

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки

Институт земной коры Сибирского отделения

Российской академии наук

На правах рукописи

Денисенко Иван Александрович

**СТРОЕНИЕ ЗОН СЕЙСМОГЕННЫХ РАЗРЫВОВ
БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА И ИХ ПАРАМЕТРЫ ПО ДАННЫМ
ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ**

Специальность: 25.00.03 – Геотектоника и геодинамика

диссертация на соискание ученой степени кандидата

геолого-минералогических наук

Научный руководитель

доктор геолого-минералогических наук

Лунина О.В.

Иркутск – 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
Глава 1 СЕЙСМОГЕННЫЙ РАЗРЫВ КАК ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	13
1.1 Общие представления о сейсмогенных разрывных нарушениях.....	13
1.2 История изученности сейсмогенных нарушений Байкальского рифта.....	17
1.3 Выводы.....	22
Глава 2 РАЗВИТИЕ МЕТОДА ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ И ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ.....	24
2.1 История развития метода георадиолокации.....	25
2.2 Современное состояние исследования разрывных нарушений методом георадиолокации.....	29
2.3 Выводы.....	45
Глава 3 МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ РАБОТ.....	47
3.1 Георадиолокационные исследования	47
3.1.1 Основные физические понятия.....	48
3.1.1.1 Диэлектрическая проницаемость.....	48
3.1.1.2 Электрофизические свойства пород и грунтов.....	50

3.1.1.3 Разрешающая способность.....	51
3.1.2 Интерпретация георадиолокационных данных.....	52
3.1.2.1 Выделение георадарных комплексов.....	53
3.1.2.2 Выделение разрывных нарушений.....	54
3.2 Вспомогательные методы исследований.....	56
3.2.1 Дешифрирование спутниковых снимков.....	56
3.2.2 Морфоструктурные методы.....	56
3.2.3 Полевые геолого-структурные методы.....	58
Глава 4 РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННЫХ И СОПУТСТВУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СЕЙСМОГЕННЫХ РАЗРЫВОВ.....	60
4.1 Зона Приморского разлома.....	61
4.1.1 Геолого-структурная и морфоструктурная интерпретация профилей.....	63
4.1.2 Особенности строения и параметры разрывов.....	80
4.2 Зона Зундукского разлома.....	86
4.2.1 Геолого-структурная и морфоструктурная интерпретация профилей.....	86
4.2.2 Особенности строения и параметры разрывов.....	101
4.3 Зона Северобайкальского разлома.....	108
3.3.1 Геолого-структурная и морфоструктурная интерпретация профилей.....	111

4.3.2 Особенности строения и параметры разрывов.....	122
4.4 Зона Дельтового разлома.....	129
4.4.2 Геолого-структурная и морфоструктурная интерпретация профилей.....	133
4.4.3. Особенности строения и параметры разрывов.....	165
4.5 Выводы.....	162
Глава 5 ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМОГЕННЫХ РАЗРЫВОВ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА.....	165
5.1 Признаки проявления разрывных нарушений в приповерхностной части земной коры.....	166
5.2 Анализ параметров сейсмогенных разрывов.....	174
5.3 Объемное моделирование зоны сейсмогенного разрыва.....	181
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	186
ЛИТЕРАТУРА.....	192

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Сейсмогенный разрыв является одним из наиболее изучаемых проявлений землетрясений на земной поверхности [Рогожин, 2012; Овсяченко и др., 2014; Никонов, 1995; McCalpin, 2009; Zielke et al., 2020; Duo and Yajing, 2020; Lin, 2012; Bello et al., 2021]. Как правило, он приурочен к длительно развивающемуся сейсмоактивному разлому и рассматривается как поверхностное проявление разрывообразования в сейсмическом очаге [Стром, Никонов, 1997], представляя собой, по сути, выход очагового дизъюнктива на дневную поверхность [Живая тектоника..., 1966]. Изучение сейсмогенных разрывов лежит в основе работ по обеспечению безопасности территорий, находящихся в сейсмически активных районах.

Байкальский рифт – одно из мест, в котором за год происходит более 3000 землетрясений различной силы. Только за последний полувековой период (по данным Байкальского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН) здесь произошло несколько мощных (интенсивность в очаге $I_0=9-10$ баллов, магнитуда $M_s=7.0-7.8$) и целый ряд сильных землетрясений (I_0 до 8 баллов, $M_s=5.5-6.8$). События последних лет также подтверждают высокий уровень сейсмической активности территории. Их периодичность и силу в течение последних сотен и тысяч лет можно узнать, изучив сейсмогенные деформации, фиксируемые в области того или иного активного разлома.

Ранее на территории Байкальского рифта и сопредельных территориях было выявлено около 70 сейсмодислокаций [Солоненко, 1962, 1963; Флоренсов и др, 1960, 1961; Хромовских, 1963, 1965]. После проведения ревизии в современном каталоге осталось лишь 52 [Смекалин и др., 2010]. Многие структуры остались малоизученными, так как находятся в труднодоступных для изучения районах. Палеосейсмогеологические исследования, используемые при изучении сейсмогенных структур, в основном включали в себя аэровизуальные, морфологические наблюдения и реже тренчинг для вскрытия разрывов и отбора проб на датирование деформаций. Проследить зону разрывов на глубину и вкrest простирания удавалось крайне редко из-за небольших размеров горных выработок. Это явилось причиной разногласий и неточностей в параметрах многих сейсмодислокаций Байкальского рифта. Благодаря развитию современных технологий в настоящее время появилась возможность применять альтернативные методы получения информации о внутреннем строении разрывов в приповерхностной части земной коры. Одним из них является метод георадиолокации, позволяющий в благоприятных условиях получать данные о внутреннем строении разрывных структур до глубин 16 м в зависимости от технических характеристик антенных блоков [Радиотехнический прибор..., 2009]. Он является одним из лучших геофизических методов неразрушающего контроля, благодаря которому стало возможно проводить палеосейсмологические исследования в труднодоступных для изучения районах. Его комбинирование с морфоструктурными и

структурно-геологическими методами может позволить получить новые и более полные данные о сейсмическом потенциале активных разломов.

Цель работы – на основе данных георадиолокации с привлечением геоморфологических и структурно-геологических данных изучить закономерности проявления сейсмогенных разрывов в различных геологических условиях Байкальского рифта с определением их главных геометрических и кинематических параметров.

Задачи исследования:

1. Методом георадиолокации на эталонных полигонах изучить сегменты разломов, связанные с сильными землетрясениями юго-восточного и северо-западного побережий озера Байкал, и установить признаки разрывов на радарограммах.

2. Определить основные параметры (мощность зон отдельных разломных сместителей, их азимуты и углы падения, амплитуды и типы вертикальных смещений) и особенности их распределения вдоль активизированных разломных сегментов.

3. Провести сравнительный анализ георадиолокационных и других сопутствующих данных для установления общих и частных закономерностей строения зон сейсмогенных разрывов в рыхлых и слабосцементированных отложениях различного типа на глубинах до 16 м.

Фактический материал и методы исследования. В основу представляемой диссертационной работы положены морфоструктурные, георадиолокационные и геолого-структурные данные, собранные в составе

структурно-геологического отряда ИЗК СО РАН с 2014 по 2020 гг. на территории Байкальского рифта в пределах Приморского, Зундукского, Северобайкальского, Дельтового разломов. В анализе участвовали данные георадиолокационных исследований (более 150 профилей), буровых, тренчинговых работ, а также данные массовых замеров элементов залегания трещин горных пород. В работе использовались материалы предыдущих исследователей по горным выработкам [Макаров, 1997; Чипизубов и др., 2015], а также фотоматериалы Луниной О.В. и Денисенко И.А.

Защищаемые положения:

1. Для зон сейсмогенных разрывов в Байкальском рифте вблизи поверхности характерно ступенчатое или грабенообразное строение, образованное нарушениями, которые на радарограммах проявляются одним или несколькими признаками: наклонной осью синфазности (для разрывов с углами падения от 35 до 70°); разрывом осей синфазности линиями с амплитудами сигналов, близкими к нулю; хаотичными отражениями в области разрыва, обусловленными дроблением пород; границей, разделяющей блоки с резко различной волновой картиной.

2. По данным георадиолокации на глубинах до 16 м изученные сейсмогенные разрывы Байкальского рифта имеют амплитуды вертикального смещения в ближней зоне от 1.5 до 8.3 м, в дальней зоне – 3.8–9.3 м, углы падения сместителей – от 56 до 88°. Их формирование ассоциируется с землетрясениями магнитудой 6.8–7.6, произошедшими в зонах Приморского, Зундукского, Дельтового и Северобайкальского разломов.

3. В условиях рифтогенного растяжения в образование сбросового уступа в рыхлых и слабосцементированных отложениях Байкальского рифта значительный вклад (от 13 до 78 %) вносит пластическая составляющая: чем она больше, тем больше ширина зоны разрыва и полная амплитуда вертикального смещения.

Научная новизна. В настоящей диссертационной работе впервые на основе метода георадиолокации с привлечением морфоструктурного анализа уступов и геологических данных параметризованы сейсмогенные разрывы Байкальского рифта. Получены закономерности проявления сейсмогенных разрывов в приповерхностной части земной коры до глубин 16 м. Определены и обобщены признаки проявления разрывных нарушений на радарограммах в различных по составу четвертичных отложениях. Изучен вклад пластической составляющей в полную величину вертикальной подвижки по разлому, произошедшей за одно событие.

Теоретическая и практическая значимость заключается в возможности использования полученных данных для уточнения оценки сейсмической опасности Байкальского региона. В работе показано, что метод георадиолокации в комплексе с геологическими и морфоструктурными данными позволяет получать детальный и достоверный материал о сейсмогенных разрывах, и, следовательно, может быть рекомендован для включения в перечень работ по детальному сейсмическому районированию, что будет положительно сказываться на экономических и экологических показателях проведения работ. Описанные в работе признаки выявления

разрывных нарушений по георадиолокационным данным будут полезны исследователям при изучении разломов в других регионах России и мира.

Личный вклад автора. Автор принимал непосредственное участие на всех этапах исследований: при постановке задач, проведении полевых работ, лично выполнял интерпретацию и анализ полевых георадиолокационных, морфоструктурных и структурно-геологических данных.

Степень достоверности и апробация результатов. Результаты проведенных исследований докладывались и обсуждались на VI Сахалинской молодежной научной школе «Природные катастрофы, изучение, мониторинг, прогноз» (г. Южно-Сахалинск, 2016 г.), Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» г. Иркутск, (XXVII, 2017 г., XXVIII, 2019 г.), XII Российско-монгольской международной конференции (г. Иркутск, 2018 г.), международном семинаре INQUA по палеосейсмологии, активной тектонике и археологии (Греция, 2018 г.), научно-практической конференции «Георадар-2019, Георадар-2020», (г. Москва, 2019, 2020 г.), Всероссийском научном совещании «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (г. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2020 г.), Генеральной ассамблее Европейского союза геонаук (EGU General Assembly, 2020 г.), Всероссийской конференции с международным участием «Структура, вещественный состав, свойства, современная геодинамика и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов» (г. Воронеж, 2020 г.)

Автором самостоятельно и в соавторстве опубликовано 14 научных работ по теме диссертации, в том числе 6 статей в рецензируемых журналах, рекомендованных перечнем ВАК.

Объем и структура работы. Диссертационная работа состоит из введения, пяти глав и заключения. Общий объем диссертации составляет 217 страниц, содержит 65 рисунков. Список литературы включает 185 наименований.

Соответствие паспорту специальности. Согласно паспорту научной специальности 25.00.03 «Геотектоника и геодинамика» работа соответствует пунктам № 1, № 4, № 5 и № 9.

Пункт № 1: Структурный анализ (включая микроструктурный и петроструктурный) – изучение форм залегания горных пород, обусловленных их пластичными или разрывными деформациями.

Пункт № 4: Сейсмотектоника – изучение тектонических закономерностей проявления землетрясений в пространстве и во времени, составление карт сейсмического районирования.

Пункт № 5: Неотектоника, изучающая тектонические явления новейшего этапа развития литосферы и использующая для этого свои специфические методы исследования.

Пункт № 9: Региональная геотектоника, основанная на выделении и изучении тектонических объектов того или иного региона, страны, континента, океанического или морского бассейна.

Благодарности. Автор выражает особую признательность своему научному руководителю, д.г.-м.н., ведущему научному сотруднику ИЗК СО РАН Оксане Викторовне Луниной за постановку темы, за решающую помощь в проведении полевых исследований, за непрерывное внимание к процессу написания работы и обсуждению полученных результатов. Также автор искренне благодарен к.г.-м.н. А.С. Гладкову, к.г.н. Д.Д. Перевозникову за совместное участие в полевых работах, интересные дискуссии и важные рекомендации при подготовке данной диссертационной работы. За помощь при проведении полевых работ благодарен кандидатам геолого-минералогических наук Е.В. Серебрякову, А.А. Гладкову, А.М. Афонькину. За ценные консультации и обсуждение научных результатов - д.г.-м.н. В.В. Ружичу, д.г.-м.н. К.Ж. Семинскому, к.г.-м.н. В.А. Санькову.

Связь работы с научными проектами. Настоящее исследование стало возможным при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90013 и по программе «мегагрантов» по постановлению р220 Правительства РФ № 075-15-2019-1883.

Глава 1 СЕЙСМОГЕННЫЙ РАЗРЫВ КАК ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1 Общие представления о сейсмогенных разрывных нарушениях

Под разрывным нарушением подразумевается поверхность механического нарушения сплошности, образующаяся в деформируемом теле под действием приложенных к нему внешних сил [Семинский и др., 2005]. Разрывное нарушение, как и любое сложнопостроенное геологическое тело, обладает разломной зоной с определенной внутренней структурой, имеющей область динамического влияния. Под областью динамического влияния подразумевается «часть окружающего разлом во всех его трех измерениях пространства, на котором проявляются остаточные (пластические или разрывные) и упругие следы деформаций, вызванные формированием разлома и подвижками по нему» [Шерман и др., 1983].

Сейсмогенные разрывы – это те же разрывные нарушения, как уже отмечалось выше, которые также имеют свою разломную зону. Только в данном случае разломная зона будет характеризоваться областью, включающей в себя пластические и разрывные деформации, связанные с образованием сейсморазрыва. Сейсмогенным разрывом принято называть геологическое проявление сейсмического очага на земной поверхности [Стром, 1997; Рогожин, 2012]. Это, по своей сути, является выходом очагового дизъюнктива на дневную поверхность [Живая тектоника..., 1966]. Под очагом землетрясения следует понимать не только поверхностное его проявление, а

«объем литосферы, включающий фрагмент активного долгоживущего и протяженного разлома или разломного узла, в пределах которого произошла серия быстрых возвратно-поступательных смещений крыльев в зоне и сопряженных с ним сейсмогенных разрывов меньших размеров» [Ружич, 2009]. Как правило, сейсмогенные разрывы являются участками сейсмоактивных разломов, на которых проявляются сейсмические воздействия от землетрясения – сейсмодислокации. Сейсмоактивным и/или активным разломом принято называть разлом, демонстрирующий геологическую активность в позднечетвертичное время [Рогожин, 2012]. В настоящее время сформировалось множество понятий определению активного разлома для разных областей наук. Так, например, согласно геологическому словарю, под активным разломом понимается разлом земной коры, по которому в историческое время или в голоцене (последние 10 тыс. лет) происходили смещения либо локализовались очаги землетрясений. В геофизических науках – это зона аномальных изменений деформационных, геофизических и флюидо-геохимических полей. В существующих экологических и строительных нормативах современный активный (опасный) разлом – зона линейной деструкции, в которой имеют место современные движения земной поверхности со скоростями более чем 50 мм/год и относительными деформациями более чем $5 \cdot 10^{-5}$ в год и землетрясения с магнитудой $M \geq 5.0$ [Геологический словарь, 2010]. Объединив все понятия, можно сказать, что активный разлом – это разлом, для которого есть основания

ожидать подвижку в будущем. А основанием служит наличие следов хотя бы одной подвижки по разлому, видимой на земной поверхности.

Активизация активных разломов сопровождается сейсмическими подвижками земной коры с характерным проявлением разрывообразования на земной поверхности, образованием так называемых сейсмодислокаций. Сейсмодислокации – это следы на земной поверхности, оставленные землетрясениями. В настоящее время существуют различные классификации сейсмодислокаций как российских, так и зарубежных ученых [Солоненко 1970, 1973; Nikonov, 1988 и др.] по их генезису, местонахождению и времени возникновения. На высшем иерархическом уровне сейсмодислокации разделяются на две большие группы: первичные и вторичные. Первичные образуются в результате косейсмической подвижки по плоскости разрыва и представляют собой выход на земную поверхность очагов землетрясений в виде сейсморазрывов. Вторичные сейсмогравитационные и вибрационные дислокации образуются при сейсмических сотрясениях в результате катастрофических склоновых явлений и разжижения грунта в ответ на воздействие сейсмических колебаний [Рогожин, 2012]. На втором иерархическом уровне палеосейсмодислокации разделяются по местоположению вблизи разлома. Вдоль разлома или над плоскостью разрыва их называют приразломные дислокации, вдали от разлома или существенно выше уровня заложения разлома – внеразломными дислокациями [Рогожин, 2012]. На третьем иерархическом уровне выделяются дислокации по времени образования: мгновенные (косейсмические) и постсейсмические,

возникающие спустя некоторое время, когда сейсмические колебания и косейсмические деформации уже прекратились. В настоящей работе основное внимание будет уделено изучению первичных палеосейсмодислокаций, так как они наиболее проявлены на земной поверхности и отображают последствия проявления землетрясения.

Первичные палеосейсмодислокации, как правило, образуются в результате активизации древних либо при возникновении новых разломов в процессе разрядки тектонических напряжений, накопленных в зоне сочленения тектонических блоков [Солоненко, 1970; 1973]. На сегодняшний день хорошо известно о связи сейсмических событий с активизацией разломов, что доказано на примере многих регионов [Солоненко, 1970; Леви и др., 1999; Новиков и др., 2014; Овсяченко и др., 2017; 2011; Рогожин и др., 2008 и др.].

Сейсмогенные уступы и рвы дольше сохраняются на водораздельных участках и, напротив, практически полностью сnivelированы в распадках долин временных водотоков, что существенно усложняет процесс их изучения. Глубина заложения, протяженность, зияние и другие параметры первичных сейсмогенных разрывов значительно варьируются для разных сейсмособытий и во многом зависят от механизма образования и в некоторой степени от геологического строения, но они всегда определяют эпицентральную область [Солоненко, 1962; Хромовских, 1963; Ружич и др., 1982; Чипизубов, Серебренников, 1990; Рогожин и др., 1993; Овсяченко и др., 2015; 2012]. В настоящее время выделены геоморфологические и

стратиграфические критерии распознавания сейсмогенного происхождения дислокаций (например, в работах [Хромовских, 1965; Солоненко и др., 1968; Сейсмическое..., 1977; Paleoseismology..., 1996; Платонова, 2007; McCalpin, 2009]). Причем для разных тектонических обстановок: сжатия, растяжения или сдвига – характерны свои морфологические формы.

1.2 История изученности сейсмогенных нарушений Байкальского рифта

Байкальский рифт является крупнейшим звеном Байкальской рифтовой зоны. За многие годы геологических исследований получены обширные достоверные материалы о его строении, которые подробно описаны в работах [Логачев, 1974; Logachev, 2003; Мац, 1987, 2010; Мац и др., 2001; Воробьева и др., 1990; Хатчинсон и др., 1993; Казьмин и др., 1995; Khlystov et al., 2001; Moor et al., 1997; Зоненшайн и др., 1995; Бухаров, Фиалков, 1996; Леви и др., 1999; Семинский, Когут, 2009; Семинский, 2009; Саньков и др., 2014, 2020; Лунина, 2009]. Возраст становления Байкальской впадины оценивается приблизительно с позднего мела порядка 70 млн лет тому назад, что подтверждается возрастом осадков на дне озера Байкал [Мац, Ефимова, 2011].

Байкальскую впадину принято разделять на Южнобайкальскую, которая включает в себя южный и средний Байкал и Северобайкальскую, включающую в себя северный Байкал. Впадины отделены между собой островом Ольхон и подводным Академическим хребтом. В тектоническом отношении она является главным структурным элементом Байкальского рифта, включающим обрамляющие озеро поднятия и разломы, которые и

формируют сейсмическую нестабильность территории. К главным структурообразующим разломам Байкальского рифта относятся Обручевский, Приморский, Морской (Ольхонский), Кочериковский, Северобайкальский, Кичерский сбросы – вдоль западного борта (рис. 1.1). Вдоль восточного борта – Черский, Истокский, Дельтовый, Сахалин-Энхалуковский и ряд других более мелких дизъюнктивов (рис. 1.1). В настоящее время наиболее сейсмически активной является Южнобайкальская котловина, что наглядно подтверждается положением эпицентров землетрясений, зарегистрированных по инструментальным данным (рис. 1.1). С середины XIX в. здесь произошла серия сильных землетрясений: Цаганское (12.01.1862, $M \sim 7.5$), Среднебайкальское (29.08.1959, $M_s = 6.8$), Южнобайкальское (25.02.1999, $M_w = 6.0$), Култукское (27.08.2008, $M_w = 6.3$) и одно из последних, умеренно сильное, Кударинское (09.12.2020, $M_s = 5.4$), которые инициировали различные косейсмические эффекты на земной поверхности [Лунина, 2016].

В связи с быстрым освоением обширных территорий Байкальского региона и созданием крупных промышленных объектов, новых городов в конце XX в. возникла острая необходимость уточнения сейсмической опасности региона. С 1956 г. иркутскими учеными разрабатывается новый палеосейсмогеологический метод определения наивысших уровней сейсмической активности сейсмогенных структур по остаточным деформационным признакам, видимым на поверхности земли [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Солоненко, 1962; 1963; Флоренсов и др, 1960; 1961; Хромовских, 1963; 1965]. Разработанный метод позволил совершить

прорыв в сейсмогеологических исследованиях Прибайкалья. Можно с уверенностью сказать, что с этого времени и началось активное изучение сейсмогенных нарушений Байкальского региона.

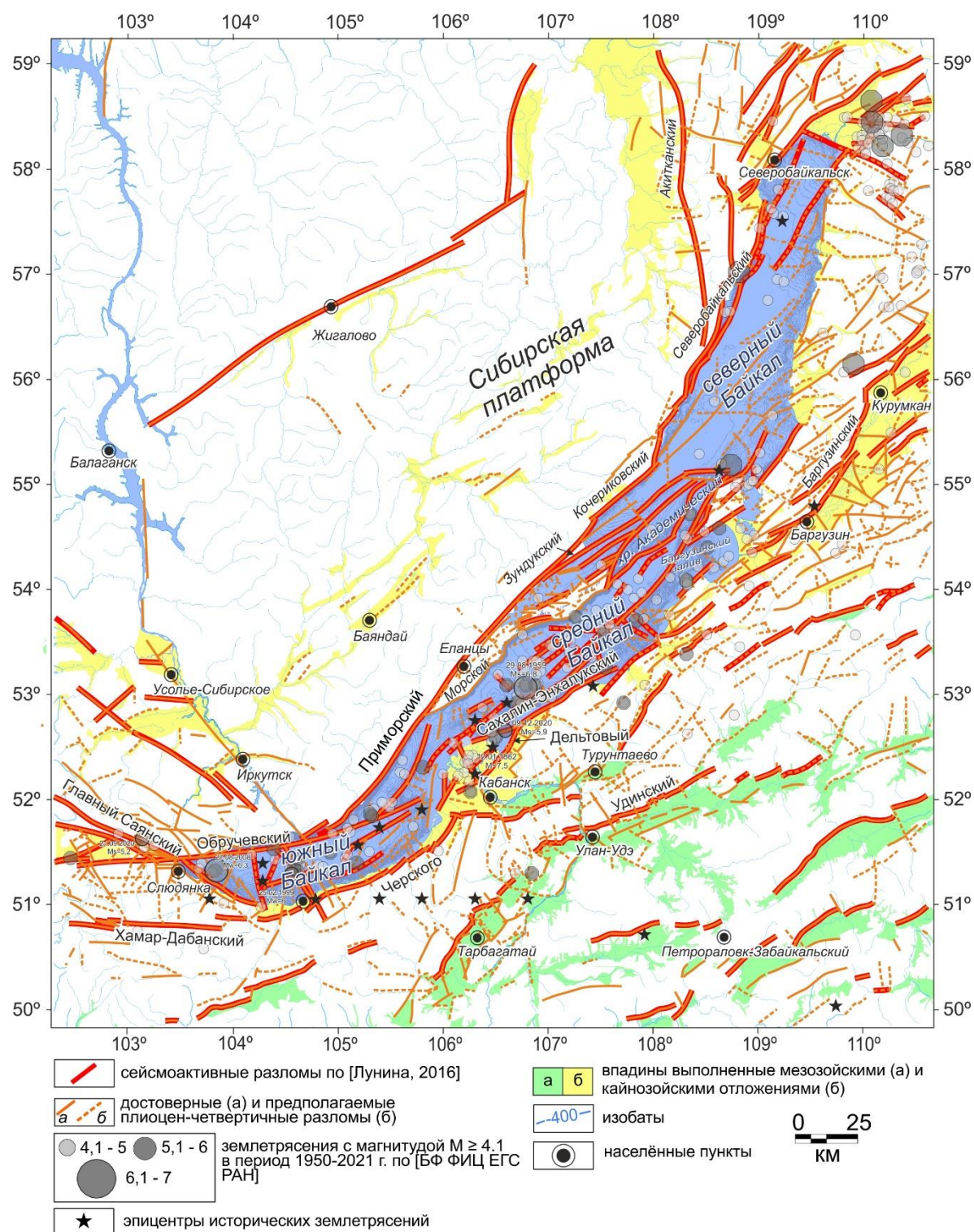


Рис. 1.1 Тектоника и сейсмичность Байкальского рифта и прибрежных территорий

Более чем за полувековую историю палеосейсмологических исследований на территории Байкальского региона было выявлено не менее 70 сейсмодислокаций, многие из которых были детально изучены. На сегодняшний день, согласно современному каталогу палеоземлетрясений, выделяется лишь 52 палеосейсмодислокации Прибайкалья [Смекалин и др, 2010], восемь из которых связаны с землетрясениями исторического периода: такие как Окинская, возможно связанная с землетрясением 3 марта 1859 г. [Чипизубов, Серебренников, 1990]; Таксимская – с землетрясением 1725 г. [Ружич и др, 1982] и др. Остальные ассоциируются с палеоземлетрясениями. Все выявленные палеосейсмодислокации, как правило, имеют приуроченность к главным структурным линеаментам Байкальской рифтовой зоны: Тункинскому, Главному Саянскому, Приморскому, Северобайкальскому, Дельтовому и другим активным разломам.

На сегодняшний день наиболее изученными являются сейсмодислокации, хорошо выраженные в рельефе и доступные для исследования современными методами. Сейсмодислокации, находящиеся в труднодоступных районах, практически не изучены. Затруднением для изучения также является нахождение некоторых сейсмогенных структур на территории национальных парков, где для проведения исследований выдвигаются более жесткие требования. Согласно статье 15. «Режим особой охраны территорий национальных парков» Федерального закона от 3 августа 2013 г. № 321-ФЗ С. 3446 «...На территориях национальных парков запрещается любая деятельность, которая может нанести ущерб природным

комплексам и объектам растительного и животного мира, культурно-историческим объектам и которая противоречит целям и задачам национального парка, в том числе:

- а) разведка и разработка полезных ископаемых;
- б) деятельность, влекущая за собой нарушение почвенного покрова и геологических обнажений;
- в) деятельность, влекущая за собой изменения гидрологического режима...».

О недостаточной изученности также свидетельствуют разногласия в основных параметрах и кинематических типах некоторых сейсмогенных разрывов. Примером может служить палеосейсмодислокация Сарма, находящаяся в устьевой части одноименной реки, в зоне активного Приморского разлома. Несмотря на то, что 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 протяженностью 3 км с максимальной вертикальной амплитудой смещения 2 м [Солоненко и др., 1968]. С момента проведения этих исследований прошло более пятидесяти лет, поэтому результаты отражают степень изученности того времени, актуальных на тот момент методов изучения. На сегодняшний день уже достаточно работ, указывающих на то, что сейсмодислокация трассируется также на правобережье реки и имеют большую протяженность и большее вертикальное смещение [Макаров и др., 2000; Макаров, 1997;

Гладков, Лунина, 2015; Чипизубов и др., 2019]. Тем не менее в последнем опубликованном каталоге палеосейсмодислокаций указываются заниженные параметры структуры Сарма [Смекалин и др., 2010], а кинематика смещений интерпретируется от сбросовой [Солоненко и др., 1968; Гладков, Лунина, 2015] до взбросовой [Чипизубов и др., 2019].

В связи с недостаточной изученностью некоторых сейсмогенных разрывов Байкальского региона автором в настоящей работе будут детально исследованы сейсмодислокации, приуроченные к зонам активизации Приморского, Зундукского, Северобайкальского и Дельтового разломов. Все они имеют хорошую выраженность в рельефе, а также благоприятные условия для применения современных методов исследования. Проведенные работы позволят получить новые данные об основных параметрах сейсмодислокаций, а также оценить сейсмический потенциал активных разломов Байкальского региона.

1.3 Выводы

Сейсмогенные нарушения Байкальского региона имеют хорошую раннюю изученность, но требуют дальнейшего изучения на новом, современном уровне, необходимом для решения ряда важнейших вопросов, уточняющих кинематику, параметры и сейсмический потенциал разломов. В связи с тем, что большинство объектов исследования находятся на территории национальных парков, для решения поставленных задач необходимо применять альтернативные методы исследования, которые удовлетворяют

требованиях Федерального закона об особо охраняемых территориях. В качестве такого метода в работе используется метод георадиолокации.

Глава 2 РАЗВИТИЕ МЕТОДА ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ И ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Метод георадиолокации – это геофизический метод, основанный на излучении сверхширокополосных (наносекундных) импульсов метрового и дециметрового диапазона электромагнитных волн и приеме сигналов, отраженных от границ раздела слоев зондирующей среды, имеющих разные электрофизические свойства. Такими границами в исследуемых средах являются, например, контакт между сухими и влагонасыщенными грунтами: уровень грунтовых вод, контакт между породами различного литологического состава, между породой и материалом искусственного сооружения, между мерзлыми и талыми грунтами, коренными и осадочными породами [Владов, Старовойтов, 2005].

На сегодняшний день метод георадиолокации активно используется во многих сферах производственной деятельности. Георадиолокационные исследования применяют для решения задач археологии, гидрогеологии, в службе транспортных систем, экологии, геологии и т.д. Всестороннее применение метода обусловлено в первую очередь дешевизной, малой трудозатратностью и оперативностью получения материалов исследования.

Георадиолокация становится базовым методом в разных сферах геологических наук, в том числе для решения задач тектонофизики, палеосейсмологии, поисковой геологии. Так, например, работы по изучению разрывных нарушений на сегодняшний день все чаще проводятся методом георадиолокационного зондирования [Табанько, 2007; Shamus et al., 2010;

Khorsandi et al., 2011; Калашник, Дьяков, 2012; Лунина, 2015; Zarroca et al., 2016; Gundougdu et al., 2017; Brandes et al., 2018; Gafarov et al., 2018 и др.]. Большой выбор антенных блоков различной мощности и разрешающей способности позволяет достаточно детально исследовать приповерхностную часть разреза с возможностью определения особенностей строения разрывных структур. Исходя из этого, метод подповерхностного георадиолокационного зондирования сегодня можно считать одним из основных методов при изучении активных разрывных нарушений.

Метод является весьма перспективным и динамично развивающимся. В сфере разработки и производства георадаров в настоящее время идет технологическая гонка, приборы постоянно совершенствуются, увеличивается мощность, разрешающая способность, глубинность исследования, одновременно с уменьшением размеров прибора и увеличением практичности его использования.

2.1 История развития метода георадиолокации

Первые упоминания о зондировании или просвечивании геологической среды с помощью высокочастотных электромагнитных волн относятся к началу XX в. и связаны с именами немецких ученых Г. Леви и Г. Лембаха. В 1910–1912 гг. ученые провели серию опытов по интерференционному просвечиванию целиков пород с целью определения местоположения рудных тел и обводненных участков. По результатам опытов был защищен патент. Техника эксперимента заключалась в опускании дипольных антенн в вертикальные скважины и анализе сигналов, полученных при использовании

пар источник–приемник. Они также предложили альтернативную методику: при расположении антенн на земной поверхности рассматривать сигнал, отраженный от погребенной поверхности, будь то уровень грунтовых вод или рудное тело [Владов, Судакова, 2017]. Применение этих методик позволило выявить наличие аномалий проводимости и определить глубину положения аномалий. Данная работа стала основой множества других трудов, посвященных использованию волновой природы электромагнитных волн в промышленных целях.

В следующей немаловажной работе [Hulsenbeck, 1926] впервые описывался импульсный сигнал, используемый для определения структуры погребенных осадков. В публикации отмечается, что любой контакт сред с различными электрофизическими свойствами т.е., изменение диэлектрической проницаемости или проводимости также будет являться причиной появления отраженных сигналов. Автором было доказано, что метод, использующий электромагнитные волны, имеет некоторые преимущества по сравнению с сейсмическими методами. Основное преимущество заключается в том, что разрешающая способность у георадиолокации выше, чем у сейсмического метода, так же, как и степень контрастности среды, которая позволяет отличать влажные грунты от сухих.

Изучение различных объектов методом георадиолокации начало приобретать всесторонний интерес у исследователей того времени. Так в 1929 г. немецкий ученый В. Штерн смог оценить мощность ледника, а египетский ученый Эль-Саид в 1956 г. искал с помощью высокочастотной

электромагнитной аппаратуры воду в пустыне. Популярность радиолокации, как способа исследования различных сред, возникла в связи с явлением, отмеченным еще в 1946 г. американскими летчиками при полетах в прибрежных районах Антарктиды, где они регистрировали большие ошибки в показаниях импульсных радиовысотомеров за счет проникновения радиоволн в лед и отражения от подстилающих пород [Waite, 1959; Waite, Schmidt, 1961].

В России история георадиолокации начинается с начала XX в. и связана с именем выдающего ученого в области радиотехники и электротехники, сотрудника института Прикладной геофизики А.А. Петровского. С 1923 г. он занимался, главным образом, разработкой электрических методов разведки месторождений полезных ископаемых. А.А. Петровский впервые в СССР применил метод радиопросвечивания для определения глубин залегания многолетнемерзлых пород. Далее в 1925 г. он высокочастотным электромагнитным методом определял положение соляных тел в массиве горных пород. В 1940 г. он уже проводил исследование по мерзлоте в Игарке [Петровский, 1971].

Существующее оборудование того времени было несовершенно, поэтому велись активные работы по улучшению георадаров. И. Кук предложил использовать сверхширокополосный моноимпульсный сигнал, который обладает наилучшими характеристиками для подповерхностного радиолокатора, поскольку обеспечивает одновременно максимальную глубину зондирования и максимальное разрешение [Владов, Судакова, 2017]. Способ до сих пор используется в георадиолокации. В этом способе,

получившем название «метода ударного возбуждения антенны», на передающую антенну подается перепад напряжения, который и формирует сверхширокополосный импульс. Оптимальный частотный диапазон подповерхностного лоатора лежит в пределах 50–500 МГц, что является компромиссом между глубиной зондирования в единицы–десятки метров и разрешением в единицы–десятки сантиметров для реальных геологических структур.

М.И. Финкельштейн обобщил и создал теоретическую и практическую базу знаний по георадиолокации. Он разработал принципы автоматизации обработки радиолокационной информации [Финкельштейн, 1979], опубликовал труды по основам георадиолокации [Финкельштейн, 1983], рассмотрел радиолокацию слоистых земных покровов [Финкельштейн, 1977], обосновал применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии [Финкельштейн, 1986]. Также он заложил базу использования георадиолокации с борта летательного аппарата с целью определения глубины морского льда [Финкельштейн, Кутев, 1972; Финкельштейн и др., 1977]. Исследования носили экспериментальный характер, но именно эти работы позволили активно развиваться авиагеорадиолокации. М.И. Финкельштейн разработал радиолокатор с ударным возбуждением антенны, показывающий глубинность исследования с борта самолета более 20 м при высоте исследования 200–400 м [Финкельштейн и др., 1974]. Под его руководством была доказана

возможность обнаружения и изменения глубины водоносных слоев в пустынях района Средней Азии с борта самолета.

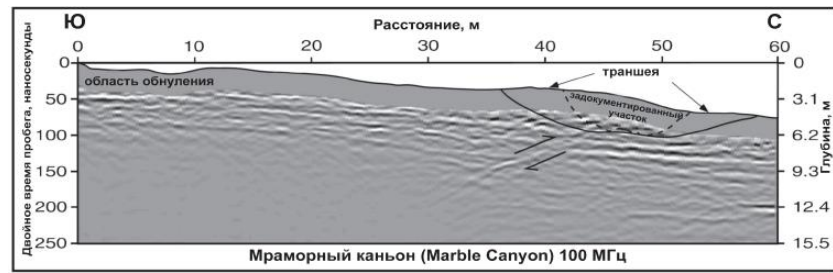
Уже в наше время георадиолокация прочно заняла свое место среди других динамично развивающихся геофизических методов. На данный момент происходит активное освоение и внедрение метода для решения различных научно-производственных задач: изучения литологических особенностей разреза, обнаружения уровня грунтовых вод, поиска локальных объектов, обследования инженерных сооружений, решения задач поисков месторождений полезных ископаемых, изучения разломной тектоники, а также при археологических и экологических работах. Область применения георадиолокации расширяется с каждым годом, спрос на выполнение работ растет с очень большой скоростью.

2.2 Современное состояние исследования разрывных нарушений методом георадиолокации

Изучение разрывных нарушений методом георадиолокации началось с исследований [Bilham, 1985; Bilhamand, Seeber, 1985; Smithand, Jol, 1995]. Авторы этих работ показали, что в условиях наличия грубообломочных коллювиальных и пролювиальных отложений, не образующих слоев, метод георадиолокации позволяет определить древние коллювиальные клинья, свидетельствующие о наличии разрывного нарушения. Они были выделены благодаря распознаванию подстилающих глинистых грунтов, накопившихся в периоды спокойного развития ландшафта между землетрясениями. Также в ходе работ по георадарным данным были выявлены участки

разрывообразования в зонах разломов Уосач и Сан-Андрес [Smith, Jol, 1995]. Таким образом, авторам впервые удалось показать эффективность использования георадарного метода для изучения сейсмогенных разрывов в грубообломочных и пролювиальных отложениях. Позже Андерсон показал, что георадар может быть полезным для локализации разрывов в грубообломочных конусах выноса у подножия хребтов даже в условиях валунного сложения и грубой слоистости конусов [Anderson et al., 2003] (рис. 2.1).

В ряде нижеперечисленных работ говорится о том, что георадарные исследования, проводимые с целью определения местоположения основных разрывных структур, выполнялись, как правило, до проходки траншеи [Meghraoui et al, 2000; Anderson et al, 2003; Gross et al, 2002; Ferry et al, 2004; Табанько, 2007; Алексеев и др., 2010; Gerald et al., 2010; Ulfa, et al., 2013; Carbonel, et al., 2013; Gross et al, 2014].



А



В

Рис. 2.1 Надвиг в отложениях конуса выноса, выявленный георадаром. Георадарный профиль через приразломный уступ на конусе выноса (А). (На радарограмме показан контур траншеи. Надвиг хорошо проявлен в виде отражающего горизонта, падающего на запад (налево), который отчетливо выражен ниже уровня траншеи, но плохо в пределах траншеи). Фотография надвига в стенке траншеи (В) [Anderson et al., 2003]. Рисунок из работы [McCalpin, 2011].

Джеймс Мак-Калпин с соавторами обнаружил, что сбросы, смещающие погребенные почвы, развитые в эоловых и тонкозернистых речных отложениях, хорошо различимы на георадарных профилях как нарушения и смещения субгоризонтальных горизонтов [McCalpin, Harrison, 2000] (рис. 2.2).

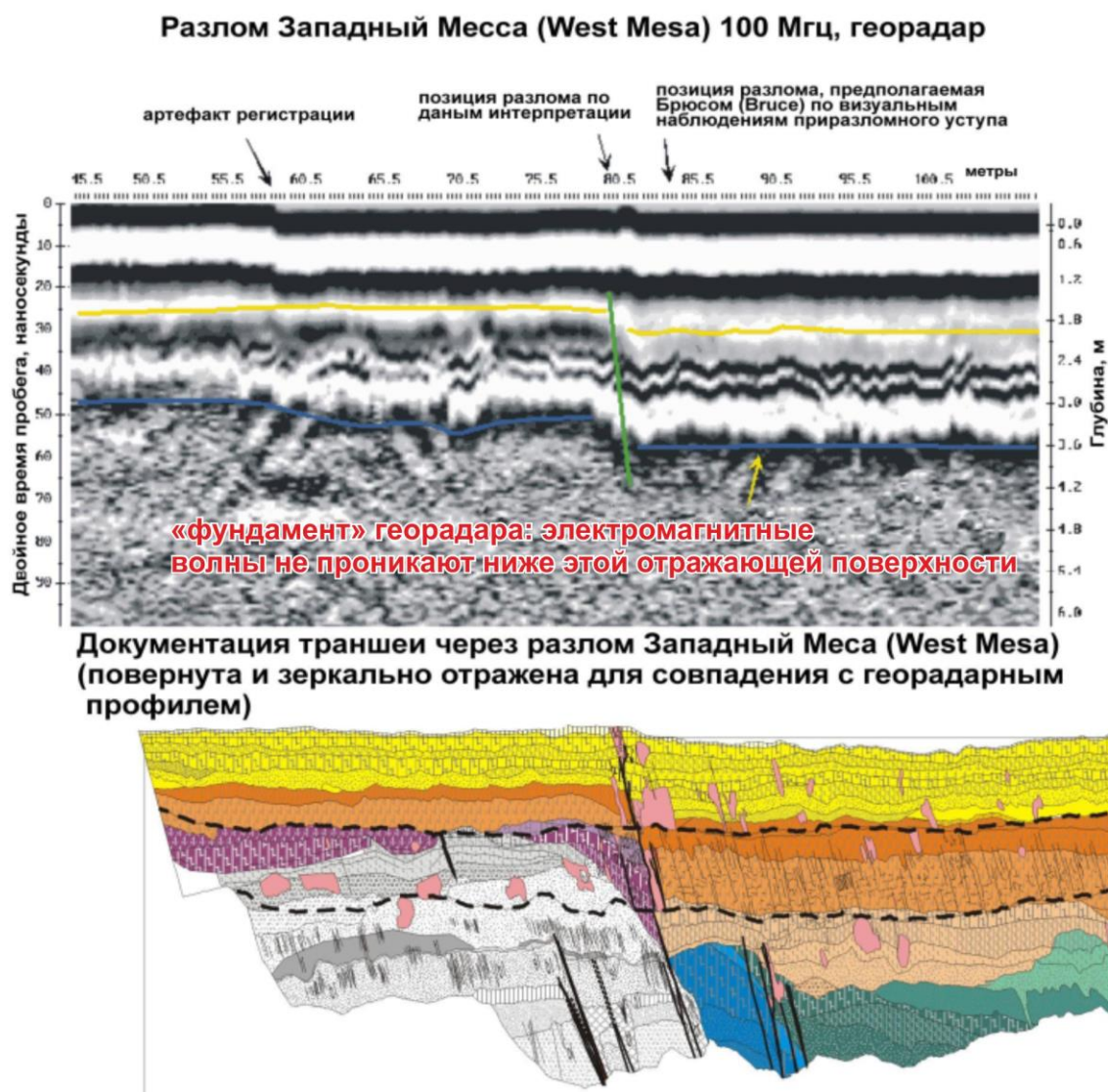


Рис. 2.2 100-мегагерцовый георадарный профиль (вверху) и документация траншеи сброса Калабасиллас, рифт Рио-Гранде, Нью-мехико, США. Масштаб в метрах, глубина около 3.6 м. Положение разрыва определено по георадарным данным (зеленая линия сверху) соответствует разрыву, выраженному в стенках траншеи. Однако стратиграфические границы, установленные по георадарным данным (желтые и голубые линии) не соответствуют одним и тем же горизонтам в поднятом и опущенном крыльях. Рисунок из работы [McCalpin, Harison, 2000].

Одними из первых в России, кто начали активно применять георадиолокацию для изучения разрывных нарушений в скальных породах,

были Калашник А.И. и Дьяков А.Ю. [Калашник и др., 2009; Калашник и др., 2011; Калашник и др., 2012; Калашник, Дьяков, 2013а; Калашник и др., 2013б; Дьяков, Калашник и др., 2014; Калашник, Дьяков, 2015а; Калашник, Дьяков, 2015б; Дьяков, Калашник, 2017а; Дьяков, Калашник, 2017б; Дьяков, Калашник, 2018]. Они разработали методику проведения полевых георадарных исследований, камеральной обработки, анализа и выявления подповерхностных (законтурных) структурных дислокаций (наклонных, субвертикальных, линзовидных) в скальных горнотехнических конструкциях. Методика заключается в применении специальных детерминированных операций и процедур измерений и обработки, которая позволяет выделять и оценивать параметры зоны, повышенной трещиноватости пород [Калашник 2013, Калашник, Дьяков, 2015а] (рис. 2.3).

