

LATE QUARTERNARY DISPLACEMENTS ALONG THE SARMA SEGMENT OF THE PRIMORSKY FAULT BASED ON GPR SURVEY DATA (BAIKAL RIFT)I.A. Denisenko , O.V. Lunina 

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

ABSTRACT. Ground-penetrating radar (GPR) surveys were performed in the Sarma segment of the Primorsky fault between the settlements of Shida and Kurma. This segment belongs to one of the largest structures of the Baikal rift and was active in Late Quaternary (Early Holocene). The study aimed to reconstruct vertical displacement amplitudes and dip angles of fractures along the fault segment, clarify its kinematic type, and estimate a maximum magnitude of earthquakes that may occur in the study area. The GPR equipment set included an OKO-2 georadar and AB-250M and ABDL-Triton shielded antennas. The GPR surveys were supported by morphostructural and tectonophysical methods. Based on the interpretation of the geophysical survey data and satellite images, faults associated with the Sarma paleoseismic dislocation were mapped. Their total length amounts to 14 km. According to the GPR survey data, one-stage vertical displacements show normal faulting and vary from SW to NE from 4.4 to 7.7 m. Paleo-earthquake magnitudes calculated from the maximum displacement values ($M_w=7.2$, and $M_s=7.4$) suggest that potential earthquakes in the Primorsky fault zone may be stronger than previously assumed.

KEYWORDS: Primorsky fault; ground-penetrating radar (GPR); displacement; Sarma paleoseismic dislocation

FUNDING: The field geosstructural studies were carried out as part of project 0346-2018-0003 – Tectonophysics of modern geodynamic processes in the lithosphere of Central Asia as the basis for forecasting natural emergencies. The GPR survey was supported by the Russian Foundation for Basic Research (project 19-35-90003 – The structure of active faults in the Baikal rift and their parameterization according to GPR data).

RESEARCH ARTICLE

Received: January 13, 2020

Revised: June 25, 2020

Accepted: July 14, 2020

Correspondence: Ivan A. Denisenko, denisenkoivan.1994@mail.ru

FOR CITATION: Denisenko I.A., Lunina O.V., 2020. Late Quaternary displacements along the Sarma segment of the Primorsky fault based on GPR survey data (Baikal rift). *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (3), 548–565. doi:10.5800/GT-2020-11-3-0490

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ СМЕЩЕНИЯ ВДОЛЬ САРМИНСКОГО УЧАСТКА ПРИМОРСКОГО РАЗЛОМА ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ (БАЙКАЛЬСКИЙ РИФТ)

И.А. Денисенко, О.В. Лунина

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

АННОТАЦИЯ. Рассмотрены результаты георадиолокационных исследований активизированного в раннем голоцене участка Приморского разлома в районе р. Сарма между населенными пунктами Шида и Курма. Целью данной работы является реконструкция вертикальных амплитуд смещений и углов падения разрывов вдоль активизированного в позднечетвертичное время участка Приморского разлома для уточнения его кинематического типа и максимальной магнитуды землетрясения, которое может иметь место в зоне одной из крупнейших структур Байкальского рифта.

Работы выполнялись георадаром ОКО-2 с экранированной антенной АБ-250М и АБДЛ-Тритон. В дополнение к основному методу использовались морфоструктурные и тектонофизические методы. В результате выполненных работ на основе интерпретации данных геофизических исследований и дешифрирования спутниковых снимков, доступных через Web-сервисы, были откартированы разрывные нарушения, ассоциированные с палеосейсмодислокацией Сарма. Общая протяженность откартированных разрывов составила не менее 14 км. Полученные на основе георадиолокационных данных одноактные вертикальные смещения по сейсморазрыву имеют сбросовую кинематику и изменяются с ЮЗ на СВ с 4.4 до 7.7 м. Магнитуды палеоземлетрясения, рассчитанные по максимальному вертикальному смещению, равны $M_w=7.2$ и $M_s=7.4$, что дает право предполагать более значительное по силе землетрясение, которое может иметь место в зоне Приморского разлома, чем считалось ранее.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Приморский разлом; георадиолокация; смещение; палеосейсмодислокация Сарма

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Полевые структурно-геологические исследования выполнялись в рамках базового проекта № 0346-2018-0003 «Тектонофизика современных геодинамических процессов в литосфере Центральной Азии как основа прогноза чрезвычайных ситуаций природного характера». Георадиолокационные исследования выполнены при поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90003 «Структура активных разломов Байкальского рифта и их параметризация по данным георадиолокации».

1. ВВЕДЕНИЕ

Приморский разлом относится к главным структуроконтролирующим разломам Байкальской рифтовой зоны [Sherman, Dneprovsky, 1989; Solonenko, 1968], ограничивающим Байкальскую котловину от Сибирской платформы. Протягиваясь вдоль береговой линии западного побережья озера Байкал от пос. Листвянка до пос. Зама [Lunina, 2016], он является самым протяженным разломом северо-западного крыла кайнозойского континентального рифта, расположенного в пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса.

Большой научный интерес к разлому прежде всего связан с тем, что к нему приурочена палеосейсмодислокация Сарма, которая свидетельствует о четвертичной активизации Приморского разлома. Данная структура была выделена в 60-х годах прошлого века в центральной части разлома, в месте его пересечения с долиной одноименной реки. Она локализована в зоне активного Приморского разлома и представлена серией рвов и сбросовых уступов, которые образуют три ступени северо-восточного простирания [Solonenko, 1968]. Протяженность полосы, рассеченной ступенчатыми сбросами, по данным [Solonenko, 1968], около 2.5–3.0 км, ширина 1.5–2.0 км, вертикальная амплитуда смещения 2.0 м.

Несмотря на то, что Приморский разлом достаточно хорошо изучен, остается много спорных вопросов как о кинематике смещения, так и о протяженности сейсмодислокации. Согласно имеющимся общепринятым данным 1968 г., сейсмодислокация отмечена на левобережье р. Сарма, ее протяженность составляет 3 км, максимальная вертикальная амплитуда смещения – 2 м [Solonenko, 1968]. С момента проведения этих исследований прошло более пятидесяти лет, поэтому их результаты отражают степень развития актуальных на тот момент методов изучения. На сегодняшний день уже достаточно работ, указывающих на то, что сейсмодислокация трассируется также на правобережье реки и имеет большую протяженность и большее вертикальное смещение [Makarov et al., 2000; Makarov, 1997; Gladkov, Lunina, 2015; Chipizubov et al., 2019]. Тем не менее в последнем опубликованном каталоге палеосейсмодислокаций указываются заниженные параметры структуры Сарма [Smekalin et al., 2010], а кинематика смещений интерпретируется от сбросовой [Solonenko, 1968; Gladkov, Lunina, 2015] до взбросовой [Chipizubov et al., 2019].

Целью данной работы является реконструкция вертикальных амплитуд смещений и углов падения разрывов вдоль активизированного в позднечетвертичное

время участка Приморского разлома для уточнения его кинематического типа и максимальной магнитуды землетрясения, которое может иметь место в зоне одной из крупнейших структур Байкальского рифта.

2. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ИЗУЧЕННОСТЬ ПРИМОРСКОГО РАЗЛОМА

Основная часть Приморского разлома скрыта под водой, и лишь от устья реки Бугульдейки на юге до пос. Зама на севере он выходит на дневную поверхность [Sherman, Dneprovsky, 1989]. Суммарная длина сегментов разлома, согласно электронной базе данных «ActiveTectonics», составляет 280.9 км [Lunina, 2016]. Простирается изменяется от 16 до 65°, но наиболее протяженный сегмент имеет азимут направления 41°. Максимальная высота уступа в рельефе составляет 600 м [Sherman et al., 1992].

Формирование Приморского разлома происходило в два этапа. В раннем протерозое он образовался как сдвиго-взброс между Сибирской платформой и Байкальской горной областью, проявившийся на местности достаточно глубокой межгорной впадиной, своим северным окончанием переходящей в залив Мухор и Малое Море. На кайнозойском этапе разлом активизировался как сдвиго-сброс с преобладанием вертикальной компоненты смещения [Obukhov, Ruzhich 1971; Sherman, Dneprovsky, 1989; Lunina et al., 2002; Mats, 2015; Cheremnykh, 2015]. В современном рельефе он проявился как в виде уступа, так и в отдельных местах в виде грабенообразных структур, заполненных рыхлыми осадками. Основные наиболее значительные сбросовые подвижки произошли по древним взбросовым плоскостям. Это подтверждается наличием тектонического уступа юго-восточного склона Приморского хребта, вблизи которого широко развито дробление и расланцевание горных пород. Сдвиговая компонента движения на кайнозойском этапе не столь однозначна, в связи с чем многие исследователи отмечают как левосторонние, так и правосторонние смещения по магистральному шву.

На сегодняшний день существует точка зрения о том, что на современном этапе Приморский разлом активизировался как правосторонний сдвиго-взброс в условиях тектонического сжатия [Chipizubov et al., 2015, 2019], что весьма дискуссионно.

3. МЕТОДИКА РАБОТ

До проведения полевых работ было выполнено дешифрирование спутниковых снимков с выделением видимых сейсмогенных разрывов в пределах участка исследования. Для этого использовались снимки американской компании DigitalGlobe, доступные через программу SAS Планета. Далее на карте были обозначены наиболее перспективные и доступные места для проведения георадиолокационных исследований.

Для выявления и прослеживания разрывных нарушений в зоне Приморского разлома на участке длиной 7100 м вкрест простираения активного разлома было

пройдено десять георадиолокационных профилей длиной от 55 до 240 м (рис. 1). Для учета рельефа местности электронным тахеометром Leica на каждом профиле сделаны гипсометрические измерения с шагом 1.0–1.5 м.

Работы выполнялись георадаром ОКО-2 с экранированным антенным блоком АБ-250М и неэкранированной антенной АБДЛ-Тритон. Действие георадарного оборудования основано на излучении электромагнитных волн и приеме сигналов, отраженных от границ раздела слоев зондируемой среды, имеющих различные электрофизические свойства [Vladov, Starovoytov, 2004]. Более подробную информацию о принципах работы георадарного оборудования можно найти в ряде фундаментальных публикаций [Vladov, Starovoytov, 2004; Daniels, 1996; Davis, Annan, 1989]. В данной работе в основном иллюстрируются радарограммы, полученные с помощью низкочастотной неэкранированной антенны АБДЛ-Тритон 100 МГц, с глубиной исследования 16 м, согласно спецификации оборудования [ОКО-2 Radio-Technical Device..., 2009]. Они оказались наиболее показательными из-за проникновения сигнала на большую глубину, так как в геологическом разрезе был выявлен мощный слой отложений, перекрывающий разломные структуры. Кроме того, в результате интерпретации обнаружены достаточно большие вертикальные амплитуды смещения, которые можно зафиксировать только антенной АБДЛ-Тритон из всей линейки антенных блоков георадара ОКО-2.

