PUBLISHED BY THE INSTITUTE OF THE EARTH'S CRUST SIBERIAN BRANCH OF RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

2018 VOLUME 9 ISSUE 2 PAGES 531-555

https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-2-0360



SREDNEKEDROVAYA PALEOSEISMODISLOCATION IN THE BAIKAL RIDGE: ITS STRUCTURE AND THROWS ESTIMATED FROM GROUND-PENETRATING RADAR DATA

O. V. Lunina, A. S. Gladkov, A. A. Gladkov, I. A. Denisenko

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: Our study aimed to clarify the seismic potential of the Severobaikalsk fault and to discover the structural features of active faults on the NW shores of Lake Baikal. Seismogenic faults and large seismogravitational structures were mapped in the area of the Srednekedrovaya paleoseismodislocation, one of the most remarkable seismotectonic structures in the Baikal region. During the field trip, we tested the capacities of an OKO-2 georadar and an ABDL-Triton antenna used to study cross-sections of the Baikal ridge. Its slopes are steep, covered with Pinus pumila and abundant screes, many of which developed into boulder streams ('kurumnik'). The first studies of the Srednekedrovava paleoseismodislocation were conducted by V.P. Solonenko and his team in 1964-1965. To some extent, this zone can be viewed as a reference object that can provide much information and thus deserves an in-depth investigation using new technologies. Our study combined the field observation and the interpretation of high-resolution satellite images provided by DigitalGlobe (US) and downloaded by SAS.Planet. The consolidated database was sufficient for constructing a new schematic map showing the seismogenic faults associated with the Srednekedrovaya paleoseismodislocation. The cumulative length of the ruptures observed on the surface amounted to almost 29.5 km. Some ruptures are separate from each other, and the rupture spacing ranges from the first tens of meters to the first kilometers. The width of the widest rupture zone is 1.9 km. The length of individual ruptures varies from 5.0 m to 2.7 km. Morphologically, the Srednekedrovaya paleoseismodislocation is represented by ledges and ditches that often comprise complex grabens disturbing the bedrock and slope deposits. The fault structure of this zone is a typical setting of orthogonal and slightly oblique crustal stretching, but its manifestation differs in the zone segments. In general, it is a combination of steeply dipping and listric faults traced to the depth of 13 m. In plan, the faults are observed to form the systems of subparallel ruptures that mainly strike at 30°. A linear relationship is established between the

RESEARCH ARTICLE

Handling Editor: E.A. Rogozhin

Received: March 14, 2018 **Revised:** May 31, 2018 **Accepted:** June 4, 2018

For citation: *Lunina O.V., Gladkov A.S., Gladkov A.A., Denisenko I.A.*, 2018. Srednekedrovaya paleoseismodislocation in the Baikal ridge: its structure and throws estimated from ground-penetrating radar data. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (2), 531–555. doi:10.5800/GT-2018-9-2-0360.

Для цитирования: Лунина О.В., Гладков А.С., Гладков А.А., Денисенко И.А. Среднекедровая палеосейсмодислокация в Байкальском хребте: структура и оценка смещений по данным георадиолокации // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 2. С. 531–555. doi:10.5800/GT-2018-9-2-0360.

On-line supplementary materials: KML files (Rupture_reliable.KML – the data on reliably detected ruptures associated with formation of the Srednekedrovaya paleoseismodislocation; Rupture_assumed.KML – the data on assumed ruptures associated with formation of the Srednekedrovaya paleoseismodislocation; Landslides.KML – the data on seismogravitational dislocations mapped in the territory of the Srednekedrovaya paleoseismodislocation).

Дополнительные материалы (on-line): KML-файлы (Rupture_reliable.KML – достоверно установленные разрывы, ассоциированные с формированием Среднекедровой палеосейсмогенной зоны разрывов; Rupture_assumed.KML – предполагаемые разрывы, ассоциированные с формированием Среднекедровой палеосейсмогенной зоны разрывов; Landslides.KML – сейсмогравитационные дислокации, откартированные в пределах Среднекедровой палеосейсмогенной зоны разрывов).

O.V. Lunina et al.: Srednekedrovaya paleoseismodislocation in the Baikal ridge...

heights of the seismogenic ledges and the throws estimated from the ground-penetrating radar data. The former are larger by 0.5–2.0 m than the throw measured from the radargrams. Apparently, this reflects the magnitude of expansion of the ledge upward along the sloping slope. In the zone of the main fault plane coinciding with the main ledge, the maximum and mean arithmetic throws are 8.3 and 4.93 m, respectively. On other fault planes, the throws range from 0.4 to 4.6 m. The paleoearthquake magnitude ranges from 6.8 to 7.6, according to the estimations from the seismic rock collapse volume, fault length, and the displacements. Our study of the Srednekedrovaya paleoseismodislocation confirms that listric normal faulting is widespread along the western side of the North Baikal basin and gives indirect evidence that conditions for accumulation and release of seismic energy are different on the western and eastern shores of Lake Baikal. It should be noted, however, that in the studied near-surface layer of the crust, the blocks of loose material may move along the flat planes due to gravitational sliding that increases under the impact of cryogenic processes on the steep slopes of the Baikal ridge.

Key words: paleoseismic rupture zone; structure; listric faults; ground-penetrating radar; Baikal rift zone

СРЕДНЕКЕДРОВАЯ ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЯ В БАЙКАЛЬСКОМ ХРЕБТЕ: СТРУКТУРА И ОЦЕНКА СМЕЩЕНИЙ ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ

О. В. Лунина, А. С. Гладков, А. А. Гладков, И. А. Денисенко

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: Для уточнения сейсмического потенциала Северобайкальского разлома и выявления особенностей строения активных нарушений северо-западного побережья озера Байкал нами проведено картирование сейсмогенных разрывов и крупных сейсмогравитационных проявлений в районе Среднекедровой палеосейсмодислокации – одной из самых примечательных сейсмотектонических структур в Байкальском регионе. Одновременно мы испытывали возможности применения георадара ОКО-2 с антенным блоком АБДЛ Тритон для изучения разрезов в условиях крутых склонов Байкальского хребта, покрытых стланиковыми соснами и осыпями, значительная часть которых преобразована в курумники. Впервые изученная в 1964–1965 гг. под руководством В.П. Солоненко Среднекедровая палеосейсмодислокация стала в некоторой степени эталонным объектом, который в силу своей выразительности требует более тщательного изучения в связи с новыми методическими возможностями. В результате выполненных работ нами на основе полевых наблюдений и дешифрирования спутниковых снимков высокого разрешения, предоставляемых американской компанией DigitalGlobe и доступных через программу SAS.Планета, составлена новая схема сейсмогенных нарушений, ассоциированных с палеосейсмодислокацией Среднекедровой. Общая протяженность видимых на поверхности разрывов составила не менее 29.5 км. Некоторые из них отстоят друг от друга на расстоянии от первых десятков метров до первых километров. Наибольшая ширина зоны разрывов составляет 1.9 км. Длина отдельных трещин изменяется от 5 м до 2.7 км. Морфологически Среднекедровая палеосейсмодислокация представлена уступами и рвами, нередко формирующими сложные грабены, которые нарушают коренные породы и склоновые отложения. Разломная структура зоны типична для обстановки ортогонального или чуть косого растяжения, но по-разному проявляется на отдельных ее сегментах. В целом для нее характерно сочетание крутопадающих и листрических сбросов, прослеженных до глубины 13 м. В плане они образуют системы субпараллельных разрывов с преобладающим простиранием 30°. Полученные высоты сейсмогенных уступов и вертикальные смещения по данным георадиолокации линейно связаны между собой. Значения первых больше величин подвижек, измеренных на радарограммах, на 0.5-2.0 м, что отражает, по-видимому, величину расширения уступа вверх по осыпному склону. Максимальная и средняя арифметическая вертикальные амплитуды сброса по зоне главного сместителя, совпадающей с главным уступом, имеют значения 8.3 и 4.93 м, соответственно. По отдельным сместителям смещения колеблются от 0.4 до 4.6 м. Оценки магнитуд палеоземлетрясения, рассчитанные по разным зависимостям с использованием объема сейсмообвала, длины разрыва и смещений, колеблются от 6.8 до 7.6. Изучение Среднекедровой палеосейсмодислокации подтвердило, что листрическое сбросообразование широко распространено вдоль западного борта Северобайкальской впадины, что является косвенным свидетельством различных условий накопления и реализации сейсмической энергии на западном и восточном побережье озера Байкал. В то же время в изученном близповерхностном слое земной коры некоторый вклад в движение блоков рыхлого материала по пологим плоскостям может вносить гравитационное скольжение, которое усиливается под воздействием криогенных процессов в условиях крутых склонов Байкальского хребта.

