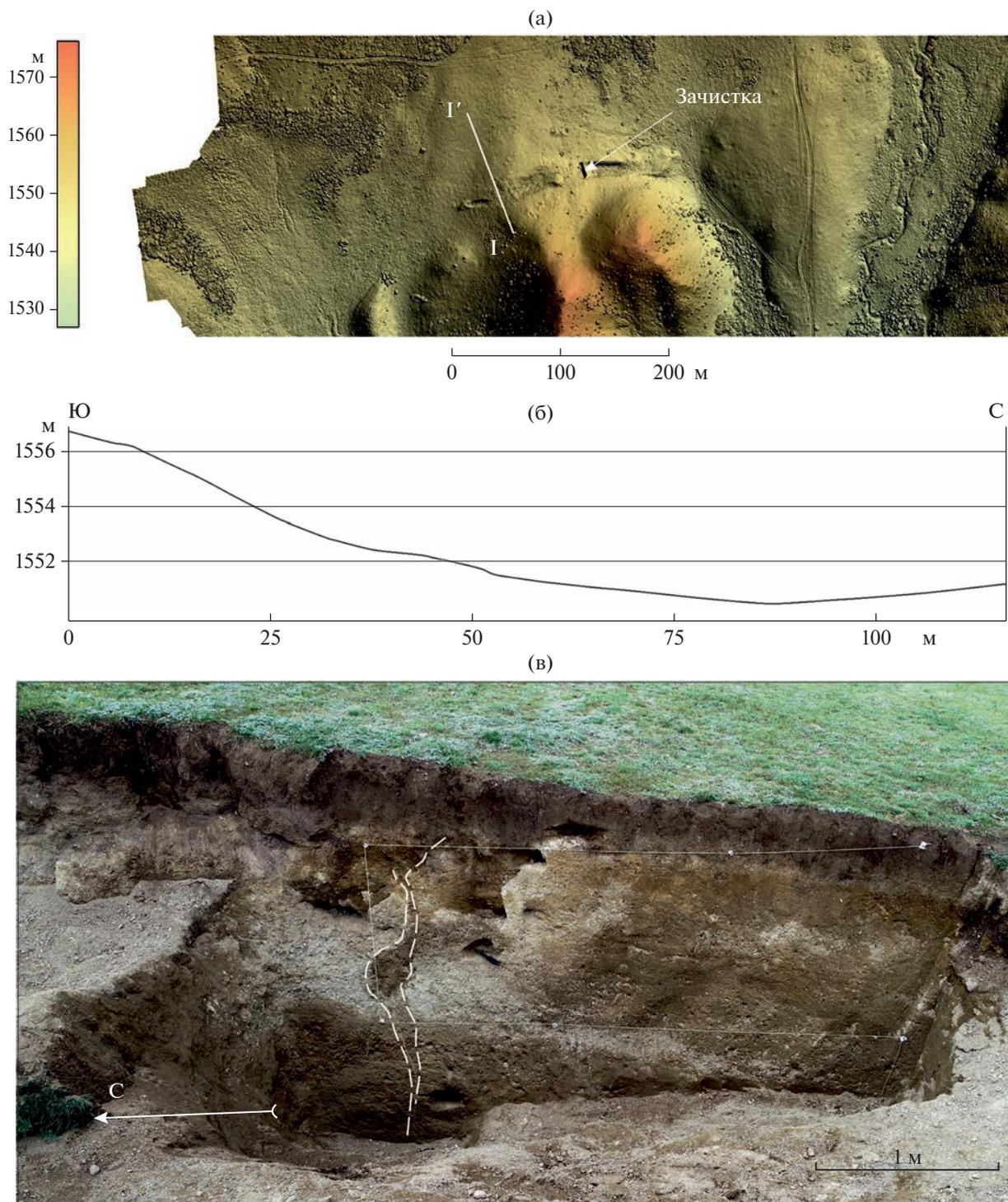


Рис. 7. Траншея К-1 в крест простирания Южно-Таннуольского разлома.
(а) – положение траншеи К-1 – см. рис. 4; (б) – профиль рельефа; (г) – фото траншеи.

Из коренных пород в разрез рыхлых отложений проникает несколько разрывов. Общая кинематика смещений – сдвиг-взброс, однако вклад каждой компоненты измерить не удалось, по-

скольку в стенке канавы фиксируются только вертикальные смещения и сдвигания разреза. На существенную сдвиговую компоненту указывают резкие фациальные различия одновозраст-