При интерпретации полученных данных необходимо в первую очередь определить значение диэлектрической проницаемости среды (эпсилон) на данном участке исследования. Это одно из необходимых условий для преобразования скоростного георадиолокационного разреза в глубинный. Существует как минимум три способа определения эпсилона: 1) по дифрагированным волнам (гиперболам), возникающим при отражении от локального объекта; 2) по измерению прохождения скорости электромагнитных волн в среде [Starovoytov, 2008]; 3) методом подбора, который осуществляется путем сопоставления геологического разреза с радарограммой и последующего ручного подбора значения диэлектрической проницаемости.

В работе было применено два способа определения эпсилона. На радарограммах профилей S-5 и S-12 (антенна АБ-250) гиперболическим способом была определена диэлектрическая проницаемость среды, имеющие значения 4.96 и 4.60 соответственно. Далее для проверки полученных значений использовался способ подбора. При сопоставлении данных каналы из работы [Makarov, 1997] с радарограммой антенны АБ-250 профиля S-1 выявлено хорошее соотношение георадарных комплексов со стратиграфическим разрезом горной выработки (рис. 2). В целом геологический разрез для всего участка исследования практически одинаков и представлен делювиально-пролювиальными дресвяно-щелнисто-глыбовыми отложениями с песчаным и супесчаным заполнителем [Makarov et al., 2000].

Разница значений эpsilon 4.60 и 4.96 для интерпретации составляет 8 см, что лежит в пределах разрешающей способности прибора. В связи с этим было принято решение использовать для всего полигона исследования значение эpsilon 5. Далее проводилась стандартная интерпретация георадиолокационных данных

в последовательности, описанной в работе [Vladov, Sudaikova, 2017].

В дополнение к георадиолокационным исследованиям в ближайших к георадиолокационным профилям коренных выходов проводилась геолого-структурная документация структур с массовыми замерами

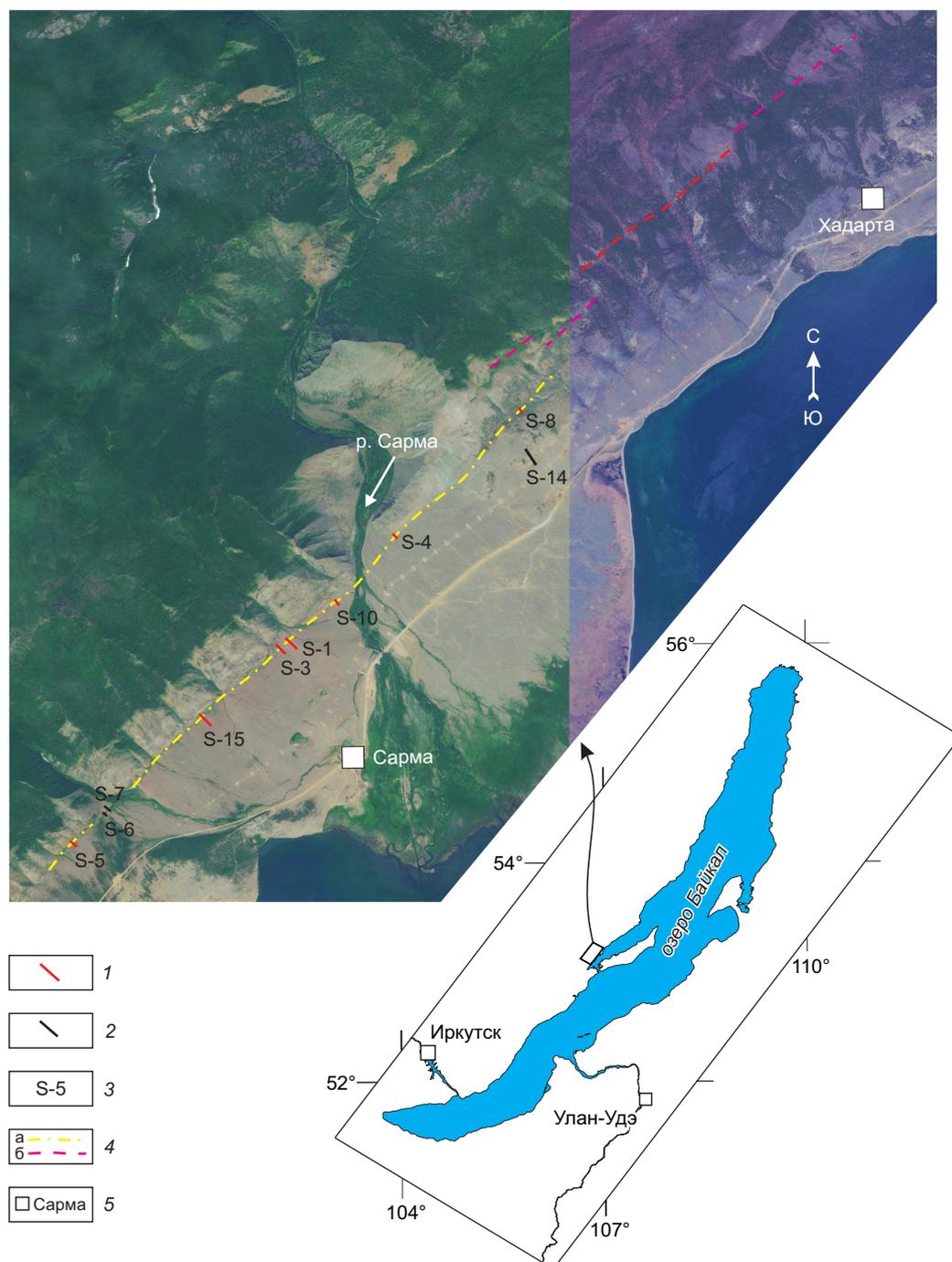


Рис. 1. Обзорная схема участка исследования с элементами дешифрирования (SAS Планета).

1 – георадиолокационный профиль с выявленным разрывным нарушением; 2 – георадиолокационный профиль без выявленного разрывного нарушения; 3 – номер профиля; 4 – положение сейсморазрыва, приуроченного к палеосейсмодислокации Сарма: а – достоверный, б – предполагаемый; 5 – населенный пункт.

Fig. 1. General scheme of the study area with SAS Planet elements.

1 – GPR profile and identified fault; 2 – GPR profile without fault; 3 – profile number; 4 – seismic fracture associated with the Sarma paleoseismic dislocation: a – reliably identified, б – assumed; 5 – settlement.

элементов залегания трещин. Кроме того, в работе использовался морфоструктурный метод исследования, который позволяет по данным гипсометрических измерений определить параметры современного приразломного уступа [McCalpin, 2009].

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Георадиолокационные исследования палеосейсмодислокации Сарма выполнялись по профилям, проходящим вкрест простирания разломной зоны. На местности она выражена понижением в виде уступа, а также

в отдельных местах грабенообразными структурами, заполненными осадками. В местах, где уступ сильно сnivelирован и практически не проявлен на поверхности земли, индикатором местонахождения разрыва служила обильная зеленая растительность, сосредоточенная в узкой полосе в подножии склона, имеющей общее простирание с разломом.

Профиль S-1. Георадиолокационный профиль S-1 расположен на правом берегу реки Сарма, в пределах конуса выноса, сложенного делювиально-пролювиальными отложениями. Координаты начала профиля

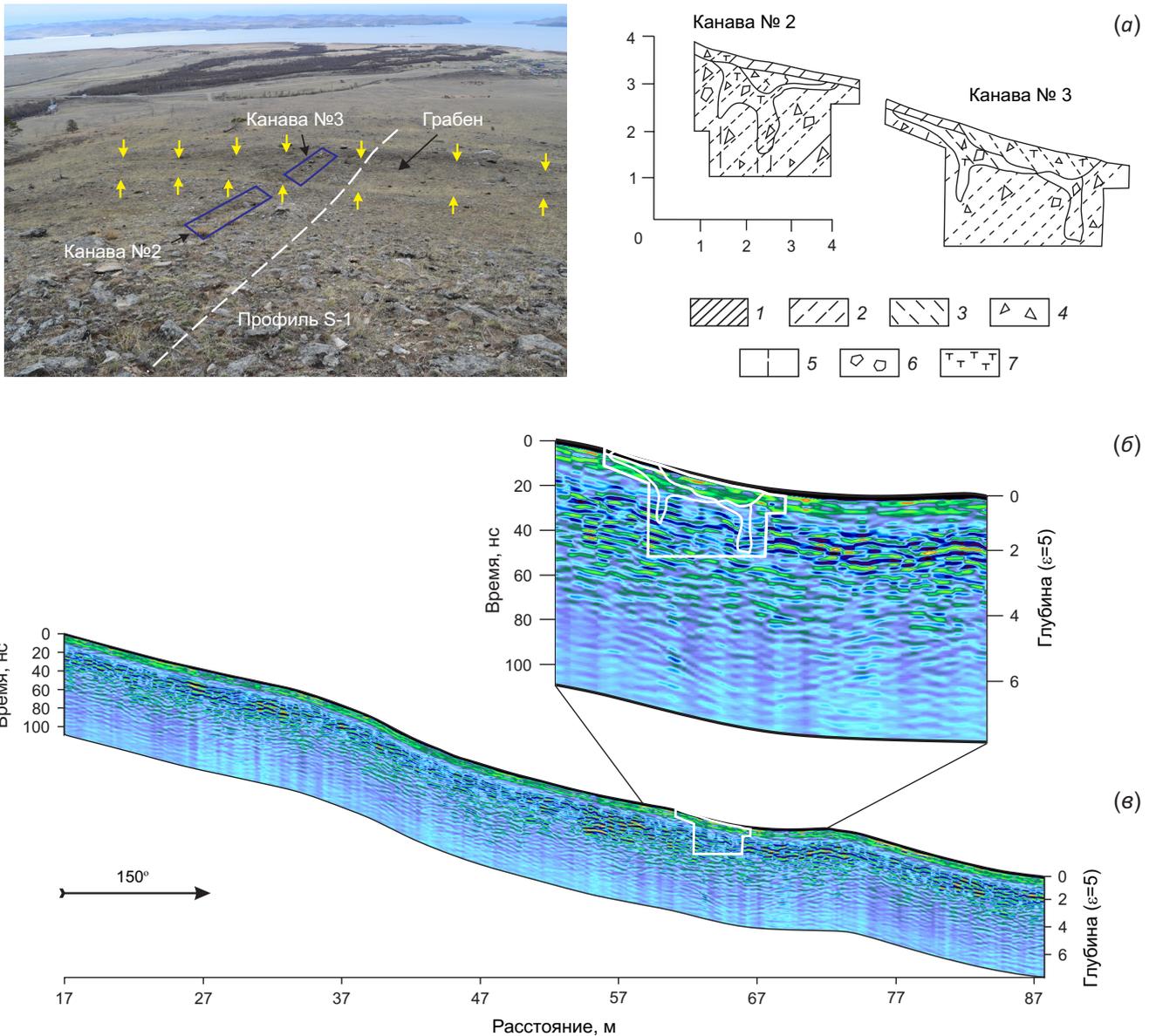


Рис. 2. Положение профиля S-1 вблизи канав, пройденных предыдущими исследователями. Разрез рыхлых отложений вблизи георадиолокационного профиля S-1 по [Makarov, 1997] (а), фрагмент радарограммы АБ 250М с наложением данных канавы №3 (б), первичная радарограмма (в). Желтыми стрелками показан уступ. (а) – 1 – суглинок легкий; 2 – супесь легкая; 3 – супесь тяжелая; 4 – дресва; 5 – щебень; 6 – глыбы; 7 – гумусированность.