Ключевые слова: палеосейсмогенная зона разрывов; структура; листрический разлом; георадиолокация; Байкальская рифтовая зона

1. Введение

Изучение палеосейсмодислокаций имеет важнейшее значение для оценки сейсмической опасности и выявления особенностей развития активных разломов в последние 100 тыс. лет. Эти структуры, состоящие из систем сейсмогенных разрывов и сопутствующих деформаций, представляют собой геологические проявления сейсмических очагов на поверхности земли [Rogozhin, 2012]. В Байкальской рифтовой зоне известно более 50 палеосейсмодислокаций [Smekalin et al., 2010], большинство из которых были выявлены в 60–70-х годах прошлого века и на сегодняшний день требуют доизучения, которое стало возможным благодаря развитию новых методов и подходов. Одной из примечательных сейсмогенных структур в регионе является Среднекедровая палеосейсмодислокация, приуроченная к Северобайкальскому разлому (рис. 1), ограничивающему одноименную впадину. Впервые она была изучена в 1964-1965 гг., в результате чего была построена ее геолого-структурная схема, сопровождающаяся подробным описанием [Solonenko, 1968]. На основании этих и последующих сейсмогеологических исследований [Solonenko, 1977; Chipizubov et al., 2003a, 2003b] в актуальном региональном каталоге палеосейсмодислокаций Прибайкалья для Среднекедровой структуры принята протяженность 8-10 км, вертикальное смещение - 9 м [Smekalin et al., 2010].

Среднекедровая зона разрывов стала в некоторой степени эталонным объектом, который посещали многие геологи. Однако ее изучение ни тренчингом, ни другими методами по ряду причин не продолжилось. Во-первых, структура расположена на значительном удалении от автомобильных дорог, и добраться до участка исследований можно только вертолетом или водным транспортом по озеру Байкал. Во-вторых, палеосейсмодислокация протягивается по тыловому шву пьедестала Байкальского хребта на абсолютной высоте от 600 до 1400 м, рассекая крутые скаты с уклоном до 37°. В-третьих, склоны и их подножия покрыты стланиковыми соснами и осыпями, значительная часть которых преобразована в курумники. На некоторых сегментах палеосейсмогенные разрывы рассекают коренные выходы горных пород, где не всегда четко идентифицируются. Подобные геологические и геоморфологические условия сильно осложняют картирование и изучение палеосейсмогенных структур в высокогорных регионах. В 2009 г. известный американский палеосейсмолог Дж.П. Мак-Калпин сделал следующую надпись под фотографией Среднекедровой палеосейсмодислокации: «Разрыв пересекает крупнообломочные осыпи, и уступ существенно расширился вверх по

осыпному склону, образуя неравномерно заросший пояс в центральной части снимка. На этом участке истинная обнаженная поверхность уступа, вероятно, не может существовать» [*McCalpin, 2009*]. Очевидно, что в такой ситуации необходима дополнительная заверка вертикального смещения, которое используется для оценки сейсмического потенциала разлома. Кроме оценки магнитуд палеоземлетрясений, изучение голоценовых разрывов Прибайкалья важно для правильного понимания особенностей строения и кинематики активных разломов, обусловливающих распределение современной сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне.

В связи с вышесказанным цель наших исследований заключалась в картировании систем нарушений Среднекедровой палеосейсмодислокации и в определении по данным георадиолокации геометрии разрывов, типов и величин смещений по ним для уточнения оценки сейсмического потенциала Северобайкальского разлома и особенностей его строения в приповерхностной части земной коры. Одновременно мы испытывали возможности применения георадара ОКО-2 с антенным блоком АБДЛ Тритон в условиях крутых склонов, покрытых крупноглыбовым материалом.

2. РЕГИОНАЛЬНАЯ ОБСТАНОВКА

Площадь наших исследований расположена в пределах Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), центральную часть которой составляет Байкальская впадина, совпадающая с глубочайшим озером Байкал. В структурном плане котловина разделяется на две крупные депрессии – Южнобайкальскую и Северобайкальскую [Logachev, 2003]. С северо-западной стороны Байкальская впадина обрамляется Приморским и Байкальским хребтами, с юго-восточной – хребтами Хамар-Дабан, Морской и Баргузинский.

Байкальский хребет, в пределах которого расположена Среднекедровая палеосейсмодислокация (рис. 1), начинается приблизительно от середины озера и простирается вдоль его западного побережья на 300 км. Преобладающие высоты – 1900– 2200 м, высшая абсолютная отметка достигает 2588 м (гора Черского). Приводораздельная гольцовая часть хребта сложена риолитами порфировой структуры, разнозернистыми песчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, туфами с линзами песчаников и конгломератов, принадлежащих к раннепротерозойской хибиленской свите [Donskaya et al., 2005]. Породы байкальского склона представлены раннепротерозойскими гранитоидами ирельского комплекса [Donskaya et al., 2008]. O.V. Lunina et al.: Srednekedrovaya paleoseismodislocation in the Baikal ridge...





Рис. 1. Среднекедровая палеосейсмодислокация в Байкальском хребте и ее положение на карте сейсмоактивных разломов Байкальской рифтовой зоны. На фото представлен центральный сегмент, обозначенный под номером III на рис. 2. Желтыми стрелками показан главный сейсмогенный разрыв.

Fig. 1. The Srednekedrovaya paleoseismodislocation in the Baikal ridge. Its locations is shown in the map of seismically active faults of the Baikal rift zone. The photo shows the central segment (number III in Fig. 2.). Yellow arrows mark the main seismogenic rupture.

Подножие хребта перекрыто четвертичными грубообломочными отложениями.

Многочисленные землетрясения с магнитудой более 5.5 происходили в Байкальской рифтовой зоне в историческое и современное время. Благодаря этому БРЗ была охарактеризована как самая активная в сейсмическом отношении континентальная зона растяжения [Doser, 1991]. При этом Северобайкальская впадина, несмотря на присутствие в ее бортах крупных активных разломов, является сейчас практически асейсмичной. В то же время в далеком прошлом здесь были сильные землетрясения, о чем свидетельствуют приуроченные к Северобайкальскому разлому голоценовые палеосейсмодислокации [Solonenko, 1968; Chipizubov et al., 2003a, 2003b]. Среди них Среднекедровая структура, наиболее ярко выраженная между мысами Средний и Северный Кедровые. Хибиленская и Солонцовая палеосейсмодислокации были выявлены примерно в 20 км севернее и южнее этих мысов, соответственно. Предполагается, что все они сформировались более 300 лет назад и могут являться фрагментами единого сейсмогенного нарушения [Solonenko, 1968; Smekalin et al., 2010]. Однако Среднекедровые разрывы теряются на склонах Байкальского хребта и пространственно не соединяются ни с Солонцовой, ни с Хибиленской палеосейсмодислокацией.

3. Материалы и методы

До проведения полевых работ в нашем распоряжении была схема и описание палеосейсмодислокации Среднекедровой [Solonenko, 1968], а также спутниковые снимки высокого разрешения, распространяемые американской компанией Digital-Globe и доступные через программу SAS.Планета. С использованием ГИС MapInfo путем дешифрирования этих снимков мы выделили сейсмогенные разрывы и оконтурили обвалы, встреченные в пределах района работ. Многие разрывы были заверены на местности и протрассированы с помощью ручного GPS-навигатора. Несколько ранее неизвестных трещин были замечены в Байкальском хребте прямо с судна, а затем найдены на космоснимках и внесены в картографический проект. Таким образом была получена новая схема разрывов палеосейсмодислокации Среднекедровой, на которой они имеют географическую привязку в ГИС (рис. 2).