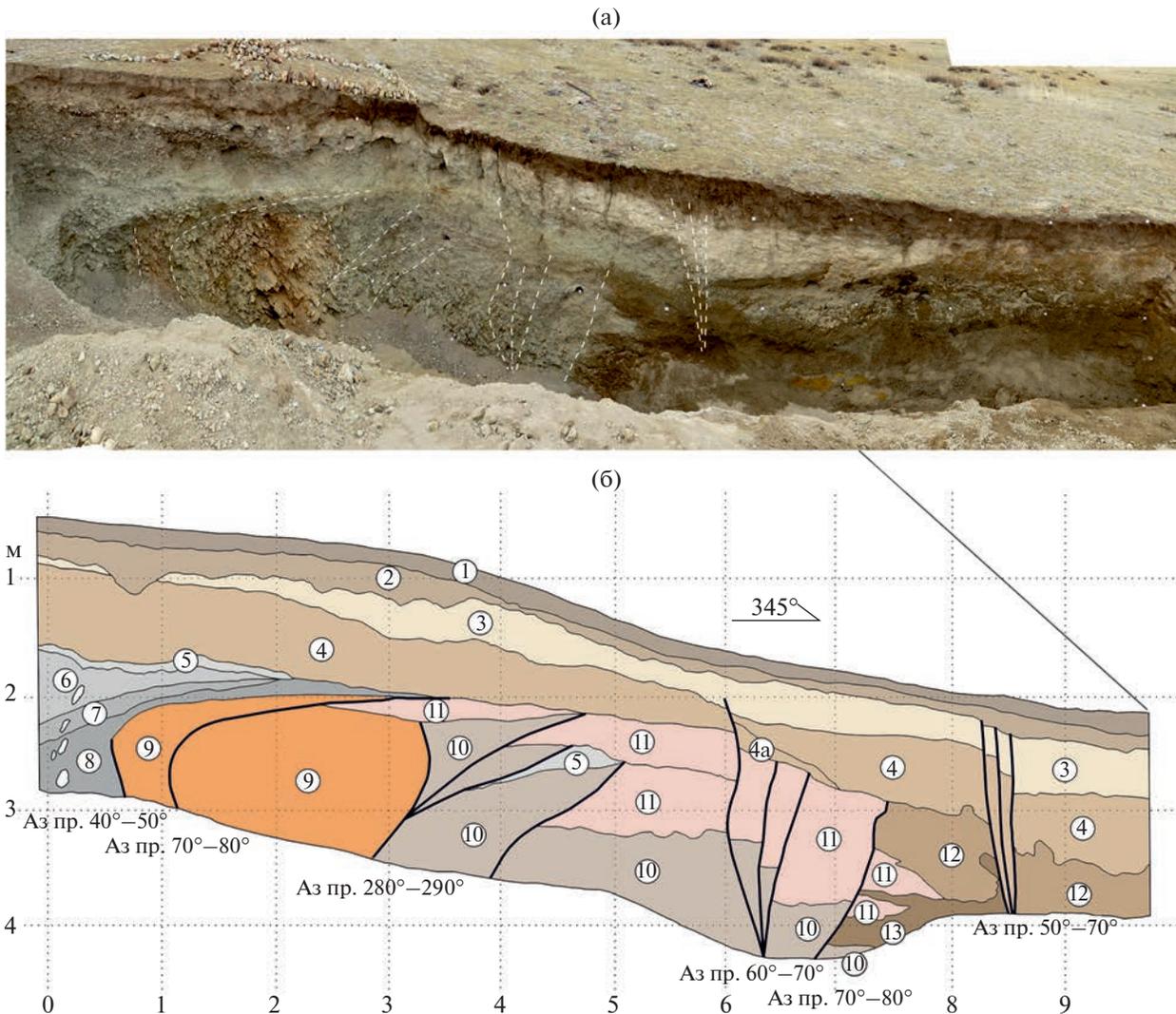


Рис. 8. Западная стенка траншеи К-2. Положение траншеи К-2 – см. рис. 4. (а) – фото; (б) – зарисовка.

Показано: тектонические разрывы (черные жирные линии); геологические границы (тонкие линии). Обозначены (цифры в кружках) слои разреза:

1 – современный дерн степного бурозема; 2 – дрова, песок с торфом (склоновые отложения); 3 – пылеватый суглинок (лёсс) светло-серый (в сухом состоянии) в верхней части канавы со щебнем (склоновые отложения); 4–4а – слоистый, плоский щебень: 4 – со следами сортировки и плавным увеличением размерности вверх по разрезу (осыпные отложения), 4а – переотложенный без следов сортировки с примесью подстилающих песков; 5 – сцементированная дрова, цемент светло-серый, известковистый (осыпные отложения); 6–8 – осыпные отложения: 6 – щебень, дрова с пылеватым светло-серым заполнителем, 7 – сцементированный щебень, 8 – интенсивно деформированный цементированный щебень; 9 – сильно измененная, сцементированная тектоническая брекчия (эпидот, гранитоиды); 10 – рыхлая тектоническая брекчия (гранитоиды); 11 – горизонтально слоистые, аркозовые пески с дровой (пойменные отложения с примесью осыпного материала); 12 – дрова с редким щебнем и пылеватым суглинистым заполнителем, обводненная, промерзшая в основании разреза (склоновые отложения); 13 – бурая степная палеопочва.

ных отложений в разных крыльях разрывов в северной части канавы (6–9 м) и их морфология – “структура цветка”, характерная для сдвигов.

Смещения имели импульсный характер и на это указывают:

– разная степень деформированности разновозрастных комплексов рыхлых отложений;

– запечатывание разрывов более молодыми отложениями, фиксирующими этапы спокойно-осадконакопления, и смещенными более поздними разрывами (см. рис. 8, слои 3, 4, 11);

– переотложение рыхлых накоплений в опущенных крыльях некоторых разрывов.

Всего насчитывается четыре этапа сейсмотектонической активизации.

Таким образом, в центральной части области сочленения горного сооружения Тонну-Ола и Убсунурской котловины можно наблюдать две дизъюнктивные структуры, развивающиеся на неотектоническом этапе, но различные по времени и периоду активности, формирующие два парагенезиса такого рода структур.