Fig. 2. Position of profile S-1 near trenches from previous studies. *a* – cross section of loose deposits near profile S-1 after [Makarov, 1997]; *б* – fragment of the AB 250M radarogram and the data on trench No. 3; *в* – primary radarogram. Yellow arrows indicate the ledge. Legend for (a): 1 – light loam; 2 – light sandy loam; 3 – heavy sandy loam; 4 – grass; 5 – crushed stone; 6 – blocks of rocks; 7 – humus material.

53.11450° с.ш. и 106.86723° в.д., конца – 53.11277° с.ш. и 106.82493° в.д. Длина составляет 233 м, азимут простирания 150°. Профиль в интервале 39–70 м пересекает сейсмогенную структуру, представленную в рельефе грабеном шириной около 28.6 м (рис. 2, 3).

Профиль S-1 проходил вдоль канав, описанных в работе [Makarov, 1997] (см. рис. 2). При сопоставлении

геологического разреза горной выработки с радарограммой антенны АБ-250М была получена хорошая сходимость данных (см. рис. 2, б). Георадарные комплексы согласуются с геологическим разрезом, что подтверждает правильность выбора электрофизических параметров среды, а далее и выделение георадарных комплексов.

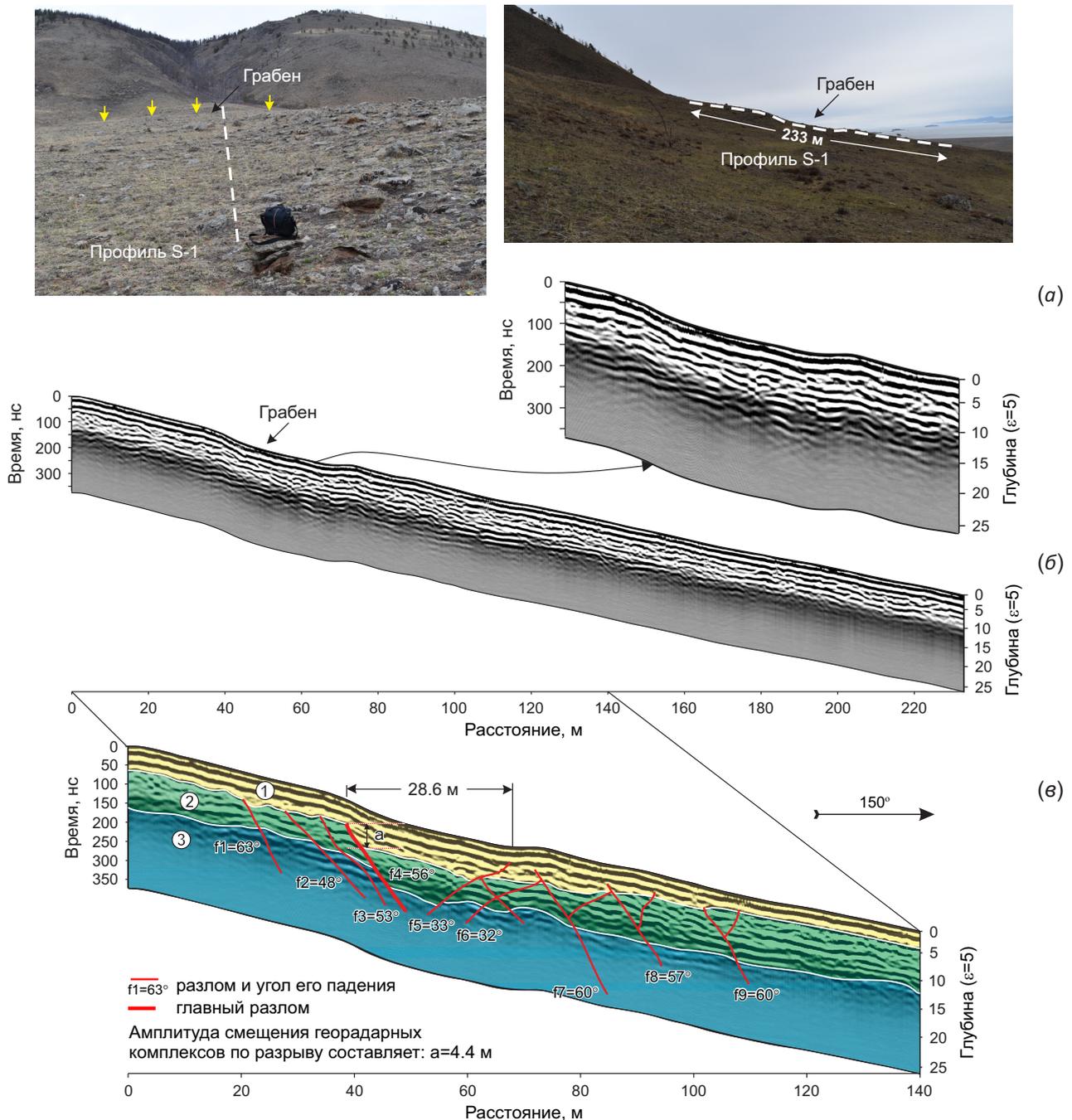


Рис. 3. Положение профиля S-1 на участке исследования. Увеличенный фрагмент радарограммы, на которой фиксируется грабен (а), первичная радарограмма (б), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (в). Желтыми стрелками показан уступ. Здесь и далее показаны номера георадарных комплексов.

Fig. 3. Position of profile S-1 in the study area. *a* – zoomed-in fragment of the radarogram, which shows a graben; *б* – primary radarogram; *в* – interpreted geology-geophysical section. Yellow arrows indicate the ledge. Numbers correspond to the numbers of the georadar complexes.

Интерпретация радарограммы, полученной с помощью антенны АБДЛ-Тритон, позволила на основании различий волновой картины выделить три георадарных комплекса, показанные на рисунке цифрами (рис. 3, в). Граница между ними проведена по оси синфазности отраженной волны, соответствующей положительным фазам импульсов. В интервале 20–110 м интерпретируется разломная зона, представленная серией разнонаправленных разрывных нарушений. На протяжении всей зоны картируются разрывы, падающие на юго-восток, с отметки 55 м происходит осложнение сопряженными разрывами противоположного северо-западного падения. В узле пересечения главного f4 и первого (ближе к уступу) сопряженного f5

нарушений выделяется грабенообразная структура. Она проявляется как на радарограмме, так и на гипсометрическом профиле. Углы падения сбросов f4 и f5 56° и 33°, соответственно (рис. 3). Разлом f4, ограничивающий грабен с северо-западной стороны, был выделен как основной сбросовый сместитель с вертикальной амплитудой 4.4 м, определенной по смещению георадарных комплексов. По геофизическим данным также была определена ширина сейсмогенной зоны разрывов, равная 87 м.

Профиль S-3. Георадарный профиль находится на расстоянии 160 м от профиля S-1 на юго-востоке. Координаты начала профиля 53.11366° с.ш. и 106.82140° в.д., конца – 53.11268° с.ш. и 106.82285° в.д. Длина составляет

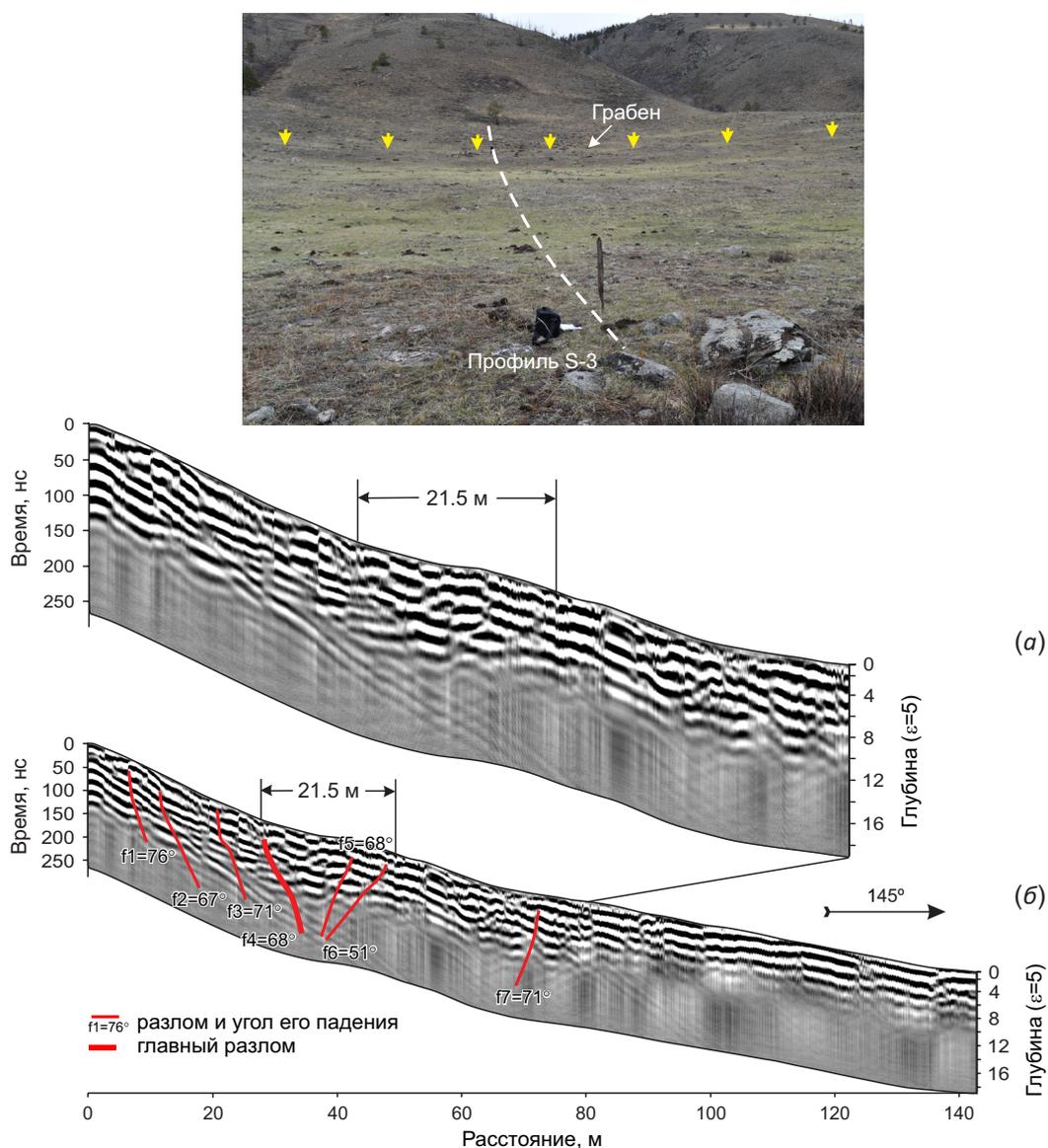


Рис. 4. Положение профиля S-3 на участке исследования. Увеличенный фрагмент первичной радарограммы (а), интерпретируемая радарограмма с выделенными разрывными нарушениями (б). Желтыми стрелками показан уступ.
Fig. 4. Position of profile S-3 in the study area. a – zoomed-in fragment of the primary radarogram; б – interpreted radarogram and identified fractures. Yellow arrows indicate the ledge.