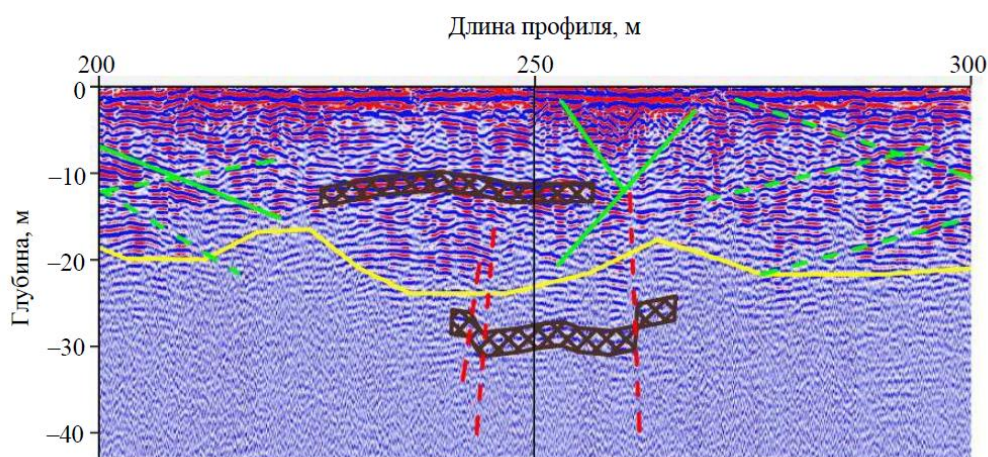


Рис. 2.3 Фрагмент интерпретированной радарограммы участка рабочего уступа с выделением основных разрывных структур. Сплошным зеленым выделены трещины, пунктиром – предполагаемые крупные трещины, красным – субвертикальные тектонические разломы. Рисунок из работы [Калашник, Дьяков, 2015а].

Существенное продвижение в вопросе изучения разрывных структур с помощью георадиолокационных исследований было достигнуто с выходом работы [Дьяков, Калашник 2018]. Авторами была установлена закономерность, которая свидетельствует, что областям повышенной трещиноватости пород соответствуют зоны с высокой диэлектрической проницаемостью среды (рис. 2.4).

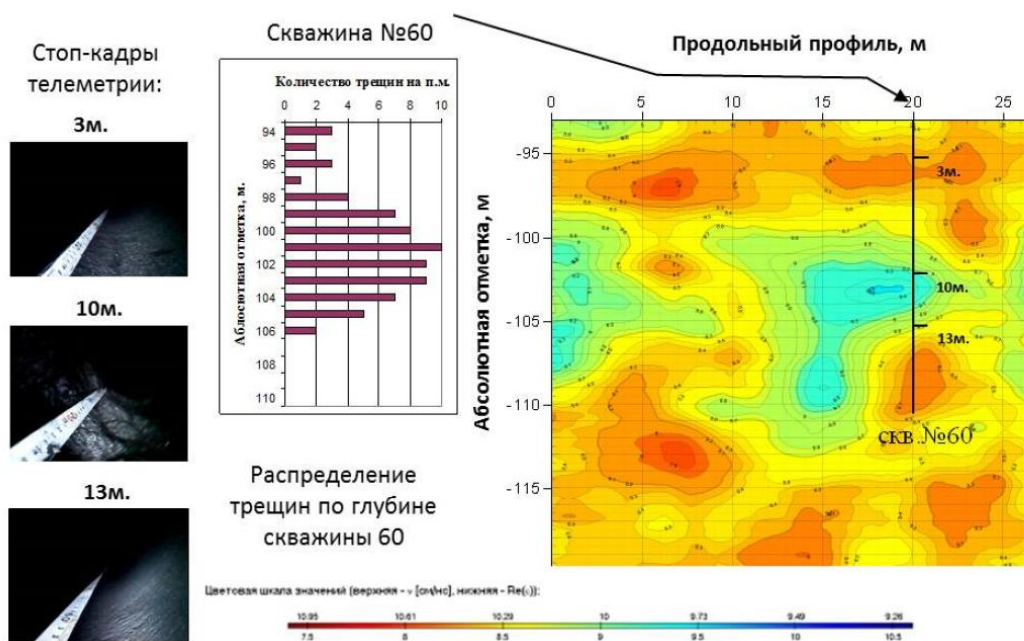


Рис. 2.4 Данные комплексных исследований взрывного блока рабочего уступа: слева – стоп-кадры телеметрии; справа – георадиолокационный скоростной профиль. Рисунок из работы [Дьяков, Калашник, 2018].

Попытки изучения разрывных нарушений в районах криолитозоны методом георадиолокации были продемонстрированы в трудах [Соколов и др., 2013; Соколов, Прудеский, 2015; Соколов, 2016].

В работе [Соколов и др., 2013] авторы показывают возможности применения георадиолокации при исследовании разрывных нарушений криолитозоны на месторождениях полезных ископаемых. Из материалов работы следует, что проведение площадной георадиолокационной съемки позволило картировать разрывные нарушения и по характеру сигналов сделать предположение о возможном вещественном составе горных пород, выполняющих разлом или зону повышенной трещиноватости (рис. 2.5). Авторы работы предположили, что в прочном массиве зоны дробления имеются четкие вертикально ориентированные границы (см. рис. 2.5а), а в рыхлых отложениях они почти не различимы и приобретают сложную конфигурацию (см. рис. 2.5б).

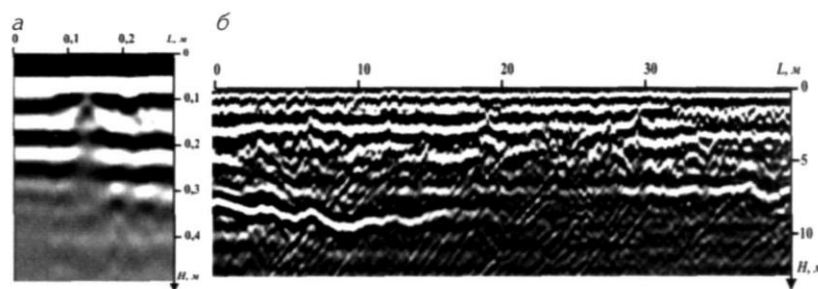


Рис. 2.5 Пример георадиолокационных разрезов, пересекающих трещины. Данные получены георадарами с центральной частотой: а – 1200 МГц, б – 50 МГц. Рисунок из работы [Соколов, Прудский, 2015].

При работах на россыпных месторождениях криолитозоны были определены признаки выявления зон структурных неоднородностей на основе статистической оценки параметров георадиолокационных сигналов [Федорова и др., 2014]. Было установлено, что в местах повышенной

трещиноватости горных пород наблюдаются повышенные значения дисперсии амплитуд георадиолокационных сигналов (рис. 2.6). Также разработано и апробировано программное обеспечение автоматизированной обработки данных георадиолокационных измерений с целью выделения аномалий, связанных с неоднородностями горного массива (зон повышенной трещиноватости, валунных включений, границ реликтовых водотоков и т.д.).

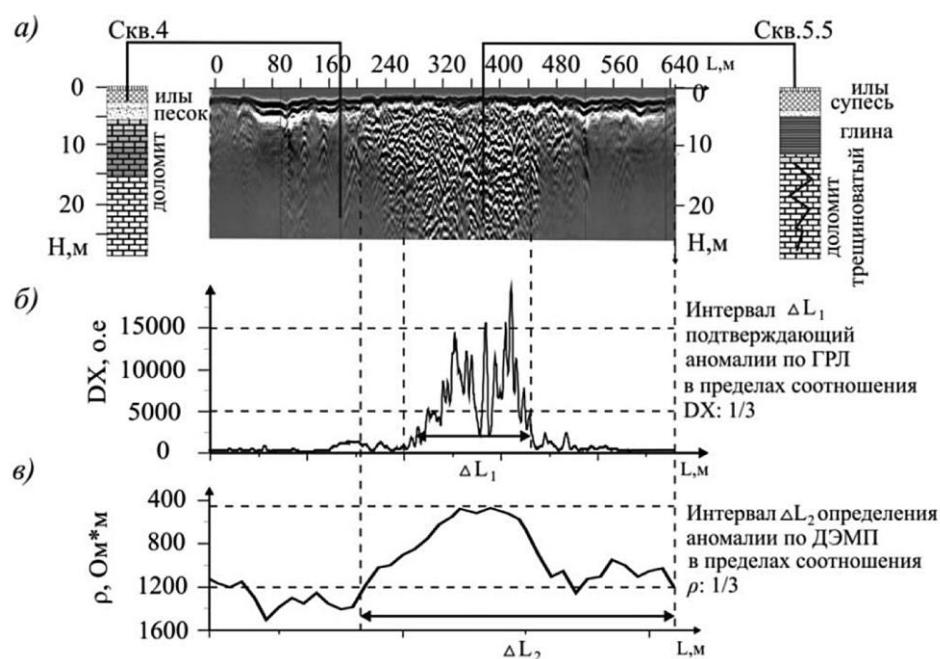


Рис. 2.6 Пример совместного анализа данных георадиолокации и дипольного электромагнитного профилирования по единичному профилю скважинного опробования участка «405» месторождения «Маят-Водораздельный»: глубинный георадиолокационный разрез (а), значение дисперсии георадиолокационных сигналов (б), значения кажущегося удельного электрического сопротивления (в). Рисунок из работы [Федорова и др., 2014].

Применение метода георадиолокации для изучения разрывных нарушений в эпицентральных зонах землетрясений было продемонстрировано в трудах [Пинегина и др., 2012; Yalciner et al, 2013;

Башкуев и др., 2019]. Так, например, в работе [Пинегина и др., 2012] были проведены опытно-методические исследования по изучению сейсмогенных разрывов методом георадиолокации. Непосредственно до проведения тренчинговых работ была проведена георадиолокационная съемка, результаты которой позволили выявить разрыв и оценить глубину, на которой канава может вскрыть верхнюю часть плоскости разрыва. По результату проделанных работ авторы показывают, что георадар, при помощи которого еще до проходки канавы по радарограмме можно учесть суммарную амплитуду последней сейсмической подвижки (рис. 2.7), является хорошим дополнением при палеосейсмогеологических исследованиях.

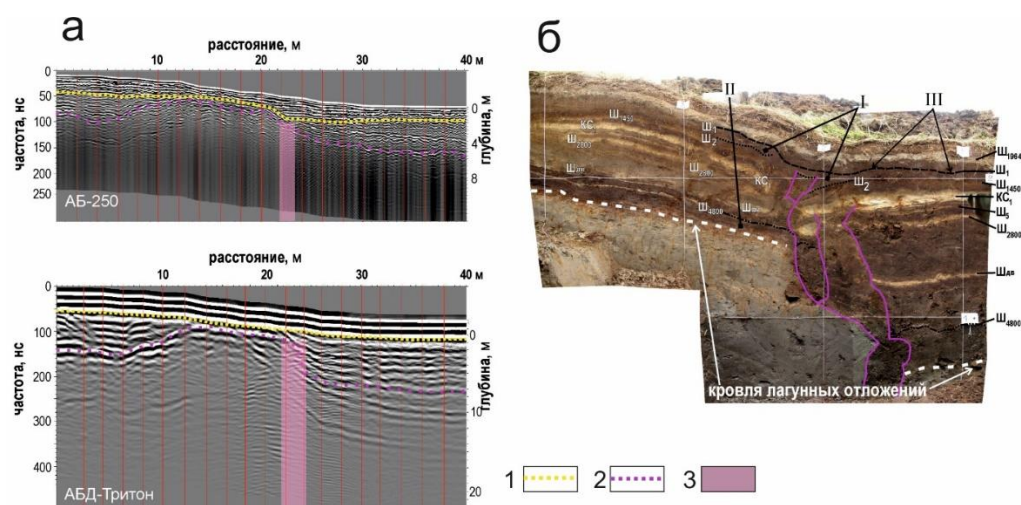


Рис. 2.7 Пример георадарного профиля через Усть-Камчатский активный разлом (а). Вертикальные метки вдоль профиля проставлены через 2 м. 1 – граница между снежным покровом и земной поверхностью; 2 – предполагаемая граница основания торфа и кровли лагунных отложений; 3 – предполагаемое положение зоны, в пределах которой находится плоскость разлома. Фото стенки канавы с плоскостью разрыва, показанной сплошными линиями (б). Рисунок из работы [Пинегина и др., 2012].

В ряде работ, посвященных изучению сейсмогенных деформаций, метод георадиолокации не только помог выявить местоположения разрывных нарушений, но и позволил во многих случаях определить мощность зон отдельных разломных сместителей, их азимуты и углы падения, амплитуды и типы вертикальных смещений по разрывам (взброс/сброс) [Lunina et al., 2015; Лунина и др., 2016; Лунина и др., 2018; Lunina, Denisenko, 2020]. Так, например, в работе по изучению сейсмогенных деформаций Мондинского землетрясения 04.04.1950 г. ($M=7.0$) были показаны особенности проявления и основные характеристики разрывов, которые были дискуссионными для Мондинского разлома, расположенного на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны [Лунина и др., 2016] (рис. 2.8).

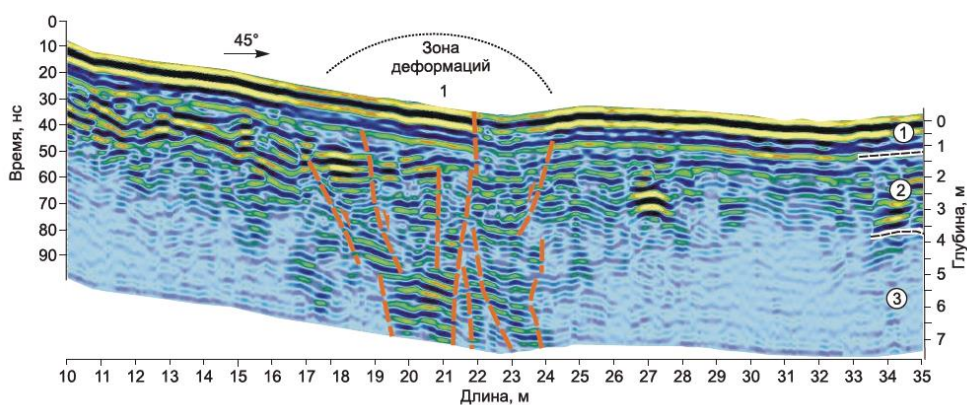


Рис. 2.8 Интерпретируемая зона деформаций в районе Мондинского сейсмогенного разлома. Рисунок из работы [Лунина и др., 2016].

В работе [Anchuela et al., 2016] авторы активно используют георадар для обнаружения и картирования разрывных нарушений в районах со слабой

тектонической активностью, где разломы часто перекрыты мощным слоем современных отложений (рис. 2.9).

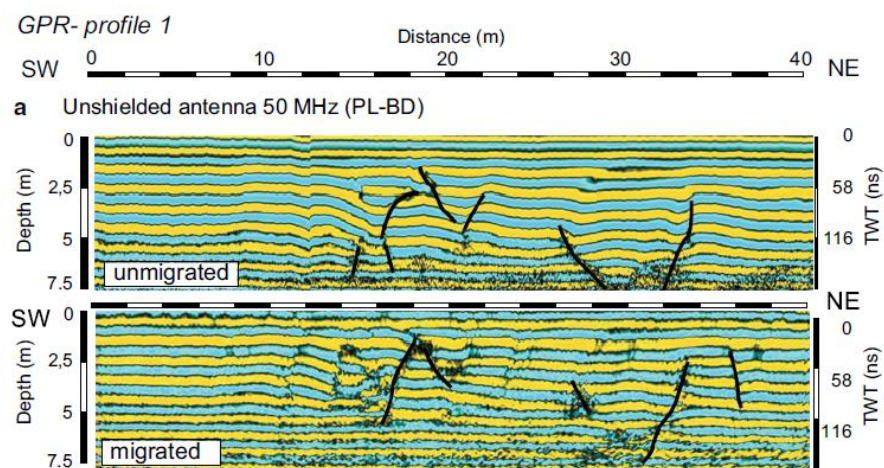


Рис. 2.9 Георадиолокационный профиль, пройденный антенной 50 МГц, с интерпретацией разрывных нарушений. Рисунок из работы [Anchuela et al., 2016].

Работа [Vano et al., 2017] посвящена изучению сейсмогенных разрывов в окрестностях Улан-Батора. Исследования были направлены на определение характеристик активных разломов с помощью комбинирования антенных блоков георадиолокации. В работе использовались антенные блоки 50, 250 и 500 МГц. В результате было выявлено, что антенна 500 МГц показывает хорошие соответствие с наблюдениями в траншее. Антенна 250 МГц показывает, по мнению авторов, наиболее детальные вертикальные смещения горных пород (рис. 2.10). Использование георадиолокационных данных антенн 50 и 500 МГц при их совмещении позволило отобразить различные тектонические структуры и определить угол погружения главного разлома. Таким образом, подход комплексирования антенн разной мощности и

разрешающей способности позволяет проводить более качественные исследования и извлекать больше информации о строении сейсмогенных разрывов.

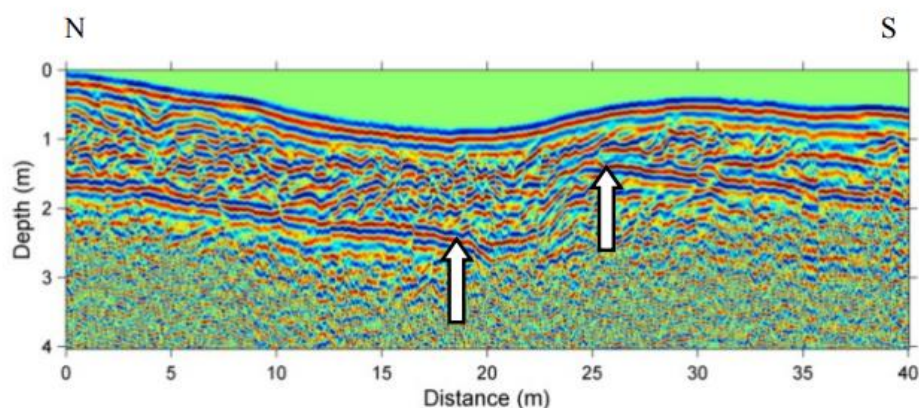


Рис. 2.10 Георадиолокационный профиль, пройденный антенной 250 МГц. Белыми стрелками показано смещение георадарного комплекса по предполагаемому разлому. Рисунок из работы [Vano et al., 2017].

В последнее время в георадиолокационных исследованиях авторы все чаще начали использовать метод трехмерной визуализации полученных данных [Shamus et al., 2010; Gafarov et al., 2018]. В работе [Shamus et al., 2010] авторам удалось на сегменте активного разлома Benmore в Новой Зеландии охарактеризовать пространственную эволюцию и изменчивость сейсмогенного разрыва (рис. 2.11). Также следует отметить, что многие элементы могут казаться незначительными и не связными друг с другом в 2D, но их взаимосвязь и непрерывность становится более очевидными только после тщательного анализа 3D моделей. Таким образом, применение 3D

метода при интерпретации георадарной съемки, по мнению авторов, позволяет более детально охарактеризовать пространственную изменчивость разлома по простиранию.

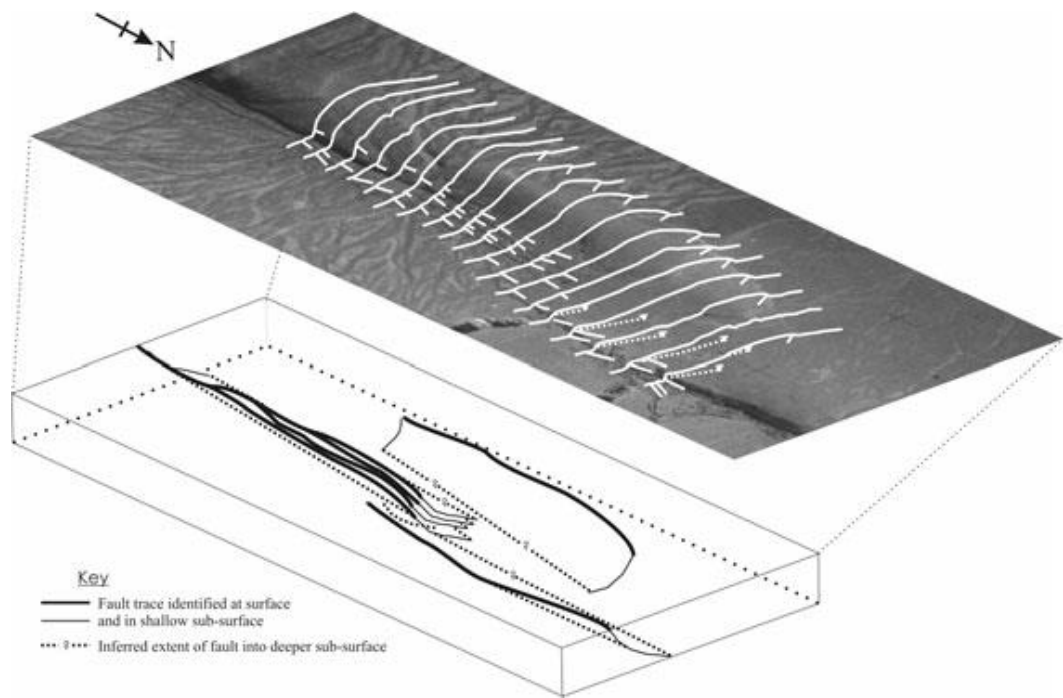


Рис. 2.11 Трехмерное изображение, полученное из серий георадарных двумерных профилей. Каждая двумерная модель была связана со смежными профилями, и объединена в трехмерную модель. Рисунок из работы [Shamus et al., 2010].

В ряде работ [Luigi et al., 2017; Gundougdu et al., 2017; Brandes et al., 2018; Gafarov et al., 2018; Rezaei et al., 2019] показан положительный опыт применения георадиолокации для выявления разрывных нарушений с определением местоположения главного сместителя и возможной амплитуды вертикального смещения по разлому. Так в работе [Gundougdu et al., 2017] был отстроен геолого-геофизический разрез, интерпретация которого позволила

наметить границы слоев и зафиксировать сбросовое смещение. Определенные амплитуды вертикальных смещений на разных сегментах разлома колебались в пределах 30–80 см (рис. 2.12).

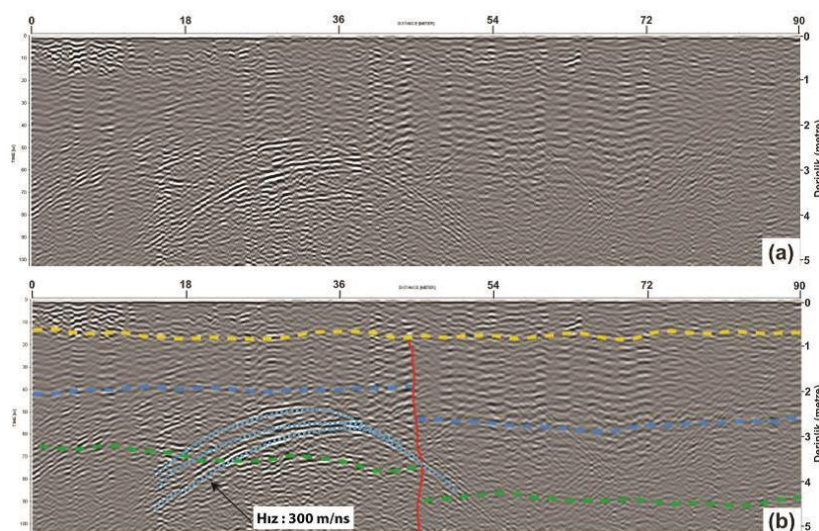


Рис. 2.12 Радарограммы, полученные при исследованиях активных разломов в окрестностях Симав (пунктирные желтые, синие и зеленые линии показывают границы слоев, красная линия – возможную зону разрыва). В то время как пунктирные светло-синие линии представляют собой дифрагированные волны, вызванные линиями электропередач. Рисунок из работы [Gundougdu E., et al, 2017].

Положительный опыт применения метода георадиолокации для обнаружения активных разломов в городской среде был продемонстрирован в работе [Khorsandi et al., 2011]. Основной задачей авторов было точное обнаружение разрывных нарушений в городских районах Ирана. Метод георадиолокации, по мнению авторов, является единственным методом неразрушающего контроля, который способен в городских неблагоприятных

условиях обнаружить разрывы под мощным слоем перекрывающих техногенных отложений (рис. 2.13).

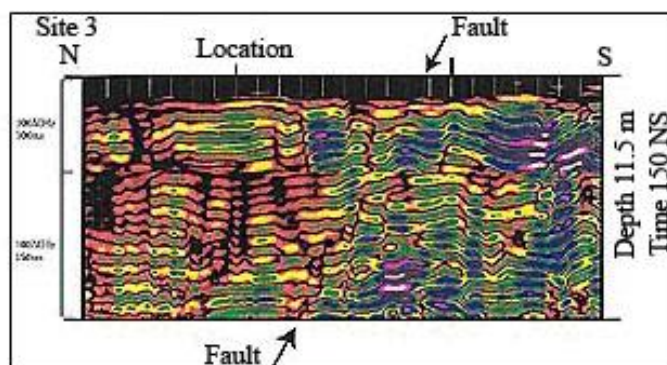


Рис. 2.13 Георадарный профиль северного участка разлома. Стрелками показана линия разлома. Глубина исследования 11 м. Рисунок из работы [Khorsandi et al., 2011].

Наиболее качественные результаты достигаются при комплексировании георадиолокации с другими геофизическими методами. Пример успешного применения комплекса геофизических методов продемонстрирован в работах [Chwatal et al., 2005; Хаптанов и др., 2013; Zarroca et al., 2016; Mahmut et al., 2017; Башкуев и др., 2019]. В работе [Zarroca et al., 2016] авторами были сопоставлены и проанализированы результаты интерпретации георадиолокационных данных с данными электроразведки. По результатам работ было показано, что разлом, зафиксированный в стенке шурфа, достаточно четко проявлен в геоэлектрических и георадиолокационных разрезах (рис. 2.14).

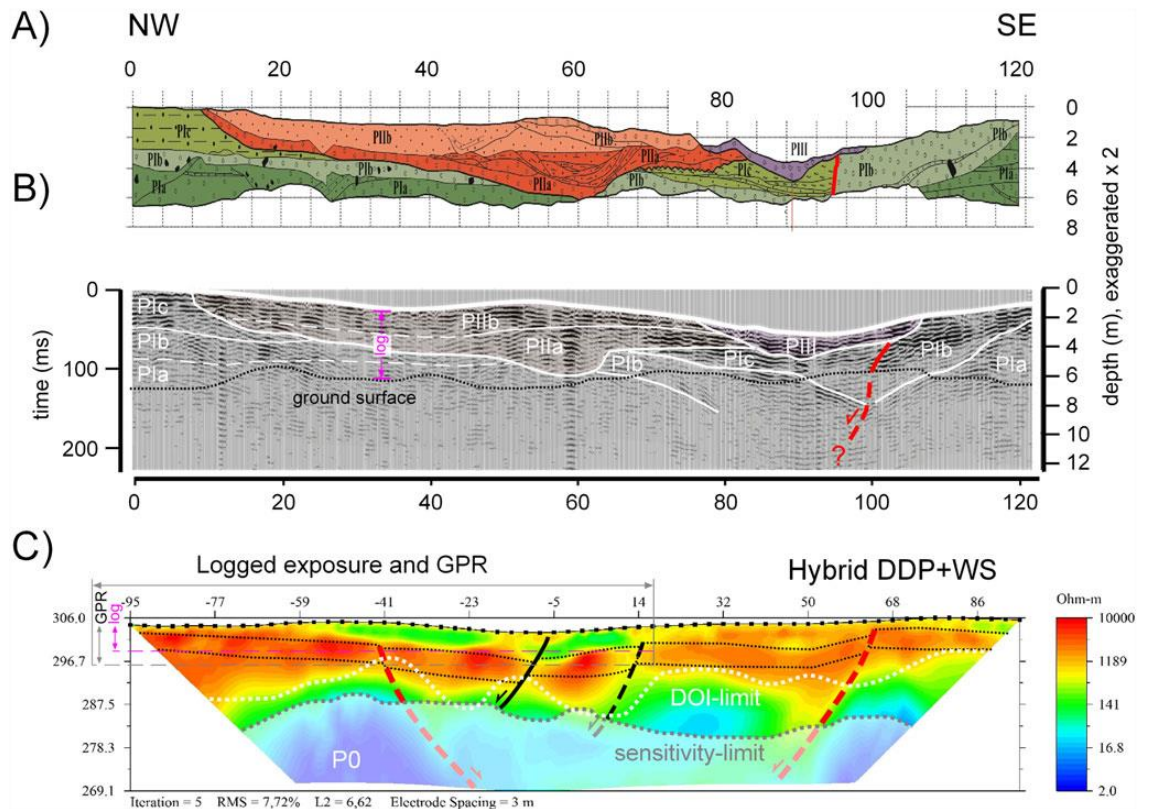


Рис. 2.14. Сравнение результатов, полученных с помощью данных тренчинга (А), георадиолокации (В), электроразведки (С). Рисунок из работы [Zarrosa, et al., 2016].

Успешное применение метода георадиолокации в акваториях при исследованиях донных отложений с последующим выявлением сейсмогенных нарушений и деформаций было продемонстрировано в работах [Аузин, Зацепин, 2013; Хаптанов и др., 2013а; 2013б; 2014; Старовойтов и др., 2016; Huseyin et al., 2017; Paz et al., 2017; Родионов и др., 2018; Башкуев и др., 2020; Lunina, Denisenko, 2020]. Вышеперечисленные работы показывают эффективность применения метода при работах до глубин 10–15 м ниже поверхности дна при глубине воды до 12–15 м. [Старовойтов и др., 2016], что подтверждает возможность успешного проведения работ по изучению

современных сейсмогенных деформаций в донных отложениях в мелководных акваториях.

2.3 Выводы

Обзор проведенных предшественниками исследований показывает успешное применение георадиолокации при изучении разрывных нарушений в различных геологических условиях. На сегодняшний день стало возможным с помощью метода георадиолокации извлечь максимум информации при исследовании сейсмогенных разрывов с возможностью определения основных параметров разрывных нарушений, амплитуд смещений, углов их падения и ширины зоны разрывов. Определив эти параметры, станет возможным более быстро и качественно проводить исследования и получать совершенно новые данные о проявлении разрывных структур в самой верхней части земной коры в пределах первых двух десятков метров. Это позволит в полной мере проводить оценку параметров землетрясений с целью дальнейшего уточнения сейсмической безопасности изучаемой территории.

Обзор имеющейся на сегодняшний день литературы по теме исследования позволил сделать следующие выводы:

1. Метод показывает хорошие результаты в грубообломочных грунтах, песчаных отложениях конусов выноса. В глинистых и суглинистых грунтах метод практически не работает.

2. В настоящее время мировой опыт демонстрирует успешное применение метода георадиолокации для обнаружения разрывных

нарушений, но нет четко сформулированных признаков проявления разрывных нарушений на радарограммах.

3. Геологические условия изучаемой территории являются благоприятными для работы георадиолокации. Юго-восточный борт Байкальского рифта в основном представлен песками, супесями, северо-западный – скальными породами и делювиально-пролювиальными отложениями конусов выноса, в морфологии которых хорошо выражены следы позднечетвертиной активизации.

Многие объекты исследования в настоящей работе находятся на территории национальных парков и заповедников, в которых запрещено какое-либо механическое воздействие на грунт, в том числе здесь нельзя проводить исследования традиционным тренчинговым методом. Поэтому применение георадиолокационного метода позволит в полной мере изучить внутреннюю структуру сейсмогенных разрывов, не воздействуя механически на земную поверхность.

Глава 3 МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ РАБОТ

Обзор и анализ накопленного мирового опыта по изучению разрывных нарушений методом георадиолокации показывает положительный опыт его применения в разных геологических условиях. Поэтому в качестве основного метода исследования в данной работе использовался метод подповерхностной георадиолокации в комплексе с морфоструктурным и геолого-структурным методами.

3.1 Георадиолокационные исследования

Для выполнения поставленных задач в работе применялся георадар российского производства серии ОКО-2 в комплексе с экранированными антенными блоками АБ – 250, АБ – 90 и неэкранированной антенной АБДЛ – Тритон. Основные характеристики антенных блоков представлены в главе 3.1.1.3.

Успешное проведение георадиолокационных исследований обеспечивалось соблюдением определенных методических рекомендаций. В первую очередь, перед проведением георадиолокационных исследований необходимо определить протяженность и простираание георадарного профиля, которое должно быть строго перпендикулярно исследуемой структуре, иначе будут получены некорректные данные. Протяженность профиля должна иметь достаточную длину по обе стороны от приразломного уступа, чтобы обеспечить получение полной информации о второстепенных разрывах, образующихся в висячем и лежащем крыльях разлома. Далее производится

географическая привязка профилей (начала и конца), кроме того измеряются основные параметры приразломного уступа (высота и максимальный угол склона). По намеченным профилям важно провести гипсометрические измерения рельефа с шагом 1–1.5 м, это необходимо для учета рельефа местности при интерпретации георадиолокационных данных, а также для дальнейшего морфоструктурного анализа приразломного уступа.

Для понимания принципа действия георадиолокации и оценки возможностей метода при работах в различных геологических условиях, необходимо иметь представления об основных физических понятиях в области георадиолокации.

3.1.1 Основные физические понятия

3.1.1.1 Диэлектрическая проницаемость

Одной из важнейших физических величин, используемых в георадиолокационных исследованиях, является относительная диэлектрическая проницаемость (ϵ). Она равна отношению диэлектрической проницаемости вещества к диэлектрической проницаемости вакуума и является безразмерной величиной. Значение относительной диэлектрической проницаемости природных материалов сильно зависит от наличия воды в исследуемой среде. Таким образом, минимальное значение будет соответствовать воздуху и практически не отличаться от значения в вакууме, а максимальное – воде [Владов, Судакова, 2017].

Правильно определенное значение ϵ при георадиолокационных работах будет гарантировать получение достоверных результатов исследования. При

интерпретации георадиолокационных данных это является одним из необходимых условий для дальнейшего преобразования временного георадиолокационного разреза в глубинный, так как величина ϵ напрямую влияет на глубинность исследования. Существует, как минимум, три способа определения ϵ : 1) по дифрагированным волнам (гиперболам), возникающим при отражении от локального объекта; 2) по измерению скорости прохождения электромагнитных волн в среде [Старовойтов, 2018]; 3) методом подбора, который осуществляется путем сопоставления геологического разреза с радарограммой и последующего ручного подбора значения диэлектрической проницаемости.

В настоящей работе для определения диэлектрической проницаемости среды в основном использовались первый и третий методы. Так, на участке Приморского разлома на радарограммах профилей S-5 и S-12 (антенна АБ–250) гиперболическим способом была определена диэлектрическая проницаемость среды, имеющая значения 4.96 и 4.60 соответственно. Далее для заверки полученных значений использовался способ подбора. При наложении данных канавы из работы [Макаров, 1977] с радарограммой антенны АБ–250 профиля S-1 выявлено хорошее соотношение георадарных комплексов со стратиграфическим разрезом горной выработки (рис. 4.2). В целом геологический разрез для всего участка исследования подобный и представлен делювиально-пролювиальными дресвяно-щебнисто-глыбововыми отложениями с песчаным и супесчаным заполнителем [Макаров

и др., 2000]. В связи с этим было принято решение использовать для всего полигона исследования значение $\varepsilon=5$.

Для участка исследования в зоне Зундукского разлома был применен способ определения ε по дифрагированным волнам (гиперболам), возникающим при отражении от локального объекта. На радарограммах профилей Z-1, Z-4 и Z-11 (антенна АБ–250М), гиперболическим способом была определена диэлектрическая проницаемость среды, имеющая значения 8.5, 8.8 и 8.4 соответственно. Разница значений ε 8.5, 8.8 и 8.4 также лежит в пределах разрешающей способности прибора. Для всего полигона исследования значение $\varepsilon=8.5$.

Для участка исследования в зоне Дельтового разлома значение диэлектрической проницаемости было получено путем анализа наклонных линейных помех и гипербол на радарограммах с учетом данных бурения скважин, которые имели первостепенное значение при решении данной задачи. В результате диэлектрическая проницаемость среды для исследованных разрезов составила 5.1.

3.1.1.2 Электрофизические свойства пород и грунтов

Во многом на результаты проведения георадиолокационных исследований влияют электрофизические свойства пород и грунтов, которые в свою очередь зависят от водонасыщенности, дисперсности и глинистости.

Определенное влияние на качество получаемых результатов оказывает водонасыщенность грунтов. Исследователями доказано, что общая глубинность исследования и разрешающая способность по вертикали лучше в

сухих песках по сравнению с водонасыщенными, так как по мере водонасыщения возрастает диэлектрическая проницаемость и, тем самым, уменьшается общая глубинность исследования [Владов, Судакова, 2017]. В сухих грунтах, особенно в песчаных, наблюдается минимальное затухание сигнала, поэтому в таких средах будет достигаться наибольшая глубина исследования.

Значение диэлектрической проницаемости грунтов увеличивается с появлением глинистых частиц в грунте [Кобранова, 1986]. Как известно, в глинах, а особенно во влажных, происходит сильное затухание сигнала, так как кровля глин является экраном для георадиолокации. Присутствие глинистых грунтов в разрезе может поставить точку на проведении георадиолокационных исследований, особенно если глинистые грунты залегают в верхнем слое.

Таким образом, для получения качественных результатов необходимо учитывать электрофизические свойства грунтов и геологические условия участка исследования. В настоящей работе геологические условия в целом являются благоприятными для проведения георадиолокационных работ. Юго-восточная часть Байкальского рифта в основном представлена песками, супесями, северо-западная – скальными и грубообломочными грунтами, а также делювиально-пролювиальными отложениями конусов выноса.

3.1.1.3 Разрешающая способность

Разрешающая способность любого геофизического метода определяется как точность, с которой можно определить положение и геометрические

характеристики искомого объекта, другими словами – это минимальный размер объекта, который может увидеть тот или иной метод. В георадиолокации различается вертикальная и горизонтальная разрешающие способности. Вертикальная связана с длиной волны, горизонтальную разрешающую способность определяет эффективная отражающая площадка [Изюмов и др., 2008; Старовойтов, 2008; Владов, Судакова, 2017]. Автор в данной работе будет оперировать техническими характеристиками имеющегося геофизического оборудования. Для решения поставленных задач были использованы антенные блоки: АБ–250М – имеющий разрешающую способность 0.25 м, максимальную глубину исследования до 8 м; более мощный экранированный антенный блок АБ–90, имеющий разрешающую способность 0.5 м, максимальную глубину исследования 16 м; неэкранированный антенный блок АБДЛ – Тритон с размещающей способностью 0.5–1 м, максимальной глубиной исследования до 18 м. Также нужно принимать во внимание то, что изменение разрешающей способности и глубинности исследования будет зависеть в первую очередь от параметров исследуемой среды. Как было уже отмечено ранее, в глинистых грунтах глубинность исследования может равняться метру, а в скальных грунтах – десяткам метров.

3.1.2 Интерпретация георадиолокационных данных

Интерпретация георадиолокационных исследований при изучении внутренней структуры сейсмогенных разрывов проводилась в несколько этапов. На первом этапе выполняется обработка радарограмм, целью которой

является выделение полезного сигнала на фоне помех и шумов, а также привязка к рельефу и установление точной длины радарограммы. На втором этапе производится разделение разреза на георадарные комплексы и выделение разрывных нарушений. На третьем этапе по возможности определяется литологический состав георадарных комплексов. Как правило, для этого используются данные буровых работ и горных выработок. Заключительный этап обработки сводится к определению диэлектрической проницаемости среды. Следует отметить, что интерпретация данных проводилась в натуральном масштабе без искажений на рисунках.

3.1.2.1 Выделение георадарных комплексов

При интерпретации георадиолокационных данных для получения геолого-геофизического разреза необходимо выделить георадарные комплексы. Георадарный комплекс является аналогом осадочного комплекса, под которым понимается стратиграфическая единица, сложенная относительно согласной последовательностью генетически взаимосвязанных слоев, ограниченная в кровле и подошве несогласиями. По опыту собственных работ и опыту предыдущих исследований установлено, что литологические границы слоев горных пород на радарограммах отображаются несогласием осей синфазности, а также в некоторых случаях изменением волновой картины и амплитудных характеристик трассы. Таким образом, на примере георадиолокационного разреза профиля S-4 по изменению волновой картины и амплитудных характеристик трассы было выделено четыре георадарных комплекса (рис. 3.1).

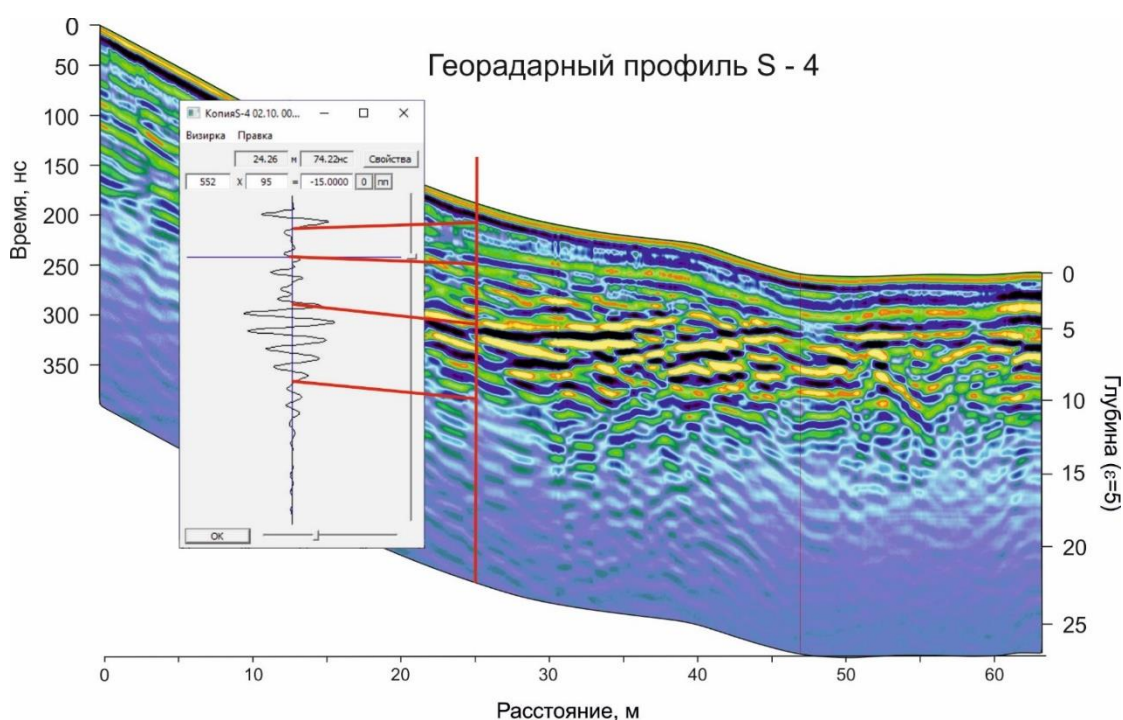


Рис. 3.1 Выделение георадарных комплексов профиля S-4 по изменениям амплитудных характеристик трассы.

3.1.2.2 Выделение разрывных нарушений

По результатам анализа многочисленных работ по теме исследования и непосредственно накопленному собственному опыту автора на сегодняшний день можно выделить некоторые признаки проявления разрывных нарушений на радарограммах. Основным и часто встречающимся признаком является смещение георадарных комплексов, а также разрыв, резкое падение и/или смещение осей синфазности. В некоторых случаях наблюдаются амплитудные аномалии, выраженные в виде резкой смены георадиолокационной картины на определенном участке радарограммы.

По разрывным нарушениям, в зоне которых происходила подвижка, была определена амплитуда вертикального смещения. Как известно, величина вертикального смещения по разрыву складывается из хрупкой (разрывной) и пластической составляющих [Homberg et al., 2017; Lunina, Denisenko, 2020]. Форма пластической деформации представлена смещением без разрыва пластов и может быть вызвана как постсейсмическим или гравитационным сползанием материала, так и собственно накоплением пластической деформации перед разрывообразованием. В связи с этим при определении смещений была использована концептуальная модель, предусматривающая измерение вертикальной амплитуды «в ближней зоне», непосредственно на плоскости разрывов (A1) (near-field displacement), соответствующая хрупкой компоненте смещений, и в дальней зоне (A2) (far-field displacement) на удалении от сместителя, что подразумевает общую величину деформации, включающую как разрывную, так и пластическую составляющие [Homberg et al., 2017] (рис.3.2).

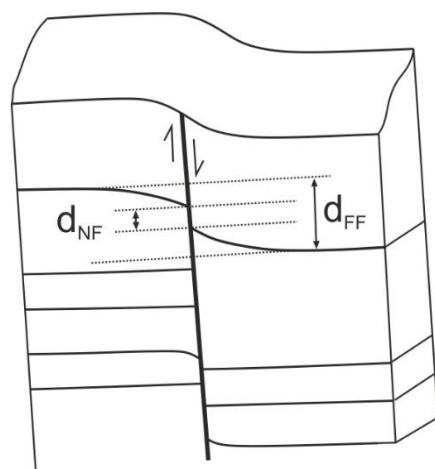


Рис. 3.2 Схематическая модель сбросового разрыва по [Homberg et al., 2017] (с изменениями). d_{NF} – смещение в ближней зоне (разрывное A1, near-field displacement), d_{FF} – смещение в дальней зоне (общее A2, far-field displacement).

Для измерения полной амплитуды смещения (учитывающей хрупкую и пластическую компоненты) необходимы примерно параллельные исходные поверхности. В связи с этим полная амплитуда смещения или амплитуда в дальней зоне (A2) (far-field displacement) была определена только в зоне Зундукского и Дельтового разрывов. В зоне Приморского и Северобайкальского была определена амплитуда вертикального смещения «в ближней зоне», непосредственно на плоскости разрывов (A1) (near-field displacement).

3.2 Вспомогательные методы исследований

Получение дополнительной информации о геологическом строении, протяженности и простирации сейсморазрывов, геоморфологических особенностях структур обеспечивалось применением вспомогательных методов исследования.

3.2.1 Дешифрирование спутниковых снимков

Дешифрирование спутниковых снимков проводилось с целью картирования сейсмогенных разрывов на участках исследования с определением их пространственного положения и протяженности вскрывшейся структуры. Также в ходе работ выполнялось выделение наиболее перспективных и доступных мест для проведения георадиолокационных исследований. Для работы использовались спутниковые снимки Яндекс, Google доступные через программу SAS.Планета.