Летом 2016 г. на двух наиболее деформированных участках, расположенных в 1.5 км друг от друга, были проведены георадиолокационные исследования. Мы использовали георадар ОКО-2 российского производства и неэкранированный антенный блок АБДЛ Тритон с дипольным излучателем

100 МГц, созданный специально для работы на пересеченной местности. Работа георадарного оборудования основана на излучении электромагнитных волн и приеме сигналов, отраженных от границ раздела слоев зондируемой среды, имеющих различные электрофизические свойства [Vladov, Starovoytov, 2004]. В деталях описание и главные принципы метода подповерхностного радиолокационного зондирования можно найти в ряде фундаментальных публикаций [Vladov, Starovoytov, 2004; Daniels, 2004; Davis, Annan, 1989]. На участках вкрест простирания зон деформаций были разбиты профили, на которых с помощью рейки и электронного угломера измерены изменения высоты рельефа. Всего было создано четыре георадарных профиля протяженностью от 68 до 100 м с началом на видимой бровке сейсмогенного уступа. Мы выбрали диаэлектрическую проницаемость (ε) 5, типичную для разнозернистых песков, характеризующихся влажностью 4 %, и влажных гранитов, крупные глыбы и осыпи которых распространены на участках работ. Обработка георадиолокационных разрезов проводилась в программе «GeoScan 32» с помощью стандартных приемов. При интерпретации радарограмм мы применили методические приемы, используемые при геологической интерпретации сейсмических данных, как это принято в георадиолокации [Vladov, Starovoytov, 2004], и знания по структурной геологии. Поскольку замеры высоты сечения рельефа проводились строго для построения георадарных профилей, у нас не было достаточно данных для оценки смещений геоморфологических поверхностей. В связи с этим при характеристике приразломных уступов Среднекедровой палеосейсмодислокации мы использовали значения их высоты, хотя это менее предпочтительно для сравнения разных данных о вертикальных амплитудах смещения, так как с возрастом уступ становится шире [McCalpin, 2009].

4. Результаты

4.1. ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗОНЫ РАЗРЫВОВ НА ПОВЕРХНОСТИ

В результате дешифрирования космических снимков и наземных полевых наблюдений в районе ранее установленной Среднекедровой палеосейсмодислокации откартирована система разрывов север-северо-восточного простирания с преимущественными азимутами простирания 10–30° (рис. 2). Общая протяженность всех видимых на поверхности разрывов составляет 29.5 км, однако некоторые из них отстоят друг от друга на расстоянии от первых десятков метров до первых



Рис. 2. Схема поверхностных сейсмогенных деформаций в Байкальском хребте между губой Засечной и мысом Бол. Черемшаный. В правом нижнем углу показан увеличенный фрагмент III сегмента Среднекедровой палеосейсмодислокации. Номера точек наблюдения приведены только для тех, которые упоминаются в тексте.

Fig. 2. Schematic map of surface seismogenic deformations in the Baikal ridge between the Zasechnaya Bay and Bolshoi Cheremshany Cape. Bottom right corner – zoomed-in fragment III of the Srednekedrovaya paleoseismodislocation segment. The numbers of the observation points are given only for those mentioned in the text.

километров. Максимальное расстояние между условно обозначенными сегментами зоны разрывов около 6 км зафиксировано в районе мысов Елохин и Мал. Черемшаный, но оно может быть меньше, если принять во внимание данные о сбросе на мысе Елохин [Solonenko, 1968], а также выявленные по аэрофотоснимкам сейсмодеформации на описываемом участке [Chipizubov et al., 2003b]. К сожалению, на космоснимке и на местности эти структуры нами не были обнаружены. Наибольшая ширина зоны разрывов составляет 1.9 км. Длина отдельных трещин изменяется от 5 м до 2.688 км. Структура сейсмогенной разломной зоны в плане типична для систем нарушений, сформировавшихся в условиях ортогонального или чуть косого растяжения [Sherman et al., 1992; Le Gall et al., 2000; Clifton et al., 2000], в которых разрывы обычно сильно извилисты и субпараллельны. Опираясь на примерно одинаковую крутизну уступов и визуально схожую сохранность деформаций, мы полагаем, что все наблюденные нами разрывы образовались при одном событии.

Морфологически палеосейсмодислокация представлена уступами и рвами, нередко составляющими грабены, которые нарушают склоновые отложения и коренные породы (рис. 3-6). Система субпараллельных разрывов шириной до 500 м хорошо проявлена в курумнике в пределах южного окончания III сегмента зоны разрывов, в висячем крыле главного разломного сместителя (см. рис. 5), напоминая рисунки разломных сетей, получаемых в моделях при ортогональном и косом растяжении [Clifton et al., 2000; Corti et al., 2001]. Глыбы линейно выстраиваются и проваливаются в протяженные зоны шириной 1-2 м, выделяя разрывы на общем фоне каменистых осыпей. На некоторых участках в курумнике наблюдались провальные воронки глубиной 3-4 м и диаметром до 5 м, в которые поглощается крупноглыбовый материал.

Крутые сбросовые уступы главного сместителя сейсмогенной зоны разрывов значительно снивелированы и прикрыты осыпями. Их высота в разных частях зоны колеблется от 0.50 до 8.83 м. На северном и южном окончаниях III и IV сегментов, соответственно, сейсмогенные разрывы секут коренные породы, представленные граносиенитами. Под склонами на висячем крыле сбросов часто накапливаются валы, сложенные грубообломочными отложениями. Азимут простирания разрывов в коренных породах колеблется от 9 до 42°, угол падения от 60 до 80°, но преимущественное падение 120°∠70°. Высота обнаженных стенок в первые десятки метров могла образоваться за несколько этапов сейсмогенной активизации Северобайкальского разлома, для которого выделяют не менее пяти разрывообразующих землетрясений на по-



Рис. 3. Вид на сейсмогенный разрыв в т.н. SK-15, прослеженный на местности вдоль I сегмента в районе мыса Южный Кедровый и губы Засечной.

Fig. 3. View of the seismogenic rupture at observation point SK-15, which is traced on the terrain along segment I in the area of the South Kedrovy and Zasechnaya Bay.

следние 10 тыс. лет [*Chipizubov et al., 2003b*] На кулисе, представленной на рис. 6, вертикальная амплитуда сброса по данным работы [*Solonenko, 1968*] колеблется от 6 до 20 м. Предполагается, что высота уступа увеличилась здесь в результате обрушения нагорного склона. Однако на местности сейсмогенные разрывы в граносиенитах можно идентифицировать только в случае их трассирования из рыхлых осадков. В протяженных скальных выходах, наблюдаемых между сегментами IV и V, разрывы почти отсутствуют. Они теряются между локальными остроконечными вершинами или, возможно, полностью прикрыты осыпями.

Структура разрывной зоны на поверхности поразному проявляется на отдельных ее участках даже в пределах одного сегмента. Это может быть как отдельный разрыв на склоне, так и серия субпараллельных трещин, образующих ступенчатые системы и/или грабены (рис. 4–8). Разрывы часто представляют собой рвы глубиной до 3.1 м и шириной по верху до 13 м на детально изученных георадарных профилях.

В зоне сейсмогенных деформаций картируются обвальные и селевые явления. Один из оползнейобвалов в пределах III сегмента зоны разрывов (рис. 9) южнее ключа Селевого образовался во время последнего палеоземлетрясения, перекрыв сейсмогенные трещины. В.П. Солоненко и др. [Solonenko, 1968] предполагали, что движения по разлому продолжались после главного смещения и этот





Fig. 4. View of the Srednekedrovaya paleoseismodislocation in segment III between observation points K-3 and K-4. See Fig. 2 for the location shown in the photo and the observation points.



Рис. 5. Вид на уступ и систему субпараллельных разрывов в курумнике в пределах южного окончания III сегмента Среднекедровой палеосейсмодислокации (*a*) и рисунки разломных сетей, полученные в моделях при приложении растягивающих усилий (*α*) под различными углами к простиранию формирующейся структуры: 1 – по [*Clifton et al., 2000*]; 2 – по [*Sherman et al., 1992*]; 3 – по [*Corti et al., 2001*] (*б*). Расположение фото см. на рис. 2, точки наблюдения К-1, К-2 и К-3.

Fig. 5. View of the ledge and the system of subparallel ruptures in the boulder streams ('kurumnik') within the southern termination of segment III of the Srednekedrovaya paleoseismodislocation (*a*). Patterns of the fault networks in the models subjected to extension forces (α) at different angles to the strike of the emerging structure: 1 – after [*Clifton et al., 2000*]; 2 – after [*Sherman et al., 1992*]; 3 – after [*Corti et al., 2001*] (*6*). See Fig. 2 for the location shown in the photo. Observation points K-1, K-2 and K-3.

O.V. Lunina et al.: Srednekedrovaya paleoseismodislocation in the Baikal ridge...



Рис. 6. Вид на IV сегмент Среднекедровой палеосейсмодислокации с т.н. К-23. Расположение т.н. см. на рис. 2.

Fig. 6. View of segment IV of the Srednekedrovaya paleoseismodislocation from observation point K-23. See Fig. 2 for K-23 location.