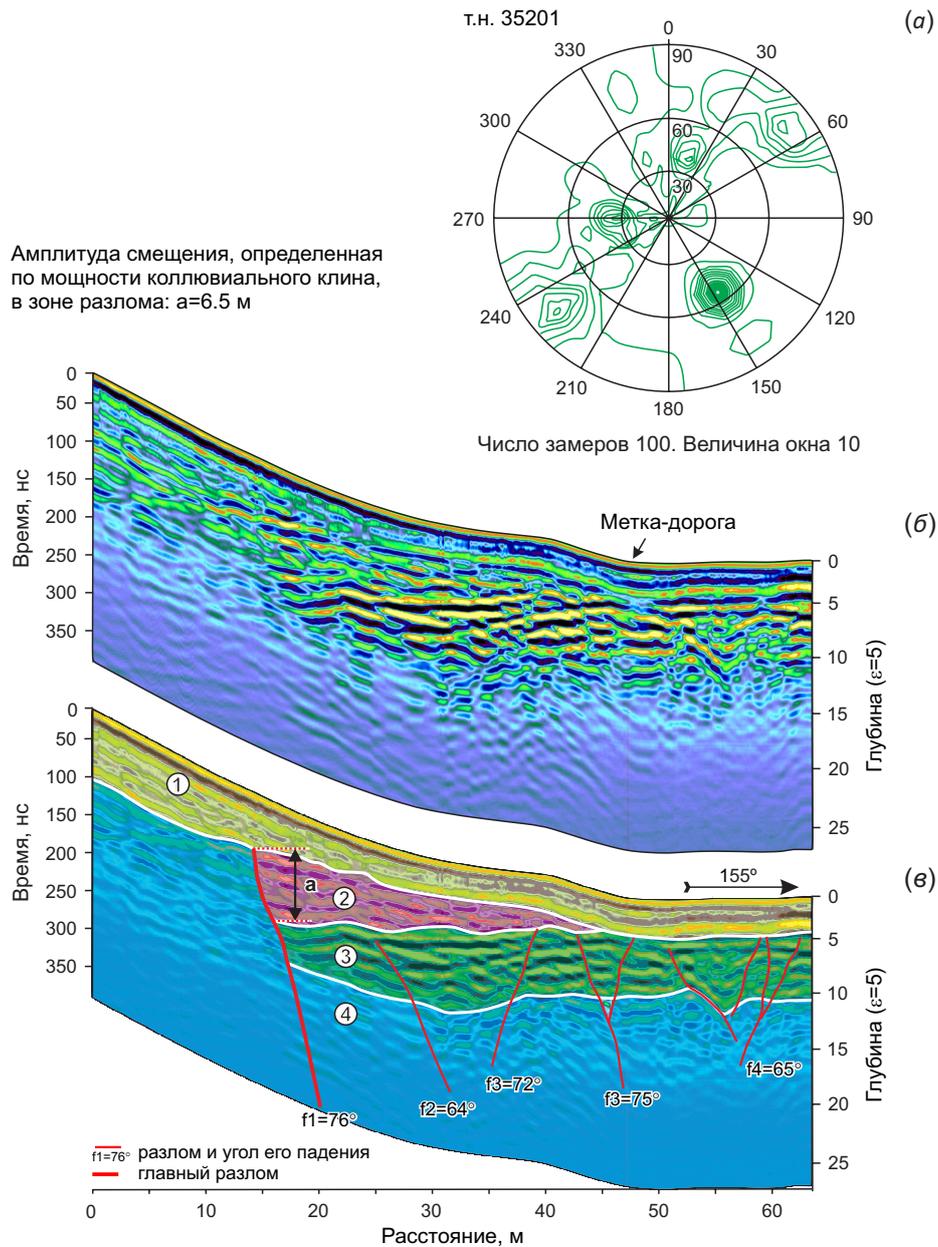


Рис. 5. Положение профиля S-4 на участке исследования.

Круговая диаграмма трещиноватости горных пород (а), первичная радарограмма (б), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (в). Желтыми стрелками показан уступ.

Fig. 5. Position of profile S-4 in the study area.

a – rock fracturing circle diagram; *b* – primary radarogram; *v* – interpreted geologo-geophysical section. Yellow arrows indicate the ledge.

146 м, азимут простираения 145° . В интервале 27.7–49.0 м профиль пересекает грабенообразную структуру, отмеченную при описании профиля S-1 (рис. 3, 4). Интерпретация георадиолокационных данных позволила выделить основные разрывные нарушения, расположенные в интервале 10–70 м. Интерпретируемые разломы, так же как и на профиле S-1, имеют юго-восточное и северо-западное падение. В месте их сопряжения выделяется грабенообразная структура, видимая на поверхности земли в виде провала шириной 21.5 м. На расстоянии 27.7 м был определен главный сейсмогенный разлом f4 с падением на ЮВ $\angle 68^\circ$ (рис. 4). Ширина разломной зоны равна 66 м.

Профиль S-4. Профиль проходит по левому берегу реки Сарма, вкрест простираения уступа Приморского разлома (см. рис. 1; рис. 5). В нижней части профиль пересекает вал аллювиальных отложений. Выше находится коренной выход горных пород, представленный серыми кристаллическими сланцами с переслаиванием гранит-порфиров. Уступ в месте исследования сильно нивелирован, поэтому разрыв в рельефе проявлен слабо, практически не виден. Координаты начала профиля 53.12491° с.ш. и 106.84078° в.д., конца – 53.12445° с.ш. и 106.84127° в.д. Длина профиля составляет 65.3 м, азимут простираения 155° .

На георадиолокационном разрезе S-4 по изменению волновой картины и амплитудных характеристик трассы было выделено четыре георадарных комплекса, три из которых нарушены разрывами (см. рис. 5; рис. 6).

В результате интерпретации в северо-западной части профиля был выделен главный сейсмогенный разлом сбросового типа f1 с амплитудой смещения, определенной по мощности коллювиального клина, равной

6.5 м. Очевидно, образование клина мощностью около 6.5 м произошло после смещения по разлому. После этого произошло накопление современных делювиальных отложений (комплекс 1 на рис. 5). Главный разрыв f1 имеет юго-восточное падение с углом наклона, определенным по данным георадиолокации, 76° . Это чуть круче, чем основной сместитель Приморского разлома (аз. пад. $145\text{--}155^\circ \angle 45\text{--}65^\circ$), обнажающийся в скальных выходах урочища Сарминские щеки (см. рис. 5), где он представлен в виде двух мощных тектонических зон, которые на глубине, по-видимому, сливаются в единую структуру [Lunina et al., 2002]. В правой части радарограммы, висячем крыле сброса, выделяется зона разрывных нарушений, представленная разрывами с падением на северо-запад и юго-восток под углами $64\text{--}75^\circ$ (рис. 6). Ширина зоны позднечетвертичных сейсмогенных разрывов равна 24 м.

В коренном выходе горных пород рядом с георадарным профилем S-4 выполнен массовый замер элементов залегания трещин. На диаграмме трещиноватости главный максимум с аз. пад. $145^\circ \angle 55^\circ$ отвечает элементам залегания Приморского разлома (см. рис. 5, а) и совпадает с выявленным по георадиолокационным данным главным сейсмогенным разрывом в рыхлых отложениях. На диаграмме также фиксируются другие, менее интенсивные, системы трещин, но так как они проходят практически параллельно профилю, на радарограмме они не видны.

Профиль S-5. Профиль проходит через уступ Приморского разлома в юго-западной части участка исследования (см. рис. 1). Координаты начала профиля 53.09344° с.ш. и 106.78878° в.д., конца – 53.09406° с.ш. и 106.78785° в.д. В этом месте наблюдается сильно

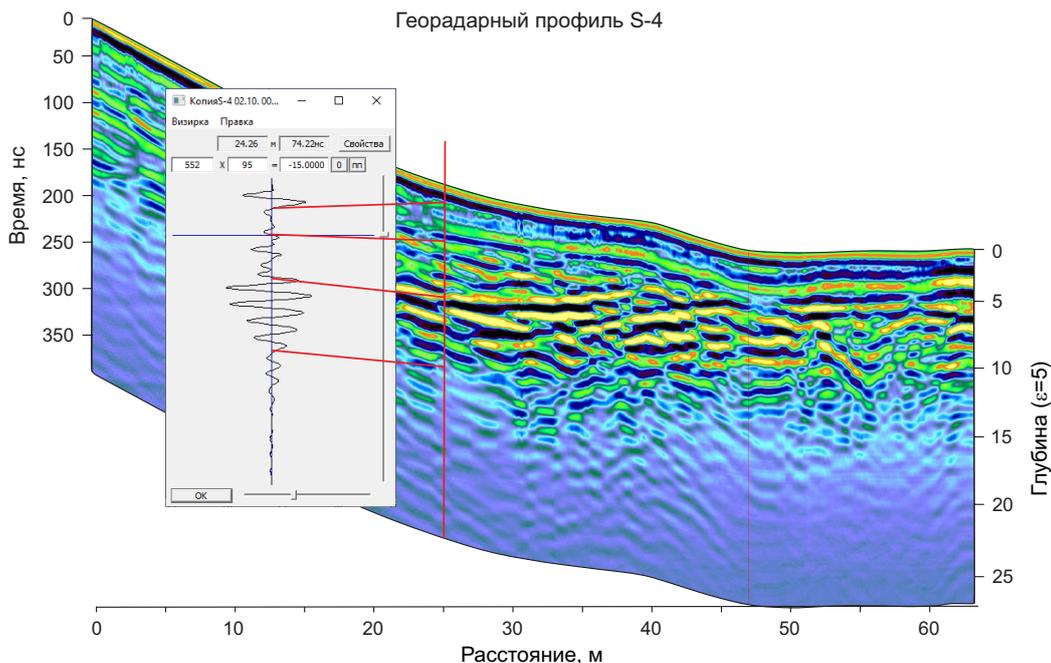


Рис. 6. Интерпретация георадарного профиля S-4 с использованием осциллограммы сигнала.

Fig. 6. Interpretation of profile S-4 using signal waveforms.