3.2.2 Морфоструктурные исследования

Благодаря своей универсальности и простоте использования морфоструктурный метод стал одним из основных в палеосейсмогеологических исследованиях. Теоретические основы морфологических методов отражены в большом числе публикаций [Andrews, Hanks, 1985; Hanks, Andrews, 1989; Nash, 1980; Buckman, Anderson, 1979 и др.]. Среди всех имеющихся на сегодняшний день методов в работе была использована методика [Buckman, Anderson, 1979]. Отличительной особенностью метода является использование в расчетах положения и угла падения главного сместителя разлома. С помощью применения данного метода возможно по данным гипсометрических измерений определить основные параметры современного приразломного уступа. Такими параметрами являются высота приразломного уступа и вертикальное смещение по разрыву. Согласно определению Букмана и Андерсона [Buckman, Anderson, 1979], высота уступа (H_2) является не просто вертикальным расстоянием между подошвой уступа и его бровкой, а расстоянием по вертикали между пересечениями плоскости, образованной наиболее крутой частью склона уступа, и уровнями нарушенной исходной поверхности. Вертикальное смещение по разрыву (H_1) – это расстояние по вертикали между пересечениями плоскостей разрыва с проекциями нарушенной исходной поверхности (рис. 3.3). Для определения вертикального смещения по разрыву (H_1) в расчетах использовался угол падения разрыва, определенный по данным георадиолокации. Исходя из методики, пренебрегать этим

показателем нельзя, так как при пологом угле разлома амплитуда будет всегда больше, при более крутом – меньше.

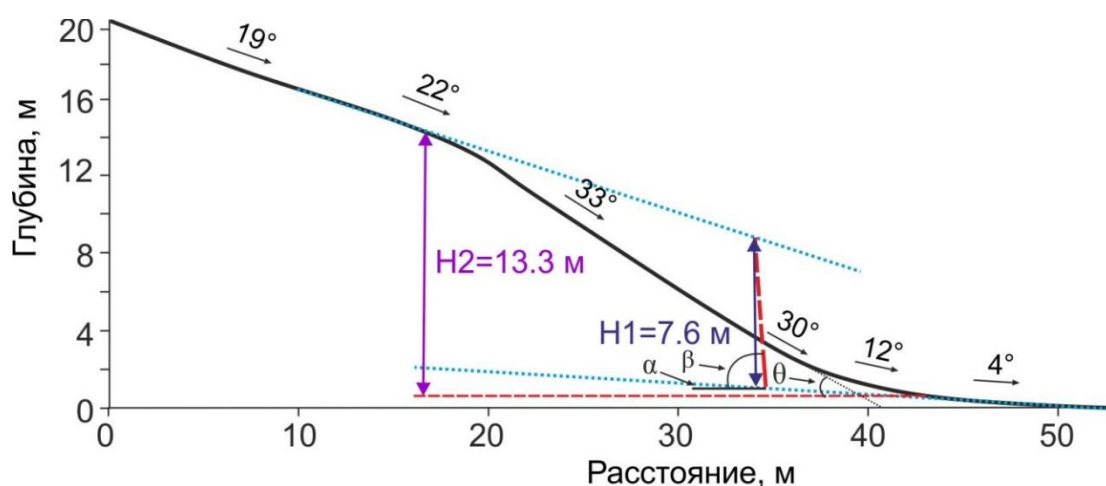


Рис. 3.3 Гипсометрический профиль S-8 приразломного уступа, построенный по методу Букмана и Андерсона (Buckman, Anderson, 1979). Точечным пунктиром обозначены проекции максимального угла уступа, поднятой и опущенной поверхностей и т.д., H1 – расстояние по вертикали между пересечением плоскости разрыва с проекцией нарушенной исходной поверхности; H2 – расстояние по вертикали между пересечениями плоскости, образованной наиболее крутой частью склона уступа, и уровнями нарушенной исходной поверхности; θ – уклон наиболее крутой части уступа; β – угол падения разрыва, проходящего под склоном уступа; α – угол поверхности, нарушенной разрывом.

3.2.3 Полевые геолого-структурные методы

Для детального исследования сейсмогенных деформаций в зоне Дельтового разлома было проведено малоглубинное бурение установкой УКБ 12/25И и проходка горных выработок с их подробной документацией. Вскрытие дислокаций горными выработками проводилось с целью изучения внутреннего строения и корреляции георадарных комплексов с основными разрывными нарушениями и литологией слагающих их отложений. Для зоны

Приморского и Зундукского разломов использовались данные предшественников по горным выработкам [Макаров, 1997; Чипизубов и др., 2015], информация по которым в полной мере отражает геологическое строение приповерхностной части земной коры.

В некоторых ближайших выходах коренных пород были сделаны структурно-геологические описания, выполнялись массовые замеры элементов залегания трещин с целью дальнейшего сопоставления основных систем трещин с выявленными разрывами по георадиолокационным данным. Анализ замеров элементов залегания трещин выполнялся путем построения круговых диаграмм трещиноватости согласно методическим приемам [Невский, 1979; Михайлов, 1984] при использовании программы «Структура 2.0».

Глава 4 РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННЫХ И СОПУТСТВУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СЕЙСМОГЕННЫХ РАЗРЫВОВ

Георадиолокационные исследования сейсмогенных разрывов выполнялись на эталонных полигонах в эпицентральных зонах сильных землетрясений северо-западного и юго-восточного побережий озера Байкал. Такими полигонами в Байкальском регионе стали (рис. 4.1): участок Приморского разлома в месте локализации палеосейсмодислокации Сарма, участок Зундукского разлома в районе устья реки Зундук, участок Северобайкальского разлома в зоне Среднекедровой палеосейсмодислокации, участок Дельтового разлома в зоне исторического Цаганского землетрясения 12.01.1862 г. ($M \sim 7.4-7.5$). Первые три участка исследования локализованы в северо-западном борту Байкальского рифта, последний – в юго-восточном.

В северо-западной части Байкальской рифтовой зоны расположены главные структурообразующие разломы. Большинство из них были сформированы в раннем палеозое в результате становления коллизионной системы. В это время происходило столкновение Сибирского кратона и многочисленных микротеррейнов, составляющих композитный Ольхонский террейн [Федоровский и др., 1995; Fedorovsky, 2005; Федоровский, Складов 2010]. В связи с этим считается, что многие разломы северо-западного борта были образованы задолго до образования Байкальской рифтовой зоны [Обухов, Ружич 1971; Шерман, Днепровский 1989; Лунина и др., 2002; Mats et al., 2017]. Уже в кайнозое произошла повторная их активизация, которая и

привела к формированию современного рельефа. Одними из таких разломов считаются Приморский, Зундукский и Северобайкальский.

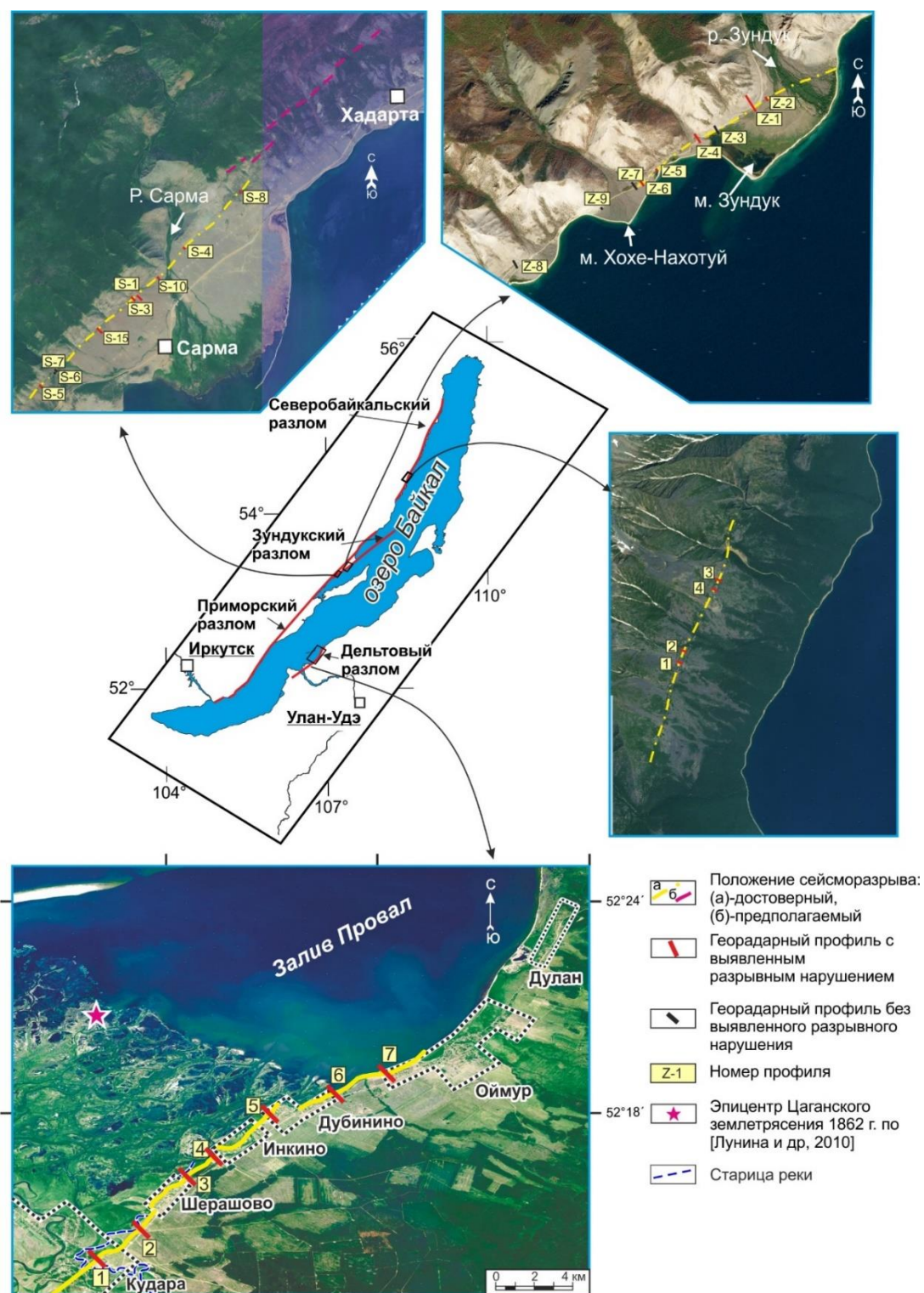


Рис. 4.1 Схема расположения полигонов исследования.

4.1 Зона Приморского разлома

Приморский разлом относится к главным структуроконтролирующим разломам Байкальской рифтовой зоны [Шерман, Днепровский 1989; Солоненко и др., 1968], ограничивающим байкальскую котловину от Сибирской платформы. Протягиваясь вдоль береговой линии западного побережья озера Байкал от пос. Листвянка до пос. Зама [Леви и др., 1996; Лунина, 2016], он является самым протяженным разломом северо-западного крыла кайнозойского континентального рифта, расположенного в пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса. 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 [Шерман, Днепровский, 1989; Леви и др., 1996]. Суммарная длина сегментов разлома, согласно электронной базе данных «ActiveTectonics», составляет 280.9 км [Лунина, 2016]. Простираение изменяется от 16 до 65°, но наиболее протяженный сегмент имеет азимут направления 41°. Максимальная высота уступа в рельефе составляет 600 м [Шерман и др., 1992].

К Приморскому разлому приурочены различные сейсмодислокации, но самой примечательной и ярко выраженной на земной поверхности является палеосейсмодислокация Сарма. Данная структура была выделена в 60-х годах прошлого века в центральной части разлома в месте его пересечения с долиной одноименной реки. Согласно имеющимся данным [Солоненко и др., 1968], она локализована в зоне активного Приморского разлома и представлена серией рвов и сбросовых уступов, которые образуют три ступени северо-восточного

простираения. Протяженность полосы, рассеченной ступенчатыми сбросами, по данным [Солоненко и др., 1968] около 2.5–3.0 км, ширина 1.5–2.0 км, вертикальная амплитуда смещения – 2 м.

Несмотря на то, что палеосейсмодислокация достаточно хорошо изучена, остается много спорных вопросов как о ее протяженности, так и о кинематике смещения. Согласно имеющимся данным, сейсмодислокация отмечена на левобережье р. Сарма протяженностью 3 км с максимальной вертикальной амплитудой смещения 2 м [Солоненко и др., 1968]. С момента проведения этих исследований прошло более пятидесяти лет, поэтому результаты отражают степень изученности того времени с помощью 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 [Макаров и др., 2000; Макаров, 1997; Гладков, Лунина, 2015; Чипизубов и др., 2019]. Тем не менее в последнем опубликованном каталоге палеосейсмодислокаций указываются заниженные параметры структуры Сарма [Смекалин и др., 2010], а кинематика смещений интерпретируется от сбросовой [Солоненко и др., 1968; Гладков, Лунина, 2015] до взбросовой [Чипизубов и др., 2019].

4.1.1 Геолого-структурная и морфоструктурная интерпретация профилей

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

сейсмогенного активного разлома было пройдено 10 георадиолокационных профилей длиной от 55 до 240 м (рис.4.1). Интерпретация геофизических данных позволила в полной мере определить основные параметры структуры сейсмогенного разрыва до глубин 15–20 м. Следует также отметить, что применение морфоструктурного метода для определения вертикальной амплитуды смещения по разрыву не представляется возможным из-за очень крутой поверхности склона приразломного уступа. Также при текущих исследованиях в связи геологическим строением приразломного уступа и наклонным положением слоев горных пород по геофизическим данным была определена только разрывная амплитуда смещения по разлому (A1).

Профиль S-1. Георадиолокационный профиль S-1 расположен на правобережье реки Сарма в пределах конуса выноса, сложенного делювиально-пролювиальными отложениями. Координаты начала профиля 53.1145 °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 грабенom шириной около 28.6 м (рис. 4.2, 4.3).

Профиль S-1 проходил вдоль канав, описанных в работе [Макаров, 1997] (рис. 4.2). При сопоставлении геологического разреза горной выработки с радарограммой антенны АБ–250М была получена хорошая сходимость данных (рис. 4.2, б). Георадарные комплексы согласуются с геологическим разрезом, что подтверждает правильность выбора

электрофизических параметров среды, а далее – и выделение георадарных комплексов.

Интерпретация радарограммы, полученной с помощью антенны АБДЛ–Тритон, позволила на основании различий волновой картины выделить три георадарных комплекса, показанные на рисунке цифрами (рис. 4.1.1, 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 ЮВ, с отметки 55 м происходит осложнение сопряженными разрывами противоположного СЗ падения.

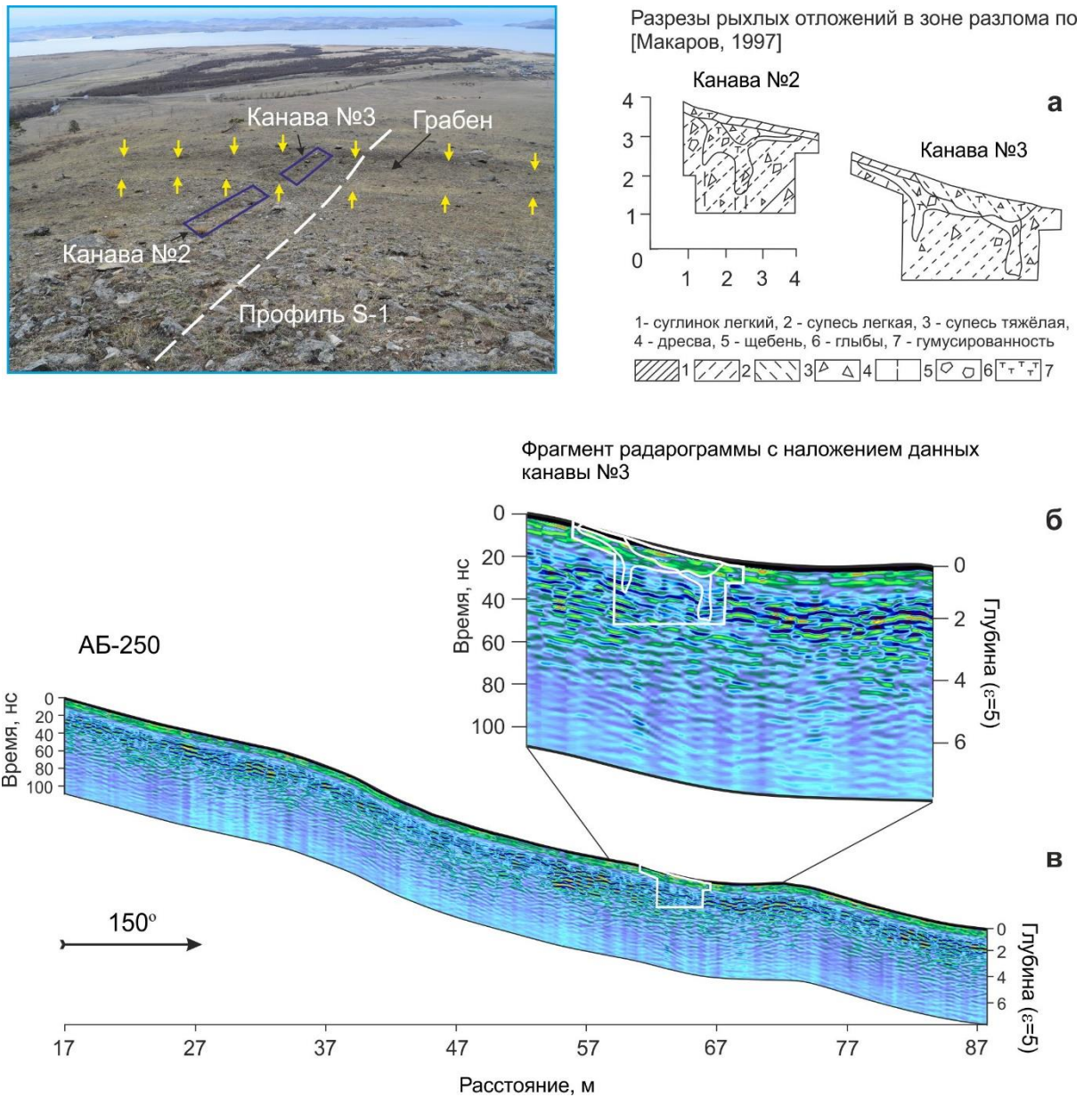


Рис. 4.1.1 Положение профиля S-1 вблизи канав, пройденных предыдущими исследователями. Разрез рыхлых отложений вблизи георадарного профиля S-1 по [Макаров, 1997] (а), фрагмент радарограммы АБ 250М с наложением данных канавы №3 (б), первичная радарограмма (в). Желтыми стрелками показан уступ.

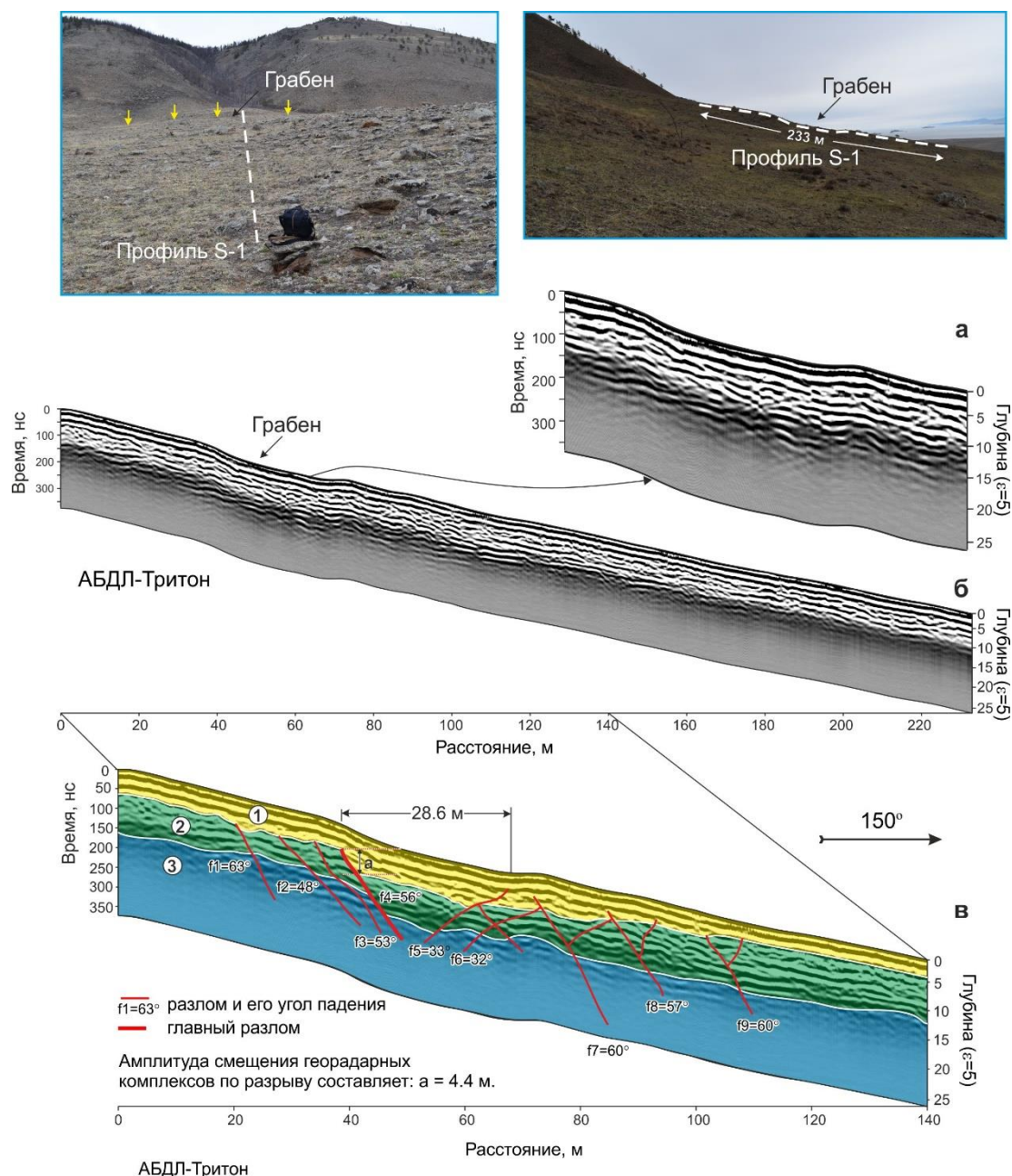


Рис. 4.1.2 Положение профиля S-1 на участке исследования. Увеличенный фрагмент радарограммы, на которой фиксируется грабен (а), первичная радарограмма (б), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (в). Желтыми стрелками показан уступ. Цифрами показан номер георадарного комплекса.

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 4.3). 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 ЮВ. Координаты начала профиля 53.11366 °с.ш. и 106.8214 °в.д., конца 53.11268 °с.ш. и 106.82285 °в.д. Длина составляет 146 м, азимут простирания 145°. В интервале профиль 27.7–49.0 м пересекает грабенообразную структуру, отмеченную при описании профиля S-1 (рис. 4.1.2, 4.1.3). 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 падения. В месте их сопряжения выделяется грабенообразная структура, видимая на земной поверхности в виде провала шириной 21.5 м. На расстоянии 27.7 м был определен главный сейсмогенный разлом f4 с падением на ЮВ 68° (рис. 4.4). Ширина зоны разрывов равна 66 м.

Профиль S-4. Профиль проходит по левому берегу реки Сарма вкост простирания уступа Приморского разлома (рис. 4.1, 4.1.4). 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 простирания 155°.

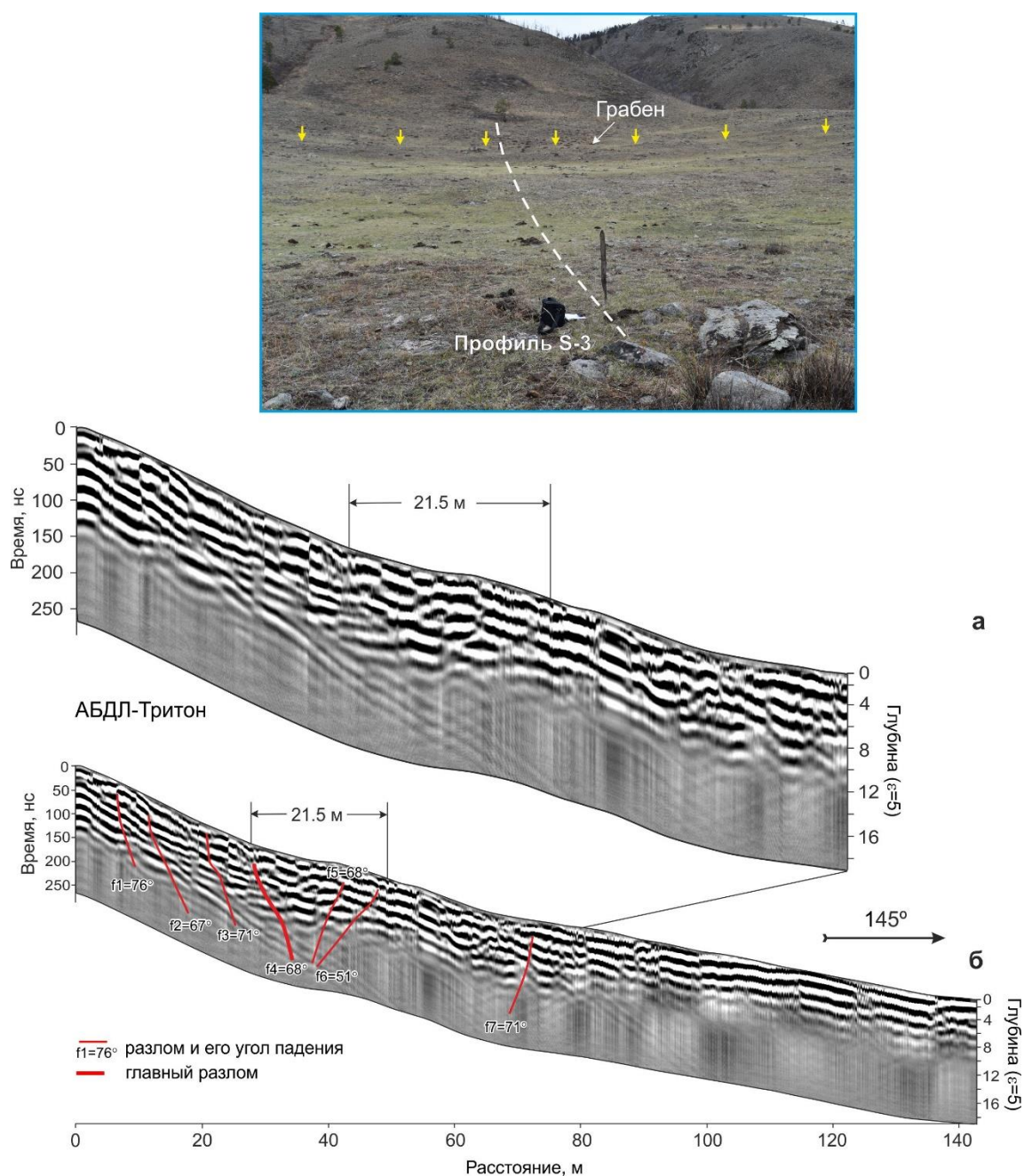


Рис. 4.1.3 Положение профиля S-3 на участке исследования. Увеличенный фрагмент первичной радарограммы (а), радарограмма с интерпретацией. Желтыми стрелками показан уступ.

На георадиолокационном разрезе S-4 по изменению волновой картины и амплитудных характеристик трассы было выделено четыре георадарных комплекса, три из которых нарушены разрывами (рис. 4.5, 4.6).

В результате интерпретации в северо-западной части профиля был выделен главный сейсмогенный разлом сбросового типа f1 с амплитудой смещения 6.5 м, определенной по мощности коллювиального клина. Очевидно, образование клина мощностью около 6.5 м произошло после смещения по разлому. После этого произошло накопление современных делювиальных отложений (комплекс 1 на рис. 4.1.4). Главный разрыв f1 имеет юго-восточное падение с углом наклона 76° , определенным по данным георадиолокации. 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 (рис. 4.1.4), где он представлен в виде двух мощных тектонических зон, которые на глубине, по-видимому, сливаются в единую структуру [Лунина и др., 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. 4.1.4). 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 (рис. 4.1.4, 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, то на радарограмме они не видны.

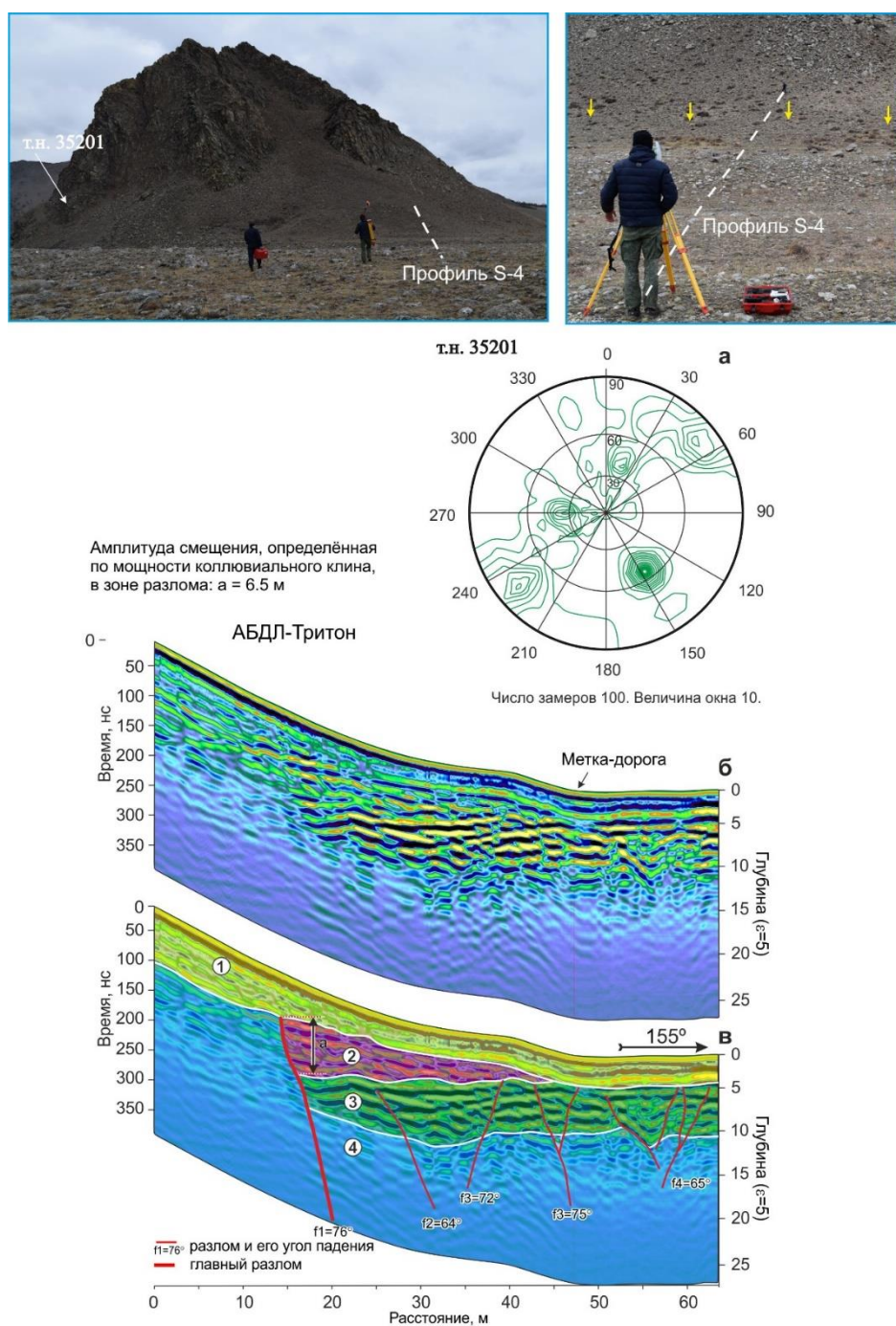


Рис. 4.1.4. Положение профиля S-4 на участке исследования. Круговая диаграмма трещиноватости горных пород (а), первичная радарограмма (б), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (в). Желтыми стрелками показан уступ.

Профиль S-5. Профиль проходит через уступ Приморского разлома в юго-западной части участка исследования (рис. 4.1). 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 сnivelированная 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. 4.1.5, 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 и углом падения 80° . Висячем крыле сброса выделяются два субпараллельных нарушения с углами наклона 70° и 73° на ЮВ 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 проявление сейсмодислокаций (рис. 4.1.6). Координаты начала профиля 53.1367° с.ш. и 106.86172° в.д., конца 53.17723° с.ш. и 106.86189° в.д. Длина георадарного профиля составляет 55.2 м, азимут простирания 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 78–82°. 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 и, в свою очередь, осложнен серией разнонаправленных второстепенных разрывов (рис. 4.1.6).

В отличие от других профилей здесь было возможно применить морфоструктурный метод исследования (рис. 4.1.6, а). Так, на профиле S-8 по данным гипсометрических измерений была определена высота уступа Н2, равная 13. м, и вертикальная амплитуда смещения по разлому – Н=7.6 м. Отношение высоты уступа Н2 и вертикальной амплитуда смещения по разлому Н 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 Н, 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].

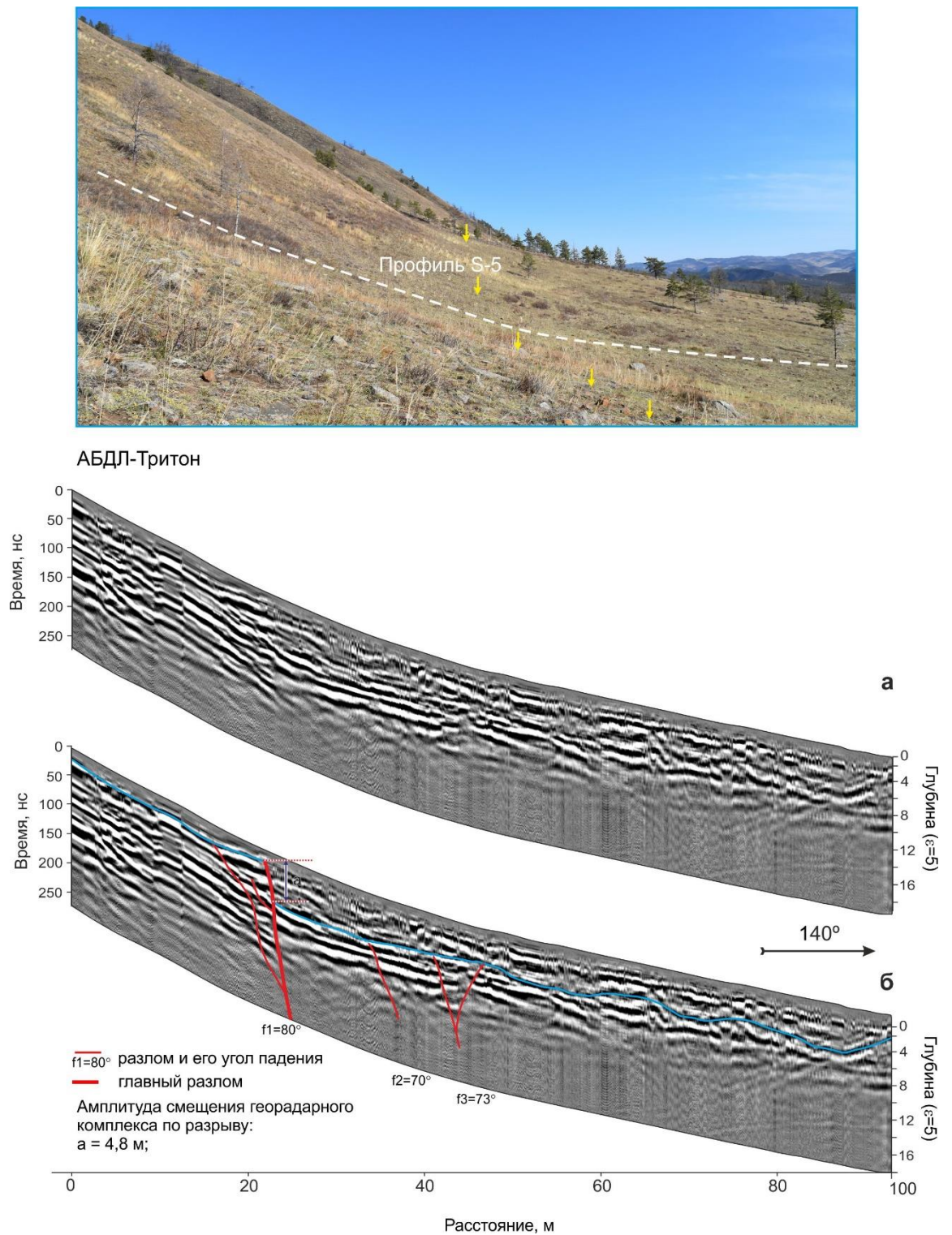


Рис. 4.1.5 Положение профиля S-5 на участке исследования. Первичная радарограмма (а), радарограмма с интерпретацией (синим цветом показана граница кровли

георадарного комплекса) (б). Желтыми стрелками показан уступ. Цифрами показан номер георадарного комплекса.

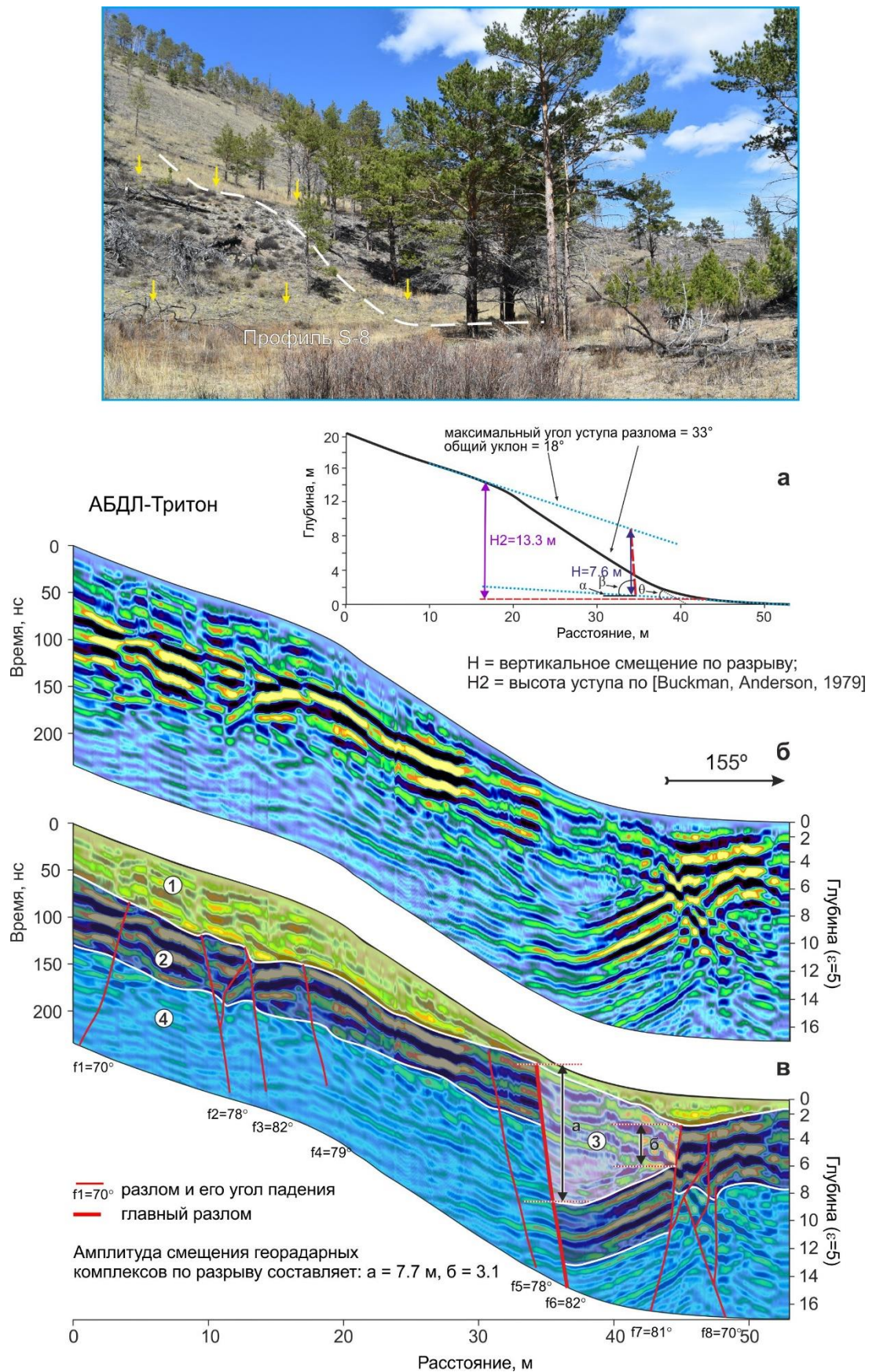


Рис. 4.1.6 Положение профиля S-8 на участке исследования. Гипсометрический профиль приразломного уступа, построенный по методу Букмана и Андерсона [Buckman, Anderson, 1979] (а) (залитыми треугольниками показаны концы измеряемых сегментов; точечным пунктиром обозначены проекции максимального угла уступа, поднятой и опущенной поверхности), первичная радарограмма (б), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (в). Желтыми стрелками показан уступ. Цифрами показан номер георадарного комплекса.

Из расчетов следует, что вертикальное смещение $H=7.6$ м может образовать приразломный уступ высотой 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 правобережье 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 простирания 140° (рис. 4.1, 4.9).

В результате интерпретации геофизических данных были выделены георадарные комплексы, аналогичные предыдущим. В интервале 10–35 м интерпретируются пять субпаралельных разрывов юго-восточного падения с углами 75–78° (рис. 4.1.7, б). По смещению георадарных комплексов для разломов f2 и f3 была определена вертикальная амплитуда смещения. По

разлому f_2 она составляет 2.2 м, по f_3 – 3.1 м. Суммарная амплитуда смещения составляет 5.3 м. В месте разрывного нарушения f_3 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. 4.1.7).

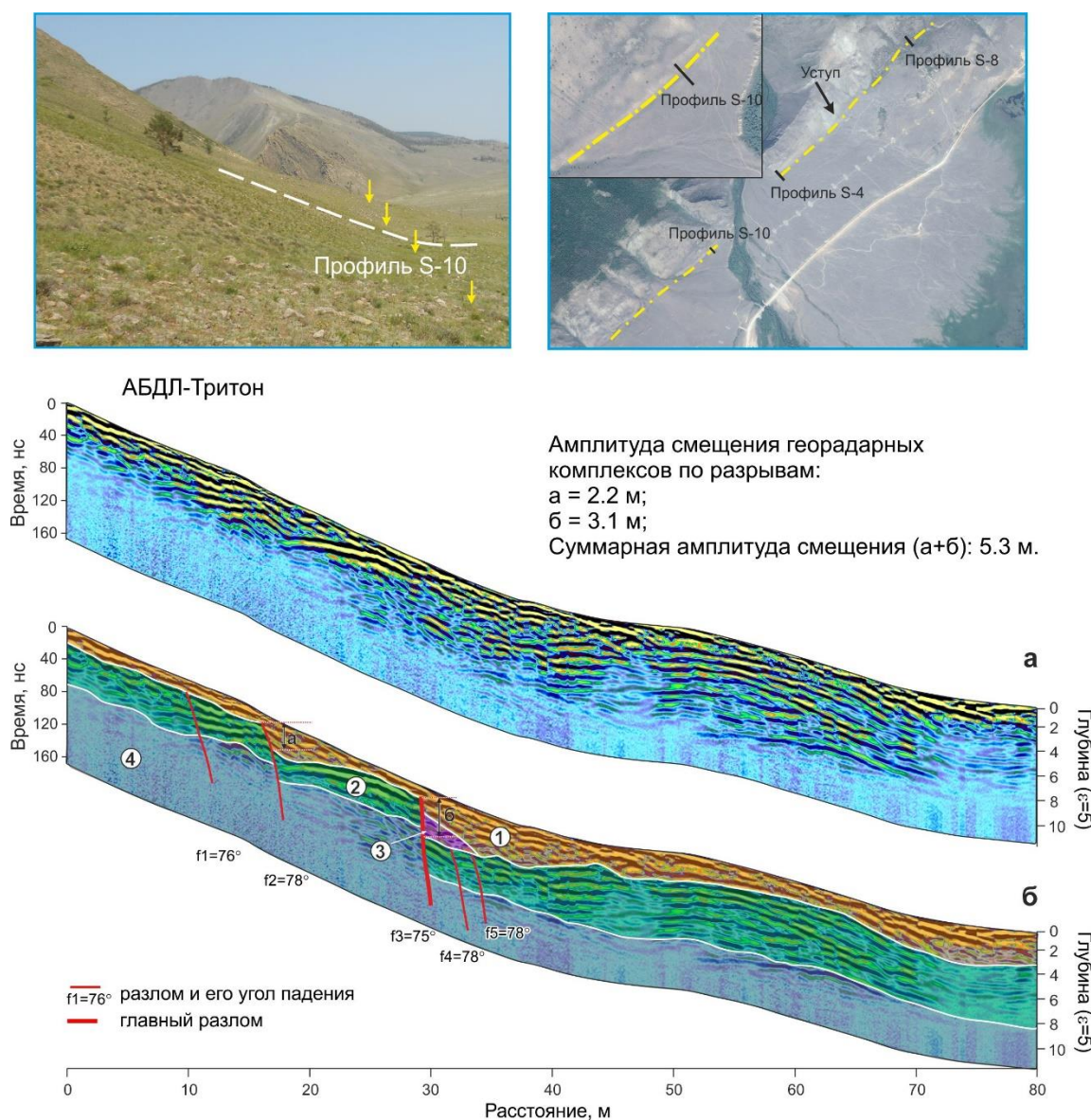


Рис. 4.1.7 Положение профиля S-10 на участке исследования. Первичная радарограмма (а), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (б). Желтыми стрелками показан уступ. Цифрами показан номер георадарного комплекса.