Северо-Убсунурский разлом является непосредственным ограничением горного сооружения. Этот дизъюнктив имеет взбросо-надвиговую кинематику, но непосредственно на дневную поверхность не выходит. Смещения по этой структуре значительны и в определенной мере обеспечивают воздымание горного сооружения над впадиной.

Основной этап активности разлома приходился на палеоген—плиоцен, после чего движения по разлому в значительной мере затухают, а импульсные подвижки возникают на отдельных его сегментах.

Второй парагенезис структур представлен Южно-Таннуольским разломом, расположенным севернее Северо-Убсунурского разлома и секущим его. Положение Южно-Таннуольского разлома и кинематика левого взбросо-сдвига определяются современным полем тектонических напряжений и закономерно вписываются в рисунок активных разрывных нарушений региона.

Эрзин-Агардагский разлом

Вторым парагенезисом тектонических разрывов, которые проявляют сейсмическую активность в позднем плейстоцене и голоцене и имеют секущее простирание к границам основных неотектонических структур, является Большеозерский (Убсунурский) сегмент Эрзин-Агардагского разлома, даже более выразительный, чем Южно-Таннуольский разлом.

Эрзин-Агардагский разлом представляет собой протяженную сложноустроенную структуру, берущую свое начало на юге Убсунурской впадины, косо ответвляясь от Хангайского разлома, южной границы Убсунурской впадины и ограничивающего ее с юга хребта Хан-Хухэй (см. рис. 1). Этот разлом был прослежен южнее, в Хиргис-Нурскую впадину [2].

В пределах Убсунурской впадины, т.е. Большеозерского (Убсунурского) сегмента, дизъюнктив имеет северо-восточное простирание и прослеживается на 240 км до северо-восточной границы впадины, на правом берегу реки Тес-Хем [2]. Далее разлом проникает вглубь хребтов Остроконечный Танну-Ола и нагорья Сангилен, где несколько раз меняет свое простирание и прослеживается до южного окончания Бусейнгольской впадины [2].

Большеозерский (Убсунурский) сегмент Эрзин-Агардагского разлома состоит из отдельных отрез-

ков, выстраивающихся в единую зону. Считается, что палеосейсмические события происходили на отдельных участках (сегментах) разлома [2]. Смещения по разлому соответствуют левому взбросо-сдвигу, что отвечает обстановке субмеридианального сжатия и согласуется с представлениями о геодинамической обстановке региона [10, 23, 26, 30, 31].

Подробное описание Большеозерского (Убсунурский) сегмента этого разлома и проявленных на нем палеосейсмодислокаций было дано в работе [2], где также была описана канава, пройденная в пределах Хиргиснурской впадины, вскрывшая плоскость разлома. На основе ее интерпретации утверждалась взбросо-сдвиговая кинематика разлома с единовременной вертикальной подвижкой в 50 см при сейсмическом событии [2].

Полевые работы, проведенные нами в долине реки Тес-Хем, горы Хайракан в 2020 и 2021 гг. во многом подтверждают полученные исследователями результаты [1, 2]. Левосдвиговые деформации четко прослеживаются по смещениям многочисленных временных водотоков, стекающих с возвышенностей, амплитуды варьируют от 5.1 до 7.9 м (рис. 9, б).

Отчетливо проявлено смещение северо-западного склона горы Хайракан, расположенной на левом берегу реки Тес-Хем, в зоне ее пересечения с плоскостью Эрзин-Агардагского разлома. Отсеченный фрагмент склона перемещен по линии разлома на юго-запад на 280 м, что может рассматриваться как накопленное горизонтальное смещение (см. рис. 9, а).

В работе С.Г. Аржанникова [2] накопленная амплитуда смещения оценивается в 1.5 км на основе коленообразного изгиба русла реки Тес-Хем. Возможно, такая оценка завышена. Современный Эрзин-Агардагский разлом заложен по древнему разрывному нарушению, которое разделяет блоки разного возраста и вдоль которого выходят на поверхность фрагменты древних офиолитов, оформленных в современном рельефе в виде поднятий (см. рис. 2). Таким образом, такая значительная амплитуда смещения русла реки вдоль разлома может быть обусловлена селективной эрозией.

У юго-западного подножья горы Хайракан, на продолжении тектонического уступа нами была пройдена траншея в крест простирания разлома с целью изучения строения зоны разлома и выявления палеоземлетрясений. Траншея глубиной 1.2 м и длиной 3 м вскрывала сложноустроенную цветковую структуру, характерную для сдвигов. В борту канавы можно предположительно выделить следы трех подвижек по разлому, разных по возрасту (рис. 10).

Наиболее древние смещения располагаются в юго-восточной части траншеи и состоят из нескольких плоскостей юго-восточного падения,