снивелированная поверхность уступа, в результате чего разрыв в рельефе практически не выражен. Длина георадарного профиля составляет 86.8 м, азимут простирания 140°.

В результате интерпретации геофизических данных по прослеживанию осей синфазности была выделена граница, интерпретируемая как кровля горных пород, смещенная по разрыву (рис. 7, б). В интервале 20–50 м были выделены разрывные нарушения с падением на юго-восток. В отметках 20–25 м интерпретируется

главный разлом сбросового типа f1 с вертикальной амплитудой смещения 4.8 м, углом падения 80°. В висячем крыле сброса выделяются два субпараллельных нарушения с углами наклона 70 и 73° на юго-восток и один сопряженный разрыв с обратным падением.

Профиль S-8. Георадарный профиль находится в восточной части участка исследования. В этом месте уступ наиболее высокий, превышение между подошвой и бровкой составляет 13.3 м. Склон осложнен двумя ступенями, которые отражают морфологическое

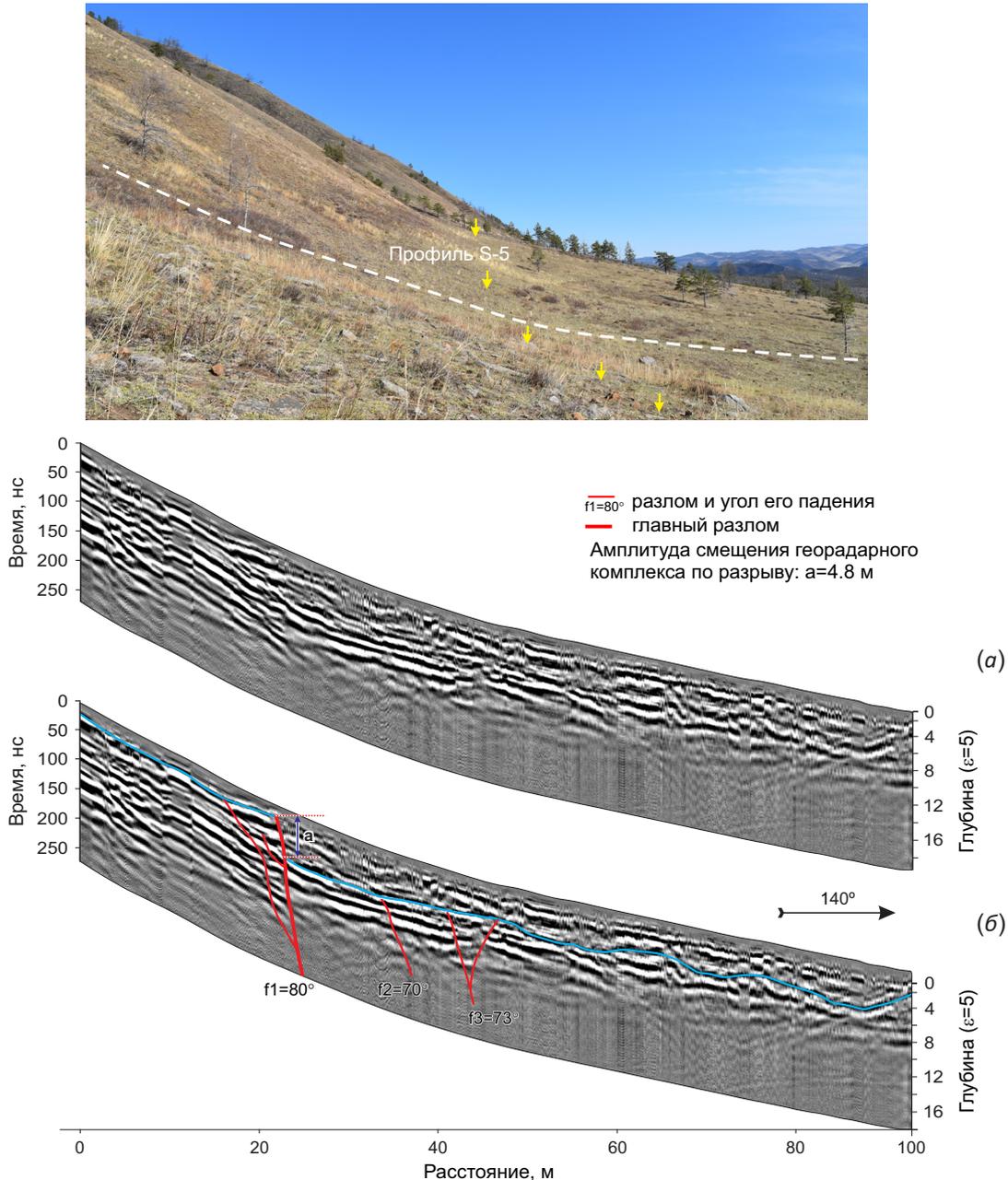


Рис. 7. Положение профиля S-5 на участке исследования. Первичная радарограмма (а), интерпретируемая радарограмма (синим цветом показана граница кровли георадарного комплекса) (б). Желтыми стрелками показан уступ.
Fig. 7. Position of profile S-5 in the study area. a – primary radarogram; б – interpreted radarogram (the boundary of the GPR complex top is shown in blue). Yellow arrows indicate the ledge.

проявление сейсмодислокаций (рис. 8). Координаты начала профиля 53.13670° с.ш. и 106.86172° в.д. Длина георадарного профиля составляет 55.2 м, азимут простираения 155° .

По георадиолокационным данным выделено четыре георадарных комплекса, два из которых, в восточной части радарограммы, смещены по разрыву. В интервале 10–20 м наблюдается серия субпараллельных разрывов с падением на юго-восток $\angle 78\text{--}82^\circ$. В интервале 30–50 м отмечается зона деформаций, представленная главным образом разрывами северо-западного и юго-восточного падения, образующими в центральной части грабенообразную структуру. Блок слоя, находящийся в ядре структуры, смещен с характерным наклоном в виде разворота в противоположную сторону относительно падения склона. Разлом f6 был выделен как главный, с углом падения 82° и амплитудой смещения 7.7 м. Юго-восточный разлом f7 имеет угол падения 81° , амплитуду смещения 3.1 м, который, в свою очередь, осложнен серией разнонаправленных второстепенных разрывов (рис. 8).

В отличие от других профилей здесь было возможно применить морфоструктурный метод исследования (рис. 8, а). Однако в данном случае использование стандартного морфоструктурного метода не представляется возможным, так как поверхности выравнивания (верх уступа и его подошва) имеют разный наклон плоскостей (они пересекаются). В связи с этим вертикальное смещение было определено с использованием в расчетах угла падения разлома, определенного по данным георадиолокации, согласно методу [Bucknam, Anderson, 1979]. Пренебрегать этим показателем нельзя, так как при пологом угле падения разлома амплитуда будет всегда больше, при более крутом – меньше. Так, на профиле S-8 по данным гипсометрических измерений была определена высота уступа H2, равная 13.3 м, и вертикальная амплитуда смещения по разлому $H=7.6$ м. Отношение высоты уступа H2 и вертикальной амплитуды смещения по разлому H всегда разное, потому что высота уступа увеличивается со временем, по мере того как он размывается и расширяется (т.е. максимальный угол уступа θ уменьшается) на поверхности с некоторым конечным общим уклоном поверхности (α). Зная значения H, мы можем по формуле

$$H2 = H \frac{\sin \theta \sin(\beta - \alpha)}{\sin \beta \sin(\theta - \alpha)}$$

определить высоту разломного уступа, образованного при землетрясении с определенной нами амплитудой 7.6 м [McCalpin, 2009]. Из расчетов следует, что вертикальное смещение H, равное 7.6 м, может образовать приразломный уступ 8.6 м, мы же имеем уступ 13.3 м. Так как уступ на профиле S-8 достаточно крутой, можно предположить, что он не мог увеличиться вдвое за счет эрозионных процессов. Вероятнее всего, он образовался в результате как минимум двух сейсмических подвижек.

Профиль S-10. Профиль пересекает уступ Приморского разлома на правом берегу реки Сарма. Склон в месте исследования сильно денудирован, вследствие

чего разрыв в рельефе не проявлен. Координаты начала профиля 53.116552° с.ш. и 106.829317° в.д., конца – 53.116983° с.ш. и 106.828458° в.д. Длина георадарного профиля составляет 80 м, азимут простираения 140° (см. рис. 1, 9).

В результате интерпретации геофизических данных были выделены георадарные комплексы, аналогичные предыдущим. В интервале 10–35 м интерпретируются пять субпараллельных разрывов юго-восточного падения с углами $75\text{--}78^\circ$ (рис. 9, б). По смещению георадарных комплексов для разломов f2 и f3 была определена вертикальная амплитуда смещения. По разлому f2 она составляет 2.2 м, по f3 – 3.1 м. Суммарная амплитуда смещения составляет 5.3 м. В месте разрывного нарушения f3 был выделен коллювиальный клин, образованный в результате переноса и отложения продуктов выветривания лежащего крыла, который, в свою очередь, был перекрыт современным делювиально-пролювиальным шлейфом (рис. 9).

Профиль S-15. Профиль находится в юго-западной части участка исследования (см. рис. 1) и начинается со склона крутизной 30° . Пересекая уступ, он выходит на поверхность делювиального шлейфа. На расстоянии 2 м от начала профиля наблюдается выход коренных горных пород, хорошо видимых на радарограмме. Координаты начала профиля 53.10690° с.ш. и 106.80898° в.д., конца – 53.10564° с.ш. и 106.81073° в.д. Длина профиля 192 м, азимут простираения 145° .

Интерпретация георадиолокационных данных позволила выделить два условных блока горных пород, разделенных между собой разрывным нарушением (рис. 10). Первый блок состоит из присутствующих выше профиля коренных горных пород, представленных серыми мраморами, и достаточно ярко выделяется среди осадочных. Мраморы имеют полосчатую георадиолокационную картину в левой части радарограммы. Второй блок (справа) состоит из георадарных комплексов, предположительно представленных делювиальными отложениями разного гранулометрического состава. Выделенный главный сейсмогенный разрыв имеет сбросовую кинематику с углом падения 75° . По смещению георадарного комплекса была определена вертикальная амплитуда, равная 4 м. На глубине 13 м от поверхности земли висячем крыле сбросового уступа выделяется древний коллювиальный клин, перекрытый мощным слоем современных осадочных отложений. Наличие клина свидетельствует о предыдущей сейсмической подвижке по данному разлому (рис. 10).