Рис. 7. Вид на разрывы V сегмента Среднекедровой палеосейсмодислокации с точек наблюдения HIB-21 (*a*) и SK-31 (*б*). Расположение т.н. см. на рис. 2. С т.н. HIB-21 виден южный разрыв сегмента (фото 2016 г.), с т.н. SK-31 – два северных разрыва (фото 2017 г. после пожаров).

Fig. 7. View of segment V of the Srednekedrovaya paleoseismodislocation from observation points HIB-21 (*a*) and SK-31 (*b*). See Fig. 2 for the locations of the observation points. From observation point HIB-21 one can see the southern rupture in this segment (the photo was taken in 2016). From observation point SK-31 one can see two northern ruptures (the photo was taken in 2017 after the forest fires).



Рис. 8. Вид на систему разрывов, образующих грабен, в пределах III сегмента Среднекедровой палеосейсмодислокации с т.н. К-7. Местоположение т.н. см. на рис. 2. Желтыми стрелками показаны наиболее крупные сейсмогенные разрывы.

Fig. 8. View of the system of ruptures comprising the graben in segment III of the Srednekedrovaya paleoseismodislocation from observation points K-7. See Fig. 2 for the location of the observation point. Yellow arrows mark the main seismogenic ruptures.



Рис. 9. Сейсмогенный обвал в пределах III сегмента зоны разрывов Среднекедровой палеосейсмодислокации. Следует обратить внимание, как «просвечивают» трещины в теле обвала. Расположение фото см. на рис. 2.

Fig. 9. Seismogenic rock collapse in segment III of the zone of ruptures in the Srednekedrovaya paleoseismodislocation. Note how the fractures are 'highlighted' in the body of the rock collapse. The location of the photo is shown in Fig. 2.

обвал впоследствии был разорван по сбросу. Безусловно, нельзя исключать два последовательных разрывообразующих события, но, по нашему мнению, на фото (рис. 9) хорошо видно, что сбросовые рвы всего лишь «просвечивают» сквозь обрушившийся материал. Площадь сейсмогравитационной дислокации, оцененная с помощью современных ГИС, 229900 м². Высота обвальной массы в среднем составляет 26 м. Таким образом, объем оползняобвала достигает 6 млн м³, что больше, чем предполагалось ранее, на 2.0-2.5 млн м³. В пределах IV сегмента на космоснимках и фотографиях можно наблюдать еще один сингенетический оползеньобвал меньшего объема (см. рис. 6). Синхронность образования остальных крупных сейсмогравитационных дислокаций без датирования определить сложно. Они могли сформироваться как одновременно со Среднекедровой палеосейсмодислокацией, что наиболее вероятно, так и при более ранних сейсмических событиях.

4.2. Строение зоны разрывов на георадарном профиле 1

Георадарный профиль 1 начинается на верхней бровке уступа в точке К-6 с координатами 54.42739° с.ш. и 108.50388° в.д. и заканчивается в точке К-7 с координатами 54.42703° с.ш. и 108.50520° в.д. (см. рис. 2). Абсолютная высота точек К-6 и К-7 равна 913 и 896 м, соответственно. Георадарный профиль пересекает сейсмодислокацию, представленную здесь грабеном в курумнике шириной около 80 м. Внутри этого опущенного участка в рельефе просматриваются более мелкие рвы шириной по верху от 4.9 до 10 м и глубиной 1.0-1.1 м, разделенные валами. Азимут простирания рвов – 30°. Высота главного уступа от верхней бровки до проекции первой опущенной поверхности составляет 6.7 м (рис. 10). Расстояние по вертикали между первой и второй ступенями равно 5.2 м.

На разрезе 1 по изменению волновой картины достаточно четко выделяются два георадарных комплекса (рис. 10). Верхний комплекс характеризуется более слабыми амплитудами сигналов по сравнению с нижним. Граница между ними проведена по оси синфазности отраженной волны, соответствующей положительным фазам импульсов. Мы предполагаем, что оба комплекса сложены разными по характеру строения слоями крупноглыбового материала. Первый, видимый с поверхности, лишен мелкодисперсного заполнителя. Второй слой может представлять собой крупнообломочный материал, насыщенный мелкоземом и льдом, поскольку в некоторых местах при подъеме по курумнику был слышен подповерхностный сток воды, образующийся при летнем таянии гольцового льда. Кроме того, в пределах верхнего георадарного комплекса под первой от главного уступа поверхностью опущенного крыла наблюдаются фрагменты слоя, по волновой картине схожие с нижним георадарным комплексом. Скорее всего, это не оттаявшие к концу июля блоки рыхлых отложений (указаны на рис. 10 вопросами).

Смещение георадарных комплексов и относительно резкое падение осей синфазности на профилях позволило выявить разрывы (рис. 10), формирующие в разрезе систему грабенов и горстов, резкие границы которых на поверхности повторяются в сглаженном виде. Каждый ров, видимый на поверхности, на глубине состоит из системы синтетических и антитетических сбросов с преимущественными углами падения 60-80°. Несколько разрывов на глубине выполаживаются до 42-50°. Ближние к главному уступу рвы имеют зияние 0.8 и 0.9 м на глубине 12 м. Смещения по отдельным разрывам варьируются от 0.4 до 4.0 м. Полная вертикальная амплитуда смещения вдоль первого видимого на поверхности рва составляет 5.1 м. Она получена суммированием вертикальных смещений 1.2, 1.1 и 2.8 м по трем индивидуальным ступеням

Рис. 10. Положение GPR-профиля 1 на участке исследований (*a*), вид с северо-востока на юго-запад на сбросовые рвы в пределах участка исследований (*b*), радарограмма GPR-профиля 1 (*b*), в том числе с наложенной интерпретацией (*c*), и интерпретируемый геологический разрез (*d*) с рассчитанными смещениями по разрывам (в метрах) и выделенными толщами, соответствующими разным георадарным комплексам (номера в кружках). *d и w* – глубина и ширина сбросовых рвов, соответственно (в метрах). Вопросами обозначены фрагменты слоя, предположительно представляющие собой неоттаявшие блоки рыхлых отложений, которые относятся к верхнему георадарному комплексу, но по волновой картине схожи с нижним.

Fig. 10. Position of GPR profile 1 on the studied site (*a*); view of normal fault troughs on the studied site from NE to SW (δ); radarogram of GPR profile 1 (ϵ), including the superimposed interpretation (ϵ) and the interpreted geological section (∂) showing the calculated throws along ruptures (in meters) and the revealed strata corresponding to different georadar complexes (numbers in circles). *d* and *w* – depth and width of normal fault troughs, respectively (in meters). Question marks indicate fragments of the layer, supposedly representing non-thawed blocks of loose sediments, which belong to the upper georadar complex, but their recorded wave pattern is similar to that of the lower complex.



разрыва. Нижней маркирующей границей для измерения величины 2.8 м принята кровля нижнего георадарного комплекса, прилегающая к субвертикальному разрыву, ограничивающему зияющую трещину. Высота уступа 6.7 м, измеренная над описываемым рвом, больше определенного по георадарным данным полного вертикального смещения на 1.6 м, что, вероятнее всего, обусловлено его расширением вверх за счет обрушения, как и предполагал Дж.П. Мак-Калпин [*McCalpin, 2009*].

4.3. Строение зоны разрывов на георадарном профиле 2

Георадарный профиль 2 начинается в точке К-8 с координатами 54.42887° с.ш. и 108.50529° в.д. и заканчивается в точке К-10 с координатами 54.42858° с.ш. и 108.50633° в.д. (см. рис. 2). Абсолютная высота точек К-8 и К-9 равна 908 и 884 м соответственно. Георадарный профиль пересекает южное окончание грабена шириной 70 м, расположенного в наиболее деформированном сегменте зоны сейсмогенных дислокаций на склоне (рис. 11). Морфологически северо-западный борт этой структуры пологий. Уступ сильно снивелирован и покрыт крупнообломочным материалом. По ряду причин выделить истинную высоту главного уступа практически невозможно. Нами получена ее величина 8.83 м от бровки уступа до первого рва. Юго-восточный борт грабена более крутой. Выбор места профиля в наиболее отлогом его сегменте обусловлен сложностями его прохождения по курумнику и кедровому стланику. На поверхности грабена заметны два линейных понижения глубиной 0.8-1.0 м. Из них южный, наиболее выразительный, ров простирается на 10-20°.