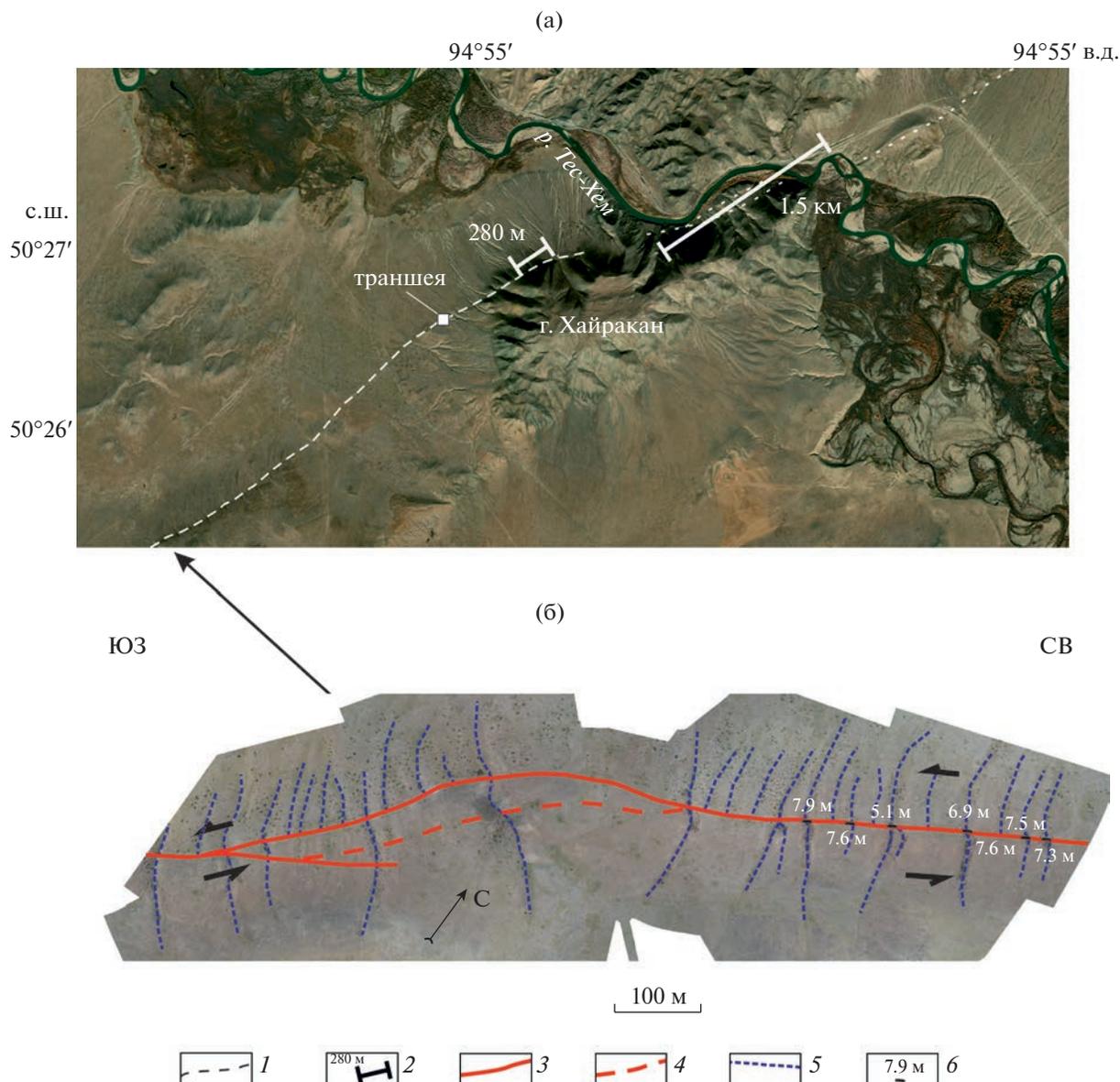


Рис. 9. Эрзин-Агардагский разлом.

(а) – положение Североубсунурского сегмента Эрзин-Агардагского разлома на космоснимке; (б) – смещения долин временных водотоков (ортофотоплан по материалам съемки, проведенной с БПЛА).

1 – Эрзин-Агардагский разлом на космоснимке; 2 – предполагаемая накопленная амплитуда смещения; 3–4 – Эрзин-Агардагский разлом на материалах аэрофотосъемки: 3 – достоверные сегменты, 4 – предполагаемые; 5 – тальвегм временных водотоков; 6 – разовые амплитуды смещений

с углами до 70°. Одна из плоскостей представляет собой открытую трещину, заполненную рыхлым материалом, которая расширяется вверх по разрезу, достигая мощности в 20 см. Вторая плоскость не формирует заполненной рыхлым материалом трещины. По обеим плоскостям видна вертикальная амплитуда смещения пестроцветной слоистой толщи.

Северо-западные пластины подняты на 5–10 м относительно юго-восточных, сместитель падает под висячее крыло, что создает впечатление сбросовой кинематики, однако наблюдаемая верти-

кальная амплитуда, скорее всего, является мнимой, связанной со сдвиговыми деформациями и совмещением относительно удаленных объектов сложной геометрии. Геоморфологические данные указывают на взбросовую кинематику разлома и поднятие юго-восточного крыла.

Плоскости юго-восточного падения оперяются рядом дополнительных структур. Субвертикальный разлом, отходящий от трещины в средней части траншеи, завершается уступом в подошве делювиальных суглинков, перекрывающих разрез, однако вглубь этого слоя не про-