Также в месте проведения георадиолокационных работ был выполнен массовый замер элементов залегания трещин горных пород. В результате была построена диаграмма трещиноватости, на которой главный максимум с аз. пад. $145^\circ \angle 73^\circ$ отвечает элементам залегания Приморского разлома (рис. 10, а) и совпадает с выявленным по георадиолокационным данным главным сместителем. Второй по интенсивности максимум имеет аз. пад. $60^\circ \angle 73^\circ$. Эта система трещин проходит

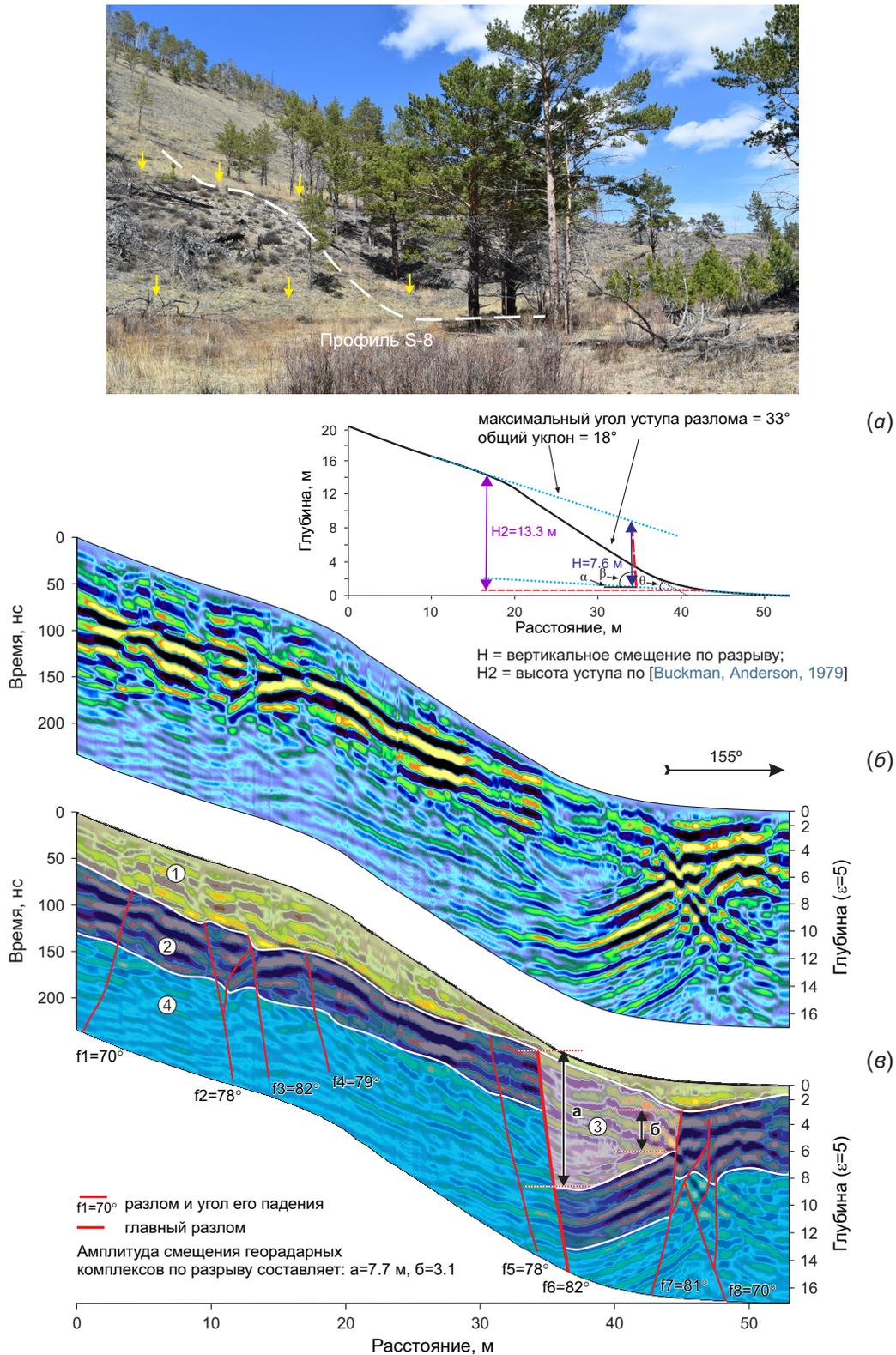


Рис. 8. Положение профиля S-8 на участке исследования. Гипсометрический профиль приразломного уступа, построенный по методу [Buckman, Anderson, 1979] (a) (залитыми треугольниками показаны концы измеряемых сегментов; точечным пунктиром обозначены проекции максимального угла уступа, поднятой и опущенной поверхности), первичная радарограмма (б), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (в). Желтыми стрелками показан уступ.

Fig. 8. Position of profile S-8 in the study area. a - hypsometric profile of the near-fault ledge (constructed using the method described in [Buckman, Anderson, 1979]; filled triangles - ends of measured segments; dotted lines - projections of the maximum ledge angle, raised and lowered surfaces); б - primary radarogram; в - interpreted geologo-geophysical section. Yellow arrows indicate the ledge.

практически параллельно профилю, поэтому на радарограмме не видна.

Ниже будут рассмотрены участки исследования, в которых георадиолокационные работы не выявили разрывных нарушений по той или иной причине.

Профили S-6, S-7, S-14. Георадарные профили проходят через делювиальные отложения. Уступ на этих

участках сильно сnivelирован, вследствие чего визуально разрыв в рельефе не прослеживается. Протяженность профилей S-6, S-7, S-14 составляет 68,8, 100, 180 м соответственно (см. рис. 1). Интерпретация георадиолокационных данных не показала в данном месте разрывных нарушений. Мы можем предположить, что это связано как с отсутствием в данном месте разрывов,

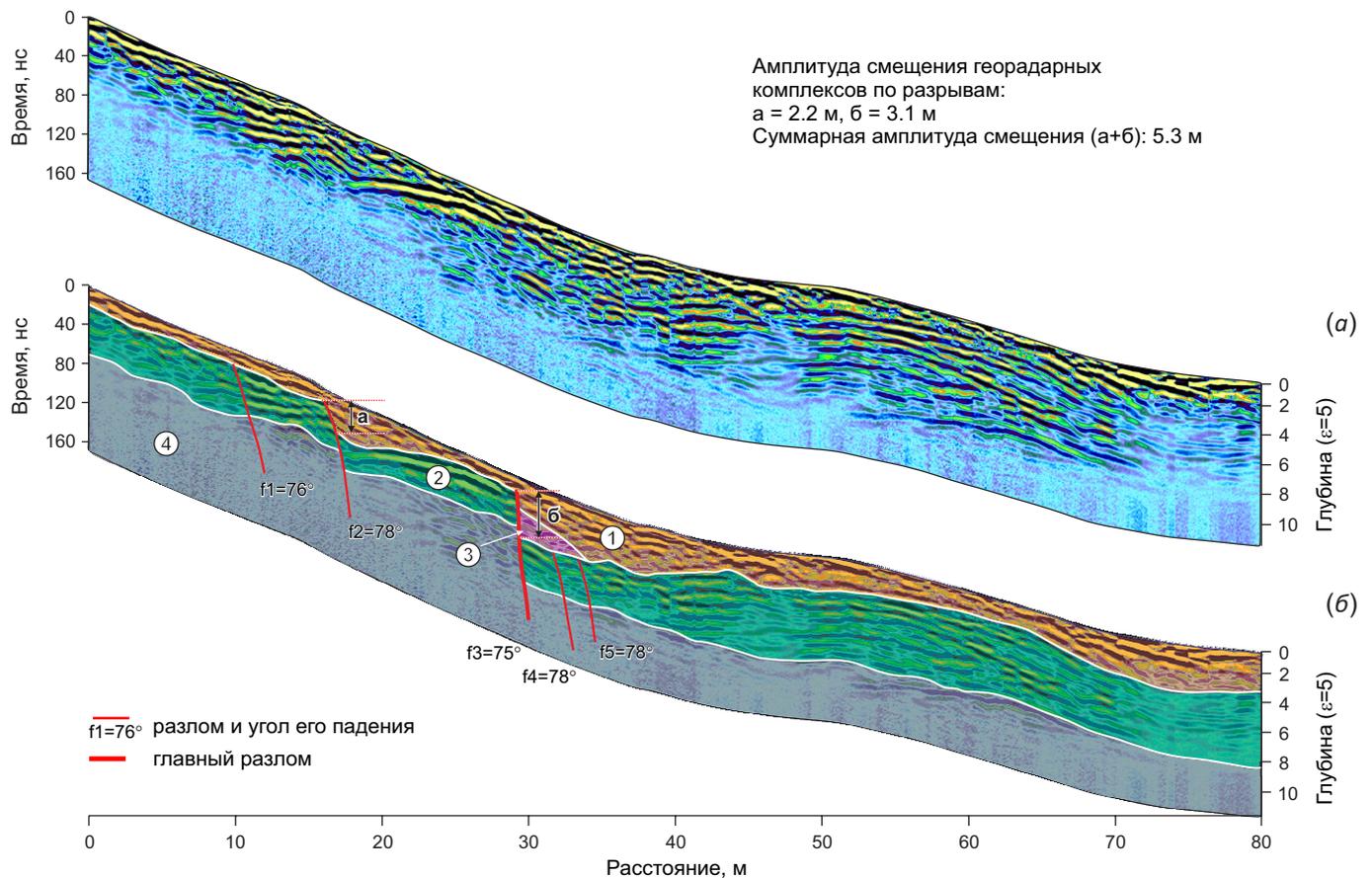
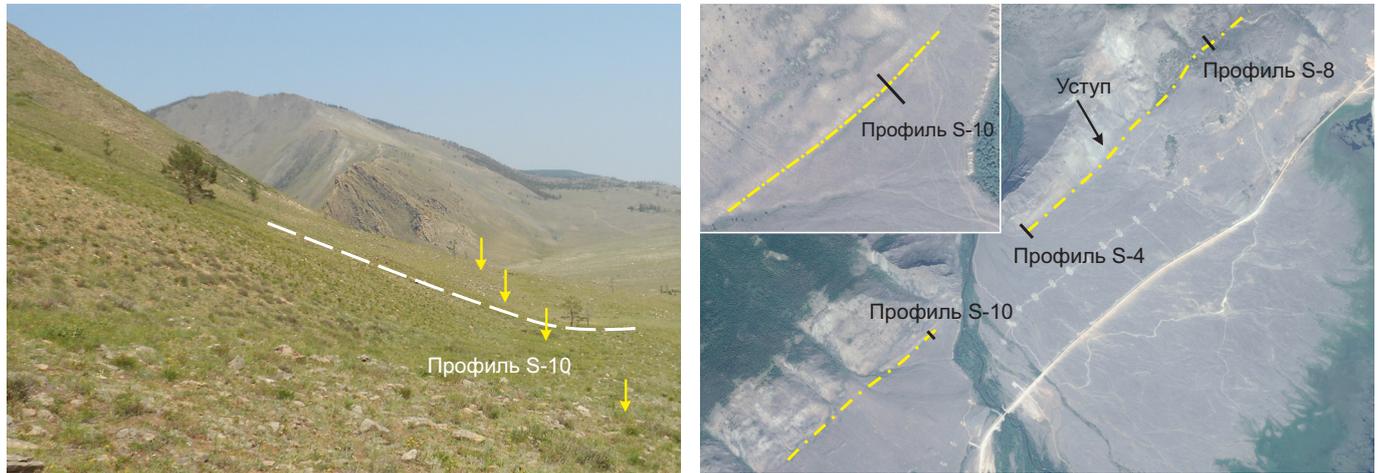


Рис. 9. Положение профиля S-10 на участке исследования. Первичная радарограмма (а), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (б). Желтыми стрелками показан уступ.