Профиль S-15. Профиль находится в юго-западной части участка

исследования (рис. 4.1) и начинается на склоне 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 53.1069° с.ш. и 106.80898° в.д., конца 53.10564° с.ш. и 106.81073° в.д. Длина профиля 192 м, азимут простирания 145° .

Интерпретация георадиолокационных данных позволила выделить два условных блока горных пород, разделенных между собой разрывным нарушением (рис. 4.1.8). Первый блок состоит из присутствующих выше профиля коренных горных пород, представленных серыми мраморами, и достаточно ярко выделяется среди осадочных пород. Мрамора 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 земной поверхности в 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. 4.1.8).

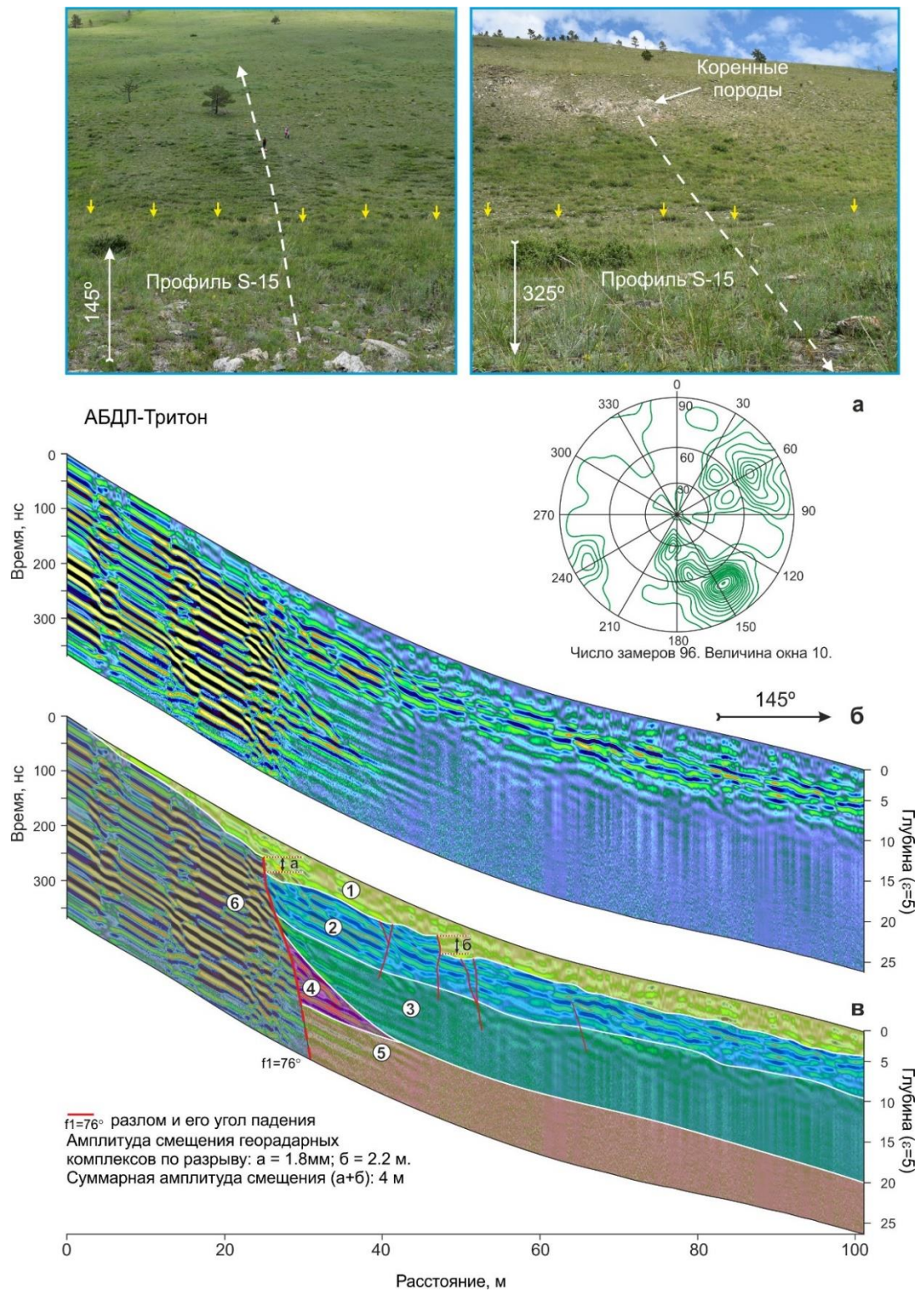


Рис. 4.1.8 Положение профиля S-15 на участке исследования. Круговая диаграмма трещиноватости горных пород (а), первичная радарограмма (б), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (в). Желтыми стрелками показан уступ.

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. 4.1.8, 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 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, 7, 14. Георадарные профили S-6, S-7 и S-14 проходят через пролювиально-делювиальные отложения конусов выноса. Уступ на этих участках сильно сnivelирован, вследствие чего визуально разрыв в рельефе не прослеживается. Невыявление разрывных нарушений на георадараграммах, возможно, связано как непосредственно с отсутствием в данном месте разрывов, как таковых, так и с сильной денудацией склона, которая разрушила все видимые признаки разрывов в приповерхностной части.

4.1.2 Особенности строения и параметры разрывов

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 одном 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 и S-7 не выявил каких-либо нарушений. По-видимому, это можно объяснить тем, что: 1) сильная денудация склона разрушила все видимые признаки разрывов в приповерхностной части, после чего разломные уступы были перекрыты мощным слоем современных пролювиально-делювиальных отложений, мощность которых является предельной для работы георадарного оборудования; 2) смещение по разрывам было крайне неравномерным, поэтому в одних местах видны ярко выраженные следы проявления разрывов, а в других местах они слабо или же их совсем нет.

По полученным параметрам разрывных нарушений были построены графики распределения амплитуд смещений, углов падения главного сейсмогенного разрыва и ширины зоны разрывов (рис. 4.1.9). На графике изменения вертикальной амплитуды смещения по главному сейсмогенному разрыву вдоль его простираия наблюдается тенденция к увеличению вертикальной амплитуды с ЮЗ на СВ, поэтому, 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. Значит, ее протяженность должна быть не

менее 14 км, в то время как в каталоге палеосейсмодислокаций ей присвоена длина всего 3 км [Смекалин и др., 2010]. Таким образом, вся откартированная по космоснимкам система разрывов (рис. 4.1), 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 [Смекалин и др., 2010]. Из этого следует, что и магнитуа 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 моментной магнитуды M_w были выбраны наиболее известные соотношения, опубликованные в работе [Wells, Coppersmith, 1994], для магнитуды M_s – уравнения, полученные позднее с использованием более расширенной выборки данных [Lunina, 2001, 2002]. По формуле [Лунина, 2002] магнитуа по поверхностным волнам, определенная по максимальному вертикальному смещению и длине вскрывшегося разрыва, имеют значения $M_s=7.4$ и 6.6 соответственно. Рассчитанная моментная магнитуа M_w равна 7.2 и 6.3 соответственно.

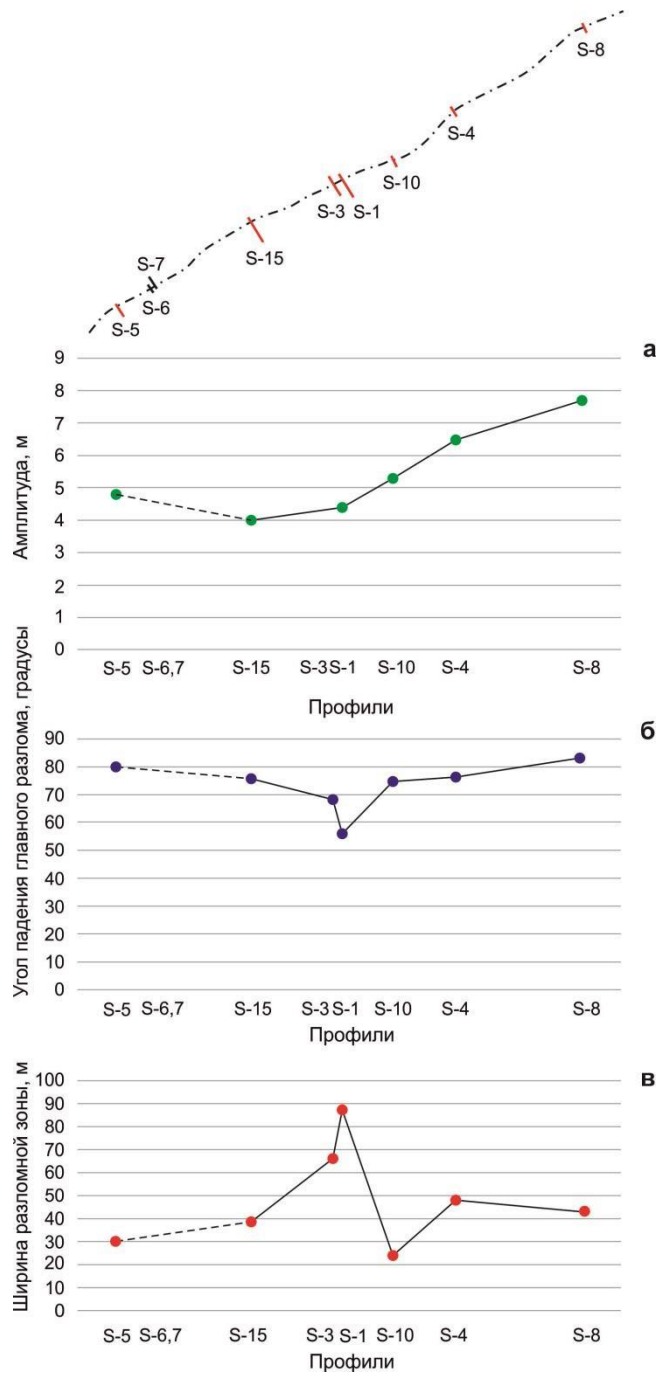


Рис. 4.1.9 Графики изменения параметров разлома вдоль его простирания. а – амплитуда, б – угол падения главного разлома, в – ширина разломной зоны.

Согласно карте современной тектонической активности и сейсмотектоники территории России [Гусев, Имаева, 2014], для Приморского разлома указана магнитуда $M_s=7.0$. В каталоге землетрясений [Смекалин и др., 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 сейсмособытие, которое могло иметь место в зоне Приморского разлома.

Одновременно с оценкой амплитуд вертикальных смещений по главному сейсмогенному разрыву также были проанализированы значения углов падения главного разлома и ширины зоны разрывов. В результате сопоставления полученных параметров можно сделать вывод, что с уменьшением угла падения главного разрыва увеличивается ширина зоны разрывов (рис. 4.11, б, в).

Проведенные работы не подтверждают сделанные ранее выводы о сдвиго-взбросовой кинематике разлома на позднекайнозойском этапе его развития [Чипизубов и др., 2019].

Представленные здесь основные результаты исследований в зоне Приморского разлома можно сформулировать следующим образом:

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 простирания 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 сейсморазрыву изменяются с ЮЗ на СВ 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 дает право предполагать более значительное по силе землетрясение, которое могло иметь место в зоне Приморского разлома.

4.2 Зона Зундукского разлома

Зундукский разлом протягивается вдоль береговой линии северо-западного побережья озера Байкал от мыса Ядыртуй до п. Зама на суше и далее своим окончанием уходит в оз. Байкал [Лунина, 2016; Хлыстов и др., 2000] (рис. 4.1). В структурном отношении он является северо-восточным ответвлением генерального Приморского разлома. Протяженность Зундукского дизъюнктива, согласно электронной базе данных «ActiveTectonics», составляет 72.97 км, простираение 55° , азимут падения 145° [Лунина, 2016]. Морфологически разлом выражен в виде уступа, а в отдельных местах – тектоническими рвами, погребенными под современными аллювиальными и делювиально-пролювиальными отложениями. Наиболее отчетливо разрыв проявлен в районе устья р. Зундук в виде уступа, секущего отложения конуса выноса.

В настоящее время существуют различные точки зрения на кинематику Зундукского разлома. По мнению А.В. Чипизубова с коллегами [Чипизубов и др., 2015], данная структура является продолжением Приморского разлома с взбросовой кинематикой смещения, что является весьма дискуссионным. Автор же придерживается мнения, что Зундукский разлом имеет сбросовый тип смещения, согласующийся с общей геодинамической обстановкой.

4.2.1 Геолого-структурная и морфоструктурная интерпретация профилей

В результате проведенных работ были получены данные георадиолокационных исследований по 12 профилям. В ходе интерпретации и

анализа данных выделено 7 профилей, на которых зафиксированы разрывные нарушения, и определены их основные параметры. На остальных пяти профилях разрывы зафиксированы не были (рис. 4.1).

Профиль Z-1. Георадиолокационный профиль Z-1 расположен на правобережье реки Зундук в конусе выноса, сложенного делювиально-пролювиальными отложениями. Координаты начала профиля 53.39846 °с.ш. и 107.42403 °в.д., конца 53.400021 °с.ш. и 107.4219 °в.д. Длина профиля составляет 244 м, азимут простирания 150°. В месте исследования наблюдается наиболее ярко выраженное проявление сейсмогенного разрыва в виде уступа высотой 5.6 м, с углом падения склона 20° (рис. 4.2.1).

По результатам интерпретации георадиолокационных данных на отметках 150–210 м выделена зона сейсмогенных разрывов. В интервале 150–190 м выделяется серия субпараллельных разрывов с падением на юго-восток и с углами, изменяющимися от 52 до 75°. В районе бровки уступа выделяется главный сейсмогенный разрыв f3 с углом падения 58°. На отметке 210 м картируется разрыв встречного падения f6 с углом 46°, образующий в узле пересечения с разрывом f3 грабенообразную структуру шириной 47.1 м (рис. 4.2.2, г). По геофизическим данным также была определена ширина сейсмогенной зоны разрывов, равная 59 м.

По данным гипсометрических измерений морфоструктурным методом были определены значения высоты уступа Н2 – 5.6 м и величины смещения поверхности по разрыву Н1 – 4.4 м (рис. 4.2.2, б).

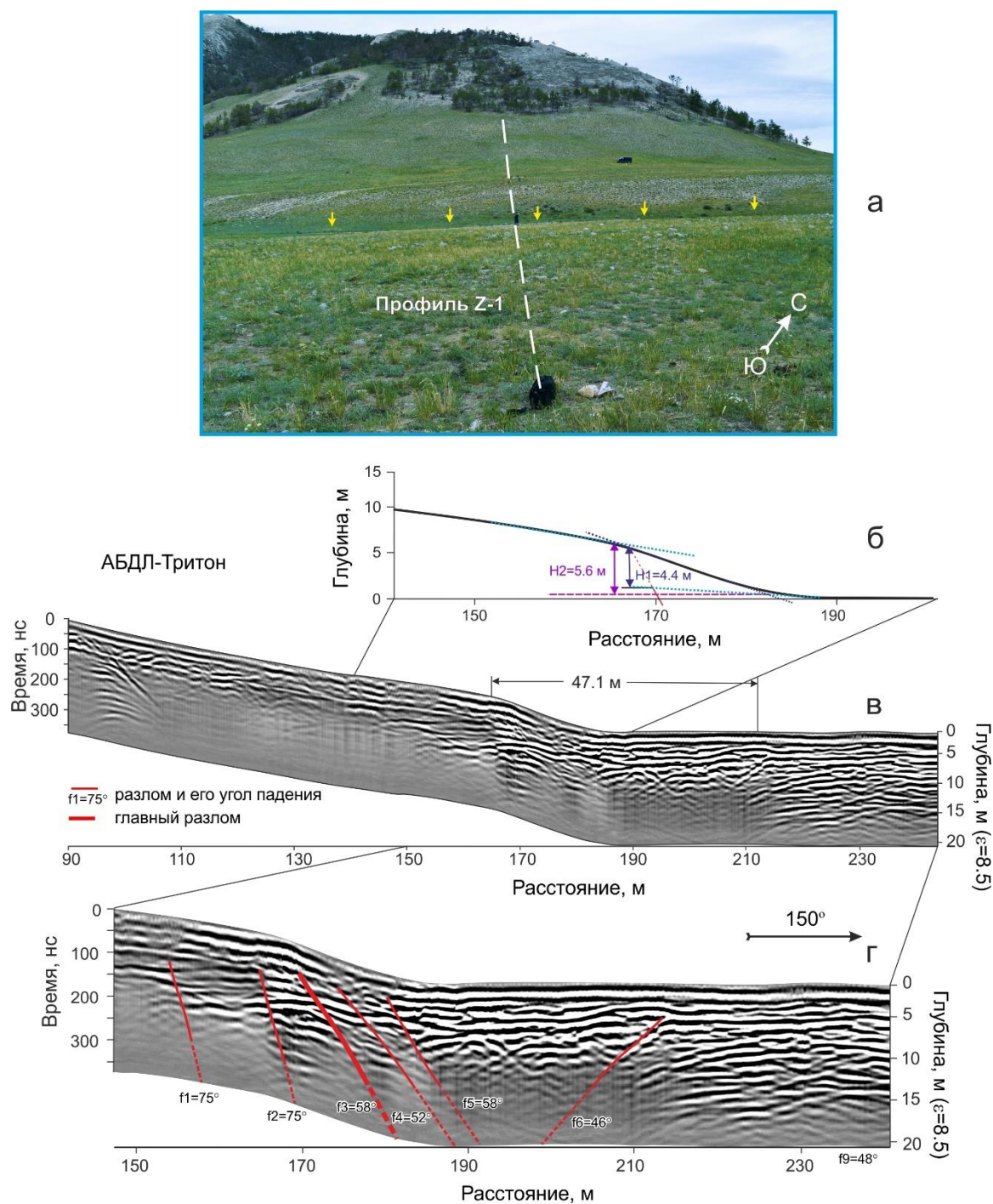


Рис. 4.2.1 Положение профиля Z-1 на участке исследования (а), гипсометрический профиль приразломного уступа, построенный по методу Букмана и Андерсона [Buckman, Anderson, 1979] (б), первичная радарограмма (в), радарограмма с интерпретацией (г). Желтыми стрелками показан сейсмогенный ров.

Профиль Z-2. Профиль Z-2 находится на 215 м восточнее от профиля Z-1 к руслу реки Зундук (рис. 4.2.1). Координаты начала профиля 53.40015 °с.ш. и 107.42603 °в.д., конца 53.39971 °с.ш. и 107.42641 °в.д. В точке исследования

профиль пересекает уступ, разрывающий конус выноса (рис. 4.2.2). Высота уступа, согласно данным гипсометрических измерений, равна 4.3 м, угол падения склона 19° . Длина профиля составляет 56 м, азимут простирания 150° . На местности в нижней части уступа наблюдается ров шириной 10 м и глубиной около 0.3 м (рис. 4.2.2, а).

В результате интерпретации георадиолокационных данных по прослеживанию осей синфазности была выделена граница, интерпретируемая как кровля слоя горных пород, смещенная по разрыву (рис. 4.2.2, г). В интервале 15–40 м выделяется разломная зона, представленная тремя субпараллельными разрывами с падением на ЮВ и одним сопряженным с падением на СЗ. Углы падения разрывов изменяются от 50° до 70° . В пределах бровки уступа выделяется главный сейсмогенный разрыв f1 сбросового типа с вертикальной амплитудой смещения 2 м и углом падения 70° . Суммарная вертикальная амплитуда, определенная с учетом смещения маркирующего слоя по синтетическим разрывам, равна 3.1 м. Полная амплитуда смещения георадарных комплексов с учетом хрупкой и пластической компоненты равна 4 м. Ширина зоны разрывов равна 17 м.

По расположению и ориентировки разрывных нарушений на радарограмме отчетливо выделяется грабенообразная структура шириной 24.2 м, которая также подтверждается морфологическим проявлением рва в нижней части уступа.

По данным гипсометрических измерений были определены значения высоты уступа $H2=4.3$ м и величины смещения поверхности по разрыву $H1=3$ м (рис. 4.2.2, б).

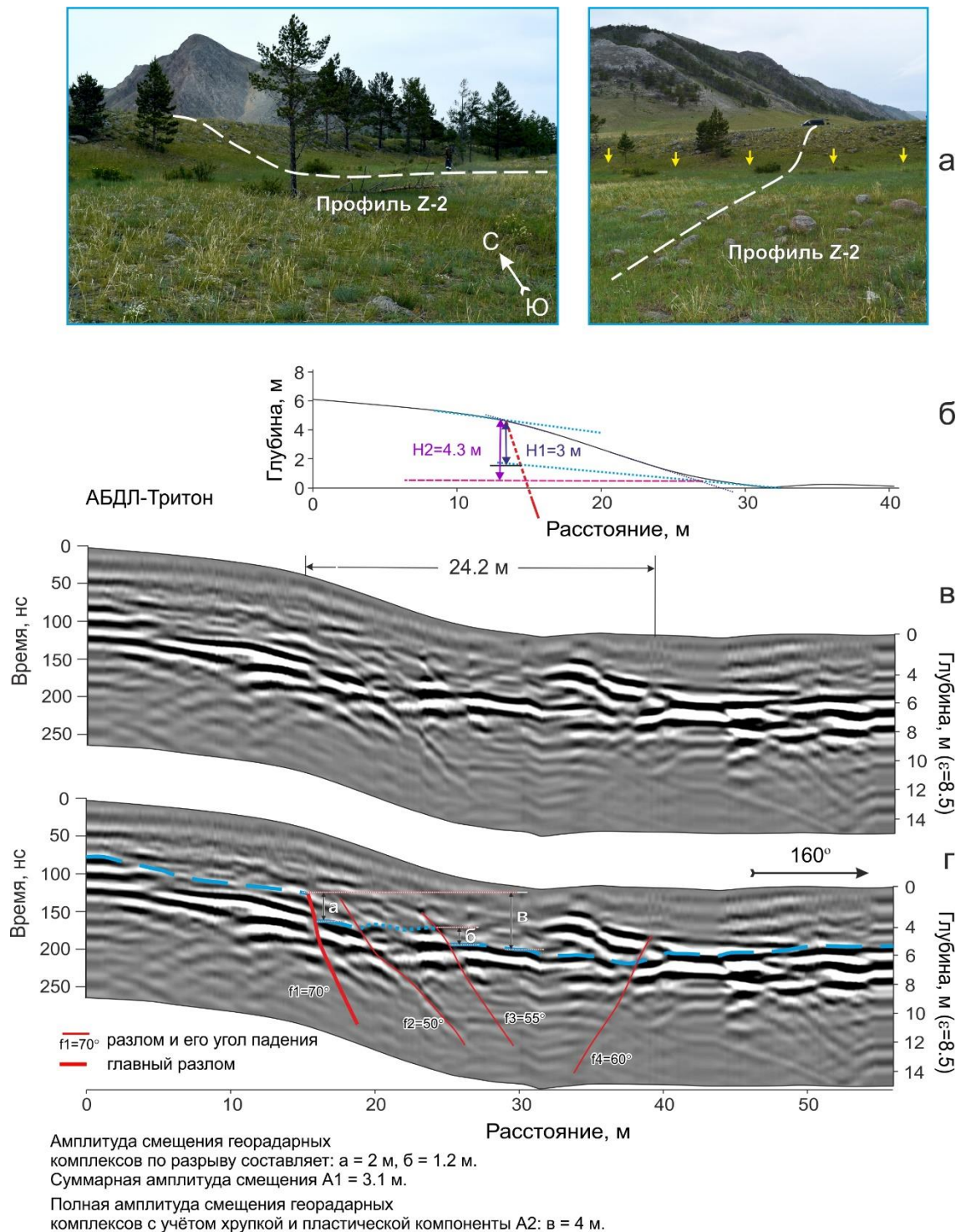


Рис. 4.2.2 Положение профиля Z-2 на участке исследования (а), гипсометрический профиль (б), первичная радарограмма (в), радарограмма с интерпретацией (г), (синим

цветом показана граница кровли георадарного комплекса). Желтыми стрелками показан сейсмогенный ров.

Профиль Z-4. Георадиолокационный профиль проходит на левом берегу временного водотока в устьевой части распадка через уступ, который сечет современные отложения конуса выноса (рис. 4.1 и 4.2.3). Высота уступа, согласно данным гипсометрических измерений, в месте исследования равна 6 м, максимальный угол склона – 21° . При приближении к руслу уступ полностью нивелируется. Координаты начала профиля 53.39576° с.ш. и 107.41202° в.д., конца 53.39473° с.ш. и 107.41306° в.д. Длина георадарного профиля составляет 136 м, азимут простирания 160° .

В результате интерпретации данных георадиолокации в интервале 60–120 м была определена зона разрывных нарушений, представленная главным разрывом f1 юго-восточного падения с углом 64° и тремя антитетическими нарушениями с углами от 39 до 51° . На основании различий волновой картины были выделены георадарные комплексы, ассоциируемые со стратиграфическими слоями горных пород (рис. 4.2.3, г). Граница между ними проведена по оси синфазности отраженной волны, соответствующей положительным фазам импульсов. По смещению георадарного комплекса была определена вертикальная амплитуда смещения по разрыву f1, равная 4.3 м. Вертикальная амплитуда, определенная по данным гипсометрическим измерений (Н1), равна 4.7 м (рис. 4.2.3, б). Ширина зоны разрывов равна 70 м. На глубине 15 м в правой части радарограммы отмечается граница, имеющая близ-горизонтальное положение. На радарограмме она выделяется по резкому

изменению электрофизических свойств горных пород, поэтому можно предположить, что такой границей может быть положение уровня грунтовых вод.

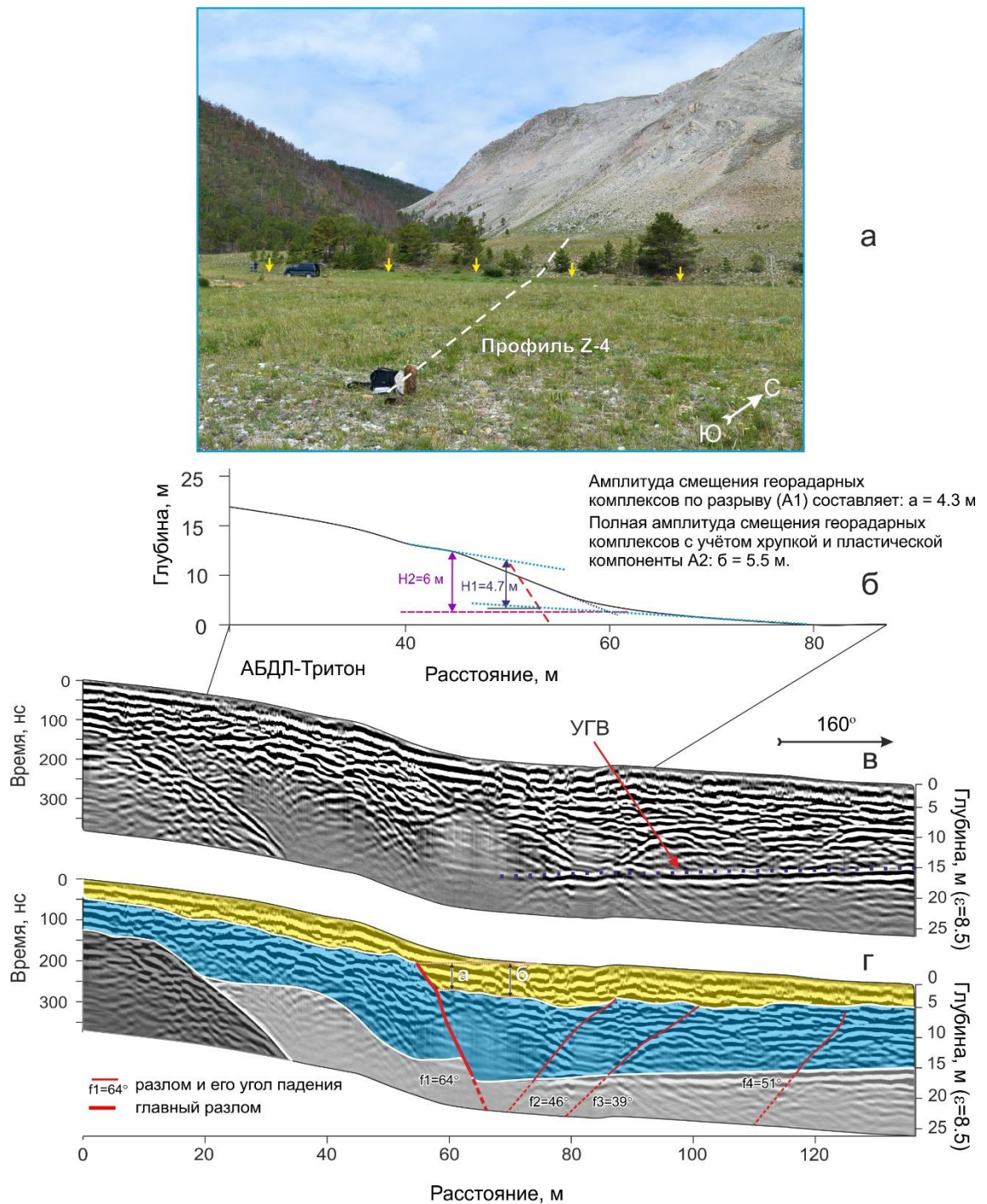


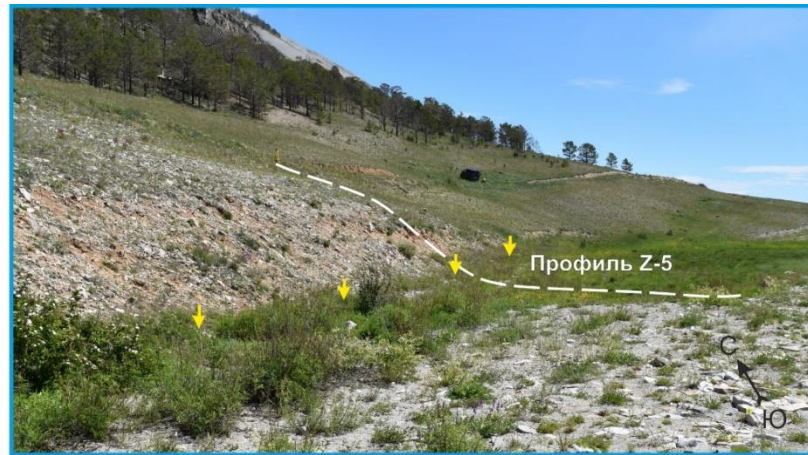
Рис. 4.2.3 Положение профиля Z-4 на участке исследования (а), гипсометрический профиль (б), первичная радарограмма (в), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (г). Желтыми стрелками показан сейсмогенный ров.

Профиль Z-5. Профиль проходит в основании склона Зундукского разлома (рис. 4.1). Ниже профиля находится заболоченная местность. Высота уступа в месте исследования, определенная по морфоструктурным данным, равна 4.2 м. Координаты начала профиля 53.39173 °с.ш. и 107.40445 °в.д., конца 53.39151 °с.ш. и 107.40469 °в.д. Длина георадарного профиля составляет 30 м, азимут простирания 170°.

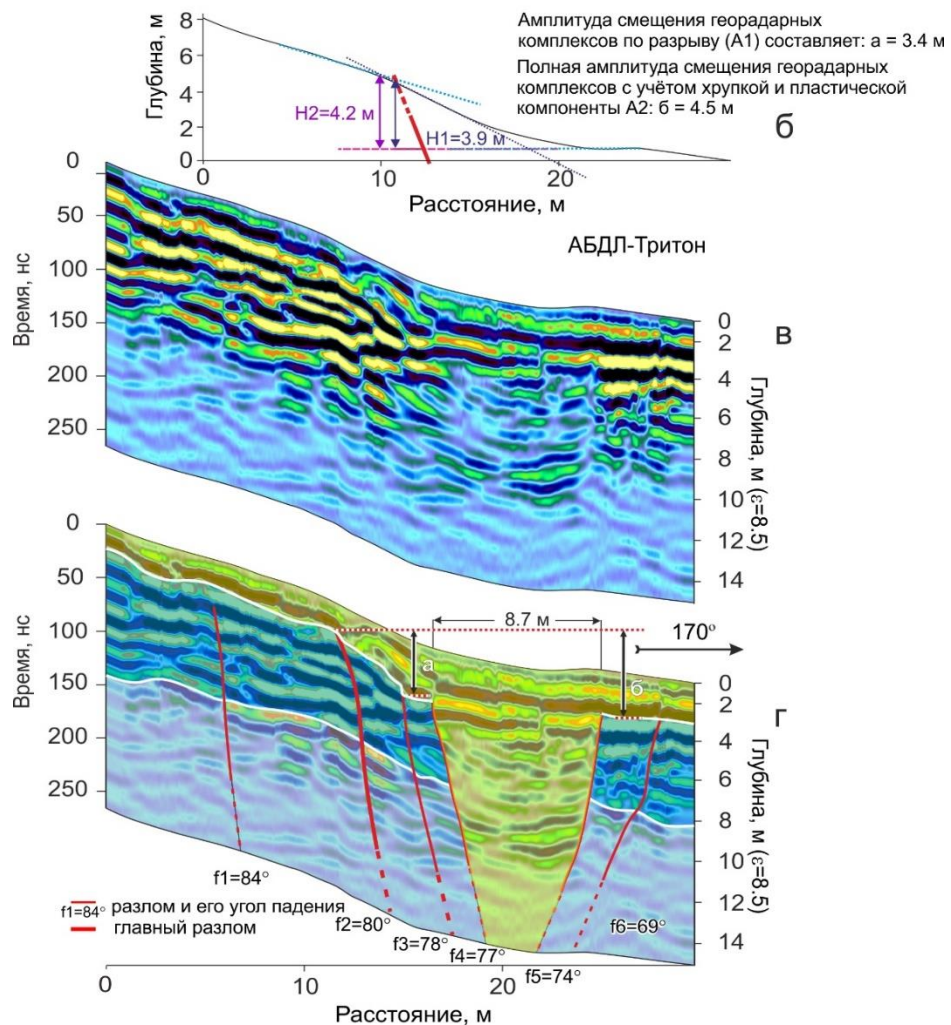
В результате интерпретации геофизических данных на всем протяжении георадиолокационного профиля выявлены разрывные нарушения. С отметки 5–20 м интерпретируются субпараллельные разрывы юго-восточного падения с углами от 77 до 84°. С отметки 20–30 м – разрывы встречного северо-западного падения с углами 74 и 69°. В правой части радарограммы выделяется зона, ограниченная с двух сторон навстречу падающими разрывами f4 и f5 с углами падения 77 и 74° соответственно. Автор предполагает, что в целом структура является рвом, который образовался в условиях растяжения земной коры во время землетрясения и заполнился впоследствии склоновыми отложениями. Морфологически структура проявлена в виде рва шириной 8.7 м. В районе бровки уступа интерпретируется главный сейсмогенный разрыв f2 с углом падения 80° и смещением георадарного комплекса 3.4 м. Ширина зоны разрывов равна 23 м. Вертикальная амплитуда, определенная по данным гипсометрическим измерений, равна 3.9 м (рис. 4.2.4, б, г).

Профиль Z-6. Профиль расположен в левой части конуса выноса временного водотока, сформировавшего м. Хохе–Нахотуй (рис. 4.1). В месте исследования находится уступ, который при пересечении долины временного

водотока испытывает коленообразный изгиб с заходом вверх по долине (рис. 4.2.5, а). В правой части конуса выноса уступ полностью сnivelирован временными водотоками. Георадиолокационный профиль был задан вблизи коленообразного изгиба вдоль горной выработки, описанной в работе [Чипизубов и др., 2015] (рис. 4.2.5, б).



а



б

в

г

Рис. 4.2.4 Положение профиля Z-5 на участке исследования (а), гипсометрический профиль (б), первичная радарограмма (в), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (г). Желтыми стрелками показан сейсмогенный ров.

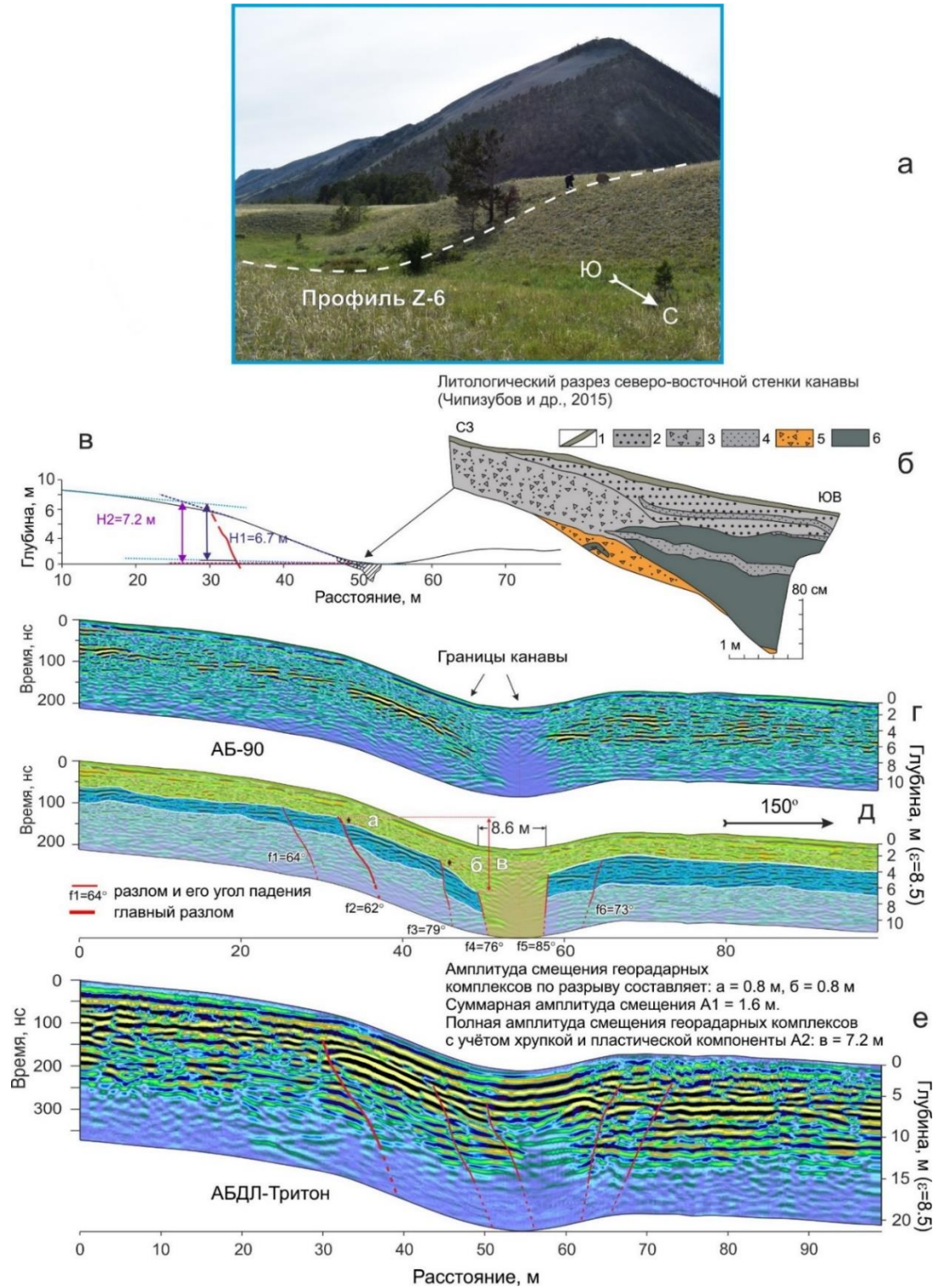


Рис. 4.2.5 Положение профиля Z-6 на участке исследования (а), разрез рыхлых отложений вблизи георадарного профиля S-1 по [Чипизубов и др., 2015] (б): 1 – современный почвенно-растительный покров; 2, 3 – делювиальные отложения землистого

цвета, щебенистые (2) и щебенисто-глыбовые (3); 4 – дресвяно-суглинистые прослои; 5 – наиболее древние делювиальные отложения рыжего цвета; 6 – погребенная почва, гипсометрический профиль (в), первичная радарограмма антенны АБ–90 (г), интерпретируемый геолого-геофизический разрез АБ–90 (д), радарограмма с интерпретацией (антенна АБДЛ–Тритон) (е). Желтыми стрелками показан сейсмогенный ров.

Координаты начала профиля 53.39028 °с.ш. и 107.40096 °в.д., конца 53.38961 °с.ш. и 107.40186 °в.д. Длина георадарного профиля составляет 99 м, азимут простирания 150°.

Исследования выполнялись антенными блоками АББЛ–Тритон и АБ–90. Радарограмма, полученная с помощью антенны АБДЛ–Тритон, показывает общую структурную картину с основными разрывными разрушениями, сосредоточенными в пределах уступа сейсмогенного разрыва. На радарограмме отчетливо выделяются разрывы, ограничивающие приразломный ров, а также подчеркивается общая структура погружения слоев горных пород в ров (рис. 4.2.5, е).

Более детально будет рассмотрена радарограмма, полученная с помощью антенны АБ–90, так как она имеет большую разрешающую способность и лучшую детализацию. Интерпретация показала схожую картину с радарограммой АБДЛ–Тритон. В интервале 30–70 м выделяется разломная зона, представленная с отметки 30–50 м разрывами с падением на ЮВ, с отметки 50–70 м – с встречным северо-западным падением. В нижней части уступа выделяется участок низкоамплитудного сигнала, ограниченный двумя навстречу падающими разрывами f4 и f5 (рис. 4.2.5, д). Появление

низкоамплитудного сигнала, вероятнее всего, связано с мощной толщей гумусированных отложений, которыми заполнен ров [Чипизубов и др., 2015]. Ширина приразломного рва, определенная данными георадиолокации, равна 8.6 м. В месте бровки уступа картируется главный разрыв f2 сбросового типа с амплитудой смещения, определенной по смещению георадарных комплексов, равной 0.8 м. По субпараллельному разрыву f2 амплитуда смещения также составляет 0.8 м. Таким образом, суммарная амплитуда вертикального смещения равна 1.6 м. Ширина зоны разрывов равна 40 м.

Обе радарограммы показывают общую структуру погружения слоев СЗ крыла склона, что также отмечается в геологическом разрезе горной выработки. Вероятнее всего, на момент землетрясения большую роль в образовании приразломного уступа сыграла пластическая компонента смещения. Поэтому полную амплитуду вертикального смещения следует считать с учетом пластической компоненты, которая будет равна 7.2 м.

Профиль Z-11. Георадарный профиль находится на левобережье временного водотока мыса Ото–Хушун (рис. 4.1). Координаты начала профиля 53.34069 °с.ш. и 107.27167 °в.д., конца – 53.3399 °с.ш. и 107.27189 °в.д. Длина георадарного профиля составляет 90 м, азимут простирания 180°. В месте исследования профиль пересекает разрыв, выраженный в рельефе рвом шириной 1 м, глубиной 0.5 м. Простирание разрыва 270°. По данным спутникового снимка [SAS Planet] (рис. 4.2.6, а) видно, что разрыв имеет левосдвиговую кинематику смещения с горизонтальной амплитудой около

12 м. Амплитуда была определена по смещению русла временного водотока, которое хорошо трассируется в современном рельефе.

Интерпретация георадиолокационных данных показала наличие разнонаправленных разрывных нарушений на всем протяжении профиля с углами падения, изменяющимися от 58 до 82°. Сейсмогенных ров, проявленный на поверхности, на радарограмме выделяется в виде разрывного нарушения f1 с падением на ЮВ и углом 82°. Ширина зоны разрывов равна 67 м. Следует отметить, что на анализируемой радарограмме частота встречаемости второстепенных, преимущественно сдвиговых разрывов, на единицу изучаемой площади больше, чем в зонах нарушений с преобладающей сбросовой компонентой смещения.