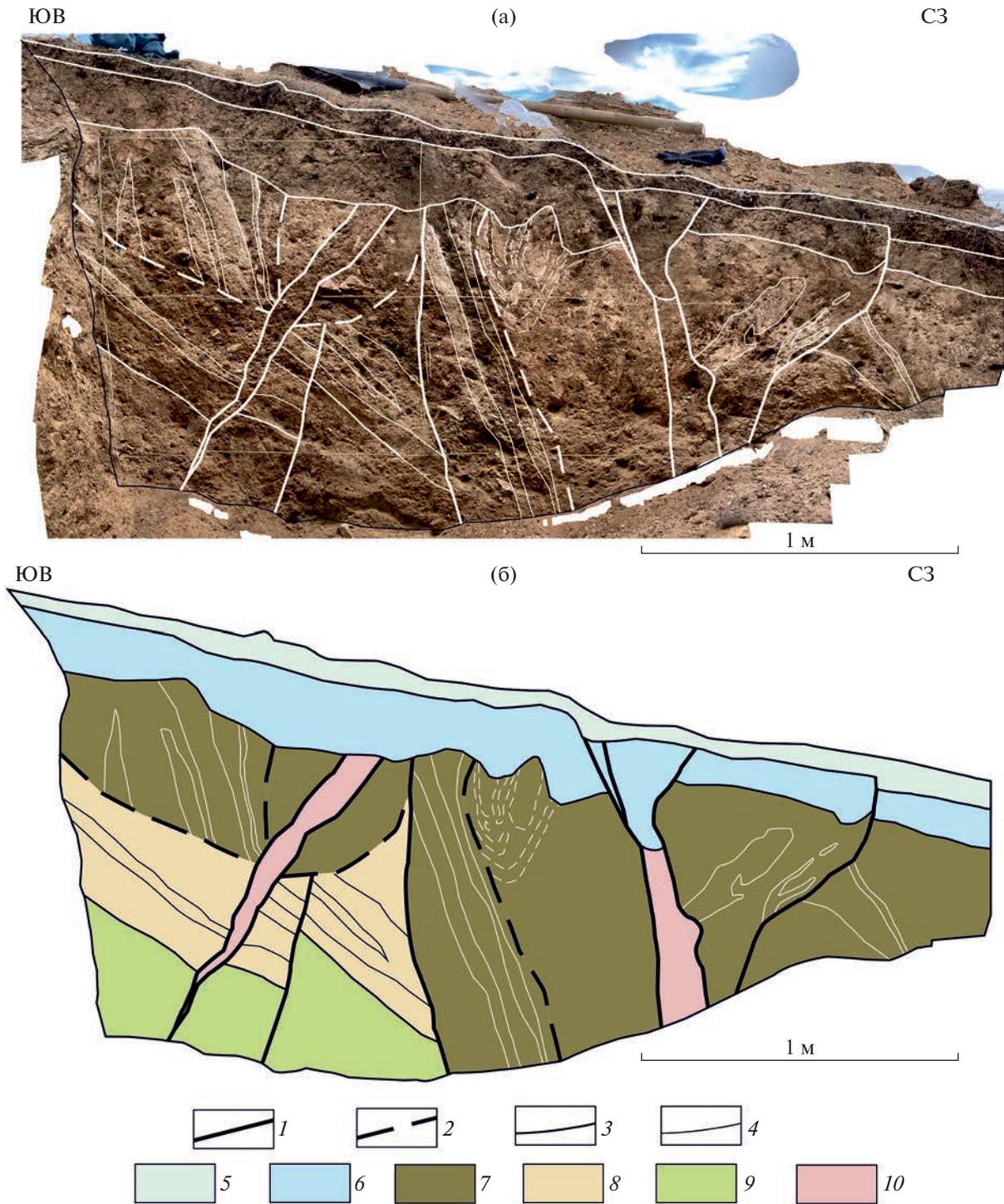


Рис. 10. Юго-западная стенка траншеи в крест простирания Юрзин–Агардагского разлома.

(а) – фотоплан; (б) – зарисовка.

1–2 – разрывные нарушения: 1 – достоверные, 2 – предполагаемые; 3–4 – геологические границы: 3 – пачек, 4 – слоев; 5 – почвенный слой; 6 – делювиальные суглинки; 7 – переслаивание темных суглинков богатых тонким щебнем и светлых алевроитов с редкими обломками; 8 – пестроцветные слоистые глинисто-песчаные отложения; 9 – монотонная глинистая толща; 10 – заполнение разломных трещин

слеживается, также над ним не наблюдается уступ современного рельефа.

Таким образом, сейсмособытие состоялось до формирования делювиальных накоплений и было замаскировано плоскостным смывом. По поверхности пестроцветной слоистой толщи в юго-восточной части траншеи выявляется плоскость разлома северо-западного пологого падения, крутопадающие на северо-запад слабо выдержанные слои светло и темно коричневого цвета упираются в плоскость разлома и, соответственно, — в кровлю пестроцветной пачки.

В центральной части траншеи вскрыты сложно сопоставляемые между собой фрагменты толщи, представленной переслаиванием светлых алевритов с небольшой примесью щебнистого материала и темно-коричневых супесей, богатых щебнем, с очень крутым северо-западным падением слоев. В этой части канавы намечаются вертикальные разломные структуры, неуверенно прослеживаемые в делювиальные суглинки. Виден изгиб слоев, формирующий складку, нарушенный разломом (см. рис. 10). К северо-западу от нее падение остается крутым, но азимут меняется на юго-восточный. Слои не выдержаны, напоминают линзы.

Северо-восточная часть стенки траншеи отсечена от центральной части субвертикальной открытой трещиной, заполненной тонкообломочным затянутым по разлому материалом мощностью до 20 см. Над этой трещиной наблюдается проседание подошвы делювия до 25 см. Плоскости, ограничивающие трещину, прослеживаются в толщу делювиальных суглинков, но не нарушают почвенный слой. В современном рельефе над трещиной располагается уступ высотой в 10 см — это проекция второго сейсмособытия. По-видимому, землетрясение произошло после или во время формирования делювиальных отложений, но до развития современной почвы.