Fig. 9. Position of profile S-10 in the study area. a – primary radarogram; b – interpreted geologo-geophysical section. Yellow arrows indicate the ledge.

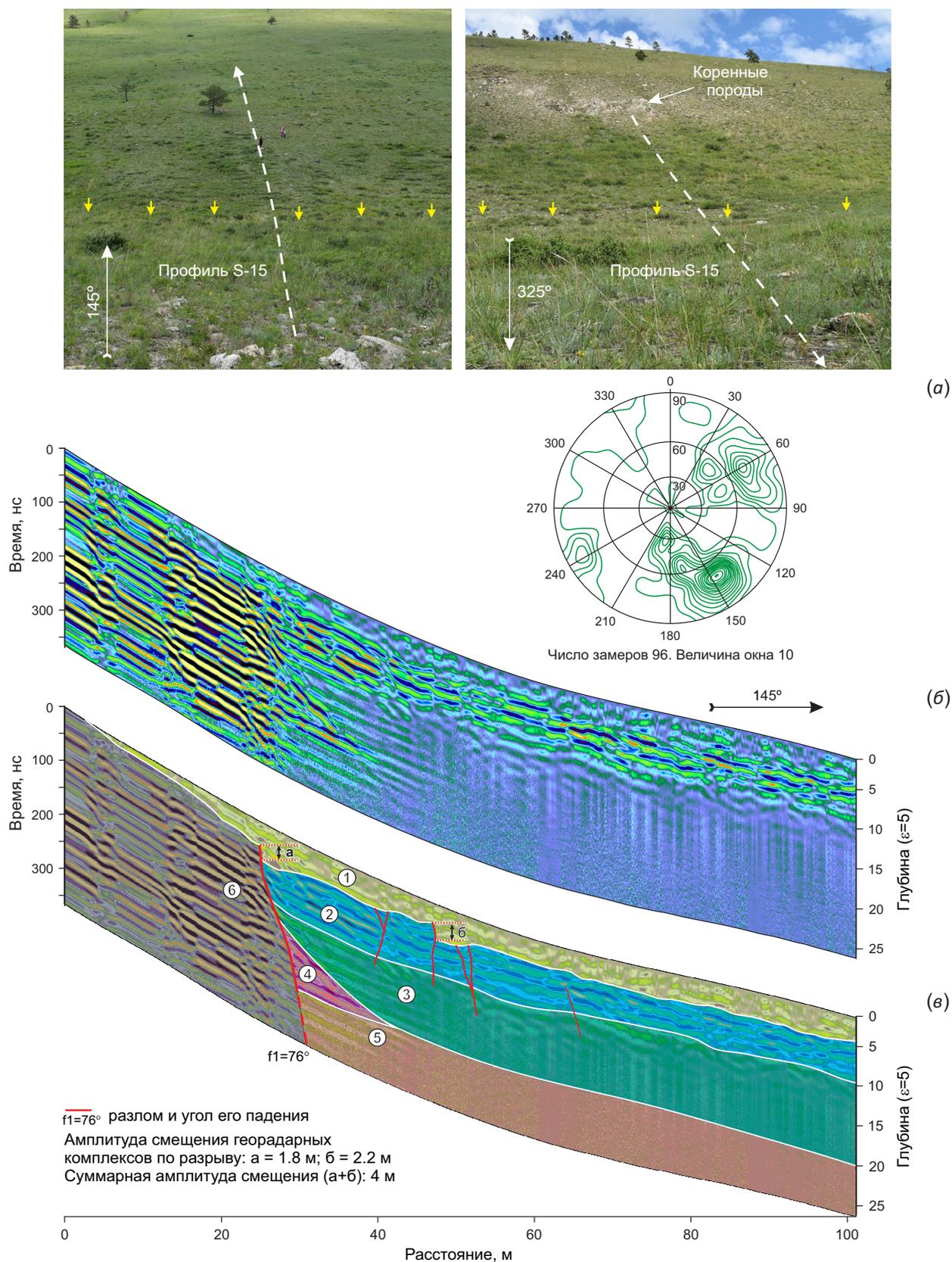


Рис. 10. Положение профиля S-15 на участке исследования. Круговая диаграмма трещиноватости горных пород (а), первичная радарограмма (б), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (в). Желтыми стрелками показан уступ.

Fig. 10. Position of profile S-15 in the study area. a – rock fracturing circle diagram; b – primary radarogram; v – interpreted geology-geophysical section. Yellow arrows indicate the ledge.

так и с сильной денудацией склона, которая разрушила все видимые признаки разрывов в приповерхностной части.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенных работ был подробно изучен участок Приморского разлома протяженностью 7100 м. На всем протяжении разлома фиксируется сбросовый тип смещений с вертикальной одноактной амплитудой, изменяющейся от 4.4 до 7.7 м. Исходя из

взаимоотношений георадарных комплексов, следует полагать, что эти подвижки произошли при последнем сейсмическом событии, ассоциируемом с сейсмодислокацией Сарма. Исследования показали, что не на всем изученном сегменте фиксируются разрывы. Так, например, анализ геофизических данных профилей S-6, S-7 не выявил каких-либо нарушений. Вероятно, это можно объяснить тем что: 1) сильная денудация склона разрушила все видимые признаки разрывов в приповерхностной части; 2) смещение по разрывам

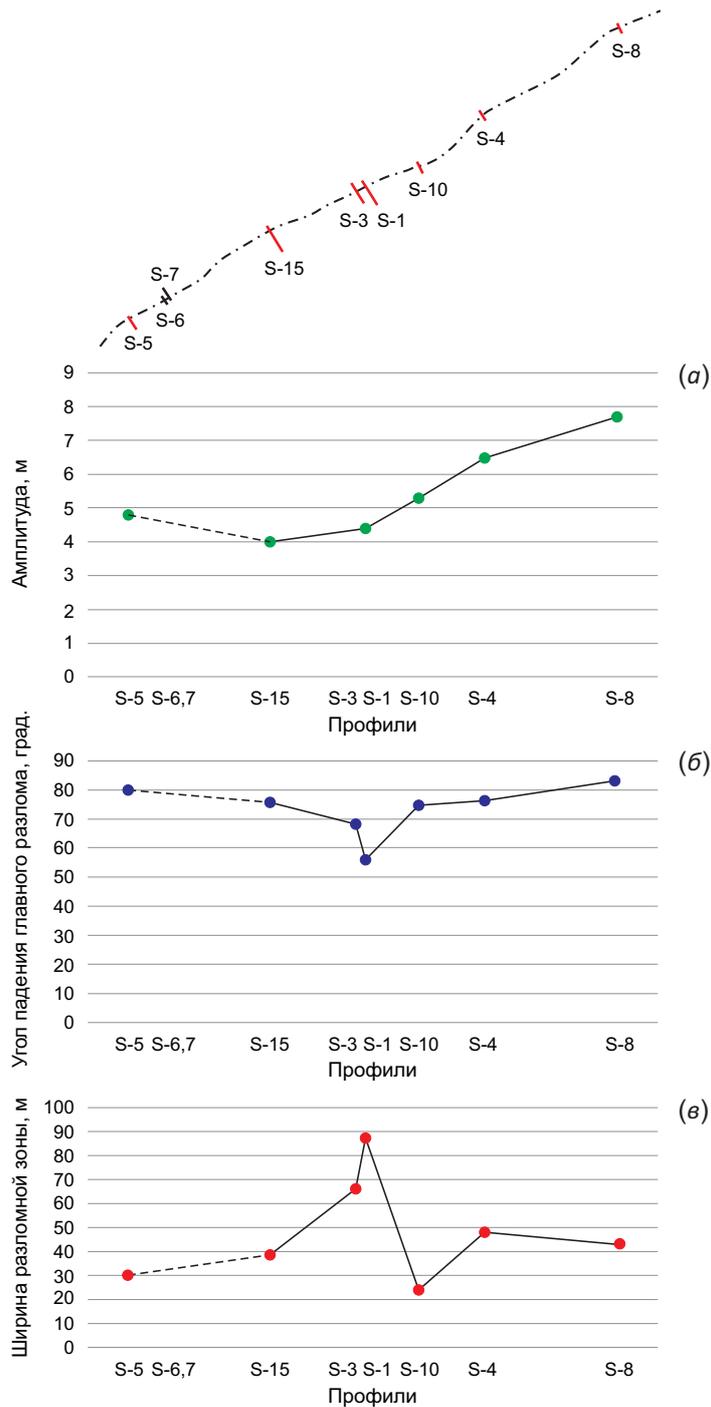


Рис. 11. Графики изменения параметров разлома вдоль его простирания.
Fig. 11. Graphs of changes in the fault parameters along its strike.

идет неравномерно, поэтому в одних местах следы проявления сейсмодислокации выражены отчетливо, а в других – слабо или же их совсем нет.

По полученным параметрам разрывных нарушений были построены графики распределения амплитуд смещений, углов падения главного сейсмогенного разрыва и ширины разломной зоны (рис. 11). На графике изменения вертикальной амплитуды смещения по главному сейсмогенному разрыву вдоль его простираения наблюдается тенденция к увеличению вертикальной амплитуды с юго-запада на северо-восток. Исходя из этого, зная общепринятые закономерности, свидетельствующие о том, что вертикальные смещения по историческим поверхностным сбросам максимальны в центральных частях, а минимальны в концах [McCalpin, 2009; Wheeler, 1989; Caskey et al., 1996], можно сделать вывод, что мы, возможно, только приблизились к центру палеосейсмодислокации Сарма, а значит, ее протяженность должна быть не менее 14 км, в то время как в каталоге палеосейсмодислокаций ей присвоена длина всего 3 км [Smekalin et al., 2010]. Таким образом, вся откартированная по космоснимкам система разрывов (см. рис. 1), очевидно, вскрывалась в одно время.

Максимальная вертикальная амплитуда смещения, полученная по результатам данной работы, равна 7.7 м, что в 3.85 раза больше, чем отмечено в каталоге [Smekalin et al., 2010]. Из этого следует, что и магнитуда палеоземлетрясения из каталога тоже может быть весьма приближенной.