В разрезе по изменению волновой картины выделяется три георадарных комплекса (рис. 11). Они отличаются интенсивностью осей синфазности, которая сверху вниз изменяется в сторону усиления амплитуды отражения. Первые два верхних слоя соответствуют георадарным комплексам, выделенным на профиле 1. Нижняя толща предположительно представлена полностью мерзлым крупнообломочным материалом, так как именно мерзлые породы обеспечивают появление на радарограммах интенсивных осей синфазности отраженных волн, а их наличие в разрезе логично для данной геолого-геоморфологической обстановки. Полная вертикальная амплитуда смещения вдоль первого видимого на поверхности рва составила 8.3 м. Она получена суммированием вертикальных смещений 2.0, 3.4, 1.1, 0.7 и 1.1 м по пяти индивидуальным ступеням разрыва и чуть меньше измеренной на поверхности высоты уступа – 8.83 м.

Большинство интерпретируемых в разрезе синтетических разрывов имеют углы падения 60-80° в верхней части и 60-40° - в нижней. Имеется тенденция к дальнейшему уменьшению угла падения этих нарушений с глубиной. Единственный антитетический разрыв крутопадающий. В целом система хрупких деформаций соответствует геометрии смещения по листрическому сбросу, накопленному вдоль синтетических разрывов. По сравнению с простым разломом, вдоль такого листрического сброса накапливается значительно большая величина раздвига при одной и той же сумме подвижки. В результате горизонтального растяжения блока образуется значительное зияние между лежачим и висячим крылом разрыва [Twiss, Moores, 1992]. Подобное раскрытие, заполненное крупнообломочными отложениями, наблюдается в юго-восточной части георадарного профиля 2.

4.4. Строение зоны разрывов на георадарном профиле 3

Георадарный профиль 3 начинается в точке К-12 с координатами 54.44105° с.ш. и 108.51434° в.д., выше которой распространено пятно труднопроходимого кедрового стланика, и заканчивается в точке К-13 с координатами 54.44075° с.ш. и 108.51531° в.д. (см. рис. 2). Абсолютная высота точек К-12 и К-13 равна 951 и 929 м, соответственно. На участке исследования на поверхность выходит серия субпараллельных разрывов, простирающихся в среднем на 30°. Ширина всей зоны деформаций здесь 140–170 м. Непосредственно на георадарном профиле, пересекающем по объективным причинам только северо-западную часть этой

Рис. 11. Положение GPR-профиля 2 на участке исследований (*a*); радарограмма GPR-профиля 2 (*б*), в том числе с наложенной интерпретацией (*в*), и интерпретируемый геологический разрез (*г*) с рассчитанными смещениями по разрывам (в метрах) и выделенными толщами, соответствующими разным георадарным комплексам (номера в кружках). *d* и *w* – глубина и ширина сбросовых рвов, соответственно (в метрах).

Fig. 11. Position of GPR profile 2 on the studied site (*a*); radarogram of GPR profile 2 (*b*), including the superimposed interpretation (*b*) and the interpreted geological section (*b*) showing the calculated throws along ruptures (in meters) and the revealed strata corresponding to different georadar complexes (numbers in circles). *d* and *w* – depth and width of normal fault troughs, respectively (in meters).



зоны, разрывы выражены рвами глубиной 1.1–2.7 м и шириной по верху от 5.1 до 13 м (рис. 12). Между ними наблюдаются валы, у которых северозападный борт короче и чуть круче, чем юговосточный.

На полученной радарограмме выделено три георадарных комплекса, аналогичных слоям на профиле 2. Интерпретируемая высота уступа, ассоциируемая со сбросом по первому разрыву, падающим на юго-восток под углом 50-73°, равна 3.5 м, в то время как в разрезе по относительному смещению кровли среднего слоя в крыльях разрыва вертикальная амплитуда предполагается всего 1.5 м. Разница высот между первым и вторым валом, принимаемыми за поднятое и опущенное крыло второго разрыва, выраженного на поверхности рвом, составляет 5.1 м. Здесь имело место значительное раскрытие трещины, равное 13 м на поверхности и 2.7 м на глубине 12 м. Вертикальная амплитуда, измеряемая по данным георадиолокации, равна 2.1 м. Вся система разрывов состоит из сочетания крутопадающих и пологопадающих листрических сбросов, формирующих горсты и грабены. Наряду с ними в разрезе в районе первого рва отмечаются малоамплитудные взбросы, падающие на северо-запад, что связано, очевидно, с гравитационным феноменом, примеры которого известны для зон растяжения [McCalpin, 2009].

4.5. Строение зоны разрывов на георадарном профиле 4

Георадарный профиль 4 начинается в точке К-14 с координатами 54.44033° с.ш. и 108.51402° в.д., совпадающей с верхней бровкой уступа, выше которой угол склона менее 27°, и заканчивается в точке К-15 с координатами 54.44019° с.ш. и 108.51493° в.д. (см. рис. 2). Абсолютная высота точек К-14 и К-15 958 и 945 м, соответственно. Профиль пересекает два крупных, хорошо видимых на местности разрыва, представленных рвами глубиной 3.1 и 1.7 м (рис. 12, *a*; 13). Первый из них, схожий с грабеном шириной 21.1 м, разделен на два рва глубиной 0.7 и 1.4 м и шириной 5.4 и 7.8 м, соответственно. В центральной части профиля наблюдается крупный вал, вершина которого условно принята за первую опущенную поверхность. Вертикальное расстояние между ней и бровкой главного уступа равно 5.5 м (рис. 13). Высота второго уступа – 3.4 м. На склонах хребта отмечаются оползни.

По георадиолокационным данным выделено три георадарных комплекса (рис. 13), по составу идентичных слоям на вышеописанных профилях (см. рис. 11 и 12). Под первым крупным рвом интерпретируется серия синтетических разрывов с углами наклона 50-77° и более крутопадающих антитетических разрывов. Полная вертикальная амплитуда смещения, полученная по трем индивидуальным ступеням разрыва вдоль первого видимого на поверхности рва, составляет 5 м, что чуть меньше высоты расположенного выше уступа. Второй уступ имеет высоту 3.4 м, а вертикальное смещение подо рвом 1.7 м. Помимо видимых на поверхности рвов и соответствующих им систем разрывов в разрезе, на радарограмме хорошо видна система нарушений с углами падения на юго-восток до 40°. Они четко проявляются по резкому наклону осей синфазности, характеризуются раскрытиями и сбросовыми смещениями до 0.9 м, но в верхней части радарограммы не прослеживаются.

Нелогичным в структурной интерпретации радарограммы выглядит строение разреза под крупным валом в центральной части профиля 4, где под приподнятой поверхностью наблюдается опущенный блок (обозначен вопросом на рис. 13). Возможно, в реальности он не был опущен. Скорее всего, по какой-то причине крупноглыбовый материал в данном фрагменте разреза не был полностью замерзшим и по своей волновой картине стал близок второму слою.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

5.1. ПРАКТИЧЕСКАЯ ЗНАЧИМОСТЬ РАБОТЫ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА СЕВЕРОБАЙКАЛЬСКОГО РАЗЛОМА

В условиях крутых неустойчивых склонов Байкальского хребта, покрытых осыпями и курумами

Fig. 12. Positions of GPR profile 3 and 4 on the studied site (*a*); radarogram of GPR profile 3 (δ), including the superimposed interpretation (θ) and the interpreted geological section (z) showing the calculated throws along ruptures (in meters) and the revealed strata corresponding to different georadar complexes (numbers in circles). d and w – depth and width of normal fault troughs, respectively (in meters).

Рис. 12. Положение GPR-профилей 3 и 4 на участке исследований (*a*); радарограмма GPR-профиля 3 (*б*), в том числе с наложенной интерпретацией (*в*), и интерпретируемый геологический разрез (*г*) с рассчитанными смещениями по разрывам (в метрах) и выделенными толщами (номера в кружках), соответствующими разным георадарным комплексам. *d* и *w* – глубина и ширина сбросовых рвов, соответственно (в метрах).





Рис. 13. Радарограмма GPR-профиля 4 (*a*), в том числе с наложенной интерпретацией (*б*), и интерпретируемый геологический разрез (*в*) с рассчитанными смещениями по разрывам (в метрах) и выделенными толщами (номера в кружках), соответствующими разным георадарным комплексам. Положение GPR-профиля 4 на участке исследований см. на рис. 12.

Fig. 13. Radarogram of GPR profile 4 (*a*), including the superimposed interpretation (*b*) and the interpreted geological section (*b*) showing the calculated throws along ruptures (in meters) and the revealed strata corresponding to different georadar complexes (numbers in circles). See Fig. 12 for the position of GPR profile 4 on the studied site.