В северо-восточной части стенки вскрывается третья плоскость разрывного нарушения, соответствующая наиболее позднему толчку. Она отличается более пологим падением на юго-восток, близким к углам падения сместителей в юго-восточной части траншеи. Плохо выдержанные слои выше плоскости сместителя падают на юго-восток, под разломом аналогичные слои погружаются на северо-запад. Плоскость разрывного нарушения имеет очертания, свойственные надвигам, в приповерхностной части сместитель становится субвертикальным. Наблюдается смещение подошвы делювиальных отложений и слоя современных почв. Амплитуда смещения составляет 5 см (см. рис. 10).

Полупустынный климат Убсунурской впадины не способствует накоплению органического вещества, поэтому в отложениях, вскрытых тран-

шей, не было обнаружено слоев, пригодных для проведения радиоуглеродного датирования. Вследствие этого, как и у наших коллег [2], у нас не имелось возможности произвести точное датирование сейсмособытий на Хиргиснурском сегменте Эрзин-Агордагского разлома.

Таким образом, протяженный Эрзин-Агардагский разлом северо-восточного простирания, имеющий древнее заложение, был многократно активизирован в позднеплейстоцен—голоценовое время на разных сегментах данного разлома. Следы сейсмодислокаций хорошо выражены в рельефе, накопленные и единовременные амплитуды смещений могут быть измерены по изменению положения современных форм рельефа. Многоактность смещений подтверждается историей деформаций, вскрытых траншеей вблизи горы Хайракан. Сложное цветковое строение разлома в траншее отвечает взбросо-сдвиговой кинематике, согласуется с геоморфологическими данными и отражает современную геодинамическую обстановку. Разлом косо сечет северо-восточную границу Убсунурской котловины, которая, не проявляет признаков активизации в голоцене на этом сегменте.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В ходе выполненного исследования были выделены два разломных парагенезиса. Первый парагенезис представлен зоной скрытого Северо-Убсунурского надвига, образующего границу Убсунурской впадины и поднятия хребта Танну-Ола.

Он зародился на границе эоцена—олигоцена и отражает стадию первичной дифференциации рельефа в начале неотектонического этапа развития и формирования наиболее крупных его черт, т.е. воздымания Хангайского сводового поднятия и обрамляющего его с запада пояса впадин, в который входят Долина Озер, Котловина Больших Озер и ряд других, в том числе — Убсурская впадина. Развитие этих структур противоречит условиям современного напряженного состояния горизонтального сжатия, присущего этому региону. Для таких условий характерны преимущественно сдвиговые деформации и не свойственно развитие сводовых структур и обширных межгорных впадин.

Второй парагенезис представлен активными разломами, секущими границы крупных неотектонических форм, распределение и кинематика этих разломов строго соответствуют современно напряженному состоянию земной коры.

Мы полагаем, что наличествуют разные источники тектонических сил, формирующих эти системы разрывных нарушений. Северо-Убсунурской надвиг предположительно имеет глубинную природу, связанную с перераспределением ман-

тийного вещества, обеспечивающего преимущественно вертикальные движения и характерные изометричные тектонические формы, тогда как активные разломы второго парагенезиса, расположенные косо к Северо-Убсунурскому надвигу, имеют меньшие амплитуды смещений и меньшее рельефообразующее значение, отражают процессы, происходящие в земной коре.

Последовательная смена структур первого и второго парагенезисов во времени и пространстве, что может свидетельствовать о тектонической перестройке, произошедшей в четвертичное время. Однако не следует исключать из внимания скрытый характер Северо-Убсунурского надвига и его сегментированность.

Возможные подвижки по нему могут быть незаметны в современном рельефе и строении комплекса четвертичных отложений. В таком случае два источника тектонических деформаций могли функционировать в четвертичное время одновременно, осуществляя выжимание наиболее южного, молодого форберга, запечатанного между двумя разломами. Принимая во внимание, что в позднечетвертичное время активность Северо-Убсунурского разлома значительно снижается, в то время как Южно-Таннуольский и Эрзин-Агардагский, наоборот, начинают свое развитие, коровые структуры являются наложенными по отношению к мантийным, первичным структурам.

ВЫВОДЫ

В результате и проведенного анализа имеющихся и полученных новых данных об олигоцен–четвертичным отложениям и новейшей (неоген–четвертичной) структуре северного борта Убсунурской впадины на ее границе с хребтом Танну-Ола и соотношений пограничных деформаций с разломами, активными в позднем плейстоцене и голоцене, авторы настоящей статьи пришли к следующим выводам.

1. В пограничной области выявлены два парагенезиса разрывных нарушений, активных на неотектоническом этапе развития.

2. Первый парагенезис образован Северо-Убсунурским скрытым надвигом, выраженным флексурой в осадочном чехле, и принадвиговыми деформациями. Он играет основную структурообразующую роль, разделяя Убсунурскую впадину и поднятие Танну-Ола и обеспечивая значительные (сотни метров) амплитуды вертикальных тектонических движений. Его заложение датируется границей олигоцена и миоцена, а активное развитие занимало весь неогеновый период и, возможно, ранний плейстоцен, совпадая по времени с развитием Убсунурской впадины и поднятия Танну-Ола. В позднем плейстоцене и голоцене структуры первого парагенезиса значительно

снижают свою активность, приобретая сегментированный характер.