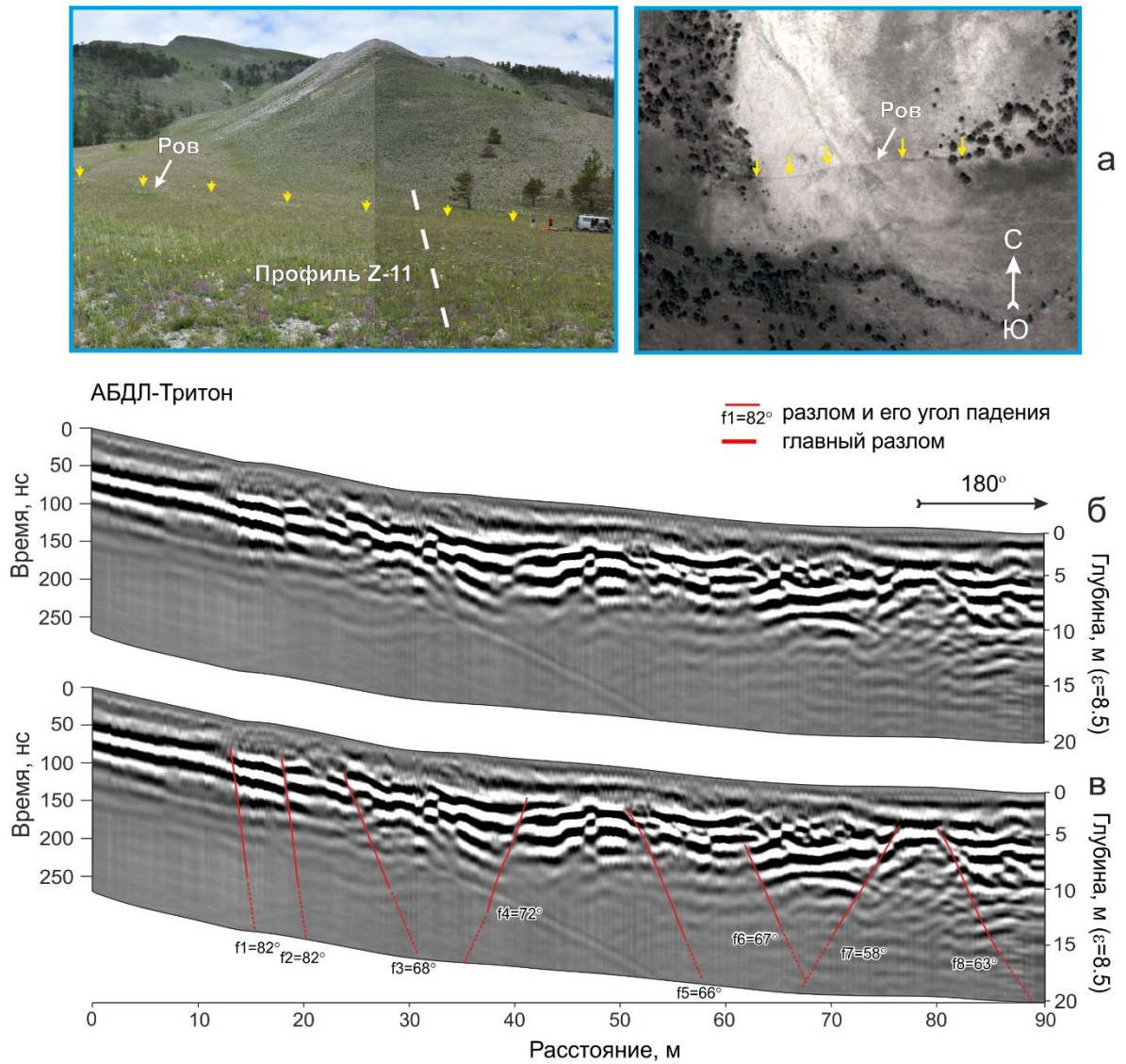


Рис. 4.2.6 Положение профиля Z-11 на участке исследования (а), фрагмент космоснимка с сейсморазрывом [SAS. Планета] (а), первичная радарограмма (б), радарограмма с интерпретацией (г). Желтыми стрелками показан сейсмогенный ров.

Профиль Z-12. Профиль пересекает сейсмогенный уступ в правой части конуса выноса мыса Ото–Хушун (рис. 4.1). Координаты начала профиля 53.33386 °с.ш. и 107.25668 °в.д., конца – 53.33451 °с.ш. и 107.25571 °в.д. Высота уступа, согласно данным гипсометрических измерений, равна 7.7 м, максимальный уклон склона 24° (рис. 4.2.8, б). Длина профиля составляет 95 м, азимут простираия 145°. Уступ в месте исследования достаточно четко

выражен в рельефе, в долинах же при приближении к современному руслу он сnivelирован вплоть до исчезновения (рис. 4.2.7, а).

В работе рассмотрена радарограмма, полученная с помощью антенны АБ–90. По результатам интерпретации георадиолокационных данных, в интервале 20–50 м было выделено два субпараллельных разрывных нарушения сбросового типа с падением на ЮВ углами падения 67 и 56° соответственно. Амплитуда смещения, определенная по смещению георадарных комплексов, для разрыва f1 равна 2.2, для f2 – 4.7 м. Суммарная амплитуда смещения равна 6.9 м. Висячем крыле сброса разрыва f2 был выделен коллювиальный клин, образованный в результате переноса и отложения продуктов выветривания лежащего крыла, который, в свою очередь, был перекрыт современными делювиально-пролювиальными отложениями мощностью около 3 м (рис. 4.2.7, г). Вертикальная амплитуда, определенная по данным гипсометрическим измерений, равна 6.3 м. Ширина зоны разрывов равна 17 м.

Профили Z-3, 7, 8, 9, 10. Проведенные георадиолокационные исследования на профилях №№ 3, 7, 8, 9 и 10 не показали при интерпретации данных разрывных нарушений. Можно предположить, что это связано как с отсутствием в месте исследования разрывов, так с сильной денудацией склона, которая разрушила и перекрыла мощным слоем осадков все видимые признаки разрывов в приповерхностной части земной коры.

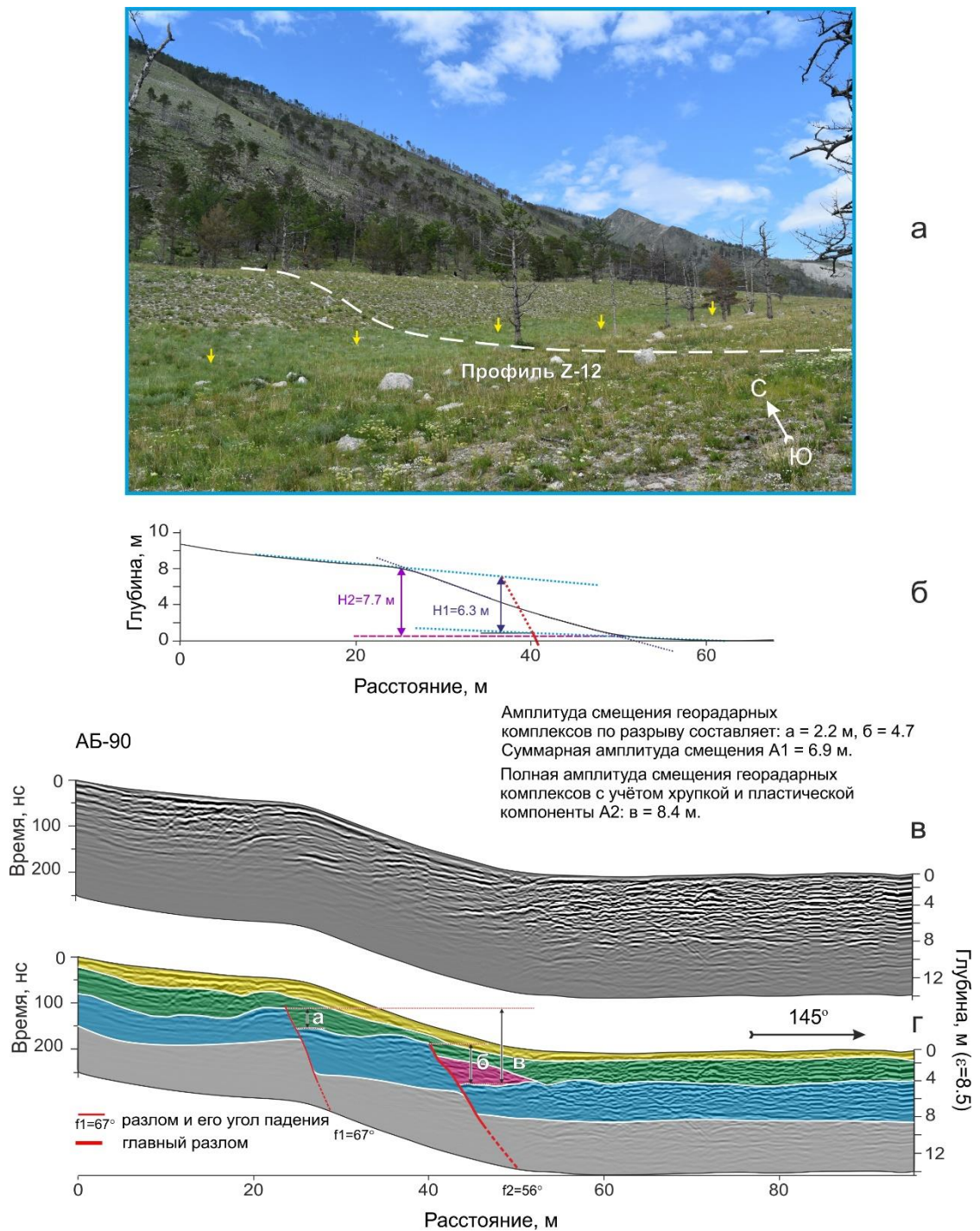


Рис. 4.2.7 Положение профиля Z-12 на участке исследования (а), гипсометрический профиль (б), первичная радарограмма (в), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (г). Желтыми стрелками показан сейсмогенный ров.

4.2.2 Особенности строения и параметры разрывов

Проведенные исследования позволили на участке протяженностью 14.3 км детально изучить приповерхностную структуру Зундукского разлома в северо-западной части Байкальской рифтовой зоны. Было установлено, что на всем протяжении разлома преобладает сбросовый тип смещения с вертикальной одноактной разрывной амплитудой от 1.6 до 6.9 м. Исследования показали, что так же, как и на участке Приморского разлома, не на всех изученных профилях фиксируются разрывы. Так, на геофизических профилях Z-3, 7, 8, 9 и 10 не было выявлено разрывных нарушений (рис. 4.1). Подобное явление уже было описано выше для Приморского разлома.

Проведенные георадиолокационные исследования позволяют определить вклад пластической компоненты в общее смещение. Как уже было отмечено ранее, вертикальное смещение при землетрясении складывается из хрупкой и пластической компоненты смещения. Поэтому методом георадиолокации были определены значения разрывной компоненты (A_1) в «ближней зоне» непосредственно над разрывным нарушением и в «дальней зоне», измеренной в условиях спокойного, недеформированного залегания слоев (георадарных комплексов), которая отражает значения разрывной и пластической компоненты смещения. На (рис. 4.2.8, а) показаны графики полной амплитуды смещения георадарных комплексов по разрыву (в дальней зоне) и величины хрупкой A_1 и пластической компонент смещения. Согласно графику, на четырех из пяти участках исследования наблюдаются близкие значения вклада пластической деформации, изменяющиеся от 18 до 24% с ЮЗ на СВ. В точке Z-6 отмечается максимальная величина пластической

деформации, равная 5.6 м, что составляет 78 % от общего смещения, в то же время здесь наблюдается минимальное значение хрупкой, разрывной компоненты смещения, равное 1.6 м. Объяснение такого эффекта заключается в том, что при сейсмособытии в результате растяжения земной поверхности образовался ров шириной 8.6 м, в связи с чем произошло медленное опускание, сползание висячего крыла вниз в направлении сейсмогенного рва. Наличие рва подтверждается как морфоструктурными, так и георадиолокационными исследованиями. Пластическая составляющая также хорошо демонстрируется на георадиолокационных данных наклонным положением георадарных комплексов в висячем крыле сброса (рис. 4.2.8). Следует также отметить, что благоприятным условием для пластической деформации является нахождение профиля в месте русла временного водотока с высоким уровнем грунтовых вод.

График изменения ширины зоны разрывов вдоль простирания сейсмогенного разрыва не показал явной корреляционной зависимости с другими параметрами. Но, очевидно, что при крутом угле наклона главного разрыва ширина зоны сбросовых деформаций меньше.

Анализ графика угла главного разрыва и максимального угла склона уступа (рис. 4.2.8, г) показывает совпадение пиков значений в точке Z-5, из чего следует, что, чем больше угол разлома, тем круче уступ выражен на земной поверхности, при условии, что профили Z-6 и Z-5 находятся близко друг к другу и имеют близкие условия денудации и аккумуляции приразломного уступа: по 0.5 и 0.3 м соответственно (рис. 4.2.9, д).

На графике (рис. 4.2.8, е) отмечается максимальная амплитуда в крайней точке Z-12. Далее происходит постепенное уменьшение амплитуды вертикального смещения 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 с северо-восточной стороны эта ветвь разрывной системы уходит в озеро Байкала и там постепенно затухает, а в юго-западной точке мы, возможно, только приблизились к центральной части разлома.

Из графика (рис. 4.2.8) также видно, что вертикальные амплитуды смещения A1 и H1, определенные разными методами в целом показывают меньшее значение, чем полная амплитуда смещения георадарных комплексов (A2). Со временем под действием внешних сил происходит разрушение приразломного уступа. Как правило, уступ выколаживается, происходит обильное накопление осадков в его нижней части, в связи с чем поверхность основания уступа, от которой производится расчет, становится гипсометрически выше, поэтому амплитуда, определенная морфоструктурным методом, будет иметь меньшее значение при условии, что в течение длительного периода не происходило интенсивных вертикальных смещений.

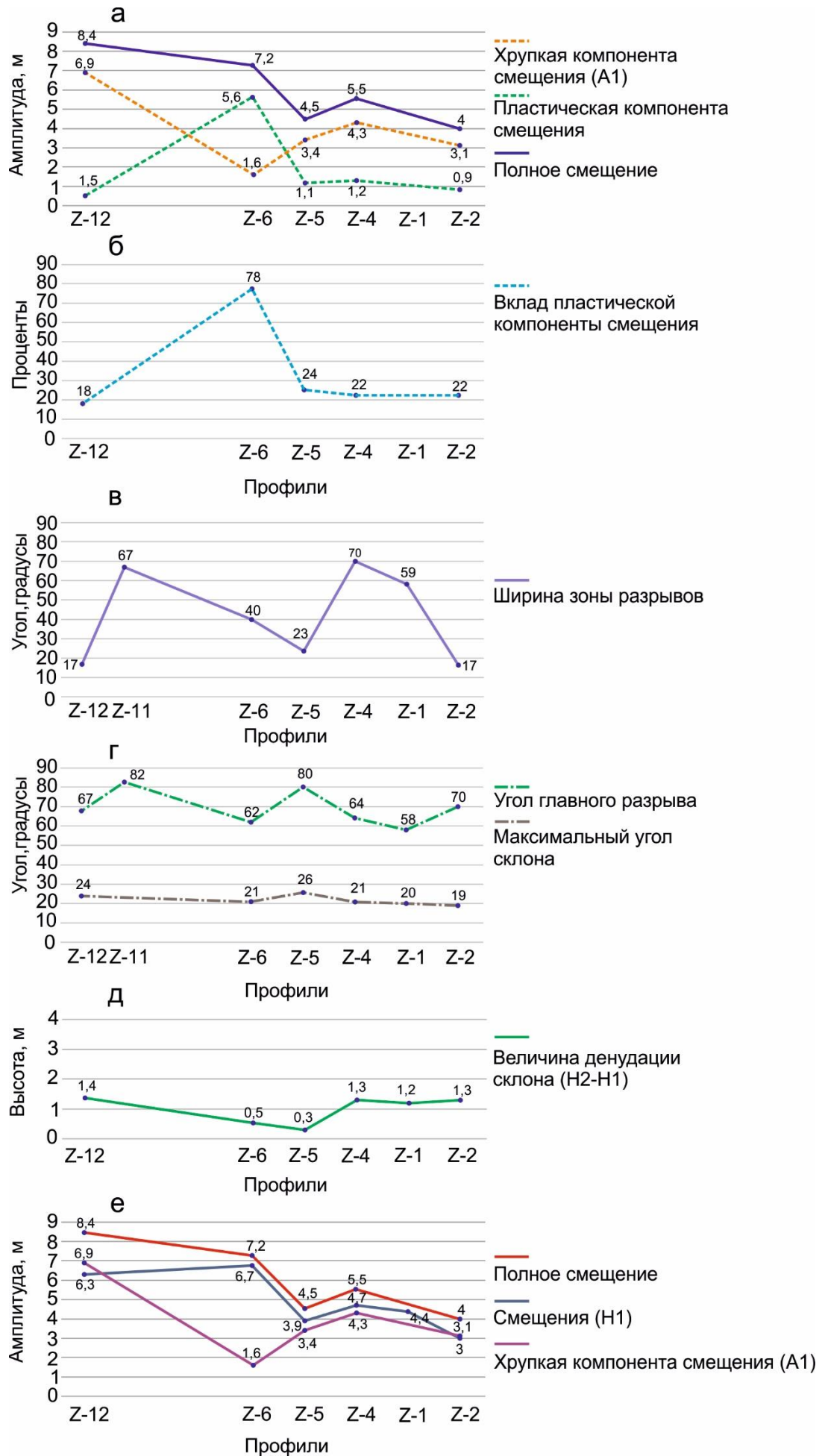


Рис. 4.2.8 Графики изменения параметров разлома вдоль его простирания. H_1 – амплитуда смещения, определенная по морфоструктурному методу; A_1 – разрывная компонента смещения, определенная по георадиолокации; H_2 – высота приразломного уступа.

Результаты исследования уверенно доказывают, что формирование данной структуры происходило в условиях растяжения, и поэтому для расчетов магнитуды палеособытия следует использовать уравнения зависимости между параметрами землетрясений и сейсмогенных разрывов для сбросов. В связи с тем, что в зоне Зукдукского разлома определенный вклад в общее смещение вносит пластическая компонента, в расчетах магнитуды землетрясения следует использовать полное вертикальное смещение по разрыву, равное 8.4 м (A_2), которое уже включает в себя разрывное и пластическое смещение. В результате магнитуды по поверхностным волнам, определенные по максимальному вертикальному смещению A_2 , имеют значения $M_s=7.46$ и $M_w=7.3$. Если же для расчетов использовать максимально установленное разрывное смещение 6.9 м, то M_s будет равно 7.39, $M_w=7.2$. Разница при 18 %-м вкладе в общее смещение составляет 0.07 и 0.1 соответственно.

Георадиолокационные исследования в комплексе с морфоструктурным анализом приразломного уступа позволили получить новые данные о позднечетвертичных вертикальных смещениях вдоль Зундукского активного разлома, связанных с последним палеоземлетрясением в его зоне. По результатам проведенных работ были сделаны следующие выводы:

1. Зундукский разлом в позднечетвертичное время был активизирован в условиях тектонического растяжения с преобладающей сбросовой кинематикой смещения.

2. Разлом на земной поверхности проявлен в виде уступа и имеет хорошее морфологическое проявление, как правило, в местах, отдаленных от русел временных водотоков. В устьях больших долин и вблизи современных русел приразломный уступ полностью сnivelирован.

3. При образовании позднечетвертичного уступа Зундукского разлома определенное значение имела пластическая компонента смещения от 1.1 до 5.6 м, что составляет от 18 до 78 % вклада в полное смещение.

4. Полученные на основе георадиолокационных данных одноактные разрывные вертикальные смещения по сейсморазрыву изменяются с ЮЗ на СВ с 6.9 до 1.6 м. Оценки магнитуд палеоземлетрясения, рассчитанные по полному вертикальному смещению, равны $M_w=7.3$ и $M_s=7.5$.

4.3 Зона Северобайкальского разлома

Северобайкальский разлом является одним из главных структурообразующих элементов Байкальской рифтовой зоны. Он ограничивает Северобайкальскую впадину с северо-запада. Его протяженность составляет 250 км. В зоне Северобайкальского разлома в недалеком прошлом происходили сильные землетрясения, о чем свидетельствуют выявленные ранее позднечетвертичные палеосейсмодислокации, такие как Хибиленская, Среднекедровая и Солонцовая [Солоненко, 1968; Чипизубов и др., 2003а]. Среднекедровая среди них является наиболее ярко выраженной. Она находится между Средним Кедровым и Северным Кедровым мысами, а Хибиленская и Солонцовая палеосейсмодислокации находятся примерно в 20 км севернее и южнее этих мысов соответственно (рис. 4.1).

Впервые Среднекедровая палеосейсмодислокация была изучена в 1964–1965 гг., в результате чего была построена ее геолого-структурная схема, сопровождающаяся подробным описанием [Солоненко, 1968]. На основании этих и последующих сейсмогеологических исследований [Солоненко, 1977; Чипизубов и др., 2003а, б] в актуальном региональном каталоге палеосейсмодислокаций Прибайкалья для Среднекедровой структуры принята протяженность 8–10 км, вертикальное смещение – 9 м [Смекалин и др., 2010]. Возраст сейсмодислокации, оцененный методом датирования по космогенным нуклидам, равен 2.2 ± 0.6 тыс. лет [Лунина и др., 2020].

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.

Морфологически палеосейсмодислокация представлена уступами и рвами, нередко составляющими грабены, которые нарушают склоновые отложения и коренные породы (рис. 4.3.1). Система субпараллельных разрывов шириной до 500 м хорошо проявлена в курумнике в пределах зоны разрывов висячем крыле главного разломного сместителя (см. рис. 4.3.1). 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.

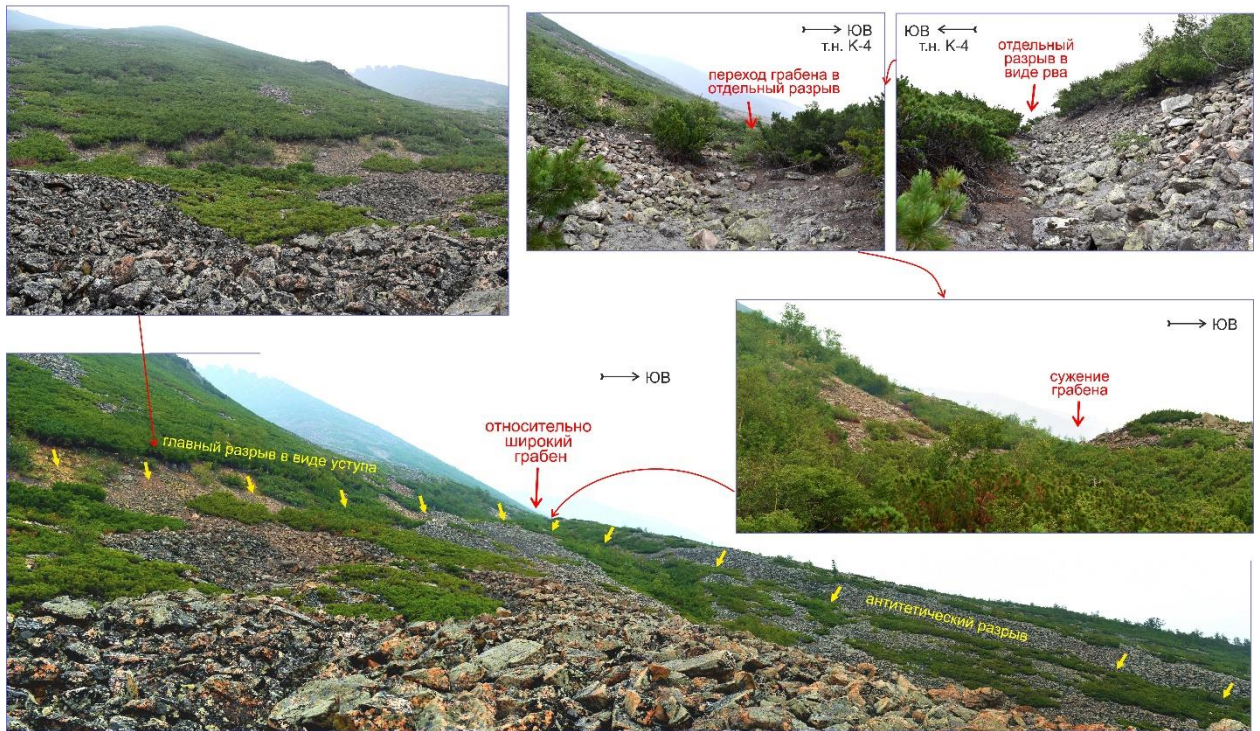


Рис. 4.3.1 Вид на Среднекедровую палеосейсмодислокацию в пределах III сегмента между точками наблюдения (т.н.) К-3 и К-4. Местоположение фото и т.н. см. на рис. 4.3.1. (фото О.В. Луниной [Лунина и др., 2018]).

Крутые сбросовые уступы главного сместителя сейсмогенной зоны разрывов значительно сnivelированы и прикрыты осыпями. Их высота в разных частях зоны колеблется от 0.50 до 8.83 м. На северном и южном окончаниях сегментов сейсмодислокации 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° \angle 70°.

Структура разрывной зоны на поверхности по-разному 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. Разрывы часто представляют собой рвы глубиной до 3.1 м и шириной по верху до 13 м на детально изученных георадарных профилях.

3.3.1 Геолого-структурная и морфоструктурная интерпретация профилей

В результате проведенных работ были выполнены георадиолокационные исследования по 4 профилям. Интерпретация геофизических данных позволила на каждом исследуемом профиле выделить основные разрывные нарушения и охарактеризовать их внутреннюю структуру. Следует отметить, что применение морфоструктурного метода на данном участке исследования также не представляется возможным из-за сильно крутой поверхности склона приразломного уступа. При текущих исследованиях в связи с геологическим строением приразломного уступа и наклонным положением слоев горных пород по геофизическим данным была определена только разрывная амплитуда смещения по разлому (A1).

Профиль-1. Георадарный профиль 1 начинается на верхней бровке уступа с координатами 54.42739 °с.ш. и 108.50388 °в.д. и заканчивается в точке с координатами 54.42703 °с.ш. и 108.50520 °в.д. (см. рис. 4.1). Абсолютная высота 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. 4.3.2). 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. 4.3.2). Верхний комплекс по сравнению с нижним характеризуется более слабыми амплитудами сигналов. Граница между ними проведена по оси синфазности отраженной волны, соответствующей положительным фазам импульсов. Предполагается, 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. 4.3.2 вопросами).

Смещение георадарных комплексов и относительно резкое падение осей синфазности на профилях позволило выявить разрывы (рис. 4.3.3),

формирующие в разрезе систему грабенов и горстов, резкие границы которых на поверхности повторяются в сглаженном виде.

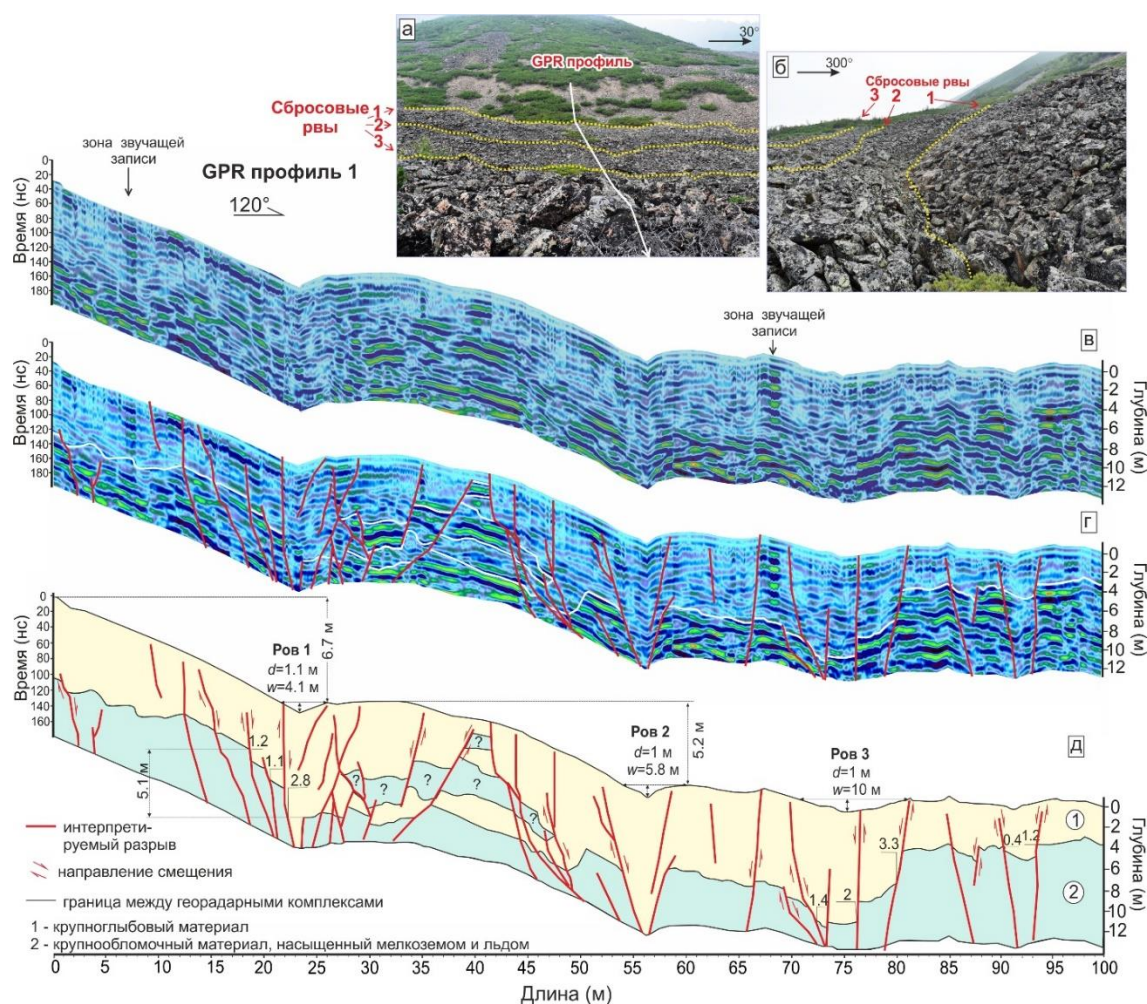


Рис. 4.3.2 Положение GPR профиля 1 на участке исследований (а); вид с северо-востока на юго-запад на сбросовые рвы в пределах участка исследований (б), радарограмма GPR профиля 1 (в), в том числе с наложенной интерпретацией (г), и интерпретируемый геологический разрез (д) с рассчитанными смещениями по 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 схожие с нижним.

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 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].

Профиль-2. Георадарный профиль 2 начинается в точке с координатами 54.42887 °с.ш. и 108.50529 °в.д. и заканчивается в точке с координатами 54.42858 °с.ш. и 108.50633 °в.д. (см. рис. 4.1). Абсолютная высота точек 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. 4.3.3). Морфологически северо-западный борт этой структуры пологий. Уступ сильно сnivelирован и покрыт крупнообломочным материалом. По ряду

причин выделить истинную высоту главного уступа практически невозможно. Была 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. 4.3.3). 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.

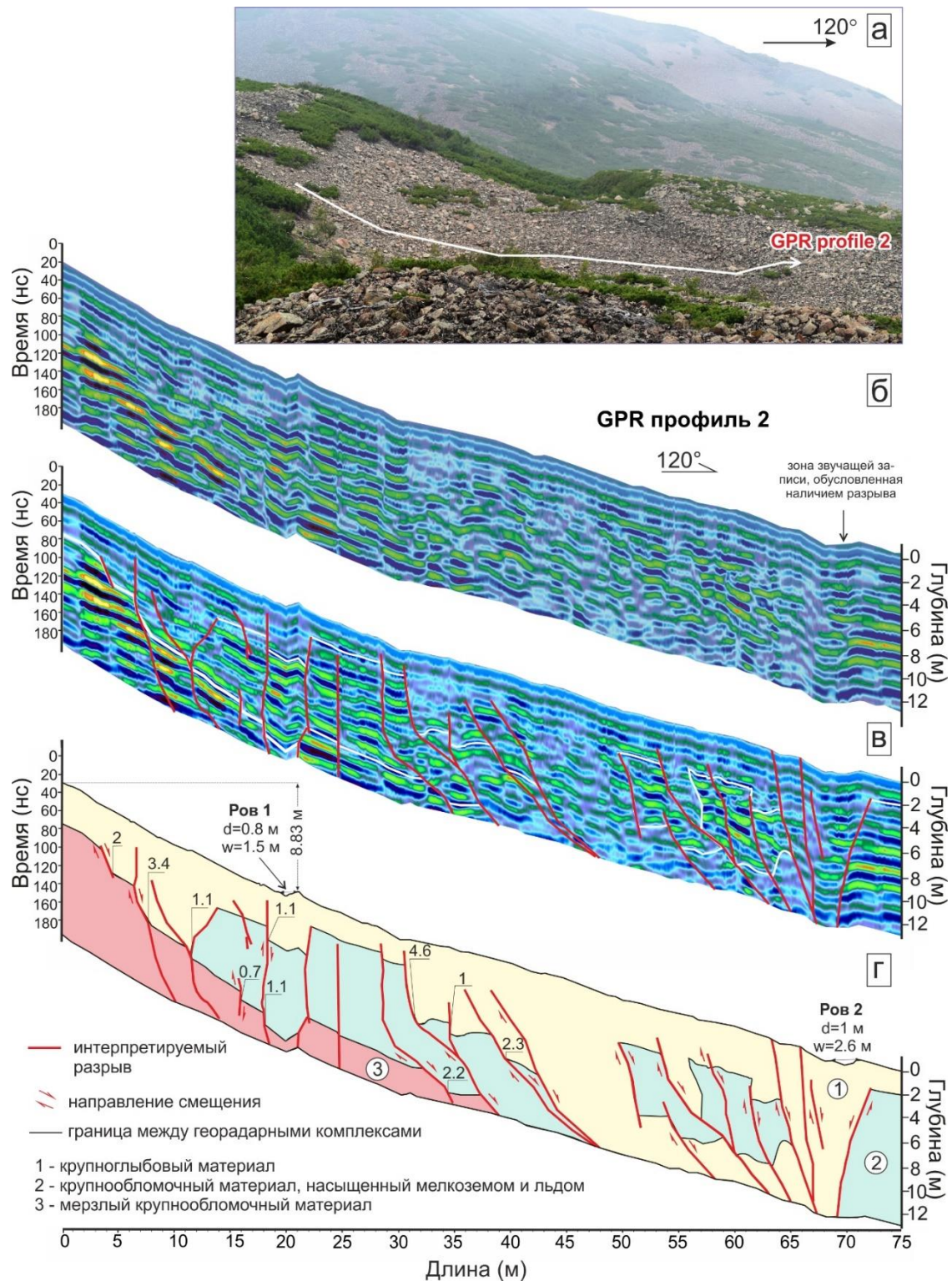


Рис. 4.3.3 Положение GPR профиля 2 на участке исследований (а); радарограмма GPR профиля 2 (б), в том числе с наложенной интерпретацией (в), и интерпретируемый геологический разрез (г) с рассчитанными смещениями по разрывам (в метрах) и выделенными толщами, соответствующими разным георадарным комплексам (номера в кружках). d и w – глубина и ширина сбросовых рвов соответственно (в метрах).

Большинство интерпретируемых в разрезе синтетических разрывов имеют углы падения $60\text{--}80^\circ$ в верхней части и $60\text{--}40^\circ$ – 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 бóльшая величина раздвига при одной и той же сумме подвижки. В результате горизонтального растяжения блока образуется значительное зияние между лежащим и висячим крыльями разрыва [Twiss, Moores, 1992]. Подобное раскрытие, заполненное крупнообломочными отложениями, наблюдается в юго-восточной части георадарного профиля 2.

Профиль-3. Георадарный профиль 3 начинается в точке с координатами 54.44105° с.ш. и 108.51434° в.д., выше которой распространено пятно труднопроходимого кедрового стланика, и заканчивается в точке с координатами 54.44075° с.ш. и 108.51531° в.д. (см. рис. 4.1). Абсолютная высота точек 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 зоны, разрывы выражены рвами глубиной 1.1–2.7 м и шириной по верху от 5.1 до 13 м (рис. 4.3.4). Между ними

наблюдаются валы, у которых северо-западный борт короче и чуть круче, чем юго-восточный.

На полученной радарограмме выделено три георадарных комплекса, аналогичных слоям на профиле 2. Интерпретируемая высота уступа, ассоциируемая со сбросом по первому разрыву, падающему на юго-восток под углом $50\text{--}73^\circ$, равна 3.5 м, в то время как в разрезе по относительному смещению кровли среднего слоя в крыльях разрыва предполагаемая вертикальная амплитуда 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].

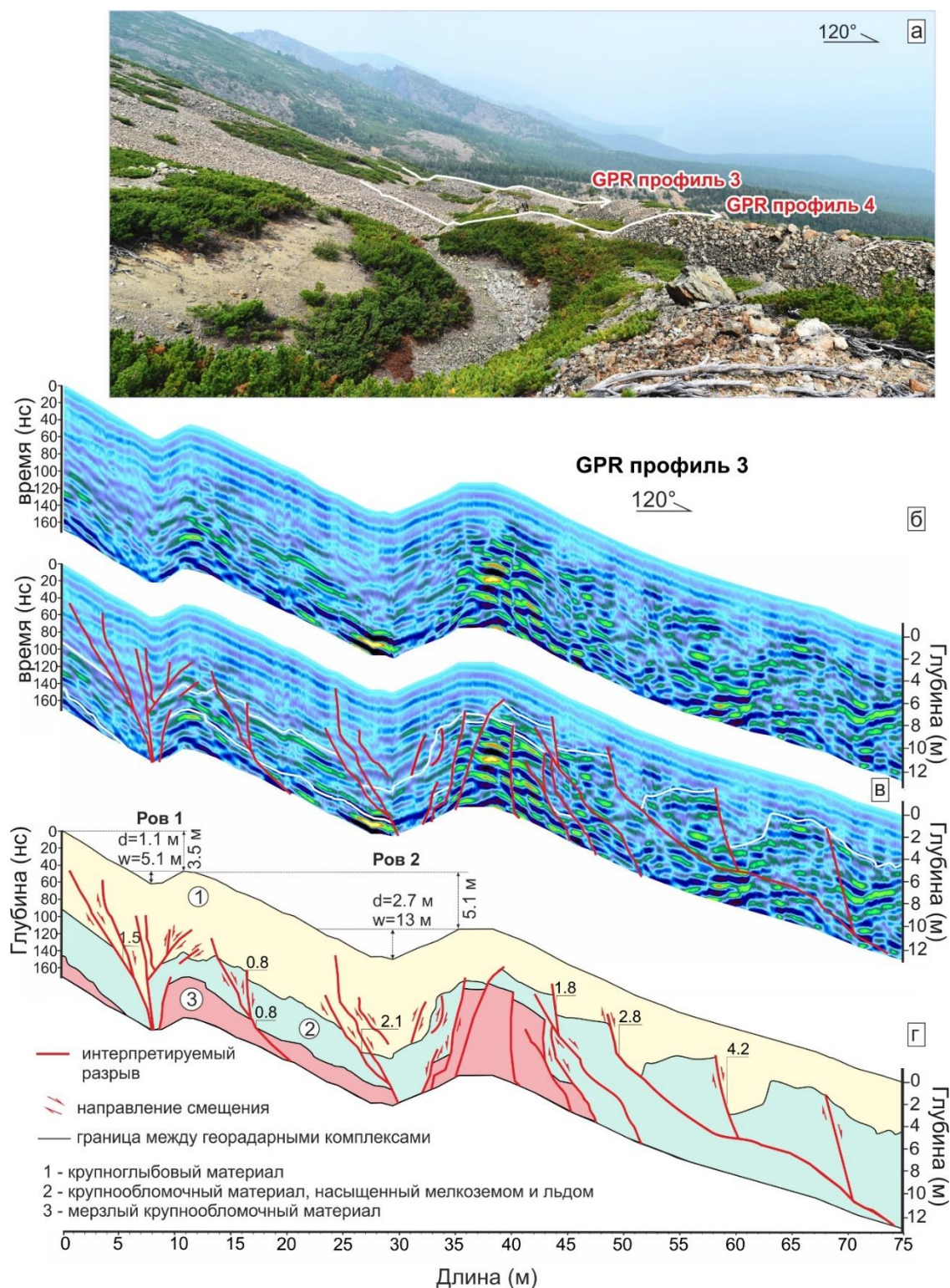


Рис. 4.3.4 Положение GPR профилей 3 и 4 на участке исследований (а); радарограмма GPR профиля 3 (б), в том числе с наложенной интерпретацией (в), и интерпретируемый геологический разрез (г) с рассчитанными смещениями по разрывам (в метрах) и выделенными толщами (номера в кружках), соответствующими разным георадарным комплексам. d и w – глубина и ширина сбросовых рвов, соответственно (в метрах).

Профиль-4. Георадарный профиль 4 начинается в точке 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 с координатами 54.44019 °с.ш. и 108.51493 °в.д. (см. рис. 4.1). Абсолютная высота точек 958 и 945 м соответственно. Профиль пересекает два крупных, хорошо видимых на местности разрыва, представленных рвами глубиной 3.1 и 1.7 м (рис.4.3.5, а). 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. 4.3.5). Высота второго уступа – 3.4 м. На склонах хребта отмечаются оползни.

По георадиолокационным данным выделено три георадарных комплекса (рис. 4.3.5), по составу идентичных слоям на вышеописанных профилях (см. рис. 4.3.3 и 4.3.4). 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.

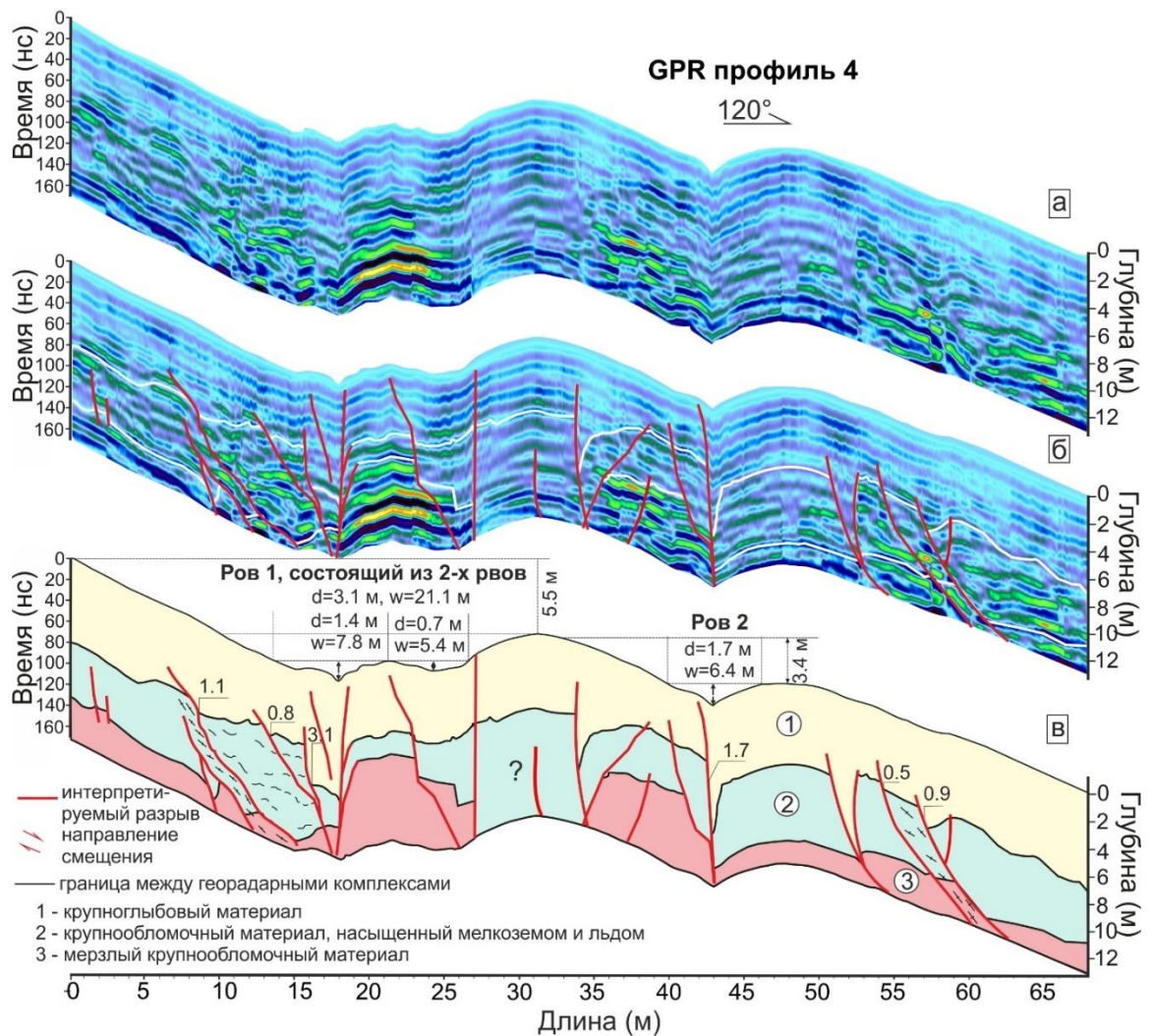


Рис. 4.3.5 Радарограмма GPR профиля 4 (а), в том числе с наложенной интерпретацией (б), и интерпретируемый геологический разрез (в) с рассчитанными смещениями по разрывам (в метрах) и выделенными толщами (номера в кружках), соответствующими разным георадарным комплексам.

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. 4.3.5). 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.

4.3.2 Особенности строения и параметры разрывов

В условиях крутых неустойчивых склонов, покрытых осыпями и курумами 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 (рис. 4.3.4, 4.3.5) по положению воображаемой исходной поверхности может создаться впечатление, что опущено нагорное крыло, хотя на местности хорошо видно (рис. 3.4.1), 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 лежащее крыло сброса, а в случае выположенной поверхности основного сместителя амплитуда подвижки зависит от его положения и от исходного рельефа. Однако пройденный летом 2017 г. более протяженный гипсометрический профиль через георадарный разрез 1 (рис. 4.3.2) показал, что взаимоотношение поднятой и опущенной исходных поверхностей рельефа подобно профилям 3 и 4, хотя угол горного склона уже не менялся, что предполагает, что профиль однозначно вышел 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. 4.3.6, б–д, на котором видно, что при простом строении разломного уступа SO будет реальным, а с увеличением раздвиговой составляющей видимое SO уменьшается вплоть до приравнивания SO к нулю (рис. 4.3.6, г) и даже его обратного значения (рис. 4.3.6, д), когда подгорное крыло становится выше, чем нагорное. Именно такая ситуация характерна для рассмотренных сегментов структуры. В связи с этим всю зону деформаций правильнее разбивать на серию простых уступов и делать измерения высот каждого из них по отдельности, как это было сделано в работе. Учитывая вышесказанное, можно допустить, что полученные значения высот тыловых уступов на топографических профилях наиболее близки к вертикальному смещению, связанному с формированием зоны деформаций вдоль главного видимого на поверхности разрыва Среднекедровой палеосейсмодислокации. Установленное максимальное значение высоты уступа 8.83 м на профиле 2 согласуется с наблюдениями В.П. Солоненко и его коллег [Солоненко, 1968], которые в русле ключей отмечали уступы высотой 8–10 м. Средняя величина этих значений позднее и была принята за вертикальное смещение в последнем опубликованном каталоге палеосейсмодислокаций [Смекалин и др., 2010].