с размерами глыб до 1–2 м, точное измерение одноактного вертикального перемещения по сейсмогенному разрыву на основе только гипсометрических данных маловероятно из-за быстрого разрушения разломного уступа. Более того, на изученных профилях 3 и 4 (см. рис. 12, 13) по положению воображаемой исходной поверхности может создаться впечатление, что опущено нагорное крыло, хотя на местности хорошо видно (см. рис. 1, 4, 6, 7), что дислокация представляет собой сброс с опущенным подгорным крылом. Возможно, это связано с тем, что начатые от бровки сейсмогенного уступа георадарные профили не вышли в лежачее крыло сброса, а в случае выположенной поверхности основного сместителя амплитуда подвижки зависит от его положения и от исходного рельефа.



Рис. 14. Гипсометрический профиль длиной 204.73 м, пройденный вдоль георадарного разреза 1 (*a*) в 2017 г., и упрощенная геометрическая модель, иллюстрирующая изменение видимой вертикальной величины смещения исходной поверхности SO в условиях крутого горного склона в зависимости от величины раздвига (*б*-*д*). См. пояснения в тексте.

Fig. 14. Hypsometric profile traversed along GPR profile 1 (*a*) in 2017. The profile length is 204.73 m. Simplified geometric model illustrating the change in the observed throw on the initial SO surface in the conditions of a steep mountain slope, depending on the size of spreading (δ - ∂). See the explanations in the text.

Однако пройденный летом 2017 г. более протяженный гипсометрический профиль через георадарный разрез 1 (рис. 14) показал, что взаимоотношение поднятой и опущенной исходных поверхностей рельефа подобно профилям 3 и 4, хотя угол горного склона уже не менялся, что предполагает, что мы однозначно вышли в оба крыла сейсмогенного разлома. Более вероятным объяснением наблюдаемой ситуации представляется то, что наряду с вертикальной подвижкой для Среднекедровой сейсмодислокации характерен значительный раздвиг. Изменение видимой вертикальной величины смещения исходной поверхности (SO) в условиях крутого горного склона наглядно демонстрирует рис. 14, $\delta - \partial$, на котором видно, что при простом строении разломного уступа (рис. 14, в) SO будет реальным, а с увеличением раздвиговой составляющей видимое SO уменьшается вплоть до

приравнивания SO к нулю (рис. 14, г) и даже его обратного значения (рис. 14, д), когда подгорное крыло становится выше, чем нагорное. Именно такая ситуация (рис. 14, д) характерна для рассмотренных сегментов структуры. В связи с этим всю зону деформаций правильнее разбивать на серию простых уступов и измерять высоты каждого из них по отдельности, как это было сделано нами. Учитывая вышесказанное, можно допустить, что полученные значения высот тыловых уступов на топографических профилях (табл. 1) наиболее близки к вертикальному смещению, связанному с формированием зоны деформаций вдоль главного видимого на поверхности разрыва Среднекедровой палеосейсмодислокации. Установленное нами максимальное значение высоты уступа 8.83 м на профиле 2 согласуется с наблюдениями В.П. Солоненко и его коллег [Solonenko, 1968], которые в русле

GPR-профиль	Высота уступов по гипсоме	трическим данным (м)	Вертикальное смещение, рассчитанно индивидуальным ступенчатым разры георадиолокации (м)	з как сумма вертикальных подвижек по зам, интерпретируемых по данным
	Высота уступа* выше 1-го сбросового рва, видимого на поверхности	Высота уступа** выше 2-го сбросового рва, видимого на поверхности	Вертикальное смещение по разрыву, ассоциированное с формированием 1-го разломного уступа	Вертикальное смещение по разрыву, ассоциированное с формированием 2-го разломного уступа
1	6.7	5.2	5.1	>1.6
2	8.83	I	8.3	I
3	3.5	5.1	1.5	2.1
4	5.5	3.4	J	>1.7
Максимальные высота / смещение	8.83	5.2	8.3	I
Средние высота / смещение	6.13	4.57	4.98	1

вой и второй нарушенными исходными поверхностями на опущенном крыле.

N o t e. * - at each studied ledge, the height was measured from its top edge to the level of the first disturbed initial surface on the lowered wing. ** - difference of heights between the levels of the first and second disturbed initial surfaces on the lowered wing ключей отмечали уступы высотой 8–10 м. Средняя величина этих значений позднее и была принята за вертикальное смещение в последнем опубликованном каталоге палеосейсмодислокаций [*Smekalin et al., 2010*].

Полученные амплитуды смещений георадарных комплексов вдоль разрывов (табл. 1) могут быть более близки к истинной вертикальной компоненте смещения по зоне деформаций, связанной с формированием главного уступа, так как при их определении нет необходимости делать поправку на воздействие выветривания и экзогенных процессов. Однако необходимо помнить, что результаты таких измерений основаны на геологической интерпретации геофизических данных. В отсутствие возможности прямых измерений подвижек в траншее эти данные становятся уникальными, а ошибка значения будет определяться разрешающей способностью использованной антенны АБДЛ Тритон, которая равна ±0.5 м.

Мы сравнили значения высоты главного уступа на изученных профилях и суммарное вертикальное смещение по синтетическим разрывам, расположенным под этим уступом (см. колонки 2 и 4 в табл. 1). Эти значения оказались линейно связаны между собой. Высоты уступов, определенные по гипсометрическому профилю, получились больше смещений, рассчитанных по георадиолокационным данным. Эта разница колеблется от 0.5 до 2.0 м и может быть логично объяснена расширением уступа вверх по осыпному склону. Если это так, то исходя из имеющихся данных для расчета магнитуды палеоземлетрясения по смещению следует использовать максимальное значение 8.3 м и среднее арифметическое значение 4.98 м (табл. 1). Общая протяженность палеосейсмодислокации принята 29.5 км.

Поверхностное и подповерхностное строение зоны Среднекедровой палеосейсмодислокации ясно показывает, что данная структура сформировалась в условиях преимущественного растяжения, и поэтому для вычисления магнитуды палеоземлетрясения мы использовали уравнения зависимости между параметрами землетрясений и разрывов для сбросов. Для расчетов М_w были выбраны наиболее известные соотношения, опубликованные в работе [Wells, Coppersmith, 1994], для M_s – уравнения, полученные позднее с использованием более расширенной выборки данных [Lunina, 2001, 2002]. Кроме того, минимально возможная магнитуда M_s была рассчитана с использованием объема сейсмогенного оползня-обвала [Lunina et al., 2014], достигающего 6 млн м³, ассоциируемого с формированием Среднекедровой палеосейсмодислокации.

Результаты расчетов показывают, что полученные по уравнениям разных авторов определения

Таблица 1. Высота уступов и вертикальные смещения по данным георадиолокации

Таблица 2. Магнитуды землетрясения, рассчитанные из уравнений регрессий для сейсмогенных сбросов и сейсмогравитационных дислокаций

Уравнение по [<i>Wells, Coppersmith, 1994</i>]	M_{w}	S	Уравнение по [<i>Lunina, 2001, 2002; Lunina et al., 2014</i>]	Ms	S
M _w =4.86+1.32×logL	6.80	0.34	M _s =5.80+0.73×logL	6.87	0.54
Mw=6.61+0.71×logMD	7.26	0.34	M _s =6.73+0.79log×MD	7.56	0.44
Mw=6.78+0.65×logAD	7.23	0.33	$M_s=2.06 \times log(V_{ls})-0.10 \times (logV_{ls})^2-2.56$	6.81	

T a b l e 2. Earthquake magnitudes calculated f	rom regression equations for seismogenic normal faults and
seismogravitational dislocations	

П р и м е ч а н и е. L – длина поверхностного разрыва, км; MD – максимальное смещение, м; AD – среднее смещение, м; M_w – моментная магнитуда; M_s – магнитуда по поверхностным волнам; S – стандартная ошибка; V_{ls} – максимальный объем обвала, инициированного индивидуальным сейсмическим событием, м³. M_s, полученная по V_{ls}, является пороговой магнитудой, при которой образовался наблюденный обвал.

N o t e. L – length of surface rupture, km; MD – maximum throw, m; AD – mean throw, m; M_w – moment magnitude; M_s – magnitude estimated from the data on surface waves; S – standard error; V_{Is} – maximum volume of rock collapse initiated by an individual seismic event, m³. M_s estimated from V_{Is} is the threshold magnitude for the occurrence of the observed rock collapse.