3. Южно-Таннуольский и Эрзин-Агардагский разломы второго парагенезиса протягиваются косо к границам впадины и секут их. Кинематика и положение этих разломов определяются современным состоянием тектонических напряжений. Разломы, входящие в эту группу структур, проявляют все признаки активизации в позднем плейстоцене и голоцене, как геоморфологические, так и сейсмогеологические. Таким образом, наиболее интенсивное развитие второго парагенезиса происходило после развития и снижения активности первого парагенезиса.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность проф. В.Г. Трифонову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за поддержку и консультации при написании данной статьи, помощь в организации полевых работ и проведении камеральной интерпретации собранного материала. Авторы благодарны рецензенту Л.П. Имаевой (ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия) и анонимному рецензенту за комментарии, которые позволили улучшить статью и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Предварительное дешифрирование МДЗ выполнено в рамках госбюджетной темы ГИН РАН № 0135-2019-0075. Полевые работы, в том числе тренчинг и аэрофотосъемка с БПЛА, а также подготовка материалов данной статьи выполнены на средства гранта РНФ № 22-17-00049.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аржанников С.Г.* Сейсмоструктура Восточно-Тувинского нагорья. — Автореф. дис. ... к.г.-м.н. канд. — Иркутск: ИЗК СО РАН, 1998. 16 с.
2. *Аржанников С.Г., Аржанникова А.В.* Палеосейсмогенная активизация Большеозерского сегмента Эрзино-Агардагского разлома // *Вулканология и сейсмология*. 2009. № 2. С. 56–66.
3. *Александров Г.П. и др.* Геологическая карта СССР. — Лист М-46-ХVIII, XXIV. — Объяснительная записка. — М.: Союзгеолфонд, 1985. 75 с.
4. *Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // *Геология и геофизика*. 1996. № 1. С. 63–81.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-6 1 : 1000000 (третье поколение). — Серия Алтае-Саянская. — Лист М-46. — Кызыл. — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 349 с.
6. *Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. — М.: Наука, 1965. 244 с.
7. *Девяткин Е.В., Зажигин В.С., Лискун И.Г.* Первые находки фауны мелких млекопитающих в плиоце-

- не Тувы и Западной Монголии // Докл. АН СССР. 1968. Т. 183. № 2. С. 404–407.
8. *Девяткин Е.В.* Кайнозой Внутренней Азии: стратиграфия, геохронология, корреляция. – Отв. ред. К. В. Никифорова – М.: Наука, 1981. 200 с.
 9. *Девяткин Е.В., Малаева Е.М., Зажигин В.С. и др.* Поздний кайнозой Монголии (стратиграфия и палеогеография). – Совместная советско-монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция. – Отв. ред. Н. А. Логачев – М.: Наука, 1989. 212 с.
 10. *Демьянович М.Г., Ключевский А.В., Демьянович В.М.* Основные разломы Монголии и их роль при сейсмическом районировании территории // Литосфера. 2008. № 3. С. 3–13.
 11. *Дистанова А.Н.* Гранитоидные ассоциации раннего палеозоя Восточной Тувы. – Плутонические формации Тувы и их рудоносность. – Новосибирск: Наука, 1984. С. 107–136.
 12. *Зайцев Н.С.* О плиоценовых осадках и молодых движениях в хр. Танну-Ола // Докл. АН СССР. 1947. Т. 57. № 9. С. 931–935.
 13. *Зятыкова Л.К.* Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. – Отв. ред. В.А. Николаев – Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.
 14. *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: Облел, 2004. 192 с.
 15. *Овсюченко А.Н., Бутанаев Ю.В., Мараханов А.В., Ларков 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.
 16. *Овсюченко А.Н., Бутанаев Ю.В., Тулуш А.М., Сугоракова А.М.* Палеосейсмологические и археосейсмологические исследования южной части хр. Танну-Ола // Природные ресурсы, среда и общество: электронный научный журнал [электронный ресурс 2019] – Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2019. – Вып. 4. С. 27–33. <http://tikopr-journal.ru/>
 17. *Поляков Г.В., Богнибов В.И., Изох А.Э. и др.* Периодит-пироксенит-габбро-норитовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии. – В кн.: *Плутонические формации Тувы и их рудоносность.* – Отв. ред. Г.В. Поляков – Новосибирск: Наука, 1984. С. 3–57.
 18. *Попова С.М.* Пресноводные моллюски неогеновой толщи Убсунурской впадины (Тувинская АССР). – В кн.: *Мезозойские и кайнозойские озера Сибири: АН СССР.* – Под ред. А.П. Жузе, Н.А. Флоренсова – М.: Наука, 1968. С. 32–252.
 19. *Раковец О.А.* Неотектоника Тувы. – В сб.: *Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области.* – Под ред. В.П. Солоненко, В.А. Николаева – Новосибирск: Наука, 1978. С. 48–58.
 20. *Ступаков С.И., Завьялова И.В.* О возрасте и условиях становления Агардагского гипербазитового массива. – В кн.: *Гипербазитовые ассоциации складчатых областей.* – Т. 3. – Петрография, петрохимия, минералогия. – Отв. ред. В.В. Золотухин – Новосибирск, 1986, с. 131–139.
 21. *Телешев А.Е.* Взаимоотношения гранитоидов Бренского плутона с девонским вулканическим комплексом Восточной Тувы. – В кн.: *Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири.* – Отв. ред. Г.В. Поляков – Новосибирск: Наука, 1981. С. 63–104.
 22. *Трифонов В.Г.* Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26
 23. *Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др.* Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. – Отв. ред. В.П. Солоненко, Н.А. Флоренсов – М.: Наука, 1985. 225 с.
 24. *Чернов Г.А.* К изучению сейсмогеологии и неотектоники Алтае-Саянской горной области. – В кн.: *Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области.* – Под ред. В.П. Солоненко, В.А. Николаева – Новосибирск: Наука, 1978. С. 6–27.
 25. *Шорыгина Л.Д.* Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы. – В кн.: *Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений азиатской части СССР и их сопоставление с европейскими.* – Отв. ред. В.И. Громов – М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 165–203 (Тр. ГИН РАН. Вып. 26).
 26. *Baljinnyam I., Bayasgalan A., Borisov B.A. et al.* Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings // GSA Mem. 1993. Vol. 181. 59 p.
 27. *Bonali F.L., Tibaldi A., Marchese F., Fallati L., Russo E., Corselli C., Savini A.* UAV-based surveying in volcanotectonics: An example from the Iceland rift // J. Struct. Geol. 2019. Vol. 121 P. 46–64.
 28. *Choi J.-H., Klinger Y., Ferry M., et al.* Geologic inheritance and earthquake rupture processes: The 1905 $M \geq 8$ Tsetserleg–Bulnay strike-slip earthquake sequence, Mongolia // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2018. Vol. 123. P. 1925–1953.
 29. *Klinger Y., Xu X.W., Tapponnier P., Van der Woerd J., Lasserre C., King, G.* High-resolution satellite imagery mapping of the surface rupture and slip distribution of the $M_w \sim 7.8$, 14 November 2001 Kokoxili earthquake, Kunlun fault, Northern Tibet, China // Bull. Seismol. Soc. Am. 2005. Vol. 95. No. 5. P. 1970–1987.
 30. *Liu M., Yang Y., Shen Zh. et al.* Active tectonics and intracontinental earthquakes in China: The kinematics and geodynamics // GSA Spec. Pap. 2007. Vol. 425. P. 299–318.
 31. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of continental collision // Science. 1975. Vol. 189. No. 4(201). P. 419–425.
 32. *Paleoseismology.* – Ed. by *McCalpin J.P.*, Acad. Press, Amsterdam–London, 2009. 2nd edn., 615 p.
 33. *Rizza M., Ritz J.-F., Prentice C., Vassallo R., et al.* Earthquake geology of the Bolnay fault (Mongolia) // Bull. Seismol. Soc. Am. 2015. Vol. 105. No. 1. P. 72–93.
 34. *Walker R.T., Molor E., Fox M., Bayasgalan A.* Active tectonics of an apparently aseismic region: Distributed active strike-slip faulting in the Hangay Mountains of Central Mongolia // Geophys. J. Int. 2008. Vol. 174. No. 3. P. 1121–1137.