Полученные амплитуды смещений георадарных комплексов вдоль разрывов 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.

Сравнив значения высот главного уступа на изученных профилях и суммарное вертикальное смещение по синтетическим разрывам, расположенным под этим уступом, пришли к выводу, что 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 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. 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 были использованы уравнения зависимости между параметрами землетрясений и разрывов для сбросов.

Результаты расчетов показывают, что полученные по уравнениям разных авторов определения магнитуд находятся в пределах стандартного отклонения. Магнитуды 6.80–6.87, определенные с использованием протяженности Среднекедровой сейсмодислокации меньше, чем магнитуды 7.23–7.56, установленные на основе максимального и среднего смещений.

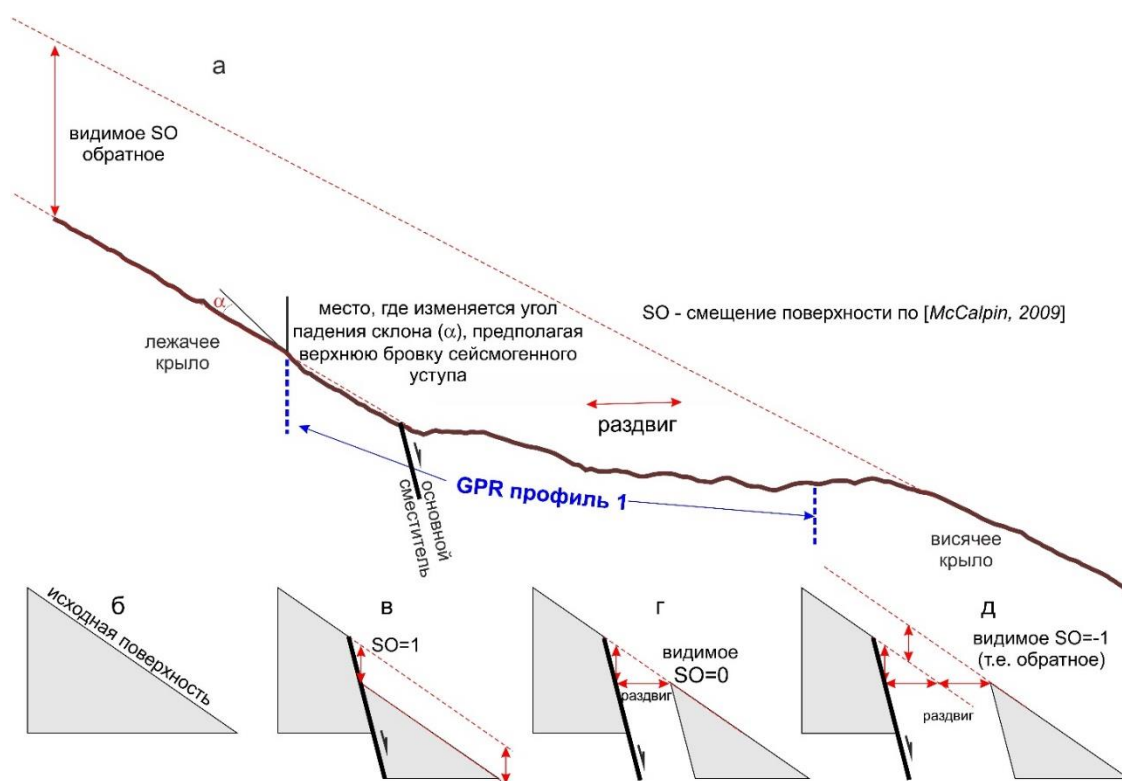


Рис. 4.3.6 Гипсометрический профиль длиной 204.73 м, пройденный вдоль георадарного разреза 1 (а) в 2017 г. и упрощенная геометрическая модель, иллюстрирующая изменение видимой вертикальной величины смещения исходной поверхности SO в условиях крутого горного склона в зависимости от величины раздвига (б–д). См. пояснения в тексте.

Очевидно, что полученная длина зоны сейсмогенных разрывов не является полной, хотя она и превышает ранее известную длину в три раза. Если к установленной длине Среднекедровой палеосейсмодислокации прибавить длины Хибеленской (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. близкими к значениям M_s и M_w , установленным по смещениям. Таким образом, существует большая вероятность, что все три ранее известные сейсмогенные структуры образовались единовременно, что допускалось ранее [Солоненко и др., 1968] и отчасти поддерживается результатами А.В. Чипизубова с коллегами [Чипизубов и др., 2003а, б], согласно которым палеосейсмодислокации одной возрастной группы прослеживаются здесь первую сотню километров с перерывами на десятки километров.

Согласно карте сейсмотектоники Восточной Сибири [Имаев и др., 2015; Имаева и др., 2015], сейсмическому линеamentу, к которому приурочены Среднекедровая, Хибеленская и Солонцовая сейсмогенные структуры, присвоена потенциальная магнитуда 7.5. В базе данных плиоцен-четвертичных разломов юга Восточной Сибири [Лунина, 2016] для Северобайкальского разлома указана магнитуда $M_s=7.6$ со ссылкой на данные в работе [Смекалин и др., 2010]. Максимальная рассчитанная величина M_s по результатам данной работы находится в пределах 7.5–7.6, что свидетельствует

о хорошей обоснованности сейсмического потенциала Северобайкальского разлома и согласованности выводов, полученных ранее и в настоящей работе.

Представленные основные результаты исследований в зоне Северобайкальского разлома можно сформулировать следующим образом:

1. Морфологически Среднекедровая палеосейсмодислокация представлена уступами, рвами и сложными грабенами, которые нарушают коренные породы и склоновые отложения, представленные каменными осыпями и крупноглыбовыми курумниками. 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, прослеживающихся до глубины 13 м. В плане они образуют системы субпараллельных разрывов с преобладающим простиранием 30° .

2. Общая протяженность видимых на поверхности разрывов Среднекедровой палеосейсмодислокации составляет не менее 29.5 км, однако некоторые из них отстают 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 Хибеленская и Солонцовая палеосейсмодислокации, известные с 1968 г. В их пределах известны сегменты одной возрастной группы [Чипизубов и др., 2003а].

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 вертикальные амплитуды сбросов по зоне главного сместителя, совпадающего с главным уступом, приняты 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 длины разрыва и смещений, изменяются от 6.8 до 7.6.

4.4 Зона Дельтового разлома

Дельтовый разлом стал хорошо известен после катастрофического Цаганского землетрясения 1862 г. на восточном побережье озера Байкал. На сегодняшний день это землетрясение считается крупнейшим в регионе за исторический период. Оно произошло 12 января 1862 г., магнитуда составляла 7.5, интенсивность в эпицентре – 10 баллов [Солоненко, Тресков, 1960]. В результате сейсмособытия в эпицентральной зоне произошло опускание земной поверхности с амплитудой 7–8 м и образование залива Провал площадью около 230 км² (рис. 4.4.1). Эпицентральную зону этого землетрясения можно считать одним из эталонных полигонов для изучения сейсмогенных деформаций.

Разлом простирается в северо-восточном направлении по линии с. Творогово – с. Кудара – мыс Облом (рис. 4.4.1). Общая протяженность структуры составляет 62 км, простираие – 53°, азимут падения – 323°, средний угол падения по структурно-геологическим данным в рыхлых отложениях – 60°. Сейсмогенная активизация разлома проявилась в формировании серии сближенных ступенчатых сбросов в четвертичных отложениях во время упомянутого события [Лунина и др., 2009a].

Залив Провал образовался во время упомянутого землетрясения в результате опускания Цаганской степи и краевого участка дельты р. Селенги общей площадью около 230 км² [Лопатин, 1862; Фитингоф, 1865; Кондорская, Шебалин, 1982; Shchetnikov et al., 2012]. За более чем 150 лет граница дельты

значительно сместилась на восток [Вологина и др., 2010], сократив размеры сейсмогенного опускания (рис. 4.4.1).

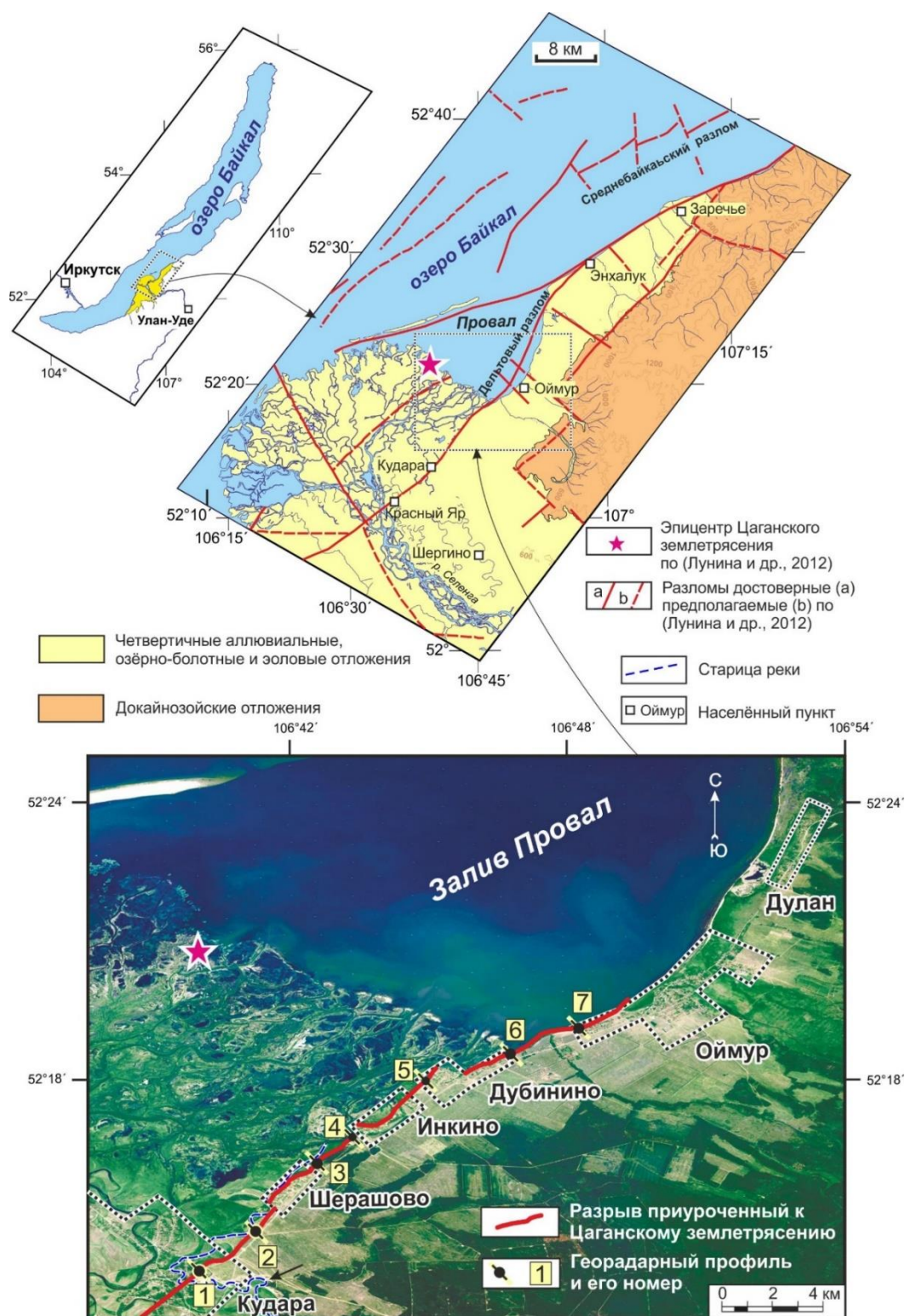


Рис. 4.4.1 Схематическая карта участка исследования

В образовавшемся заливе после землетрясения накопились донные отложения мощностью до 3.6 м [Ладохин, 1960]. По данным бурения скорость их аккумуляции в разных местах резко отличается и напрямую зависит от близости р. Селенга. В центральной части залива она составляет 1.07 см/год [Тулохонов и др., 2006], в северо-восточной – 0.232 см/год [Вологина и др., 2010].

Из исторических описаний известно, что главный разрыв СВ–ЮЗ простирается образовался на склоне песчано-глинистого увала и прослеживался до деревни Манжеево (ныне с. Кудара), исчезая в протоке Харауз [Лопатин, 1862; Фитингоф, 1865]. Под уступом увала образовался ров шириной около 4 м и глубиной до 6 м. Ширина отдельных продольных разрывов достигала 0.71 м, видимая глубина — 10.65 м [Лопатин, 1862]. В Новом каталоге сильных землетрясений СССР [New catalog..., 1982] длина сейсмодислокации оценена в 30 км, что сопоставимо с длиной береговой линии образовавшегося залива Провал от мыса Облом до с. Кудара. Максимальная амплитуда смещения, установленная, очевидно, по глубине залива в его северо-восточной части, принята 8 м. Фактическая величина подвижки была отмечена между деревнями Дубинино и Оймур А.Х. Фитингофом [1865], который обнаружил часть пашенной городьбы, смещенной по типу сброса не менее, чем на 4.26 м. В 1.3 км от села Шерашево на северо-восток также было установлено смещение слоев 2.83 м [Лунина и др., 2012].

Специальные сейсмогеологические исследования следов Цаганского землетрясения проводились в начале 90-х годов прошлого века. Упомянутого рва под уступом увала уже не было, а сам сейсмогенный уступ был в значительной мере денудирован [Дельянский, 1993; Хромовских, 1995]. В канавах у подножья уступа были обнаружены округло-концентрические плоскости оползней соскальзывания, коллювиальные клинья, складки, различно деформированные слои и интенсивная трещиноватость. Летом 2009 и 2010 гг. в эпицентральной зоне выполнены детальные структурно-геологические исследования кластических даек и разрывов в рыхлых позднеголоценовых отложениях, по параметрам которых между селами Инкино и Дубинино была определена область максимальных проявлений деформаций, ассоциированных с сейсмическим событием 1862 г. [Лунина и др., 2012].

Таким образом, благодаря хорошей изученности последствий Цаганского землетрясения, Дельтовый разлом представляется, в некоторой степени, еще одним эталонным объектом для исследования закономерностей параметров сейсмогенных смещений в рыхлых осадках методом георадиолокации. В то же время, ряд особенностей, характерных для строения разреза (следы разжижения и флюидизации, суглинисто-песчаный состав отложений), приуроченность зоны сейсмогенных разрывов к озерно-дельтовым террасам, развитым на правобережье дельты Селенги на участке сел Оймур – Фофоново, их осложнение древними и современными эоловыми формами рельефа, представленными чередованием бугров, дюн и котловин

выдувания, миграция русел дельты и большая подвижность наносов, а также локальные оползневые деформации делают сейсмогенный уступ Дельтового разлома непростым природным объектом для структурного анализа. Возникает проблема выявления вклада сейсмогенной составляющей в формирование песчаного увала вдоль залива Провал. Подобные фундаментальные вопросы могут быть актуальны для других крупных озер тектонического происхождения.

4.4.2 Геолого-структурная и морфоструктурная интерпретация профилей

Исследования в зоне Дельтового разлома выполнялись в два этапа. На первом этапе были выполнены детальные георадиолокационные исследования на сегменте между селами Шерашево и Инкино. Вкрест простирания главного СВ–ЮЗ разлома было пройдено 5 георадиолокационных профилей. Расстояние между профилями составляло 25 м.

В результате обработки георадиолокационных данных было установлено, что крупные разрывные нарушения сосредоточены в основном в пределах уступа Дельтового разлома, а угол падения главного разрыва, определенный при интерпретации георадиолокационных данных, изменяется от 60 до 80°. Что же касается смещений на исследуемом участке, то они изменяются в разных сегментах разлома с ЮЗ на СВ с 2.6 до 4.5 м [Денисенко, Лунина, 2020].

В результате проведенных работ первого этапа была получена информация о неоднородности структуры осевой части разлома на локальном

120-метровом участке. Также по результатам работ на основе трехмерного моделирования была выполнена геолого-структурная реконструкция строения участка исследования в разные этапы развития уступа Дельтового разлома.

На втором этапе георадиолокационное профилирование было выполнено на 7 участках, расположенных в 1.3–3.4 км друг от друга в пределах сегмента длиной ~15 км (рис. 4.4.1). На каждом из них вкрест простирания разломного уступа сделано от 2 до 5 профилей, из которых впоследствии выбрано по одному профилю. Критерием для выбора послужили дополнительные геологические данные, позволяющие достаточно уверенно интерпретировать полученные радарограммы. Расположение участков работ было организовано таким образом, чтобы через равное расстояние охватить весь уступ Дельтового разлома, вдоль которого проходил сейсмогенный разрыв Цаганского землетрясения 1862 г. на суше.

Профиль-1. Георадиолокационный профиль 1 расположен в окрестностях поселка Кудара с координатами начала 52.23109 °с.ш., 106.66734 °в.д., пересекает уступ высотой 5.56 м и заканчивается в точке с координатами 52.2314 °с.ш., 106.667 °в.д. (рис. 4.4.2). Длина профиля составляет 45 м, азимут простирания 325° на северо-восток. Откос уступа в месте исследования имеет ступенчатое строение, а угол склона изменяется от 0° на его площадках до 25° в самой крутой его части. Это предполагает, что развитие уступа прошло все стадии разрушения согласно идеализированной

модели [Wallace, 1977; McCalpin, 2009] и в настоящее время контролируется плоскостным смывом.

Ранее в 73 м на северо-восток от георадарного профиля исследователями была произведена зачистка стенки карьера [Лунина и др., 2012]. Разрез отложений представлен осадочными пачками, для которых характерны различное соотношение переслаивающихся слоев пылеватых песков и темно-коричневых супесей (рис. 4.4.2, в). Некоторые интервалы с подошвы и кровли подчеркнуты плавно изгибающимися лимонитизированными прослоями, хотя и внутри них также отмечаются рыжие подтеки и гумусированные участки. Слойки в интервалах плавно, иногда причудливо изогнуты, отражая следы сейсмического разжижения. В разрезе обнаружены две крупные и несколько более мелких инъекционных даек, выполненных мелко-тонкозернистым песком. Одна из них, начинаясь с тонких нитей, пересекает всю зачистку. Вдоль даек замерены сбросовые смещения величиной от 0.1 до 11 см. Все структуры имеют северо-восточное простирание и углы падения от 61 до 80°.

На радарограмме (рис. 4.4.2, д) осадочный разрез представлен субгоризонтальными осями синфазности с разными амплитудами сигнала, которые четко отражают слоистость пород. По особенностям волной картины были выделены 4 георадарных комплекса (рис. 4.4.2, д), которые могут быть ассоциированы с осадочными пачками, каждая из которых помимо текстурных особенностей характеризуется отличительными электрофизическими свойствами из-за разного соотношения песков, супесей и примесей органических остатков. Разрывы выделяются по смещению

георадарных комплексов вдоль «прозрачных» зон, но фактически резких линий нарушений на радарограмме не наблюдается, что, возможно, связано с их залечиванием песчаным материалом вследствие разжижения и флюидизации, следы которых наблюдались в ближайшем разрезе. Главным разрывом является тот, вдоль которого фиксируется максимальная величина подвижки. Внутри георадарных комплексов локально в вертикальном и наклонном направлении также заметны изменения волновой картины, выраженные отсутствием осей синфазности отраженных волн. По нашему мнению, эти «прозрачные» зоны также отображают кластические дайки, так как их рисунок идентичен стратиграфическим нарушениям, ассоциированным с песчаными выбросами на радарограммах [Liu, Li, 2001].

Суммарная разрывная подвижка, измеренная по кровле георадарного комплекса 3 и ассоциированная с Цаганским землетрясением (A1), составила 2.32 м, полная (A2) – 3.83 м. Высота уступа Н2 и реконструированная морфоструктурным методом величина подвижки Н1 одинаковы, так как исходные поверхности на поднятом и опущенном крыльях зоны разлома горизонтальны и равны 4.3 м (рис. 4.4.2 в). Эта величина с ошибкой 0.47 м совпадает с определением полной подвижки по данным георадиолокации.

По подошве комплекса 3 по разрывам f1 и f2 амплитуды смещения существенно выше, а георадарный комплекс сброшен на 5.51 м, что с разницей 0.14 м близко к общей высоте уступа Н3. Последнее предполагает, что образование уступа имеет тектоническое происхождение и связано с более чем одним землетрясением.

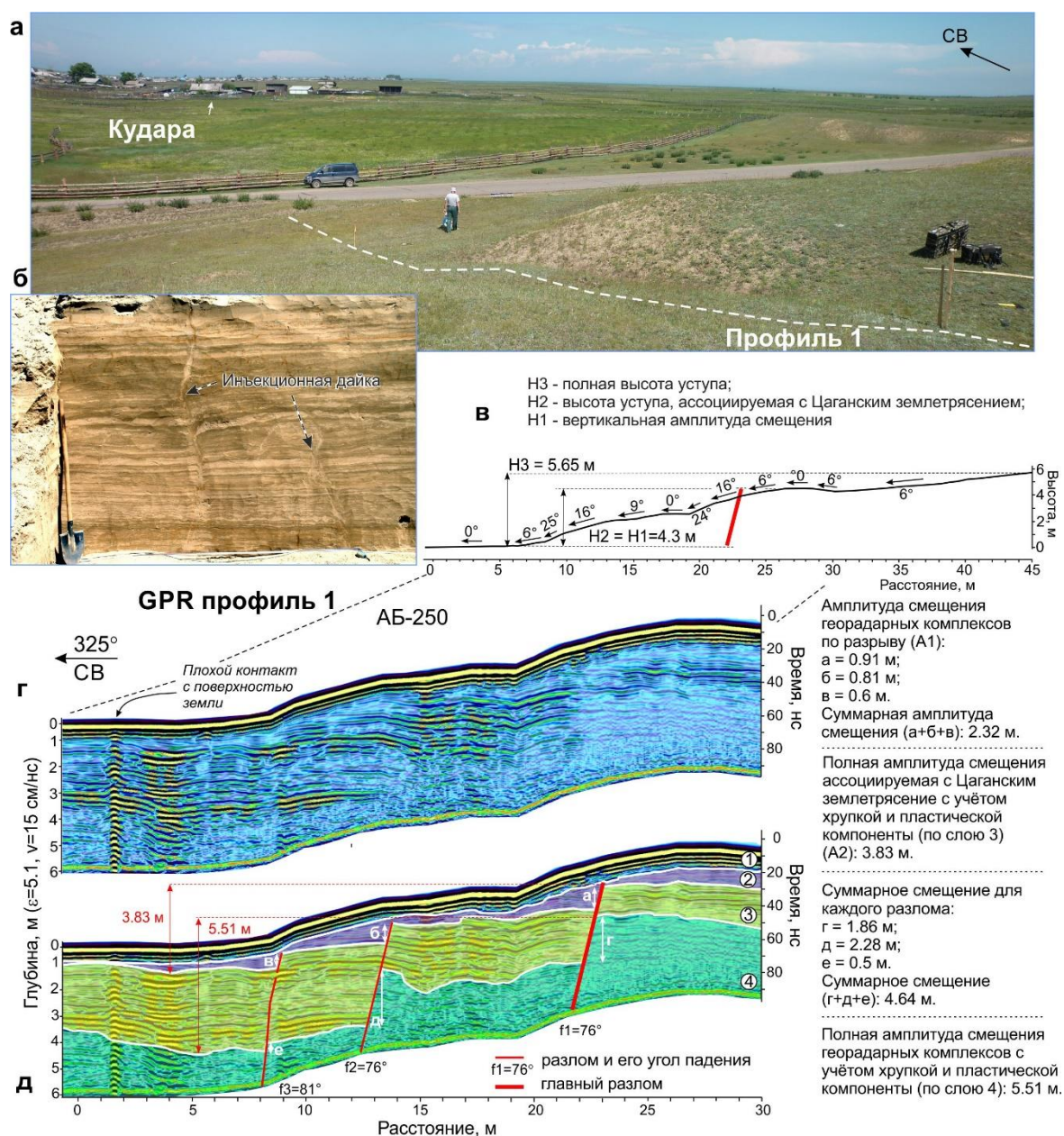


Рис. 4.4.2 Положение профиля-1 на участке исследования (а), разрез осадочных отложений [Лунина и др., 2012, site 1203] (б), гипсометрический профиль (в), первичная радарограмма (г), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (д).

Профиль-2. Георадарный профиль 2 длиной 42.5 м начинается в точке с координатами 52.245 °с.ш., 106.687 °в.д., пересекает уступ высотой 12.3 м и заканчивается в точке с координатами 52.24526 °с.ш., 106.68671 °в.д. (рис.

4.4.3, а, б). В отличие от предыдущего профиля, уступ имеет один откос с максимальным углом наклона 35° и в значительной степени покрыт молодыми деревьями и кустарниками. Это стало причиной невозможности проводить прямые структурно-геологические наблюдения и малоглубинное бурение.

Судя по данным на других профилях, разрез представлен переслаивающимися супесями и песками различной зернистости. В нижней левой части разреза, выделяющейся по высокой амплитуде отражений (рис. 4.4.3, в, г, георадарный комплекс 4), отложения, скорее всего, представлены влажным русловым песком, который был накоплен после Цаганского землетрясения в результате деятельности одной из старых протоков р. Селенги, видной на космоснимке и заросшей травой в настоящее время. На других участках радарограммы характерные фрагменты с высокоамплитудными сигналами могут быть связаны с локальными областями мерзлых пород. Георадарные комплексы выделяются достаточно уверенно по разной волновой картине, хотя из-за большой нарушенности рыхлых отложений висячем крыле главного разрыва в слое 3 присутствуют как повышенные, так и пониженные амплитуды отражений.

Главный сейсмогенный разрыв (f3) четко выделяется по наклонной границе, разделяющей блоки с горизонтальными осями синфазности (рис. 4.4.3, в, г).

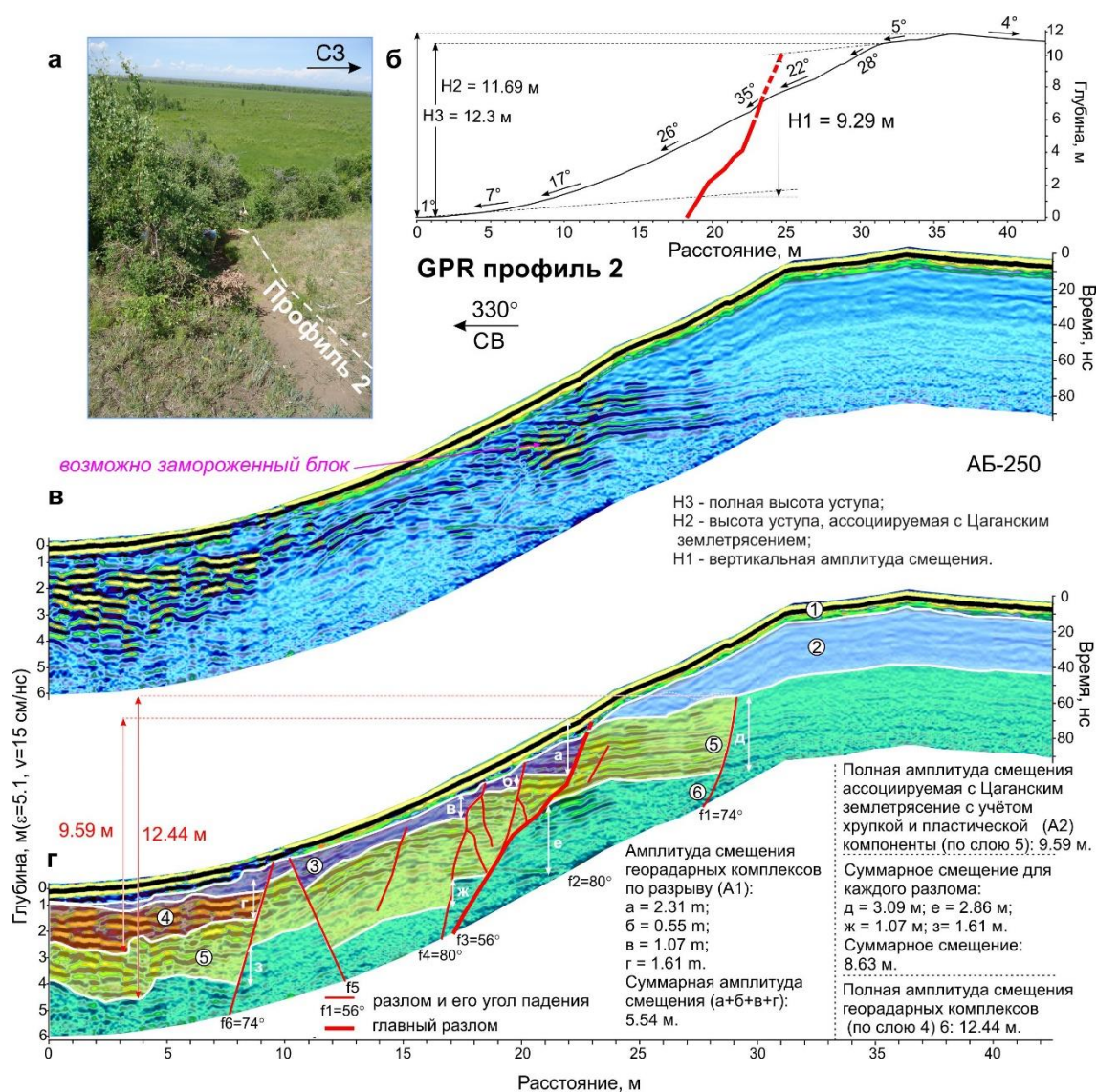


Рис. 4.3 Положение профиля 2 на участке исследования (а), гипсометрический профиль (б), первичная радарограмма (в), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (г).

Другие разрывы картируются по резкой смене волновой картины в соседних блоках или по «прозрачным нитям», разделяющим стратиграфические слои. В центральной, самой нарушенной части уступа, где вырисовывается грабен, волновая картина весьма сложная и предполагает частичное течение разжиженного геологического субстрата.

Суммарная разрывная подвижка, измеренная по кровле георадарного комплекса 5 (рис. 4.4.3, г) и ассоциированная с Цаганским землетрясением, составила 5.54 м, полная – 9.59 м. Последняя близка к подвижке $H1=9.29$ м, измеренной морфоструктурным методом. Величина $H2=11.69$ м заметно больше, что можно связать с наращиванием верхней правой части разреза за счет песчаных наносов. В то же время, близкие значения общей высоты уступа $H3=12.3$ м и полное смещение георадарного комплекса 6, расположенного глубже и равное 12.44 м предполагают, что в разрезе на нижних горизонтах наблюдаются деформации, связанные еще с одним сейсмическим событием, а скорости накопления дельтовых отложений и аккумуляции эоловой пыли одинаковые на рассматриваемом профиле. В результате высота тектонического уступа как будто сохраняется, хотя это ложное представление, так как его нижняя часть в висячем крыле была захоронена, а верхняя в лежащем – увеличена.

Профиль-3. Георадарный профиль 3 длиной 85 м начинается в точке с координатами 52.26997° с.ш., 106.70946° в.д., пересекает уступ высотой 8.03 м и заканчивается в точке с координатами 52.2705° с.ш., 106.708° в.д. (рис. 4.4.1, а, б). Откос уступа с углами наклона от 7 до 27° на поверхности несет следы оползневых деформаций, которые на радарограмме проявляются незначительным наклоном осей синфазности в районе скважины 9 (рис. 4.4.4, в). Там же предполагается серия разрывов без явных смещений, наличие которых, очевидно, способствовало развитию пластических смещений.

Согласно стратиграфическому разрезу данных буровых работ, самая верхняя часть разреза, выделенная в георадарный комплекс 1, представлена коричневой супесью мощностью 0.25–0.90 м. Под супесью в лежащем крыле главного сместителя (f6) залегает рыжий, рыжевато-коричневый тонкозернистый песок мощностью 0.3–0.6 м, который был определен как георадарный комплекс 2, но фактически не выделяется на радарограмме. В висячем крыле главного сместителя супеси подстилаются коричневыми тонкозернистыми песками (георадарный комплекс 5), которые после разрывообразования заполнили характерное понижение, типичное для палеорусла. Главный сместитель четко выделяется по резкому падению осей синфазности (рис. 4.4.3, в, г) и разной волновой картине в соседних блоках.

В скважинах 7 и 9 следующий самый мощный слой, выделенный в георадарный комплекс 4, представлен, преимущественно, коричневым мелкозернистым песком (рис. 4.4.3, в). С глубиной песок становится влажнее. Скважина 7 была пробурена до 13 м. На глубине 8.5 м зернистость песка стала тоньше, на глубине 9.4–10.0 м появились глинистые включения, на глубине 11.3 м вскрыт среднезернистый песок с хорошо окатанным гравием 0.7 см в диаметре. На радарограмме видно, что залегание разреза абсолютно спокойное, но между 52 и 64 м профилями наблюдается просадка. Скважину 9 не удалось пробурить глубже 7 м, так как ближе к забою в мелкозернистом песке появилась глинистая составляющая, вследствие чего возникло предельное давление на буровую колонну с заклиниванием бурового инструмента.

В скважине 8, расположенной в висячем крыле разрыва, разрез сильно отличается от двух других вышеописанных. Под георадарным комплексом 5, на глубине 1.3–1.7 м отложения представлены тонко-мелкозернистый песком с черным гумусированным материалом, напоминающим остатки торфа. Этот слой, соответствующий георадарному комплексу 6, является маркирующим для определения нижней границы опустившегося блока. Ближе к главному сместителю он расположен глубже. Ниже в строении колонки отложения представлены серыми песками, глинами, гравием различной влажности вплоть до свободно текучего состояния. Под тонким темно-серым слоем глины с примесью песка в интервале 2.75–3.00 м обозначился уровень грунтовых вод, который хорошо коррелирует с наблюдениями в двух других скважинах профиля. На радарограмме в висячем крыле видны очертания рва в виде грабена. Интерпретируемое разрывное смещение по глубине залегания кровли георадарного комплекса 6 с остатками торфа до кровли георадарного комплекса 5, прилегающее к сместителю и перекрытое супесями на протяжении всего профиля, равно 1.93 м, полное смещение слоя – 6 м. Смещение, определенное по самому глубокому его погружению, равно 2.4 м, что с ошибкой 0.03 м равно смещению, установленному на основе морфоструктурного анализа. Развитие остальной части уступа не связано с Цаганским землетрясением 1862 г.

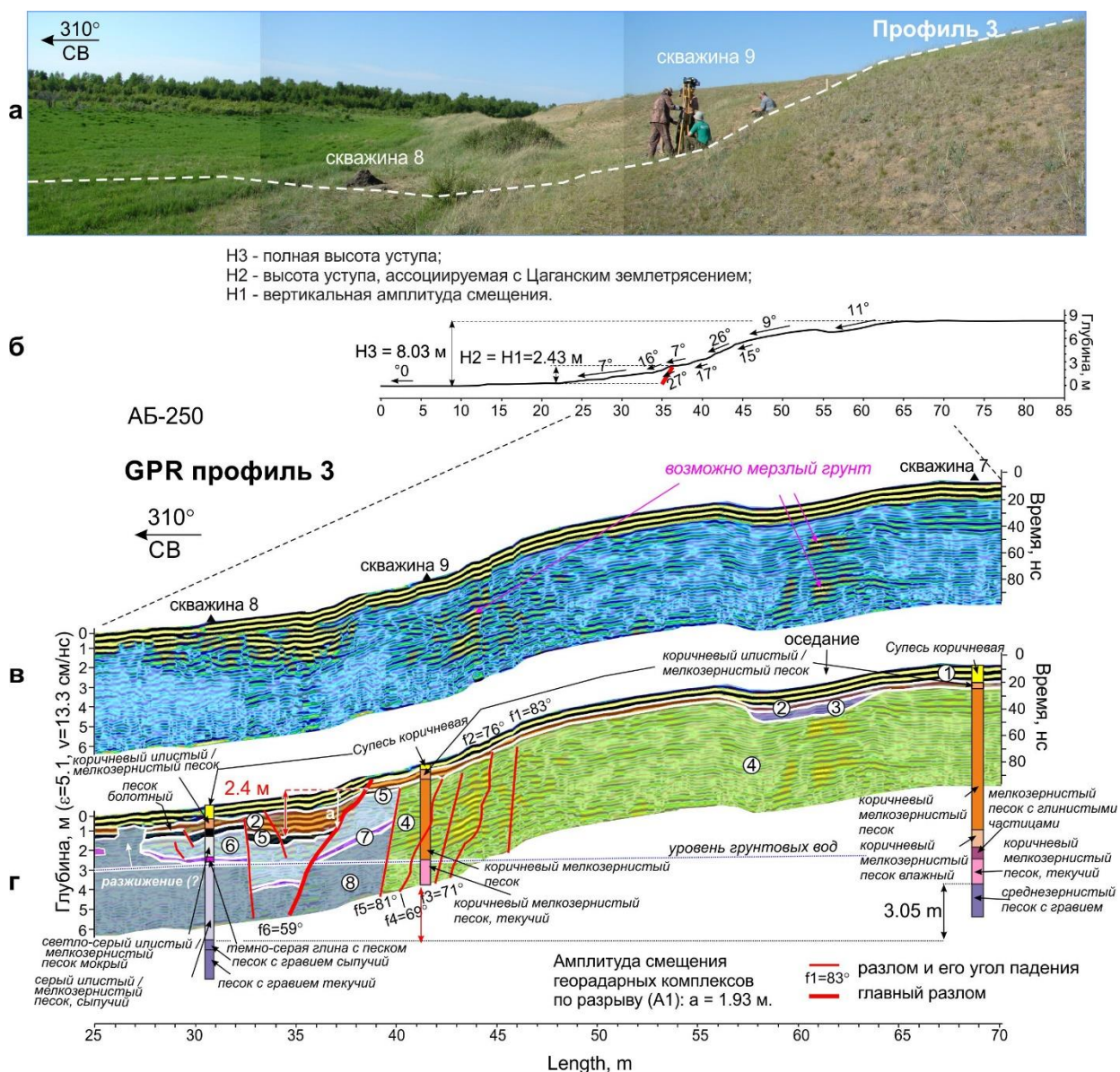


Рис. 4.4.3 Положение профиля 3 на участке исследования (а), гипсометрический профиль (б), первичная радарограмма (в), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (г).

В результате работы удалось скоррелировать два слоя серого среднезернистого песка с гравием в скважинах 7 и 8, вертикальный градиент между которыми составил 3.05 м. Эти данные свидетельствуют о том, что на всем протяжении профиля между этими скважинами вертикальное смещение не могло превышать указанную величину. Горизонтальное залегание

отложений в интервале профиля 45–70 м свидетельствует о том, что разница между 3.05 и 2.40 м, равная 0.65 м, может отражать сумму малоамплитудных (возможно пластических) подвижек в интервале 39–45 м, где локализуется зона разрывов, смещения по которым не видны на радарограммах.

Профиль-4. Георадарный профиль 4 длиной 130 м начинается в точке с координатами 52.27902 °с.ш., 106.72485 °в.д., пересекает песчаный увал высотой 20.44 м и заканчивается в точке с координатами 52.2799 °с.ш., 106.724 °в.д. (рис. 4.4.1). Разломный уступ выделяется в нижней части увала резким изменением угла склона от 6 до 21°. Его высота в данном месте составила 4.93 м, разрывное смещение по данным морфоструктурного анализа с учетом георадиолокационных данных о месте выхода разрыва на поверхность – 3.87 м.

На большей части профиля (рис. 4.4.4, в, г) картина отражений однообразна. В лежащем крыле разлома переслаивающиеся светло-коричневые супеси и рыжевато-коричневые тонко-мелкозернистые пески, местами с тонкими глинистыми прослоями мощностью 1.5 см, залегают без видимых значительных деформаций. По тонким «прозрачным нитям» на радарограмме, разрывающим оси синфазности, можно предполагать лишь наличие маломощных песчаных даек в разрезе. Границы георадарных комплексов достаточно уверенно коррелируются с данными скважинного разреза. Исключение представляет только второй сверху слой в скважине 3, который на радарограмме разделен на два георадарных комплекса 4 и 5,

заметно различающихся по амплитуде отражений. Трудно определить, с чем связана такая разница, так как специальных исследований грунтов не проводилось. Можно лишь констатировать, что электрофизические свойства грунтов в нижней и верхней части описываемого слоя отличаются.

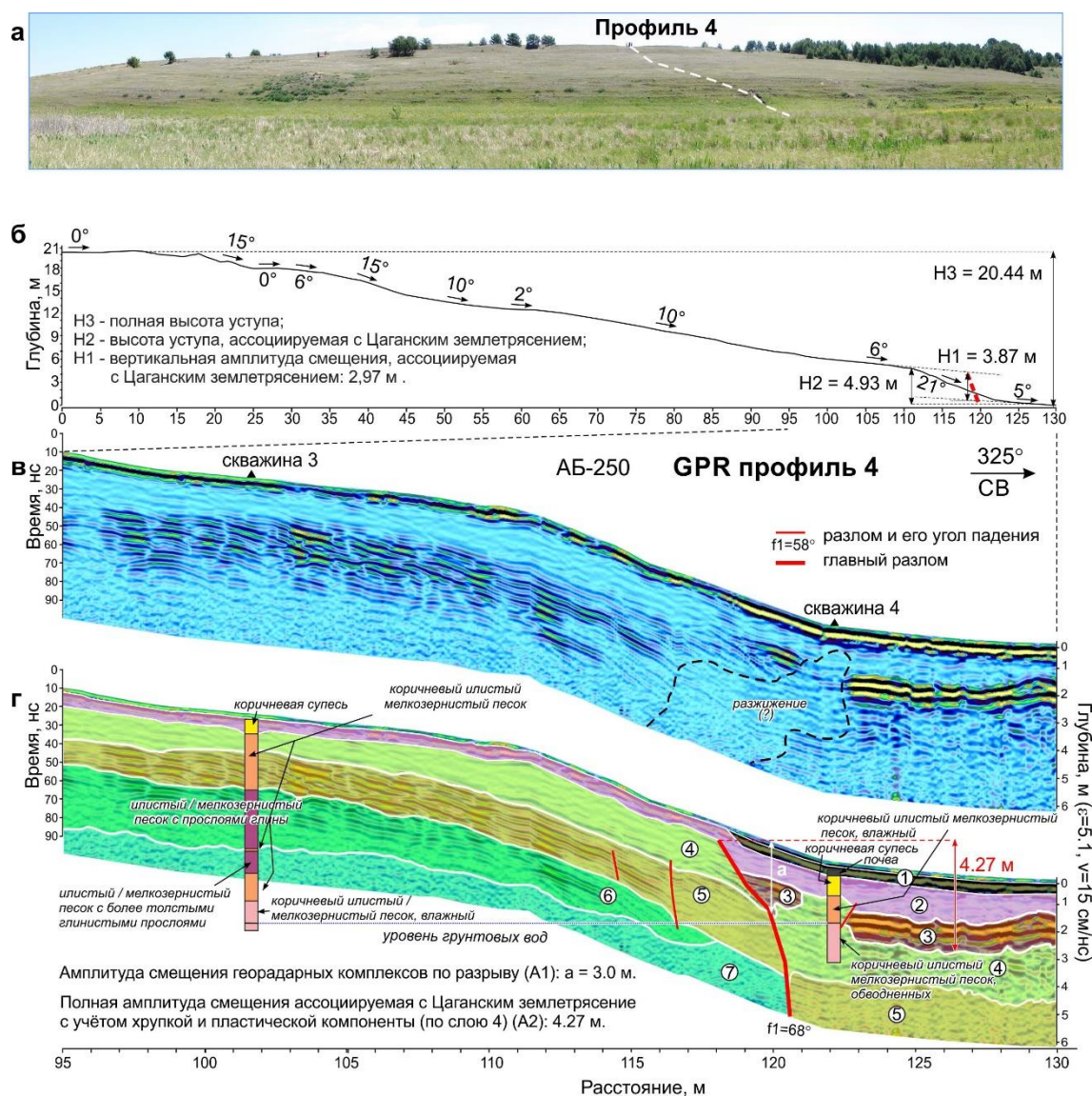


Рис. 4.4.4 Положение профиля 4 на участке исследования (а), гипсометрический профиль (б), первичная радарограмма (в), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (г).

Главный разрыв на радарограмме выражен фрагментарно наклонной границей, к которой несогласно прилегает георадарный комплекс 3, выделяющийся высокими амплитудами сигнала. Вещественный состав слоя неизвестен, поскольку скважина 4 попала в область предположительно разжиженного и перемешанного песка, прорывающего этот георадарный комплекс. В этой области амплитуда сигнала сильно понижается. Следы разжижения могли быть связаны со Среднебайкальским землетрясением 1959 г. с магнитудой 6.8, с которым также связаны многочисленные выбросы песка в описываемом районе [Солоненко, Тресков, 1960]. Предположение основано на интерпретации взаимоотношений георадарных комплексов, которые показывают, что георадарный комплекс 3 (подобно георадарному комплексу 4 на профиле 2 и комплексу 2 на профиле 3) накопился после Цаганского события в результате действия водного потока одной из проток дельты р. Селенга. В целом, отложения в скважине 4 подобны разрезу в скважине 3, но в первой они более насыщены водой уже на глубине 0.84 м, а на глубине 2.5–3.0 м представляют собой свободно текущую песчаную массу.

Величина подвижки по главному разрыву составила $A_1=3$ м, полное смещение георадарного комплекса на удалении от него $A_2=4.27$ (рис. 4.4.4, г), что с ошибкой 0.4 м согласуется с параметром разломного уступа Н1 (рис. 4.4.4, б).