Результаты настоящей работы уверенно доказывают, что Сарминская палеосейсмодислокация сформировалась все же в условиях растяжения, поэтому для расчетов магнитуды палеособытия следует использовать уравнения зависимости между параметрами землетрясений и сейсмогенных разрывов для сбросов. Для расчетов M_w были выбраны наиболее известные соотношения, опубликованные в работе [Wells, Copper-smith, 1994], для M_s – уравнения, полученные позднее с использованием более расширенной выборки данных [Lunina, 2001, Lunina et al., 2002]. По формуле [Lunina et al., 2002] магнитуда по поверхностным волнам, определенная по максимальному вертикальному смещению и длине вскрывшегося разрыва, имеет значения $M_s = 7.4$ и 6.6 соответственно. Рассчитанная моментальная магнитуда M_w равна 7.2 и 6.3 соответственно. Согласно карте современной тектонической активности и сеймотектоники территории России [Gusev, Imaeva, 2014], для Приморского разлома указана магнитуда $M_s=7$. В каталоге землетрясений [Smekalin et al., 2010] амплитуда палеосейсмодислокации Сарма имеет значения $M(D) - 6.9$; $M(L) - 5.0$, что существенно ниже установленных в данной работе. По полученным данным можно предполагать более значительное по силе сейсмическое событие, которое может иметь место в зоне Приморского разлома.

Наряду с оценкой амплитуд вертикальных смещений по главному сейсмогенному разрыву, также были проанализированы значения углов падения главного

разлома и ширины разломной зоны. В результате сопоставления полученных параметров можно сделать вывод, что с уменьшением угла падения главного разрыва увеличивается ширина разломной зоны (рис. 11, б, в). Подобная тенденция у сейсмогенных зон разрывов отмечается также в работе [McCalpin, 2009].

Проведенные работы не подтверждают сделанные ранее выводы о сдвиго-взбросовой кинематике разлома на позднекайнозойском этапе его развития [Chipizubov et al., 2019].

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Георадиолокационные исследования палеосейсмодислокации Сарма в комплексе с морфоструктурными и тектонофизическими методами позволили сделать следующие выводы:

1. В позднечетвертичное время Приморский разлом в районе долины р. Сарма активизировался в условиях тектонического растяжения с присущей ему преобладающей сбросовой кинематикой смещения.

2. Палеосейсмодислокация Сарма прослеживается как по левому, так и по правому берегу одноименной реки и имеет общую протяженность не менее 14 км. Закономерности распределения смещений вдоль ее простираения указывают на то, что вся откартированная по космоснимкам система поверхностных разрывов вскрывалась одновременно за одно сейсмическое событие.

3. Морфологически палеосейсмодислокация представлена уступами, понижениями в основании склона, часто подчеркиваемыми полосой выделяющейся зеленой растительности, и грабенообразными структурами, заполненными рыхлыми осадками.

4. Полученные на основе георадиолокационных данных одноактные вертикальные смещения по сейсмо-разрыву изменяются с юго-запада на северо-восток с 4.4 до 7.7 м. Оценки магнитуд палеоземлетрясения, рассчитанные по максимальному вертикальному смещению, равны $M_w=7.2$ и $M_s=7.4$, что позволяет предполагать более значительное по силе землетрясение, которое может иметь место в зоне Приморского разлома.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны сотрудникам лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН Е.В. Серебрякову, А.А. Гладкову, Д.Д. Первозникову за помощь при проведении полевых работ.

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Bucknam R.C., Anderson R.E., 1979. Estimation of Fault Scarp Ages from a Scarp-Height-Slope-Angle Relationship. *Geology* 7 (1), 11–14.

Caskey S.J., Wesnousky S.G., Zgang P., Slemmons D.B., 1996. Surface Faulting of the 1954 Fairview Peak ($M_s 7.2$) and Dixie Valley ($M_s 6.8$) Earthquakes, Central Nevada. *Bulletin of the Seismological Society of America* 86 (3), 761–787.

Cheremnykh A.V., 2015. Faults of the Central Baikal Region: Results of Structural-Paragenetic Analysis. *Bulletin of Saint Petersburg State University* 7 (2), 59–72 (in Russian)

[Черемных А.В. Разломы Центрального Прибайкалья: результаты структурно-парагенетического анализа // Вестник СПбГУ. 2015. Сер. 7. Вып. 2. С. 59–72].

Chipizubov A.V., Smekalin O.P., Imaev V.S., 2015. Paleoseismic Dislocations and Paleo-Earthquakes of the Primorsky Fault Zone (Lake Baikal). *Problems of Engineering Seismology* 42 (3), 5–19 (in Russian) [Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Имаев В.С. Палеосейсмодислокации и палеоземлетрясения зоны Приморского разлома (оз. Байкал) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. № 3. С. 5–19].

Chipizubov A.V., Smekalin O.P., Imaev V.S., 2019. Seismotectonic Studies of Sarma Paleo-Seismodislocations (Western Shore of Lake Baikal). *Problems of Engineering Seismology* 46 (1), 5–19 (in Russian) [Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Имаев В.С. Сейсмотектонические исследования сарминской палеосейсмодислокации (западное побережье озеро Байкал) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2019. Т. 46. № 1. С. 5–19]. <https://doi.org/10.21455/VIS2019.1-1>.

Daniels D.J., 1996. Surface-Penetrating Radar. *Electronics & Communication Engineering Journal* 8 (4), 165–182. <https://doi.org/10.1049/ecej:19960402>.

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>.

Gladkov A.S., Lunina O.V., 2015. Georadar Surveys of the Sarma Paleo-seismodislocation (Southern Areas of East Siberia). In: *Geodynamic Processes and Natural Disasters. The Experience of Neftegorsk. Proceedings of All-Russia Scientific Conference with International Participation (May 26–30, 2015)*. Dal'nauka Publishing House, Yuzhno-Sakhalinsk, 73–74 (in Russian) [Гладков А.С., Лунина О.В. Георадиолокационные исследования палеосейсмодислокации Сарма (юг Восточной Сибири) // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием (26–30 мая 2015). Южно-Сахалинск: Дальнаука, 2015. С. 73–74].

Gusev G.S., Imaeva L.P., 2014. Modern Tectonic (Geodynamic) Activity of the Territory of Russia. *Subsoil Exploration and Protection* 12, 23–29 (in Russian) [Гусев Г.С., Имаева Л.П. Новейшая и современная тектоническая (геодинамическая) активность территории России // Разведка и охрана недр. 2014. № 12. С. 23–29].

Lunina O.V., 2001. Influence of the Stress State of the Lithosphere on the Ratio of the Parameters of Seismogenic Ruptures and Magnitudes of Earthquakes. *Geology and Geophysics* 42 (9) 1389–1398 (in Russian) [Лунина О.В. Влияние напряженного состояния литосферы на соотношение параметров сейсмогенных разрывов и магнитуд землетрясений // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 9. С. 1389–1398].

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 О.В. 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>.

Lunina O.V., Gladkov A.S., Cheremnykh A.V., 2002. Fracturing in the Primorsky Fault Zone (Baikal Rift System). *Geology and Geophysics* 43 (5), 446–455 (in Russian) [Лунина О.В., Гладков А.С., Черемных А.В. Разрывная структура и трещиноватость зоны Приморского разлома (Байкальская рифтовая система) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 5. С. 446–455].

Makarov S.A., 1997. Geomorphological Processes of Priolikhonie in the Holocene. *Geography and Natural Resources* 1, 77–85 (in Russian) [Макаров С.А. Геоморфологические процессы Приольхонья в голоцене // География и природные ресурсы. 1997. № 1. С. 77–85].

Makarov S.A., Ryashchenko T.G., Akulova V.V., 2000. Geoeological Analysis of the Territory of Distribution of Natural-Technogenic Processes in the Neogene – Quaternary Sediments of the Baikal Region. *Nauka, Novosibirsk*, 160 p. (in Russian) [Макаров С.А., Рященко Т.Г., Акулова В.В. Геоэкологический анализ территории распространения природно-техногенных процессов в неоген – четвертичных отложениях Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 2000. 160 с.].

Mats V.D., 2015. Baikal Rift: Pliocene (Miocene) – Quaternary Episode or Product of Long Development from the Late Cretaceous under the Influence of Various Tectonic Factors. *Review of Views. Geodynamics & Tectonophysics* 6 (4) 467–489 (in Russian) [Мац В.Д. Байкальский рифт: плиоцен (миоцен) – четвертичный эпизод или продукт длительного развития с позднего мела под воздействием различных тектонических факторов. Обзор представлений // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 4. С. 467–489]. <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-4-0190>.

McCalpin J.P. (Ed.), 2009. *Paleoseismology. Second Edition. Academic Press*, 629 p.

Obukhov S.P., Ruzhich V.V., 1971. Structure and Position of the Primorsky Strike-Slip Fault with Normal Component in the System of the Main Fault of West Pribaikalie. In: *Geology and Minerals of East Siberia. Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk*, 65–68 (in Russian) [Обухов С.П., Ружич В.В. Структура и положение Приморского сбросо-сдвига в системе главного разлома Западного Прибайкалья // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1971. С. 65–68].

ОКО-2 Radio-Technical Device of Subsurface Sounding, 2009. *Technical Description. User Manual. Logic Systems, Moscow*, 94 p. (in Russian) [Радиотехнический прибор подповерхностного зондирования (георадар) «ОКО-2»: Техническое описание. Инструкция по эксплуатации. М.: Логические системы, 2009. 94 с.].

Sherman S.I., Dneprovsky Yu.I., 1989. *Stress Fields of the Earth's Crust and Geological and Structural Methods for Their Study. Nauka, Novosibirsk*, 158 p. (in Russian) [Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.].

Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Adamovich A.N., Lobatskaya R.M., Lysak S.V., Levi K.G., 1992. Faulting in the Lithosphere. Extension Zones. Nauka, Novosibirsk, 227 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Лобацкая Р.М., Лысак С.В., Леви К.Г. Разломообразование в литосфере: Зоны растяжения. Новосибирск: Наука, 1992. 227 с.].

Smekalin O.P., Chipizubov A.V., Imaev V.S., 2010. Paleearthquakes in the Baikal Region: Methods and Results of Dating. *Geotectonics* 2, 77–96 (in Russian) [Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С. Палеоземлетрясения Прибайкалья: методы и результаты датирования // Геотектоника. 2010. № 2. С. 77–96].

Solonenko V.P. (Ed.), 1968. Seismotectonics and Seismicity of the Rift System of Pribaikalie. Nauka, Moscow, 220 p. (in Russian) [Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / Ред. В.П. Солоненко. М.: Наука, 1968. 220 с.].

Starovoitov A.V., 2008. Interpretation of GPR Data. Textbook. MSU Publishing House, Moscow, 192 p. (in Russian)

[Старовойтов А.В. Интерпретация георадиолокационных данных: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 2008. 192 с.].

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.].

Vladov V.L., Sudakova M.S., 2017. GPR. From Physical Fundamentals to Promising Areas. Textbook. GEOS, Moscow, 240 p. (in Russian) [Владов М.Л., Судакова М.С. Георадиолокация. От физических основ до перспективных направлений: Учебное пособие. М.: ГЕОС, 2017. 240 с.].

Wells D.L., Coppersmith K.J., 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (4), 974–1002.

Wheeler R.L., 1989. Persistent Segment Boundaries on Basin-Range Normal Faults. In: D.P. Schwartz, R.H. Sibson. (Eds), *Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Termination*. U.S. Geological Survey Open-File Report 89–315, 432–444.