35. Landsat 8/OLI, <https://landsat.gsfc.nasa.gov/satellites/landsat-8/> (Accessed December, 2022).
36. Maxar, <https://www.maxar.com/> (Accessed December, 2022).
37. ASTER GDEM, <https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp> (Accessed December, 2022).
38. SRTM 1 arc-second, <https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtm-1> (Accessed December, 2022).
39. Agisoft Metashape <https://www.agisoft.com/> (Accessed December, 2022).
40. USGS Earthquake Hazards Program, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map/?extent=16.13026,36.82617&extent=68.26939,173.23242> (Accessed December, 2022).

Neotectonic Structure of the Northern Framing of the Ubsunur Depression and Its Relation to Active Faults (Republic of Tuva, Russia)

S. A. Sokolov^{a, *}, S. T. Garipova^a, K. I. Yushin^a, Y. V. Butanaev^b,
E. A. Zelenin^a, A. N. Ovsyuchenko^c, S. V. Maznev^{a, d}

^a*Geological Institute of RAS, Pyzhevsky per., bld. 7, 119017 Moscow, Russia*

^b*Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources of Siberian Branch of RAS, International str., bld. 117A, 667007 Kyzyl, Republic of Tuva, Russia*

^c*Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Bolshaya Gruzinskaya str., bld. 10, 123242 Moscow, Russia*

^d*Lomonosov State University, Geological Faculty, Leninsky Gory, bld. 1, 119991 Moscow, Russia*

*e-mail: Sokolov-gin@yandex.ru

New data on Oligocene-Quaternary sediments, recent (Neogene-Quaternary) structure and active faults of the northern side of the Ubsunur Basin at its boundary with the Tannu-Ola Ridge uplift, based on structural interpretation of remote sensing materials and field work, including trending of active faults, are presented. In the north of the Ubsunur Basin, two parageneses of faults with different geological nature, structural and relief-forming significance were identified. The first paragenesis is represented by the North-Ubsunursky hidden thrust and associated deformations that developed during Neogene–Quaternary and which form the boundary of the depression and the mountain uplift. The second paragenesis includes the South Tannuol and Erzin-Agordag faults, which cut structures of the first paragenesis and which are active in the Late Pleistocene and Holocene. Periods of intensive development of parageneses replace each other in time.

Keywords: geology, active tectonics, neotectonics, Late Cenozoic, active faults, paleoseismogeology, latest sediments, Ubsunur Depression, Tannu-Ola Ridge