Профиль-5. Георадарный профиль – 5 длиной 90 м начинается в точке с координатами 52.30097 °с.ш., 106.75082 °в.д., пересекает уступ высотой 13.3 м и заканчивается в точке с координатами 52.3015 °с.ш., 106.75 °в.д. (рис. 4.4.5,

а, б). Склон несет следы интенсивных постсейсмических оползневых деформаций, которые, судя по радарному изображению, проникают не глубже 1.5 м. Вариации угла падения откоса от 8 до 31° обусловлены неравномерной эрозией склона в результате сползания материала и отчасти ступенчатым строением зоны разрывов (рис. 4.4.5, в, г).

Осадочный разрез скважин (рис. 4.4.5, г) подобен отложениям на вышеописанных профилях. Разрывы и подвижки по ним уверенно интерпретируются по смещению георадарных комплексов 5 и 5а, которые фактически представляют собой одну осадочную пачку светло-коричневых мелкозернистых песков. Однако верхняя часть этой пачки отличается более интенсивными осями синфазности отраженных волн. Сверху на ней в некоторых местах отчетливо видны коллювиальные клинья, выделенные в георадарный комплекс 4а. Георадарный комплекс 4, соответствующий супесям, скорее всего, представляет собой эоловые наносы и продукты их переотложения дождевыми потоками на склоне.

У нижней бровки уступа на радарограмме обозначилось палеорусло шириной ~ 10 м. Светло-коричневые мелкозернистые пески в нем не нарушены, а волновая картина выражена интенсивными, относительно протяженными осями синфазности, как в нижней части профилей 2, 3 и 4. Эти же пески за прирусловым валом выполняют образовавшееся сразу после Цаганского землетрясения водное пространство, ответвляющееся от основной акватории залива Провал и превратившееся в настоящее время в заболоченную сушу.

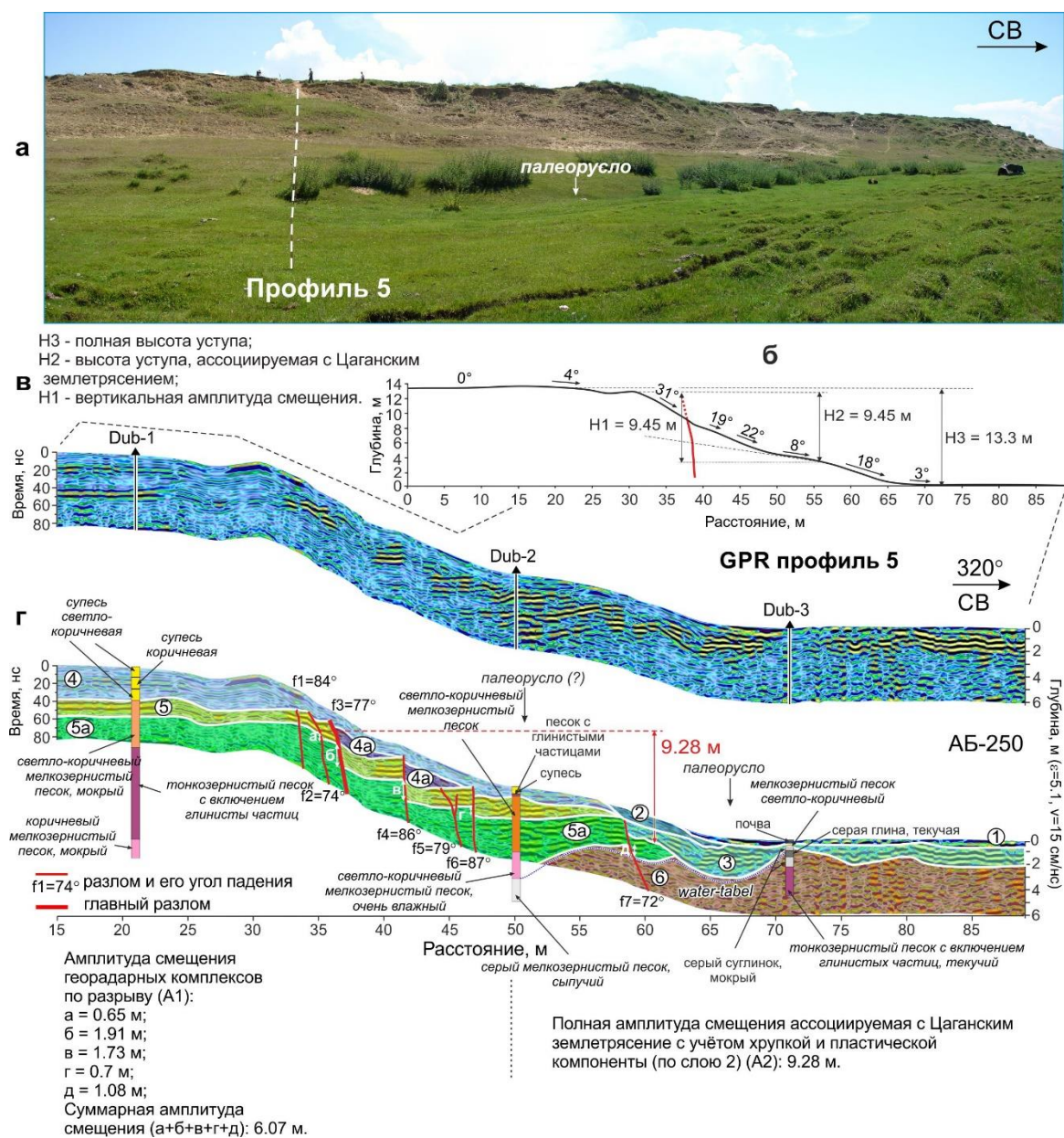


Рис. 4.4.5 Положение профиля 5 на участке исследования (а), гипсометрический профиль (б), первичная радарограмма (в), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (г).

Суммарная разрывная амплитуда смещений A1 составила 6.07 м. Полное смещение георадарного комплекса 5а в дальней зоне A2 – 9.28 м, что согласуется с разницей 0.17 м с величиной смещения, вычисленной по геометрии уступа с учетом данных о главном сместителе.

Профиль-6. Георадарный профиль 6 длиной 30 м начинается в точке с координатами 52.31001 °с.ш., 106.78011 °в.д., пересекает уступ высотой 7 м и заканчивается в точке с координатами 52.3104 °с.ш., 106.78 °в.д. (рис. 4.4.6, а, б). Уступ имеет один откос с максимальным углом наклона 39°. По морфологическим признакам можно предполагать, что он сформировался за одно сейсмическое событие.

На радарограмме видно (рис. 4.4.6, в, г), что отложения в левой части профиля залегают субгоризонтально, пока не начинается резкое падение осей синфазности с отметки ~11 м, ассоциируемое с положением главного разрыва (f1). Далее, в интервале 11–19 м наблюдается хаотическая волновая картина, где встречаются участки с разной интенсивностью осей синфазности, создавая впечатление нарушения отложений на всем указанном отрезке. С 19 м и до конца профиля волновая картина визуальнее становится более стабильной из-за резкого усиления интенсивности осей синфазности. Однако при внимательном рассмотрении можно видеть, что георадарные комплексы 1, 2, 3 и 3а не нарушены, а последние два имеют несогласные границы с георадарным комплексом 6.

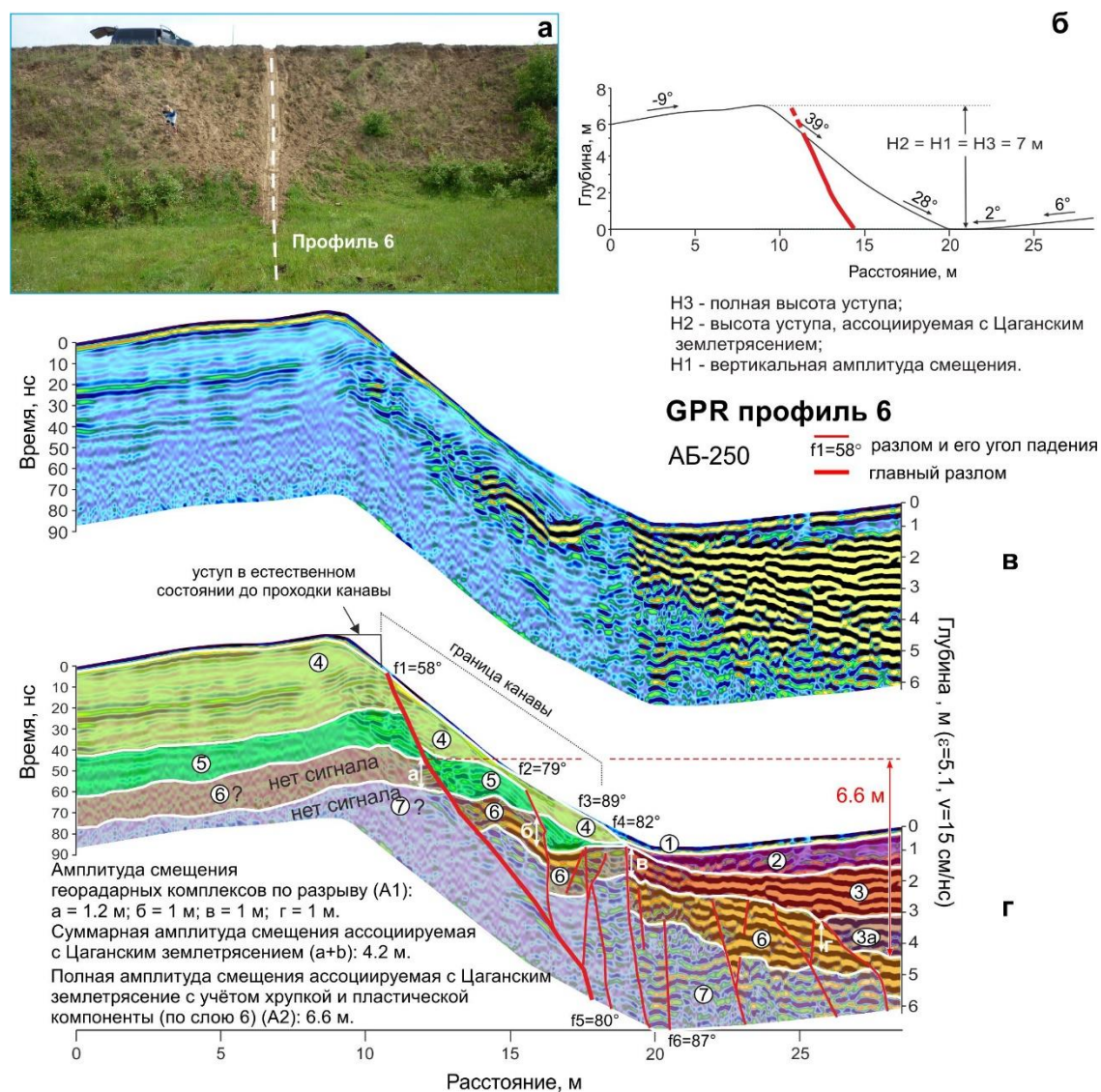


Рис. 4.4.6 Положение профиля 5 на участке исследования (а), гипсометрический профиль (б), первичная радарограмма (в), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (г).

Представленная геолого-структурная интерпретация радарограммы была выполнена с учетом документации канавы, пройденной с 11.3 по 18.8 м от начала профиля (рис. 4.4.7). Далее на северо-запад проходка канавы оказалась невозможной из-за сильной обводненности песков и обрушения ее стенок. Разрез выработки показывает, что отложения представлены сильно деформированными переслаивающимися разномерными песками,

супесями и суглинками, местами перемешанными. Пологие пламенеобразные изгибы слоев указывают на признаки разжижения осадков. В стенках канавы четко фиксируются трещины со смещениями, формирующие ступенчатую структуру зоны сейсмогенного разлома. Сопряженные с ними разрывы образуют мелкие грабены. В средней и нижней частях разреза канавы темно-коричневые суглинки испытали пластическое течение, которое захватило разнотернистый песок и «запечатало» его в виде линз. Смещение в верхней части канавы по серии разрывов составило 1.2 м, в нижней – 1 м. Маркером для смещения в 1 м послужила размазанная по концентрической трещине смесь погребенной почвы и рыжего песка, переходящая в тонкий горизонтальный прослой у дна канавы.

Детали строения разреза не видны на георадарном профиле, полученном с помощью антенны с частотой излучения 250 МГц, но четко очерчиваются маркирующие границы георадарных комплексов, которые отражают те же значения амплитуд смещений, что и в месте проходки канавы. Сопоставление радарограммы с ее разрезом показывает, что георадарный комплекс 4 сложен четырьмя первыми от поверхности земли слоями (см. условные обозначения на рис. 4.4.7), представленными супесями и песками разного цвета. Граница с нижним георадарным комплексом 5 отбивается по первой интенсивной субгоризонтальной оси синфазности в висячем крыле главного разрыва.

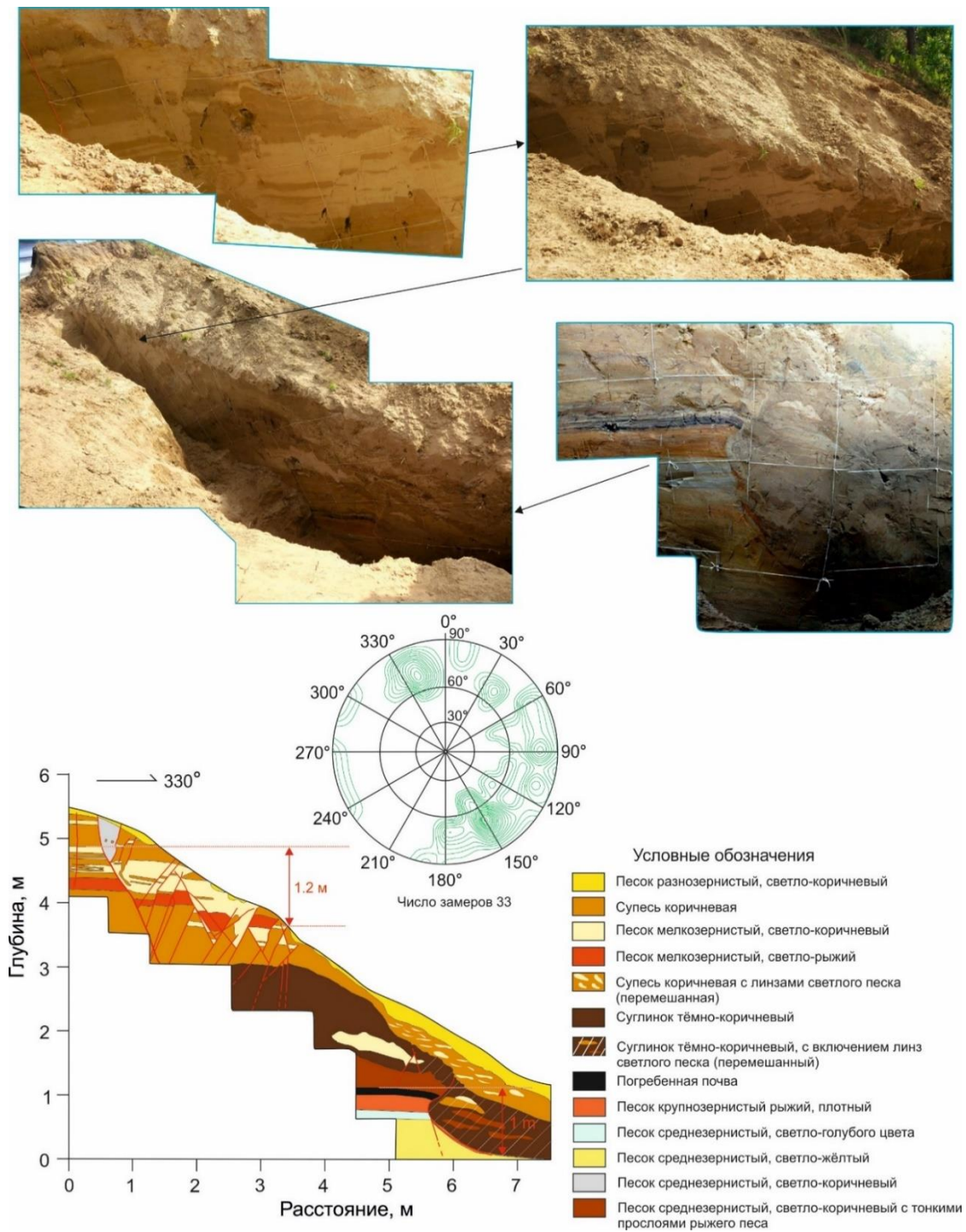


Рис. 4.4.7 Разрез горной выработки, пройденной в месте проходки георадарного профиля. В центре рисунка круговая диаграмма трещиноватости.

В канаве в этом месте наиболее ярко начинают проявляться признаки разжижения, и практически полностью исчезает из разреза светло-коричневый мелкозернистый песок. Георадарный комплекс 5 соответствует,

преимущественно, темно-коричневым суглинкам с линзами песка, а георадарный комплекс 6, на кровле которого залегает погребенная почва, – рыжим плотным крупнозернистым пескам, а также светло-голубым и светло-желтым среднезернистым пескам. На радарограмме ниже канавы выделяется еще серия разрывов, по двум из которых (f_4 и f_7) установлены смещения амплитудой 1 м. Таким образом, суммарное смещение по разрывам составило 4.2 м, а полное смещение георадарного комплекса в дальней зоне – 6.6 м, что с ошибкой 0.4 м равно всем параметрам уступа. Это свидетельствует о сейсмогенной природе его формирования в результате последнего Цаганского землетрясения 1862 г.

Профиль-7. Георадарный профиль 7 длиной 42 м начинается в точке с координатами 52.31898 °с.ш., 106.80432 °в.д. на кударинской озерно-дельтовой трассе [Вика и др., 2006] и заканчивается у воды залива Провал в точке с координатами 52.31928 °с.ш., 106.80399 °в.д. (рис. 4.4.8, а). Поскольку трасса проходит по дороге, параметры уступа Н2 и Н1 не могут быть определены достоверно. Измерена лишь его истинная высота Н3, равная 5.19 м (рис. 4.4.8, б). В естественном залегании откос почти вертикальный, что обусловлено эрозионными процессами, связанными с волноприбойной деятельностью оз. Байкал.

Отложения в естественном выходе (рис. 4.4.8, а) в интервале от 0 до 0.1–0.25 м от поверхности представлены современной серой суглинистой почвой. Ниже до глубины 1 м залегает светло-коричневая супесь, подстилаемая тонко-мелкозернистым светло-коричневым песком мощностью 1 м. С глубины 1.5 м

песок отличается косой слоистостью и несет следы пластических деформаций, подчеркиваемых лимонитизацией. В песке отмечены прослой крупнозернистого гравелистого песка мощностью 2–3 см. Основные системы трещин имеют аз. пад. $327^\circ \angle 78-88^\circ$, $155^\circ \angle 78^\circ$ и $35^\circ \angle 25^\circ$.

Под поверхностью георадарные комплексы 1 и 2 представлены в основном коричневыми суглинками до глубины 2 м в скважине 10 и 2.2 м – в скважине 11 (рис. 4.4.8, г). Комплексы очень четко отбиваются по разной волновой картине. В скважине 11 в интервале 1.4–2.0 м суглинок мерзлый с незначительной примесью песка, что дает более сильные отражения от границ слоев. Вероятно, примесь песка в суглинке имеет почти весь георадарный комплекс 2. Георадарный комплекс 3 выделяется прозрачным типом записи и состоит из коричневого тонко-мелкозернистого песка и серого песка с прослоями глины в нижней части. Висячем крыле от комплекса 2 отделен комплекс 2а, который отличается более протяженными осями синфазности. Видимая на радарограмме величина подвижки по главному разрыву, который картируется по смещению георадарного комплекса 2 и падению осей синфазности, составила 1.58 м, опускание в дальней зоне – 1.81 м (рис. 4.4.8, в, г).

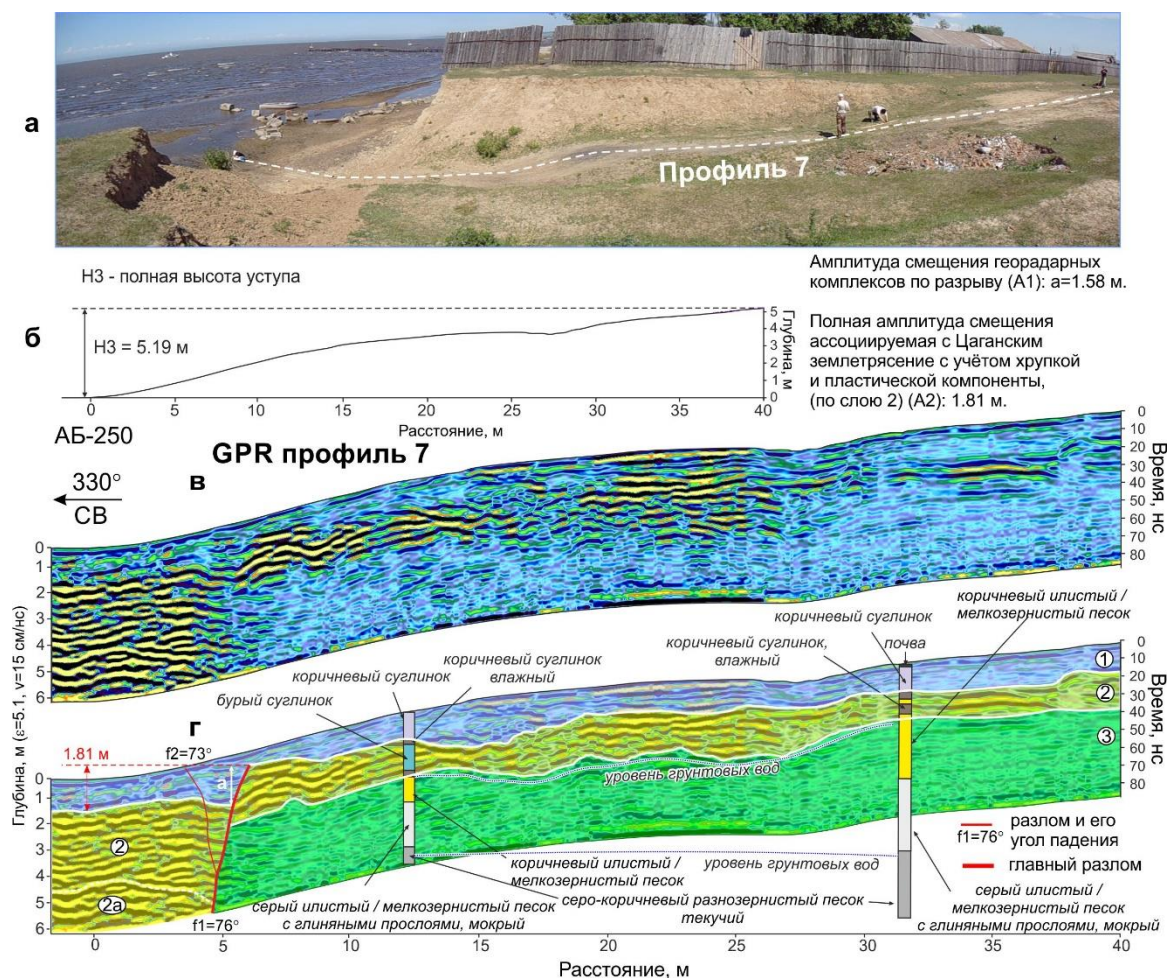


Рис. 4.4.8 Положение профиля – 7 на участке исследования (а), гипсометрический профиль (б), первичная радарограмма (в), интерпретируемый геолого-геофизический разрез (г).

4.4.3 Особенности строения и параметры разрывов

По результатам проведенных исследований были охарактеризованы параметры приразломного уступа и ассоциированные с Цаганским землетрясением смещения, которые произошли в пределах прибрежной части зоны Дельтового разлома. Учитывая то, что величины подвижек могут меняться вдоль сейсмогенного разрыва даже в пределах нескольких метров, как это было показано в работе [Денисенко, Лунина, 2020], была избрана

стратегия с относительно равномерным расположением участков исследований вдоль всей зоны.

На гипсометрических профилях с учетом георадиолокационных данных в разрезе была выделена часть песчаного увала, соответствующая разломному уступу, сформированному при Цаганском землетрясении. Его геометрический анализ с использованием данных о крутизне главного разрыва позволил оценить величину вертикальной подвижки H_1 . Полные смещения по данным георадиолокации в дальней зоне с ошибкой 0.03–0.47 м согласуются с этой величиной H_1 , что подтверждает корректность геолого-структурной интерпретации геофизических данных и ее хорошую согласованность с данными топографии. Разница в величинах, полученных разными методами, обусловлена разрешающей способностью антенны АВ–250М, равной 0.25 м, и погрешностями, накапливающимися при интерпретации данных (рис. 4.4.9, г).

Путем измерений на радарограммах вертикальной амплитуды «в ближней зоне» и «в дальней зоне» был вычислен вклад пластической компоненты в общее смещение (рис. 4.4.9, а), который варьирует от 13 до 42 % (рис. 4.4.9, б). Видимая ширина зоны разрывов изменяется от 2.55 до 20 м (рис. 4.4.9, в). Эту ширину следует относить только к главному сместителю, выраженному уступом в рельефе, так как вся зона разрывных деформаций при землетрясениях может достигать первых километров [Лунина и др., 2008, 2019]. Максимальные вклады пластической компоненты смещения на профилях 2 и 6 соответствуют минимальным углам падения главного сместителя и, в целом, наибольшим мощностям зон нарушений. Последняя, в

свою очередь, хорошо коррелирует с величиной подвижки, которая оказывает влияние на угол откоса уступа. В местах наибольших амплитуд он имеет тенденцию быть круче (рис. 4.4.9, а, г), что при схожих условиях денудации закономерно.

Установленные особенности распределения параметров сейсмогенной зоны разрывов хорошо согласуются с закономерностями строения разломных зон в слоистых механически неоднородных осадочных толщах, подобных тем, которые распространены в эпицентральной зоне Цаганского землетрясения. Структурно-геологические наблюдения показывают, что падения сбросов в одном и том же разрезе более крутые в компетентных прослоях, чем в некомпетентных [Ferrill et al., 2017a, b]. На некоторых радарограммах в зоне Дельтового разлома также можно наблюдать изменения угла падения главного сместителя (см., например, профиль 2 на рис. 4.4.3), что может свидетельствовать о неодинаковом количестве глинистых частиц и целых слойков в песчаных отложениях. Последнее может быть причиной разных по интенсивности отражений электромагнитных волн в визуально похожих песках, документируемых по скважине (см., например, профиль 4 на рис. 4.4.5).

Важно отметить, что в зоне Дельтового разлома в местах наибольшего вклада пластической компоненты фиксируются наибольшие величины полного смещения и ширины зон разрывов, что необходимо учитывать при проведении работ по оценке сейсмической опасности в районах с неоднородным строением разрезов, содержащих толщи с прослоями

некомпетентных пород. Так, если для расчета магнитуды землетрясения M_s по уравнению для сбросов [Лунина, 2002] использовать максимально установленное разрывное смещение 6.07 м, то M_s будет равно 7.35, а если полное смещение 9.28 м с учетом 35 % вклада пластической компоненты, то $M_s=7.49$. Магнитуда M_w по уравнению для сбросов [Wells and Coppersmith, 1994] по тем же параметрам будет равна 7.17 и 7.3 соответственно. То есть разница при 35 % вклада пластических деформаций в общее смещение составляет 0.13–0.14. При 42 % вклада пластических деформаций, установленном для профиля 2, та же разница будет составлять уже 0.18–0.25. Автор полагает, что указанное в работе [Ferrill et al., 2017b, page 287] соотношение мощностей некомпетентных слоев к компетентным в размере ~ 0.7 (~ 40 % пластичных пород в разрезе) должно быть особенно неблагоприятным для оценки последствий сейсмических событий, так как именно такая пропорция приводит к формированию широких зон деформаций и существенным градиентам гибридных смещений по типу сколов и отрывов.

Примечательно, что профиль 5 с максимальным разрывным смещением на юго-западной окраине села Дубинино совпал с участком, где при детальном геолого-структурных исследованиях разрезов рыхлых отложений была выделена область наибольших проявлений косейсмических деформаций [Лунина и др., 2012]. Один из таких ближайших разрезов расположен в 335 м по азимуту 215° (см. положение т.н. на рис. 4.4.1). Там, в зачистках уступа, в переслаивающихся песках и суглинках зафиксированы одни из максимальных значений мощности зон разрывов, плотности трещин, высоты, ширины и

количества кластических даек, изученных в 2009 и 2010 гг. между поселками Красный Яр и Заречье.

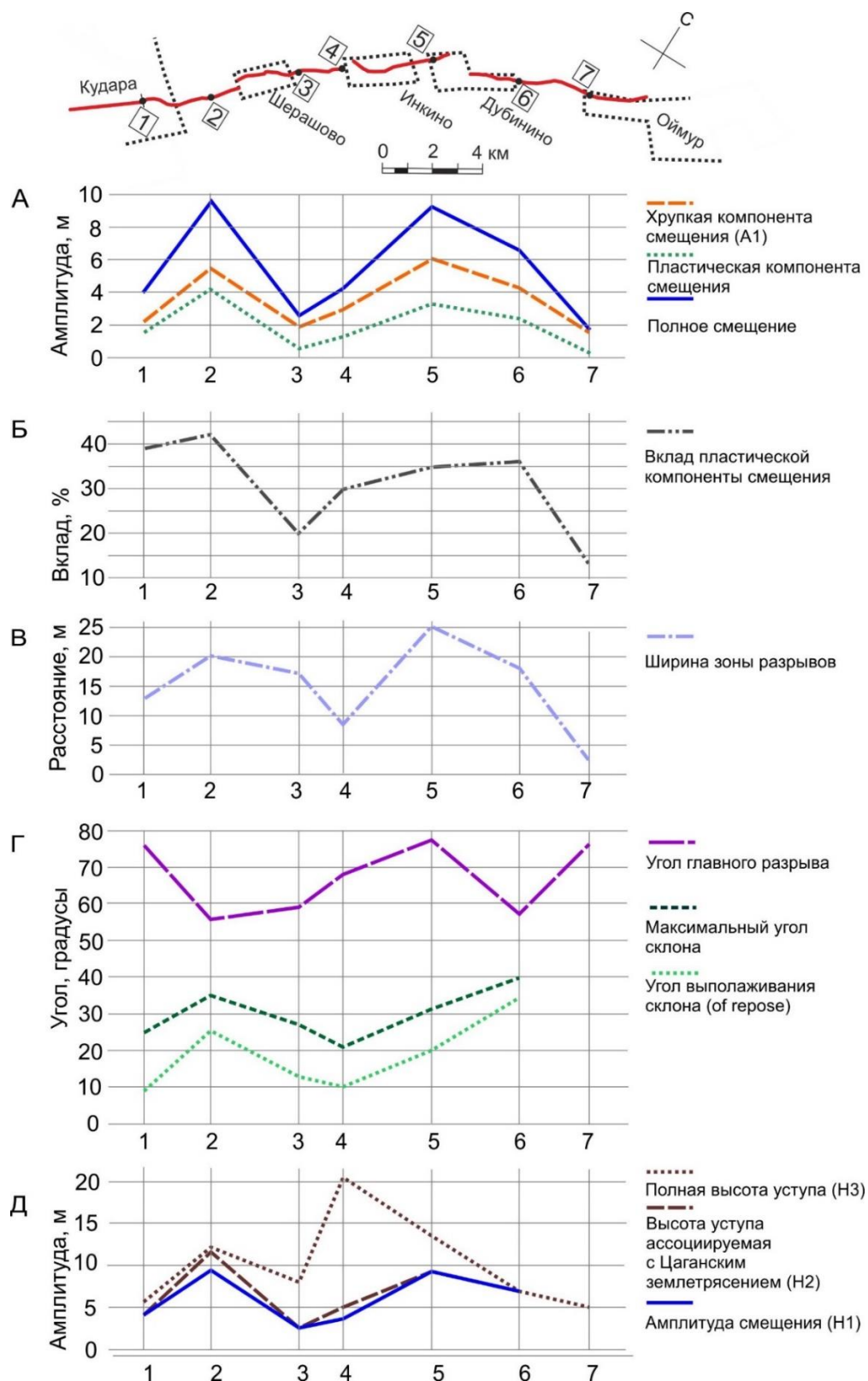


Рис. 4.4.10 Графики изменения параметров разлома вдоль его простирания. Н1 – амплитуда смещения, определенная по морфоструктурному методу; А1 – разрывная компонента смещения, определенная по георадиолокации; Н2 – высота приразломного уступа; Н3 – полная высота уступа.

Таким образом, результаты определения величин смещений хорошо согласуются с более ранними наблюдениями интенсивности проявлений вторичных сейсмогенных деформаций вдоль простирания Дельтового разлома.

Представленные основные результаты исследований в зоне Дельтового разлома можно сформулировать следующим образом:

1. Морфология песчаного уступа вдоль и вкrest простирания Дельтового разлома неравномерна, что проявляется в разных углах наклона его откоса от 0 до 39°, высоте, меняющейся от 5.19 до 20.44 м, и наличии мелкобугристого оползневого рельефа, хорошо развитого на участках расположения профилей 4.5 и 6.

2. Уступ сложен переслаивающимися разноцветными песками различной зернистости, супесями, суглинками и глинами, интенсивно нарушенными разрывными и пластическими деформациями. Последние связаны с процессами разжижения и флюидизации, о чем свидетельствуют инъекционные дайки, лимонитизация осадков, а также характерные изгибы слоев и следы течения материала в канавах и разрезах. На радарограммах разрывы выражены смещением георадарных комплексов вдоль резко падающих осей синфазности или «прозрачных» зон (нитей), где амплитуда

сигнала заметно слабеет. За пределами зоны нарушений волновая картина на всех радарограммах характеризуется преимущественно протяженными осями синфазности разной интенсивности, свидетельствующими о спокойном залегании толщ, с редкими «прозрачными» разрывами, отражающими предположительно маломощные песчаные дайки.

3. Уровень грунтовых вод под верхней площадкой увала, где расположены села, находится на глубинах 10 м в районе северо-восточной окраины с. Шерашево (профиль 3, скважина 7), более 15 м на юго-западной окраине с. Инкино (скважина на 11.73 м от начала профиля 4 не вскрыла признаков воды), ~18 м на юго-западной окраине с. Дубинино (профиль 5, скважина Dub-1) и 7.5 м на юго-западной окраине с. Оймур (профиль 7, скважина 10). У подножия уступа глубина залегания грунтовых вод уменьшается: до 3 м (профиль 3, скважина 8), до 1.72 м (профиль 4, скважина 4), до 1 м (профиль 5, скважина Dub-3). Близость грунтовых вод к поверхности и высокая водонасыщенность пластов обеспечила повышенную пластичность отложений при их сейсмогенном деформировании.

4. В пределах первых 6 м от поверхности смещение при Цаганском землетрясении реализовалось в условиях СЗ–ЮВ растяжения путем формирования ступенчатой системы сбросов с падением главного сместителя на СЗ под углами 56–76°. Полные вертикальные амплитуды, включающие обе компоненты смещения, по данным георадиолокации, составили 3.83, 9.59, 2.4, 4.27, 9.28, 6.6 и 1.81 м, что с разницей 0.03–0.47 м соответствует вертикальному смещению Н1, определенному по геометрии разломного

уступа с учетом падения главного сместителя. Разрывные компоненты деформации составили 2.32, 5.54, 1.93, 3.0, 6.07, 4.2 и 1.58 м.

5. Наблюдается тенденция соответствия установленных максимальных вкладов пластической компоненты смещения минимальным углам падения главного сместителя и наибольшим мощностям зон нарушений. В свою очередь, ширина зон нарушений прямо пропорциональна величине подвижки, которая оказывает влияние на угол откоса уступа. В местах наибольших амплитуд он круче, что закономерно при схожих условиях денудации.

6. В местах наибольшего вклада пластической компоненты фиксируются наибольшие величины полного смещения и ширины зон разрывов, что необходимо учитывать при проведении работ по оценке сейсмической опасности в районах с неоднородным строением разрезов, содержащих толщи с прослоями некомпетентных пород. При 35 % вкладе пластических деформаций в общее смещение магнитуда смещения, определенная только по разрывной компоненте (например, в непротяженной канаве), будет недооценена на 0.13–0.14, при 42 % вкладе – на 0.18–0.25. Основываясь на результатах текущих исследований и работе [Ferrill et al., 2017b], автор полагает, что соотношение мощностей некомпетентных к компетентным слоям в размере ~ 0.7 (~ 40 % пластичных пород в разрезе) должно быть особенно неблагоприятным для оценки последствий сейсмических событий.

4.5 Выводы

Проведенные комплексные исследования сейсмогенных разрывов в зонах динамического влияния Приморского, Зундукского, Северобайкальского и Дельтового активных разломов, позволили впервые с единых методических позиций охарактеризовать их внутреннюю структуру до глубин 16–20 м. Несмотря на то, что все изучаемые объекты образовались в обстановке растяжения, результаты показывают определенные различия в некоторых их основных параметрах. На основе результатов работ по каждому участку исследования, описанных в предыдущих подглавах, были сделаны следующие выводы:

1. Вертикальные амплитуды смещения в пределах изучаемых участков изменяются в диапазоне от 1.5–8.3 м для разрывного смещения, определенного в ближней зоне, и от 3.8 до 9.3 м полного смещения, определенного в дальней зоне, включающего в себя значения разрывного и пластического смещения, где максимальная амплитуда полного смещения 9.3 м относится к зоне Дельтового разлома.

2. Углы падения главных разрывов на изучаемой территории изменяются от 56 до 88°. Наиболее крутые углы падения характерны для зоны Северобайкальского разлома, минимальные – для зоны Дельтового разлома. Результаты работ также показывают изменчивость геометрии главного разрыва на всем протяжении исследованного сегмента, что свидетельствует о неоднородной структуре осевой части разломов.

3. На примере изученных сейсмогенных разрывов было установлено, что в образование приразломного уступа существенный вклад вносит

пластическая составляющая, вклад которой необходимо учитывать. Из работы следует, что для восточной части Байкальского рифта вклад составляет 13–42 % в общее смещение, для западной 18–78 %, где 78 % является аномальным значением, профиль которого находился в русле временного водотока с высоким уровнем грунтовых вод, что подчеркивает влияние гидрогеологического фактора на величину пластических деформаций. В целом, среднее значение вклада пластической составляющей в общее смещение для восточного побережья в районе залива Провал больше, чем для западного, что определяется геологическим строением и низким уровнем грунтовых вод.

4. По полученным параметрам величины максимальных и полных вертикальных смещений по главному сейсмогенному разрыву, был вычислен сейсмический потенциал изучаемых активным разломов, определяемый магнитудами от 6.8 до 7.6.

Глава 5 ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМОГЕННЫХ РАЗРЫВОВ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Проведенные георадиолокационные исследования сейсмогенных разрывов с привлечением морфоструктурного анализа уступов, а также геологических и структурных данных позволили установить закономерности их проявления в позднечетвертичных отложениях Байкальского рифта. На особенности проявления сейсморазрывов на поверхности Земли влияют как тектонические условия, так и, во многом, вещественный состав отложений, поэтому в работе детально рассмотрены сейсмодислокации, вскрывшиеся в различных по составу горных породах, но имеющие единый механизм образования. Сейсмодислокации в зоне Приморского и Зундукского разломов образованы в слабосцементированных пролювиально-делювиальных отложениях конусов выноса, представленные дресвяно-щебнисто-глыбовыми отложениями с песчаным и супесчаным заполнителем [Макаров и др., 2000]. В зоне Дельтового разлома разрывообразование произошло в эолово-аллювиальных, озерно-болотных отложениях, состоящих из песков разной зернистости с прослоями суглинка. В зоне Северобайкальского разлома изученные сегменты сейсморазрывов выходят на поверхность в курумах. Для установления основных закономерностей проявления сейсмогенных разрывов в различных по составу отложениях был проведен сравнительный анализ как отдельно каждого участка исследования, так и в целом западного и восточного бортов Байкальского рифта.

5.1 Признаки проявления разрывных нарушений в приповерхностной части земной коры

В первую очередь необходимо рассмотреть закономерности проявления разрывных нарушений, установленные на основе георадиолокационных данных. Для этого в общей сложности в ходе исследований было проинтерпретировано более 150 радарограмм, полученных разными антенными блоками (700, 250, 100 и 90 МГц), часть из которых была рассмотрена в настоящей работе. На первом этапе были детально проанализированы георадиолокационные изображения, полученные в различных грунтах западного и восточного бортов Байкальского рифта, с целью сравнения георадиолокационных картин в нарушенных и ненарушенных разрывами отложениях. В результате было установлено, что в эолово-аллювиальных отложениях восточного борта радарограммы в ненарушенных разрывами слоях горных пород имеет достаточно контрастные, протяженные горизонтальные оси синфазности. Амплитуды сигналов, которые проявляются тонкими, ровными линиями, имеют более низкие значения. В нарушенных разрывами зонах георадиолокационная картина имеет определенные отличия. Оси синфазности имеют раздробленный, хаотичный характер, протяженное горизонтальное положение осей сменяется на короткое, наклонное и/или близвертикальное. В зоне разрыва на радарограмме также отмечается появление высоких амплитуд сигналов на отдельных участках, а в некоторых случаях появляются слабые низкочастотные аномалии. За пределами зоны нарушений волновая картина

на всех радарограммах характеризуется преимущественно протяженными осями синфазности разной интенсивности, свидетельствующими о спокойном залегании толщ.

В слабосцементированных пролювиально-делювиальных отложениях конусов выноса западного борта георадиолокационная картина в стабильных, ненарушенных отложениях проявляется как короткими прерывистыми осями синфазности, так и, в некоторых случаях протяженными линиями, как для восточного борта. В данном случае амплитуды сигналов, которые проявляются более широкими осями синфазности, больше, чем в отложениях восточного борта. В отличие от эолово-аллювиальных отложений георадиолокационная картина в нарушенных породах в некоторых случаях сильно осложняется низкочастотными аномалиями в зоне главного разрыва. В общем же картина в зоне разлома представлена различными изгибами осей, раздробленной структурой, а также смещением георадарных комплексов.

Для установления закономерностей проявления разрывных нарушений на фоне общей георадиолокационной картины был проведен анализ радарограмм по всем участкам исследования. В результате чего была установлена отличительная особенность проявления разрывных нарушений с углами наклона $50\text{--}70^\circ$. Она отмечается в данных, полученных в пролювиально-делювиальных отложениях конуса выноса. При интерпретации радарограмм в зоне Приморского и Зундукского разломов на профилях S-1, S-3, Z-1, Z-2 и Z-11 разрывные нарушения проявляются достаточно контрастной наклонной осью синфазности (рис. 4.2.2.), которая сечет субгоризонтально

залегающие георадарные комплексы со смещением или без него. В некоторых случаях в зоне пересечения с осями синфазности видна размытая и/или «раздробленная» георадиолокационная картина, появление которой обусловлено изменением диэлектрической проницаемости среды. Подобные эффекты наблюдались при изучении трещиноватости в скальных отложениях [Данильев, Калашник, 2018]. Данный эффект возникает в зоне разрыва за счет повышенной трещиноватости пород.

Проявление разрывных нарушений на радарограмме в виде наклонной оси синфазности также было обнаружено на численных синтетических моделях разломных зон [Bricheva et al., 2021]. Моделирование проводилось совместно с коллегами из МГУ с использованием программы *gprMax* (Warren et al., 2016) в два этапа. На первом этапе были построены синтетические модели двух типов разрывов – сброс и взброс с разными углами падения: 45 и 75° (рис. 5.1). На втором этапе строились численные модели реальных разломных зон (взброс – Курайская зона разлома, Горный Алтай и сброс – зона Дельтового разлома, восточный борт Байкальского рифта) (рис. 5.2).

В результате проведенных экспериментальных работ было установлено, что разрывные нарушения с более пологими углами падения лучше проявляются на георадиолокационных данных. При угле падения плоскости разлома в 45° обеспечивается четкое отражение наклонной оси синфазности (точно так же, как на профилях S-1, S-3, Z-1, Z-2 и Z-11), которая, в свою очередь, имеет сглаженный угол по сравнению с действительным. Если применить процедуру миграции, то это позволит реконструировать реальное

положение плоскости разлома. Крутопадающие разломы с углами больше 75° не дают подобных отражений.

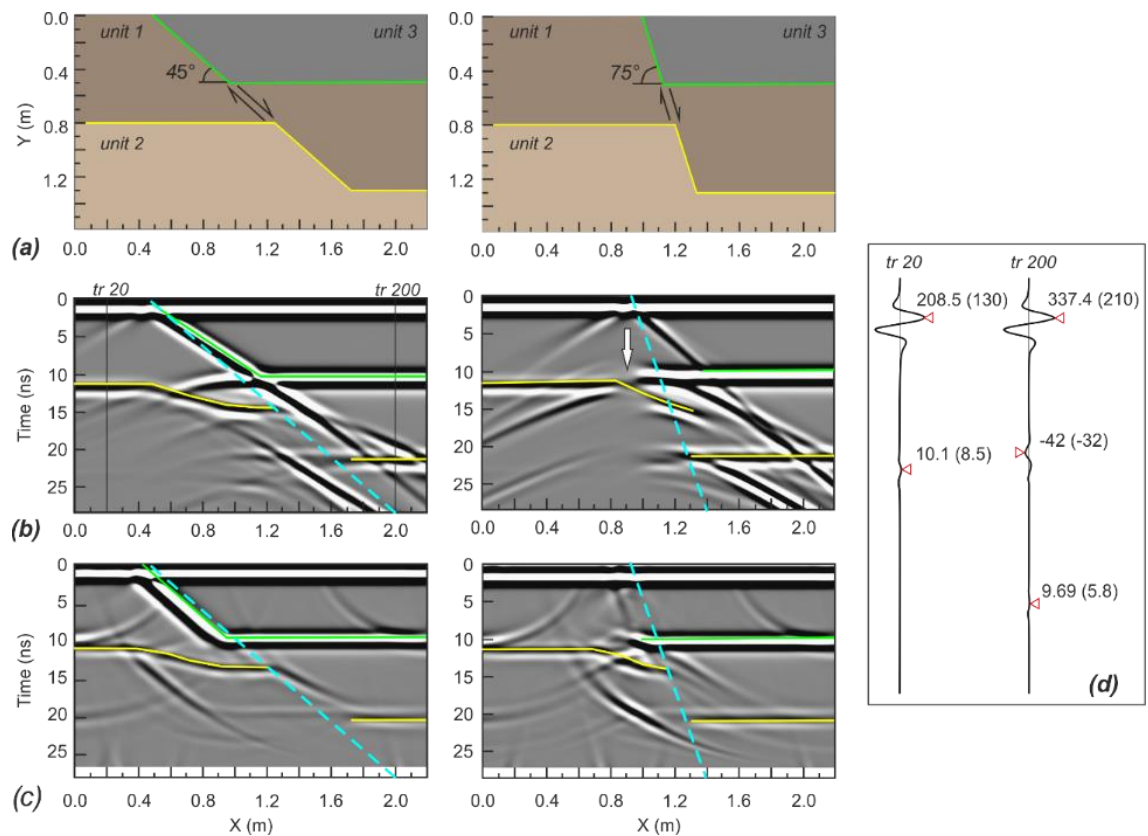


Рис. 5.1 Упрощенные модели разрывного нарушения: (а) модели с углом плоскости 45° и 75° , (б) исходные смоделированные профили GPR для 400 МГц, (в) мигрированные профили. Сплошными линиями отмечены границы модели и соответствующие отражения. Пунктирная синяя линия указывает геометрически правильное положение плоскости разлома на профиле георадара. Стрелка отмечает низкоэнергетическую зону, которая связана с положением плоскости разлома; (д) синтетические следы слева и справа от плоскости разлома. Цифры указывают значения амплитуды для 400 и 250 МГц (в скобках) [Bricheva et al., 2021].