магнитуд находятся в пределах стандартного отклонения (табл. 2). Магнитуды, определенные с использованием протяженности Среднекедровой сейсмодислокации (6.80-6.87), меньше, чем магнитуды, установленные на основе максимального и среднего смещений (7.23-7.56). Очевидно, что полученная нами длина зоны сейсмогенных разрывов не является полной, хотя она и превышает ранее известную длину в три раза. Если к установленной длине Среднекедровой палеосейсмодислокации прибавить длину Хибиленской (22 км) и Солонцовой (30 км) структур, а также учесть примерное расстояние между их окончаниями, равное ~10 и ~15 км, то M_w и M_s , вычисляемые по протяженности ~106.5 км, будут равны 7.54 и 7.27, соответственно, т.е. близки к значениям M_s и M_w, установленным с использованием смещений. Таким образом, существует большая вероятность, что все три известные сейсмогенные структуры образовались единовременно, что допускалось ранее [Solonenko, 1968] и отчасти поддерживается результатами исследований А.В. Чипизубова с коллегами [Chipizubov et al., 2003a, 2003b], согласно которым палеосейсмодислокации одной возрастной группы прослеживаются здесь с перерывами на десятки, первую сотню километров. Однако окончательный вывод можно сделать только по данным датирования.

Согласно карте сейсмотектоники Восточной Сибири [*Imaev et al., 2015; Imaeva et al., 2015*], сейсмическому линеаменту, к которому приурочены Среднекедровая, Хибиленская и Солонцовая сейсмогенные структуры, присвоена потенциальная магнитуда 7.5. В базе данных плиоцен-четвертичных разломов юга Восточной Сибири [*Lunina, 2016*] для Северобайкальского разлома указана магнитуда *M*_s=7.6 со ссылкой на данные работы [*Smekalin et al., 2010*]. Максимальная рассчитанная величина *M*_s по результатам данной работы находится в пределах 7.5–7.6, что свидетельствует о хорошей обоснованности сейсмического потенциала Северобай-кальского разлома и согласованности выводов, полученных нами и другими авторами.

5.2. Геодинамическая значимость исследований

Исследование Среднекедровой палеосейсмодислокации методом георадиолокации показало, что ее структура определяется сочетанием крутопадающих и листрических сбросов. Геометрия таких разломных систем довольно сложная и разнообразная (см., например [Twiss, Moores, 1992, р. 88-95]), но на радарограммах мы видим фрагменты таких структурных элементов, как листрические веера с прилегающими к ним сопряженными разрывами, которые очерчивают грабены (см. рис. 10-12). Нередко в висячем крыле главного сместителя Среднекедровой сейсмодислокации наблюдаются характерные горсты. Установленные особенности внутренней структуры данного сегмента Северобайкальского разлома крайне важны для понимания особенностей геодинамического и сейсмотектонического режима развития Байкальской рифтовой зоны. Представления о листрических сбросах северо-западного побережья озера Байкал известны давно и основаны на геоморфологических и структурно-геологических наблюдениях [Logachev, 1984; Levi et al., 1995; Ufimtsev, 2013], a также на геологической интерпретации сейсмических разрезов [Levi et al., 1997]. Результаты наших георадиолокационных исследований показывают, что листрическое сбросообразование широко распространено в верхней части земной коры, хотя, возможно, оно отчасти связано с гравитационным скольжением рыхлых масс в изученном нами приповерхностном слое, которое может усиливаться под воздействием криогенных процессов. Учитывая новые материалы о подповерхностной структуре Среднекедровой палеосейсмодислокации, которые четко коррелируют с геоморфологическим строением местности, мы полагаем, что нет оснований сомневаться в преобладающем сбросовом типе смещений по изученному сегменту Северобайкальского разлома.

Считается, что на восточном берегу оз. Байкал листрические сбросы крайне редки, а главные разломы упираются в мощную зону горизонтального срыва [*Ufimtsev, 2001*]. Из-за этого могут создаваться разные условия для накопления и высвобождения сейсмической энергии. Как следствие, восточный борт и центральная часть впадины продуцируют постоянную фоновую сейсмичность, а в западном борту случаются редкие, но катастрофические землетрясения. Пожалуй, на сегодняшний день эта гипотеза наилучшим образом объясняет слабую сейсмическую активность западного борта Северобайкальской впадины по сравнению с другими частями Байкальской рифтовой зоны.

6. Заключение

Георадиолокационные исследования, сопровождающиеся геоморфологическими наблюдениями и структурно-геологической интерпретацией данных, были впервые проведены на одной из самых известных и примечательных сейсмогенных структур Байкальской рифтовой зоны, расположенной на крутых склонах Байкальского хребта, покрытых крупноглыбовыми осыпями. Главные выводы этой работы следующие:

1. Морфологически Среднекедровая палеосейсмодислокация представлена уступами, рвами и сложными грабенами, которые нарушают коренные породы, каменные осыпи и крупноглыбовые курумники. Разломная структура зоны типична для обстановки ортогонального или чуть косого растяжения, но по-разному проявляется на ее отдельных сегментах. В целом для нее характерно сочетание крутопадающих и листрических сбросов, прослеженных до глубины 13 м. В плане они образуют системы субпаралелльных разрывов с преобладающим простиранием 30°.

2. Общая протяженность видимых на поверхности разрывов Среднекедровой палеосейсмодислокации составляет не менее 29.5 км, однако некоторые из них отстоят друг от друга на расстоянии от первых десятков метров до первых километров. Наибольшая ширина зоны разрывов составляет 1.9 км. Длина отдельных трещин изменяется от 5 м до 2.7 км. Установленная протяженность зоны сейсмогенных разрывов может быть лишь частью более крупной сейсмогенной разломной системы, в которую входят расположенные севернее и южнее Хибиленская и Солонцовая палеосейсмодислокации, известные с 1968 г. В их пределах известны сегменты одной возрастной группы [Chipizubov et al., 2003a].

3. Полученные на основе георадиолокационных данных вертикальные смещения и высоты тыловых разломных уступов линейно связаны между собой. Значения последних больше величин смещений, измеренных на радарограмах на 0.5-2.0 м, что отражает, по-видимому, величину расширения уступов вверх по осыпному склону. Максимальная и средняя арифметическая вертикальные амплитуды сброса по зоне главного сместителя, совпадающего с главным уступом, составляют 8.3 и 4.93 м, соответственно. По отдельным сместителям смещения колеблются от 0.4 до 4.6 м. Оценки магнитуд палеоземлетрясения, рассчитанные по разным зависимостям с использованием объема сейсмогенного оползня-обвала, длины разрыва и смещений, изменяются от 6.8 до 7.6.

4. Изучение Среднекедровой палеосейсмодислокации подтвердило, что листрическое сбросообразование широко распространено вдоль западного борта Северобайкальской впадины, что может являться косвенным свидетельством различных условий накопления и реализации сейсмической энергии на западном и восточном побережье озера Байкал. Это может объяснять, почему западный борт Северобайкальской впадины «хранит молчание» в настоящее время, и предполагать катастрофическое по геологическим эффектам землетрясение в будущем. При этом нельзя исключать, что в изученном близповерхностном слое земной коры некоторый вклад в движение блоков рыхлого материала по пологим плоскостям может вносить гравитационное скольжение, которое усиливается под воздействием криогенных процессов в условиях крутых склонов Байкальского хребта.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны сотрудникам лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН А.М. Афонькину и Д.Д. Перевозникову за помощь при полевых работах, а также рецензентам статьи А.Л. Строму и А.В. Чипизубову за конструктивную критику и замечания, которые, несомненно, позволили улучшить первоначальный вариант статьи.

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- *Chipizubov A.V., Mel'nikov A.I., Stolpovskii A.V., Baskakov V.S.,* 2003a. Segmentation of paleoseismic dislocations in the North Baikal fault zone. *Doklady Earth Sciences* 388 (1), 77–80.
- Chipizubov A.V., Mel'nikov A.I., Stolpovskii A.V., Baskakov V.S., 2003b. Paleoseismic dislocations and paleoearthquakes within the Baikal-Lena Reserve (zone of the Severobaikalsky fault) // Proceedings of Baikal-Lena State Nature Reserve. Issue 3. Irkutsk, p. 6–18 (in Russian) [Чипизубов А.В., Мельников А.И., Столповский А.В., Баскаков В.С. Палеосейсмодислокации и палеоземлетрясения в пределах Байкало-Ленского заповедника (зона Северобайкальского разлома) // Труды Государственного природного заповедника «Байкало-Ленский». Вып. 3. Иркутск: РИО НЦ РВХ ВСНЦ СО РАМН, 2003. С. 6–18].
- Clifton A.E., Schlische R.W., Withjack M.O., Ackermann R.V., 2000. Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of experimental clay models. Journal of Structural Geology 22 (10), 1491–1509. https://doi.org/ 10.1016/S0191-8141(00)00043-2.
- Corti G., Bonini M., Innocenti F., Manetti P., Mulugeta G., 2001. Centrifuge models simulating magma emplacement during oblique rifting. Journal of Geodynamics 31 (5), 557–576. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(01)00032-1.
- Daniels D.J., 2004. Ground Penetrating Radar. Second edition. The Institution of Electrical Engineers, London, UK, 734 p.
- *Davis J.L., Annan A.P.,* 1989. Ground penetrating radar for high-resolution mapping of soil and stratigraphy. *Geophysical Prospecting* 37 (5), 531–551. https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1989.tb02221.x.
- Donskaya T.V., Bibikova E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Bayanov T.B., De Waele B., Didenko A.N., Bukharov A.A., Kirnozova T.I., 2008. Petrogenesis and age of the felsic volcanic rocks from the North Baikal volcanoplutonic belt, Siberian craton. Petrology 16 (5), 422–447. https://doi.org/10.1134/S0869591108050020.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Kovach V.P., Mazukabzov A.M., 2005. Petrogenesis of Early Proterozoic postcollisional granitoids in the Southern Siberian craton. *Petrology* 13 (3), 253–279.
- *Doser D.I.*, 1991. Faulting within the western Baikal rift as characterized by earthquake studies. *Tectonophysics* 196 (1–2), 87–107. https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90291-Y.
- Imaev V.S., Imaeva L.P., Smekalin O.P., Koz'min B.M., Grib N.N., Chipizubov A.V. 2015. A seismotectonic map of Eastern Siberia. Geodynamics & Tectonophysics 6 (3), 275–287 (in Russian) [Имаев В.С., Имаева Л.П., Смекалин О.П., Козьмин Б.М., Гриб Н.Н., Чипизубов А.В. Карта сейсмотектоники Восточной Сибири // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 3. С. 275–287]. https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-3-0182.
- Imaeva L.P., Imaev V.S., Smekalin O.P., Grib N.N., 2015. A seismotectonic zonation map of Eastern Siberia: new principles and methods of mapping. Open Journal of Earthquake Research 4 (4), 115–125. https://doi.org/10.4236/ ojer.2015.44011.
- Le Gall B., Tiercelin J.-J., Richert J.-P., Gente P., Sturchio N.C., Stead D., Le Turdu C., 2000. A morphotectonic study of an extensional fault zone in a magma-rich rift: the Baringo Trachyte Fault System, central Kenya Rift. Tectonophysics 320 (2), 87–106. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00069-X.
- Levi K.G., Babushkin S.M., Badardinov A.A., Buddo V.Yu., Larkin G.V., Miroshnichenko A.I., San'kov V.A., Ruzhich V.V., Wong H.K., Delvaux D., Coleman S., 1995. Active Baikal tectonics. Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics) 36 (10), 154–163 (in Russian) [Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А., Буддо В.Ю., Ларкин Г.В., Мирошниченко А.И., Саньков В.А., Ружич В.В., Вонг Х.К., Дельво Д., Колман С. Активная тектоника Байкала // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 154–163].
- Levi K.G., Miroshnichenko A.I., San'kov V.A., Babushkin S.M., Larkin G.V., Badardinov A.A., Wong H.K., Coleman S., Delvaux D., 1997. Active faults of the Baikal Basin. Bulletin Centre de Recherches Exploration Production Elf-Aquitaine 21 (2), 399–434.
- Logachev N.A. (Ed.), 1984. Geology and Seismicity of the BAM Zone. Neotectonics. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 207 p. (in Russian) [Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука. CO, 1984. 207 с.].
- *Logachev N.A.*, 2003. History and geodynamics of the Baikal rift. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 44 (5), 391–406.
- Lunina O.V., 2001. Lithospheric stress field as a control over seismogenic fault parameters and earthquake magnitudes. Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics) 42 (9), 1389–1398.
- *Lunina O.V.*, 2002. Influence of the Lithosphere State of Stresses on the Relationships of the Parameters and Inner Structure of Seismically Active Faults. Ph.D. Thesis, Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 223 p. (in Russian) [*Лунина O.B.* Влияние напряженного состояния литосферы на соотношение параметров и внутреннюю структуру сейсмоактивных разломов: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. 223 с.].
- Lunina O.V., 2016. The digital map of the Pliocene-Quaternary crustal faults in the southern East Siberia and the adjacent Northern Mongolia. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (3), 407–434 (in Russian) [Лунина O.B. Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 3. С. 407–434]. https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-3-0215.

O.V. Lunina et al.: Srednekedrovaya paleoseismodislocation in the Baikal ridge...

Lunina O.V., Andreev A.V., Gladkov A.A., 2014. Geologic hazards associated with seismogenic faulting in southern Siberia and Mongolia: forms and location patterns. *Russian Geology and Geophysics* 55 (8), 1028–1042. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.07.010.

McCalpin J.P. (Ed.), 2009. Paleoseismology. Second Edition. Elsevier, Amsterdam, 613 p.

- Rogozhin E.A., 2012. Essays in Regional Seismotectonics. IPE RAS, Moscow, 340 p. (in Russian) [Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмотектоники. М.: ИФЗ РАН, 2012. 340 с.].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1992. Faulting in the Lithosphere. Tensile Stress Zones. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 227 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1992. 227 с.].
- Smekalin O.P., Chipizubov A.V., Imayev V.S., 2010. Paleoearthquakes in Pribaikalie: methods and results of dating. Geodynamics & Tectonophysics 1 (1), 55–74 (in Russian) [Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С. Палеоземлетрясения Прибайкалья: методы и результаты датирования // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 1. С. 55–74]. https://doi.org/10.5800/GT-2010-1-1-0006.
- Solonenko V.P. (Ed.), 1968. Seismotectonics and Seismicity of the Rift System of Pribaikalie. Nauka, Moscow, 220 р. (in Russian) [Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / Ред. В.П. Солоненко. М.: Наука, 1968. 220 с.].
- Solonenko V.P. (Ed.), 1977. Seismic Zoning of Eastern Siberia and Its Geological and Geophysical Base. Nauka, Novosibirsk, 301 p. (in Russian) [Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 301 с.].
- Twiss R.J., Moores E.M., 1992. Structural Geology. W.N. Freeman and Company, New York, 532 p.].
- *Ufimtsev G.F.*, 2001. Investigation around Baikal. *Nauka v Rossii (Science in Russia) (3), 62–71.* (in Russian) [Уфимцев Г.Ф. Исследования вокруг Байкала. *Наука в России.* 2001. № 3. С. 62–71].
- *Ufimtsev G.F.*, 2013. Small hollows in the Baikal rift zone. *Geography and Natural Resources* 34 (4), 323–330. https://doi.org/10.1134/S1875372813040045.
- *Vladov V.L., Starovoytov A.V.*, 2004. Introduction to Ground-penetrating Radar. MSU Publishing House, Moscow, 153 p. (in Russian) [*Владов М.Л., Старовойтов А.В.* Введение в георадиолокацию. М.: Изд-во МГУ, 2004. 153 с.].
- *Wells D.L., Coppersmith K.J.*, 1994. New emprical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (4), 974–1002.



Оксана Викторовна Лунина, докт. геол.-мин. наук, в.н.с. Институт земной коры СО РАН 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия ⊠ e-mail: lounina@crust.irk.ru

Oksana V. Lunina, Doctor of Geology and Mineralogy, Lead Researcher Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS 128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia ⊠ e-mail: lounina@crust.irk.ru



Андрей Станиславович Гладков, канд. геол.-мин. наук, с.н.с. Институт земной коры СО РАН 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия e-mail: gladkov@crust.irk.ru

Andrey S. Gladkov, Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS 128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia e-mail: gladkov@crust.irk.ru



Антон Андреевич Гладков, канд. геол.-мин. наук, м.н.с. Институт земной коры СО РАН 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия e-mail: anton90ne@rambler.ru

Anton A. Gladkov, Candidate of Geology and Mineralogy, Junior Researcher Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS 128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia e-mail: anton90ne@rambler.ru



Иван Александрович Денисенко, аспирант Институт земной коры СО РАН 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия e-mail: denisenkoivan.1994@mail.ru

Ivan A. Denisenko, post-graduate student Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS 128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia e-mail: denisenkoivan.1994@mail.ru