Единственным признаком крутой плоскости разлома, выявленным в математических моделях, является низкоамплитудная зона, расположенная на реальном положении сместителя. Подобный эффект отмечается в настоящем

исследовании в полевых данных, где крутые сбросовые разрывы обеспечивали ограниченные низкоамплитудные зоны, близкие к реальной плоскости разлома.

При моделировании реальных разломных зон на примере зоны Дельтового разлома была получена математическая модель, вполне сопоставимая с полученной ранее интерпретируемой радарограммой и стратиграфическим разрезом горной выработки (рис. 5.2, 4.4.6, 4.4.7).

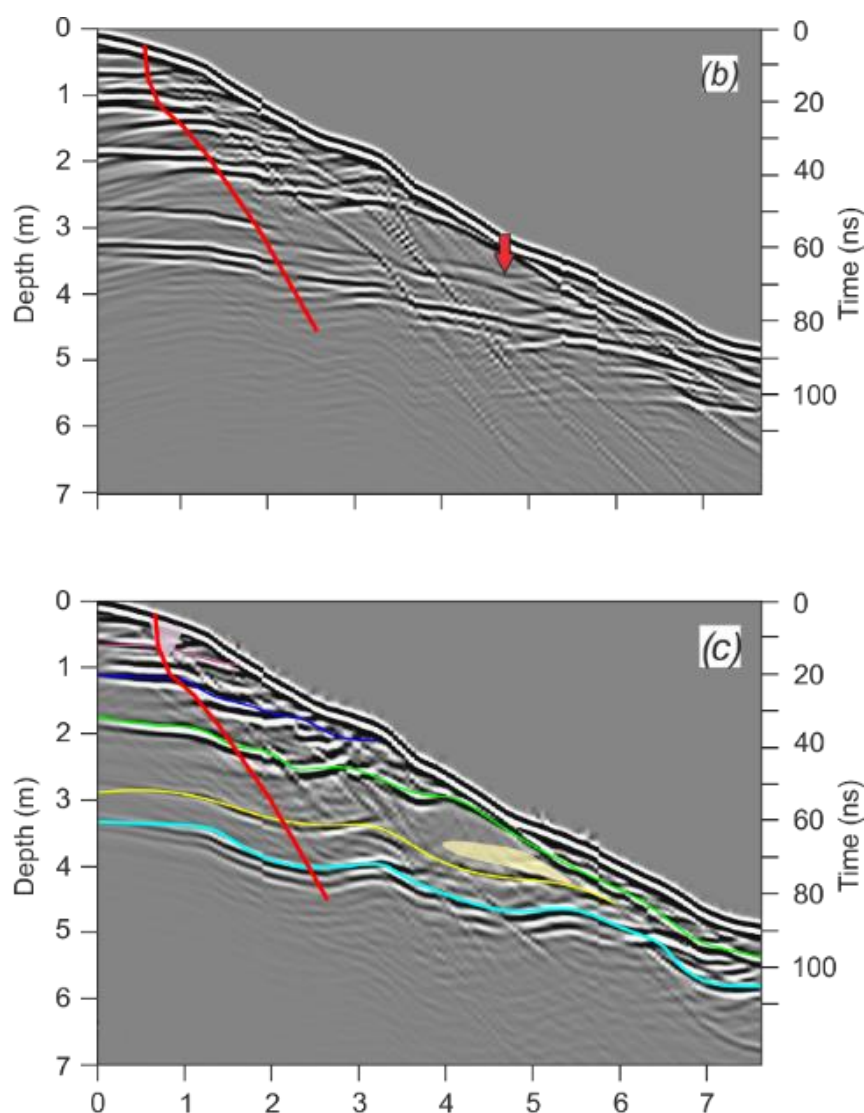


Рис. 5.2 Синтетическая модель зоны Дельтового разлома: (b) модель разломного уступа, стрелка указывает местоположение песчаной линзы, (c) интерпретированная

радарограмма по данным горной выработки. Цветные линии соответствуют стратиграфическим слоям горных пород. Красная линия соответствует разрыву [Bricheva et al., 2021].

Следует отметить, что не всегда в реальных природных условиях пологие разрывы проявляются только наклонной осью синфазности. В некоторых случаях они имеют подобные признаки, присущие разрывам с более крутыми углами падения, которые на радарограммах интерпретируются по разрыву осей синфазности, представляющих собой прозрачные линии с амплитудами сигналов, близкими к нулю; по хаотичным отражениям в области разрыва, обусловленным дроблением пород; по границе, разделяющей блоки с резко различными амплитудами сигналов.

Проявление разрывных нарушений на георадиолокационных изображениях в большинстве случаев имеет хорошую корреляцию с поверхностными проявлениями разрыва. Это хорошо видно на примере георадарного профиля S-1, S-3 (рис. 5.3), где ярко выраженная на земной поверхности грабенообразная структура также хорошо проявлена на радарограмме. На практике встречаются ситуации, когда в местах временных водотоков приразломный уступ полностью сnivelирован, не имеет никаких следов разрывообразования на земной поверхности, но на георадиолокационных данных отмечается разрывное нарушение. Однако не всегда в полностью сnivelированных приразломных уступах получается выявить разрыв. В случаях, когда приразломный уступ перекрыт мощным слоем отложений, превышающим глубину метода исследования, а также

когда в разрезе присутствует большое количество глинистых частиц, георадиолокация не позволяет установить нарушение.

На всех представленных участках исследования были проведены морфоструктурные наблюдения проявлений остаточных деформаций. В целом, для всех изучаемых объектов исследования характерным проявлением сейсморазрыва на земной поверхности являются сбросовые уступы. Для сейсморазрывов, образованных в зоне Приморского и Зундукского разломов, углы склона сбросового уступа для всего участка исследования имеют близкие значения, изменяющиеся от 19 до 33° (рис. 5.4). Как правило, в местах распадков, временных водотоков приразломные уступы сильно эродированы и в некоторых случаях являются полностью перекрытыми современными отложениями речных долин. Для сейсмодислокации в зоне Приморского разлома характерно проявление сейсморазрыва как в виде простого сбросового уступа на участках профиля S-8, S-10, S-5, так и во многих случаях грабенообразными структурами, хорошо проявленными в конусах выноса (рис. 5.3). Также следует отметить, что все выявленные грабенообразные структуры наблюдаются только на правом берегу реки Сарма.



Рис. 5.3 Грабенообразные структуры у подножия склона Приморского хребта с правого борта реки Сарма.

В зоне Дельтового разлома сейсморазрыв проявлен в виде сбросового уступа, образованного на склоне песчано-глинистого увала с углами, изменяющимися от 21 до 39° (рис. 5.4). Приразломный уступ на данном участке исследования имеет наибольшую крутизну. Это связано с достаточно молодым возрастом сбросового уступа. Высота уступа, как и его направление, достаточно сильно изменяется по простиранию структуры.

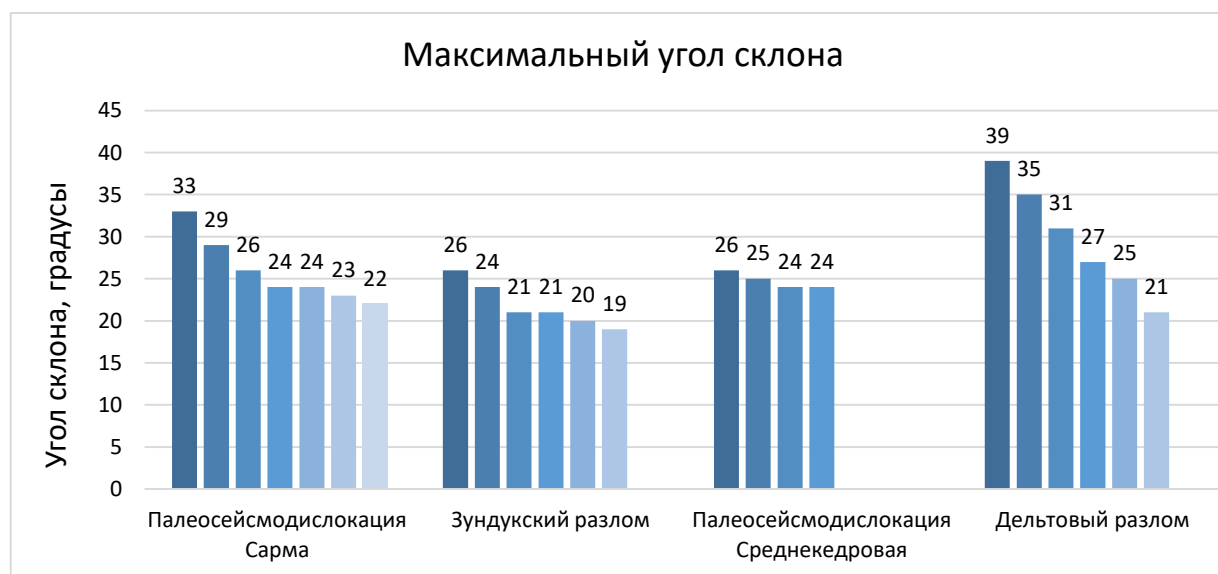


Рис. 5.4 Гистограмма распределения максимальных углов склона сбросового уступа по всем участкам исследования (по убыванию значений).

На участке исследования также интенсивно проявлены вторичные сейсмодислокации в виде разжижения грунта, провалов, обвалов, оползней [Лунина и др., 2012], связанных с землетрясением 1862 г.

Для зоны Северобайкальского разлома палеосейсмодислокация морфологически представлена уступами и рвами, нередко составляющими грабены, которые нарушают склоновые отложения и коренные породы. В курумнике висячем крыле главного разломного сместителя хорошо проявлена система субпараллельных разрывов. На некоторых участках 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 в месте проведения георадиолокационной съемки значительно сnivelированы и прикрыты осыпями, чем обусловлены пологие склоны сбросовых уступов с углами от 24 до 26° (рис. 5.4). В общем же, по данным [Чипизубов и др., 2002], в зоне Среднекедровой сейсмодислокации, уступы, сформированные при сейсмической подвижке, изменяются от 24 до 43°. В целом, структура разрывной зоны на земной поверхности по-разному проявляется на отдельных ее участках. Это может быть, как отдельный разрыв на склоне, так и серия субпараллельных трещин, образующих ступенчатые системы и/или грабены.

5.2 Анализ параметров сейсмогенных разрывов

При проведении сравнительной характеристики изученных сейсмогенных разрывов для каждого участка исследования были построены гистограммы распределения параметров сейсмогенных разрывов: вертикальных амплитуд смещений, максимального угла склона уступа, угла падения главного разрыва.

Анализ гистограмм вертикальных амплитуд смещений показал, что в целом, как для всех участков исследования, так и отдельно для западного и восточного бортов Байкальского рифта наблюдается изменчивость в распределении значений выявленных хрупких (разрывных) смещений по простиранию разрыва. В общем, значения вертикальных амплитуд смещений изменяются от 1.5 м до 8.3 м (рис. 5.5). Максимальное значение вертикального разрывного смещения (8.3 м) выявлено в зоне Среднекедровой палеосейсмодислокации в курумах.

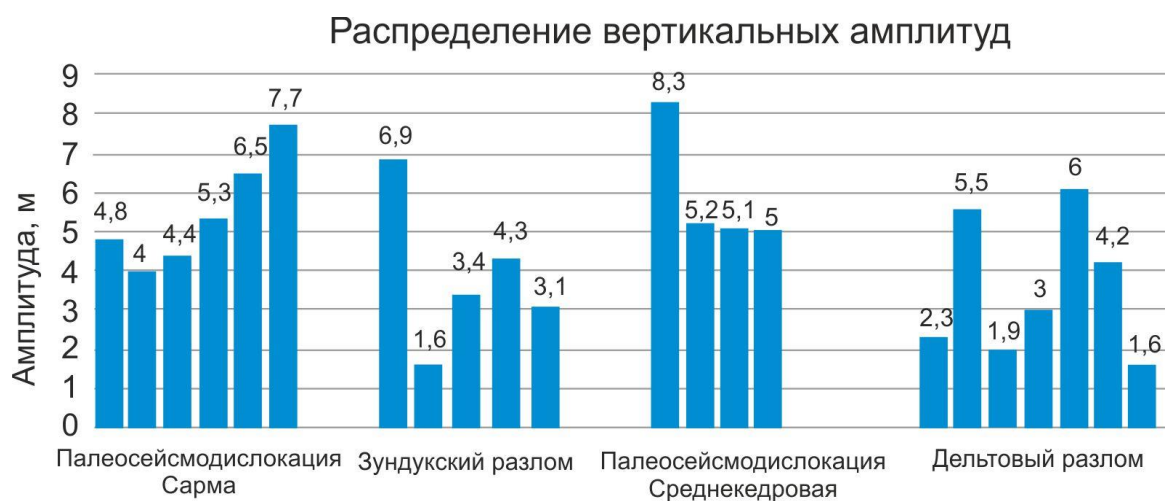


Рис. 5.5 Гистограмма распределения вертикальной разрывной амплитуды смещения вдоль разрыва по всем участкам исследования

Анализ гистограммы углов падения главного сейсмогенного разрыва показал, что на изучаемой территории в представленных отложениях углы изменяются от 56 до 88° (рис. 5.6). Наиболее крутые углы падения характерны для зоны Северобайкальского разлома в наиболее крепких породах. Минимальные углы наблюдаются в зоне Дельтового разлома, где отложения

имеют минимальное сопротивление механическим (разрывным) воздействиям. Также при сравнении сейсмогенных разрывов, образованных при Цаганском землетрясении 1862 г. на восточном берегу и при палеоземлетрясении в зоне Зундукского разлома на западном берегу (магнитуды M_s равны 7.5 и 7.46 соответственно), можно отметить, что для восточного берега, при примерно равных амплитудах вертикального смещения отмечается меньшие значения углов падения главного сместителя.

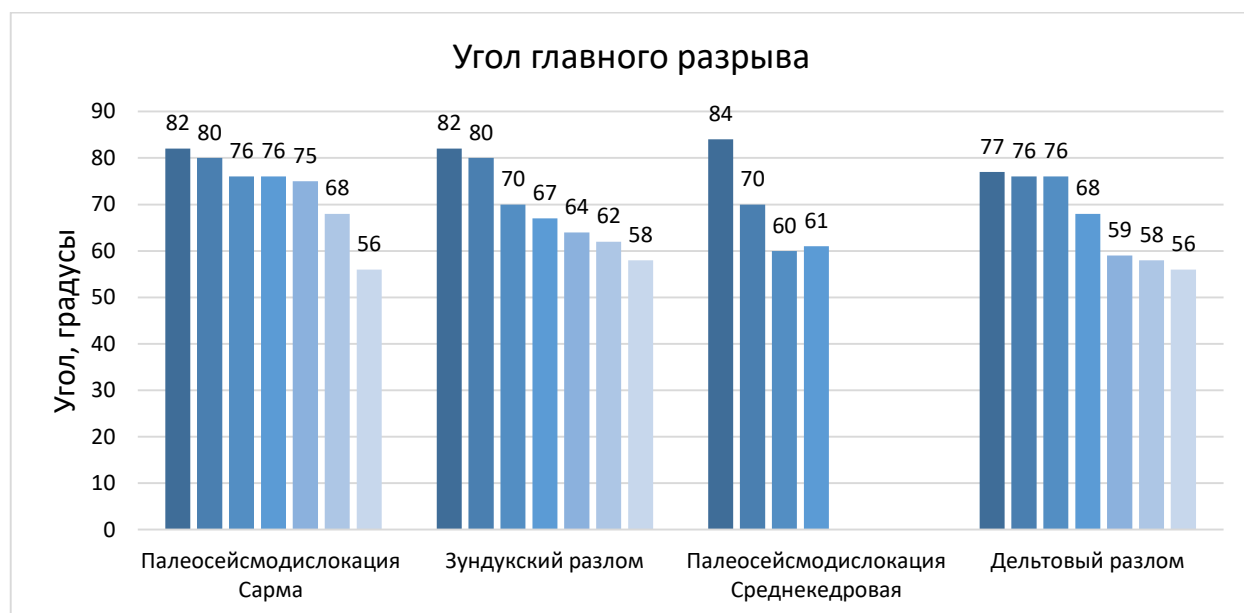


Рис. 5.6 Гистограмма распределения углов падения главного сейсмогенного разрыва по всем участкам исследования (по убыванию значений).

В предыдущей главе был продемонстрирован вклад пластической составляющей в образование сбросового уступа. Из расчетов следует, что для восточной части Байкальского рифта вклад составляет 13–42 % в общее смещение, для западной – 18–78 %, где 78 % является аномальным значением,

профиль которого находится в русле временного водотока с высоким уровнем грунтовых вод. Если же рассматривать среднее значение вклада пластической составляющей в общее смещение, то для восточного побережья явно отмечается ее большее влияние, чем для западного. Благоприятными факторами для пластических деформаций на восточном побережье служат близкое залегания грунтовых вод, а также геологическое строение. Отложения в пределах зоны Дельтового разлома в основном представлены песками разной зернистости, суглинками, илами и, в меньшей степени, гравийно-галечными образованиями. Многие разновидности песков имеют плывунные свойства, а илы и суглинки нередко находятся в пластическом и текучем состоянии. Предыдущими исследователями также отмечалось, что при Цаганском и Среднебайкальском землетрясениях встречались различные гидрогеологические аномалии, грязевые извержения, провалы, образованные в результате разжижения грунта [Фитингоф, 1865; Солоненко, Тресков, 1960]. Подобные сведения дают основание строить прогнозные модели локализации данного процесса при заданных магнитудах [Денисенко, Лунина, 2017]. Все эти факторы еще раз подтверждают, что в зоне Дельтового активного разлома большой вклад в образование сбросового уступа внесла пластическая компонента смещения, которую необходимо учитывать при оценке сейсмической опасности.

Из литературных источников о механике грунтов, механике твердых тел следует, что при пластическом разрушении образуется большее количество трещин в твердом теле до момента полной потери им предела прочности –

момента разрушения тела [Маллистер, 2011; Барац, 2008; Жуковец, 1986; Солонцев и др., 1999]. Из этого можно сделать вывод, что при большем вкладе пластической компоненты в общее смещение в деформируемом разломном теле будет образовываться большее количество разрывных нарушений, что приведет к образованию более широкой разломной зоны. Очевидно, что на этот процесс будет влиять первоначальная пластичность пород. Статистическая обработка полученных в настоящей работе данных позволила при помощи корреляционного анализа оценить взаимосвязь пластической компоненты смещения и ширины разломной зоны, угла падения главного сейсмогенного разрыва и полной амплитуды смещения по разрыву. На рисунке 5.7 показан график корреляционной зависимости между вкладом пластической компоненты смещения и шириной разломной зоны, на котором видна общая тенденция увеличения одного параметра относительно другого. Коэффициент корреляции R при этом равен 0.54, что указывает на среднюю связь между сравниваемыми параметрами. Это еще раз подтверждает установленные ранее закономерности.

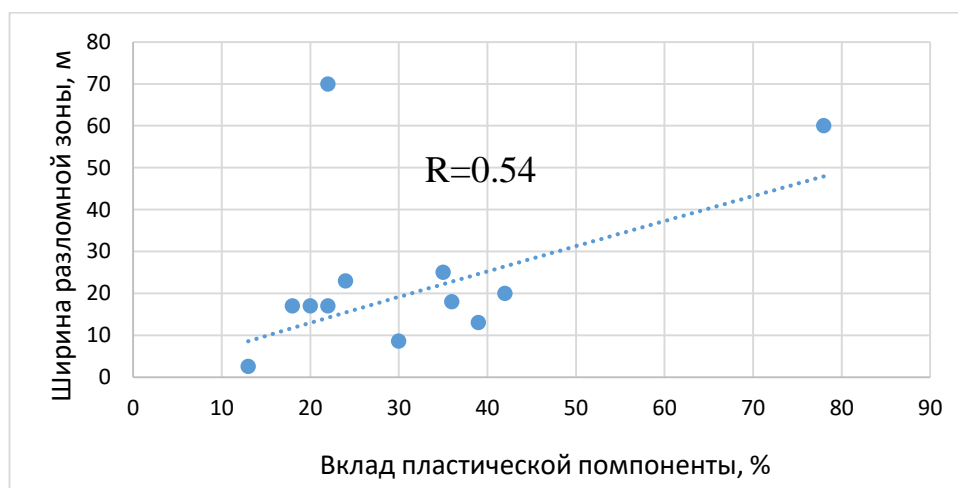


Рис. 5.7 График зависимости между шириной разломной зоны и вкладом пластической компоненты для изученных зон сейсмогенных разрывов

Статистический анализ также подтвердил сделанные в предыдущей главе выводы о взаимосвязи угла главного сейсмогенного разрыва и вклада пластической компоненты смещения (рис. 5.8). Ранее по единичным случаям на отдельных участках было установлено, что при пологих углах главного сейсмогенного разрыва наблюдалось большее значение вклада пластической составляющей. Анализ данных по нескольким участкам исследования показал общую намечающуюся тенденцию к уменьшению угла падения разрыва в условиях пластической деформации, но можно говорить только о тенденции, так как коэффициент корреляции достаточно низкий – 0.31.

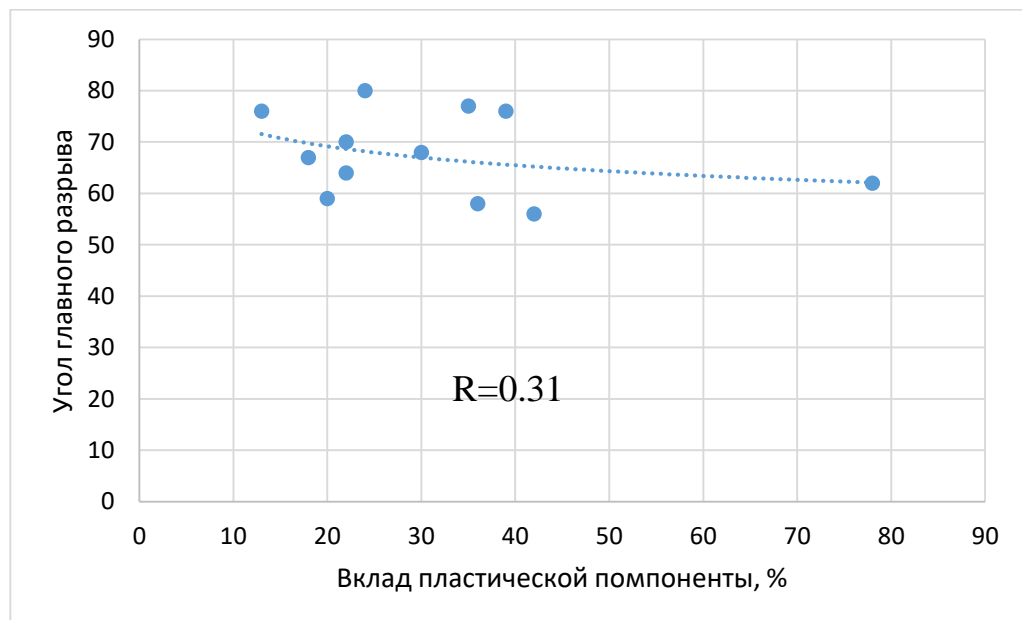


Рис. 5.8 График зависимости между углом падения главного сейсмогенного разрыва и вкладом пластической компоненты.

Анализ графика зависимости полной амплитуды вертикального смещения от вклада пластической компоненты показывает среднюю корреляционную зависимость между сравниваемыми параметрами с $R=0.54$. Таким образом, на графике отмечается тенденция увеличения полной амплитуды вертикального смещения при увеличении пластической деформации (рис. 5.9).

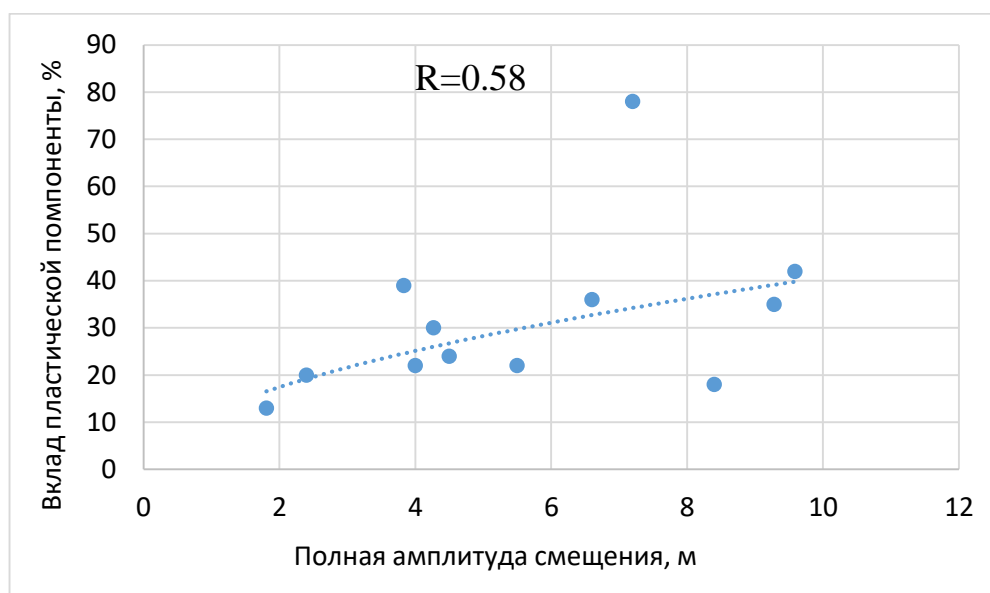


Рис. 5.9 График зависимости между вкладом пластической компоненты и полного вертикального смещения по разрыву.

Таким образом, выявленные в результате статистического анализа закономерности показывают, что для Байкальского рифта при разрывообразовании немалый вклад вносит пластическая компонента смещения, от которой зависит количество и частота второстепенных оперяющих разрывов, образующих зону разлома. Все это необходимо

учитывать при работах, направленных на оценку сейсмической опасности территории.

5.3 Объемное моделирование зоны сейсмогенного разрыва

В последнее время при изучении многих геологических процессов и явлений неотъемлемой частью исследований стало объемное моделирование. Необходимость его использования обусловлена получением совершенно новых данных о структуре природного объекта, которые не всегда удается выявить при традиционных исследованиях.

В настоящей работе на основе полученных данных о структуре сейсмогенных разрывов в приповерхностной части земной коры были созданы объемные модели зоны разрыва. Построение осуществлялось с использованием возможностей трехмерного моделирования, реализованного в программе AutoCAD и Micromine методом интерполяции. В качестве объекта был выбран участок Дельтового разлома в эпицентральной зоне Цаганского землетрясения 1862 г. с $M \sim 7.5$, расположенный на восточном борту Байкальского рифта. Полигон в какой-то мере является эталонным для данного вида работ, что обусловлено геологическим строением, наиболее благоприятным для георадиолокационных исследований, а также большим количеством фактического материала, полученным в результате тренчинговых и буровых работ. В результате проведенного моделирования были построены два типа объемных геолого-структурных моделей. Для создания первой общей (мелкомасштабной) модели использовались данные по всем георадиолокационным профилям от с. Кудара до с. Оймур с общей

протяженностью около 15 км (рис. 4.4.1, 5.10). Данная модель позволила визуализировать пространственное положение главного сейсмогенного разрыва в приповерхностной части земной коры, что дало возможность получить информацию о трехмерной структуре зоны разрыва на каждом его сегменте.

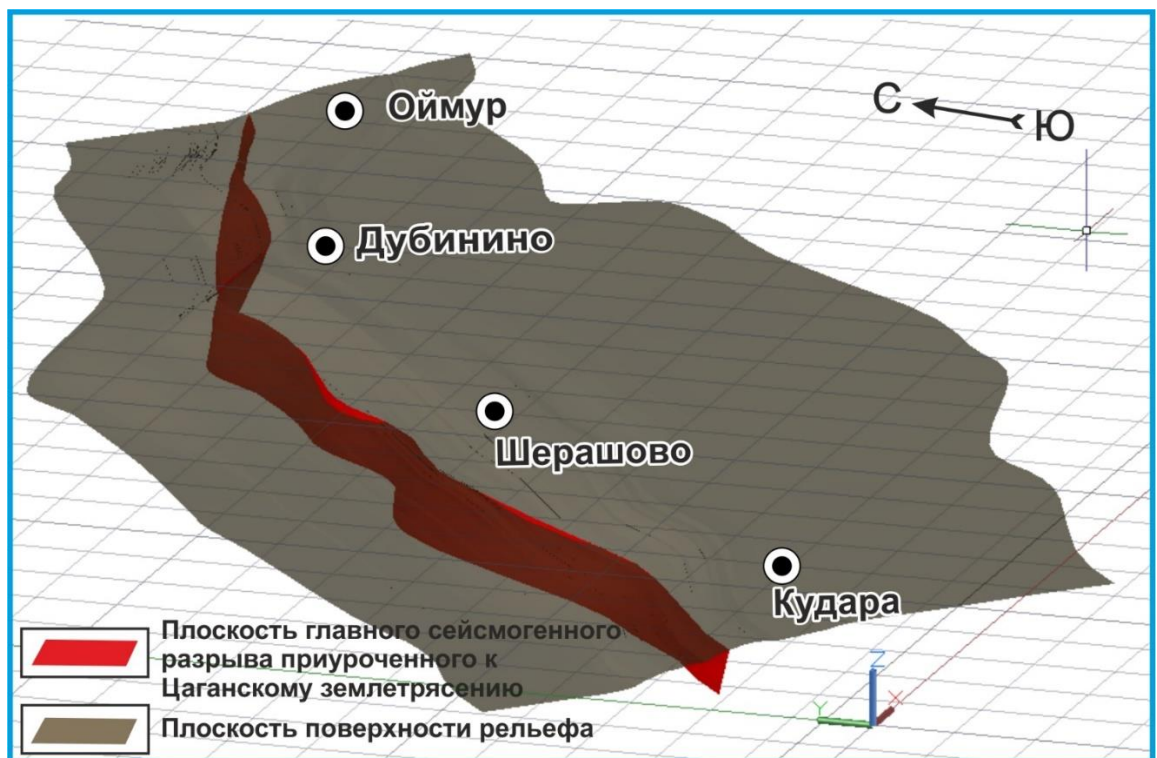


Рис. 5.10 Объемная модель главного сейсмогенного разрыва, образованного при Цаганском землетрясении 1862 г.

На сегодняшний день мировой опыт использования георадиолокации при изучении сейсмогенных разрывов показывает некую остановку в развитии, совершенствовании данного подхода. Около 20 лет тому назад были получены первые объемные модели сейсмогенных разрывов в зоне активного разлома Сан-Андреас [Gross et al., 2002]. Чуть позже подобные модели были

уже созданы и описаны при изучении сейсмогенных разрывов в Новой Зеландии, Италии, США, Индии [Gross et al., 2002; Green et al., 2003; Malik et al., 2012; Gafarof et al., 2018]. Результаты всех вышеперечисленных исследований сводятся к построению псевдотрехмерных моделей путем интерполяции плоскости разрыва от профиля к профилю, что позволяет, в конечном счете, проследить пространственное положение сместителя до глубин первых десятков метров и в некоторых случаях определить его основные геометрические характеристики. Несмотря на довольно продолжительный мировой опыт, в России подобные работы ранее не проводились в связи с отсутствием необходимого оборудования.

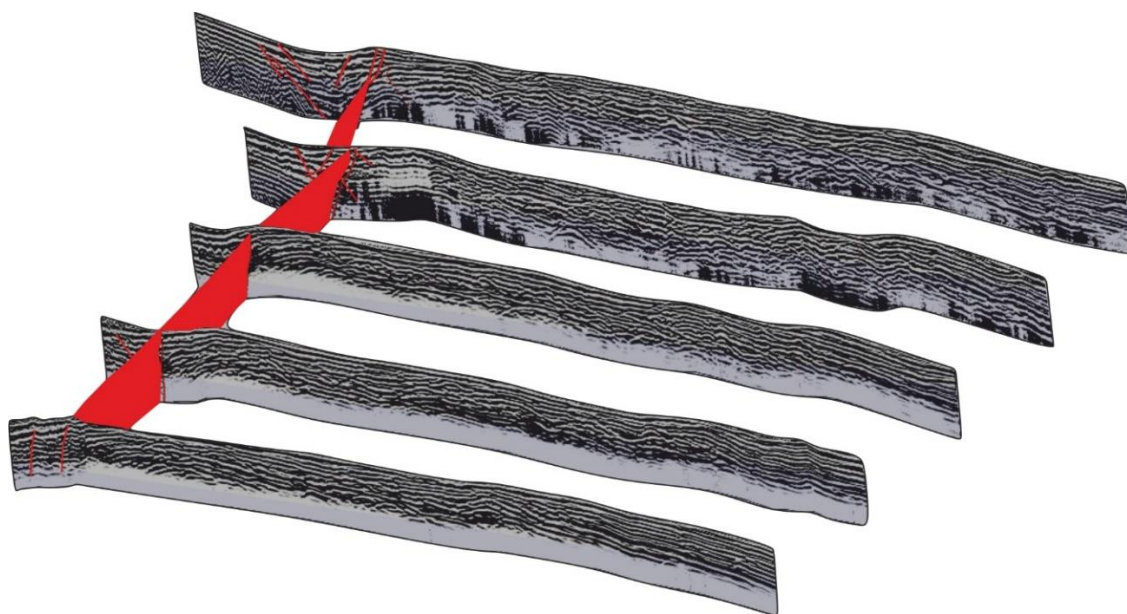


Рис. 5.11 Пространственная модель плоскости главного сейсмогенного разрыва в пределах уступа Дельтового разлома, построенная в результате интерполяции радарограмм.

Визуализировать в пространстве плоскость разрыва не всегда является достаточным при проведении современных палеосейсмогеологических исследований. Поэтому в настоящей работе также была создана крупномасштабная объемная модель локального 120-метрового участка исследования, демонстрирующая разные временные промежутки развития сейсмогенного разрыва (рис. 5.11, 5.12). В данном случае для построения модели использовалось большее количество исходных параметров, таких как: главный разломный сместитель, второстепенные оперяющие разрывы, георадарные комплексы, выделенные в результате буровых и тренчинговых работ. В результате этого были построены две крупномасштабные модели исследуемого участка, отражающие геолого-структурное развитие уступа Дельтового разлома в разные временные промежутки (рис. 5.13).

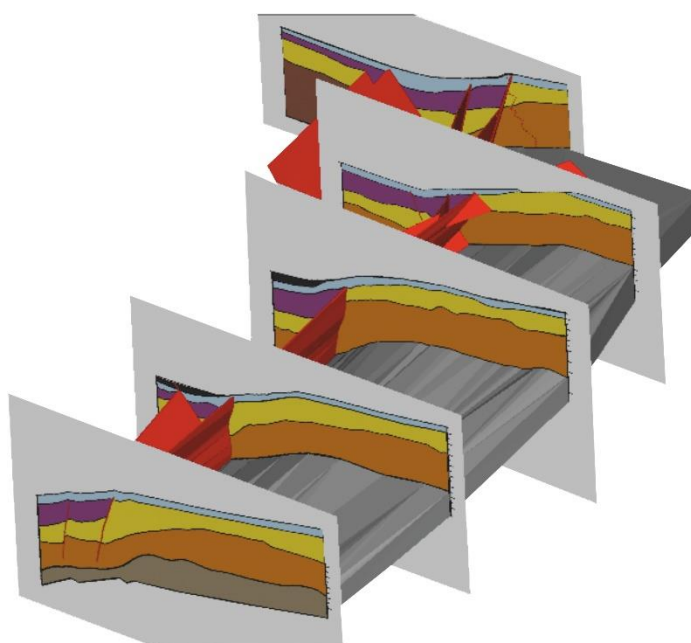


Рис. 5.12 Объемная модель зоны разрыва с выделенными разрывными нарушениями и нижним георадарным комплексом, по данным геолого-геофизического разреза.

Первая модель отражает ситуацию непосредственно сразу после Цаганского землетрясения. Тогда по сейсмогенному Дельтовому разлому произошло опускание земной поверхности с амплитудами 2.6–4.5 м, изменяющимися с юго-запада на северо-восток [Денисенко, Лунина, 2020]. В результате чего образовались главный и два сопряженных сейсмогенных разрыва, хорошо видимые на радарограммах (рис. 5. 13а).

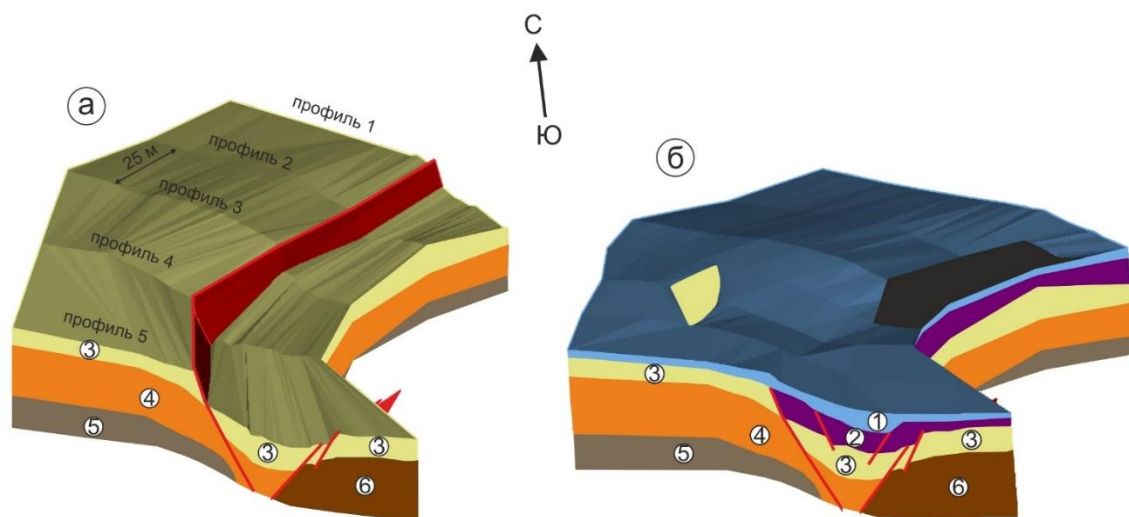


Рис. 5.13 Объемные модели исследуемого участка уступа Дельтового разлома в разные временные промежутки (а – показывает структурно-геоморфологической обстановку сразу после землетрясения 1862 г.; б – модель участка для настоящего времени). Цифрами показаны номера георадарных комплексов.

Вторая модель показывает геолого-структурную обстановку в настоящее время. Уступ Дельтового разлома с момента Цаганского землетрясения сильно нивелировался. Кроме того, возникли два второстепенных разрыва, которые, возможно, образовались при Среднебайкальском землетрясении 1959 г. с $M=6.8$. Ранее при изучении

Среднебайкальского землетрясения на участке от с. Оймур до с. Дулан на протяжении 10 км было обнаружено множество зияющих трещин, сопровождающихся грязевыми извержениями [Солоненко, Тресков, 1960]. Это предполагает, что во время Среднебайкальского землетрясения в верхней части осадочного чехла могли образоваться новые трещины в зоне Дельтового разлома, что и отражается на второй модели (см. рис. 5.11, б). В целом, объемная модель строения зоны Дельтового разлома в приповерхностной части земной коры вполне соответствует общепринятой закономерности распределения разрывов в зонах магистральных сместителей [Семинский и др., 2005].

Полученные в настоящем исследовании трехмерные модели на примере одной из главных сейсмогенерирующих структур Байкальского рифта – зоны Дельтового разлома, демонстрируют геолого-структурное строение сегмента разлома протяженностью около 12 км. Подобно данной модели также возможно проводить моделирование для ранее изученных структур в пределах западного борта Байкальского рифта, что позволит визуализировать пространственное положение плоскости разлома в пределах изучаемой территории. В результате этого появится возможность прогнозирования распространения и проявления различных косейсмических эффектов в исследуемой среде.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе выполнения настоящего исследования впервые по единой методике для территории Байкальского рифта были детально изучены

сейсмогенные разрывы, образованные в результате позднечетвертичной активизации Приморского, Зундукского, Северобайкальского и Дельтового разломов – крупнейших сейсмогенерирующих структур региона. Используемый в работе метод георадиолокации в комплексе с геологоструктурным и морфоструктурным анализом позволили получить новые данные о внутреннем строении сейсмогенных разрывов в приповерхностной части земной коры до глубин 16 м. В результате детально рассмотрены и проанализированы структуры в двух бортах Байкальского рифта, имеющие отличающееся геологическое строение, которое позволяет определить различия и подобия в проявлении сейсмогенных разрывов как структурном плане, так и в отображении их на радарограммах. Проведенные исследования позволили сделать следующие выводы:

1. На территории западного и восточного побережья озера Байкал в результате сейсмических событий в позднечетвертичное время в зонах Приморского, Зундукского, Северобайкальского и Дельтового активных разломов образовались сейсмогенные сбросы, включающие в себя значения разрывного и пластического смещения, вертикальные амплитуды которых изменяются от 1.5 до 8.3 м на разрыве и от 3.8 до 9.3 м в дальней зоне.

2. На примере изученных сейсмогенных разрывов были определены признаки проявления разрывных нарушений на георадиолокационных данных, которые проявляются наклонной осью синфазности, секущей залегание пород (для разрывов с углами падения от 35 до 70°), разобшением осей синфазности линиями с амплитудами сигналов, близкими к нулю,

хаотичными отражениями в области разрыва, обусловленными дроблением пород, границей, разделяющей блоки с резко различной волновой картиной.

3. Углы падения главных разрывов на изучаемой территории изменяются от 56 до 88°, причем вариации углов наклона сместителей могут быть характерны для одной структуры вдоль ее простирания, что свидетельствует о сильно неоднородном строении осевой части разломов.

4. На примере изученных объектов для сейсмогенных разрывов Байкальского рифта установлено, что в образование приразломного уступа существенный вклад вносит пластическая составляющая. В работе статистически показана связь пластической компоненты смещения с основными параметрами разрыва: шириной разломной зоны, полным вертикальным смещением и углом падения главного сейсмогенного разрыва.

5. По полученным параметрам величины максимальных и полных вертикальных смещений по главному сейсмогенному разрыву для исследуемых объектов был вычислен их сейсмический потенциал, определяемый максимально возможной магнитудой землетрясения от 6.8 до 7.6.

6. На основе полученных данных, на примере одной из главных сейсмогененрирующих структур Байкальского рифта – зоны Дельтового разлома, построены обобщенные объемные модели главного сейсмогенного разрыва и фрагмента его зоны длиной 12 км и 120 м соответственно, визуализирующие ступенчатое и грабенообразное строение.

Важными практическими следствиями проведенного исследования можно считать использование полученных данных для уточнения оценки сейсмической опасности территорий Иркутской области и Республики Бурятия. Используемый в работе метод георадиолокационного профилирования позволит получать новые данные о сейсмогенных разрывах при исследованиях сейсмической безопасности регионов. Описанные в работе признаки выявления разрывных нарушений по георадиолокационным данным будут полезны исследователям при изучении разломов в других регионах. В будущем автор планирует продолжение исследований в изучении сейсмогенных разрывов Байкальского региона, а также внедрение в палеосейсмогеологические работы новейших методов исследования.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев В.А., Алексеева Н.Г., Даниялов М.Г., Копейкин А.В., Морозов П.А. Георадарные исследования разломов и подводящих каналов грязевых вулканов и по потоку водорода // Мониторинг и прогнозирование природных катастроф: сборник научных трудов. – 2010. Под ред. В.И. Черкашина, Ж.Г. Ибаева, Р.А. Магомедова, С.А. Мамаева, Д.Г. Таймазова. Махачкала, ДИНЭМ, с. 9–11.

Аузин А.А., Зацепин С.А. Инженерно-геофизические исследования на пресноводных акваториях // Вестник ВГУ. – 2014. – Серия: геология. – № 2, с. 102–109.

Барац Н.И. Механика грунтов. Учебное пособие. – Омск: Изд-во СибАДИ, 2008. – 106 с.

Башкуев Ю.Б., Хаптанов В.Б., Дембелов М.Г. Комплексирование георадарных и радиоимпедансных зондирований Байкальской рифтовой зоне // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т.10. №2, с. 603–620

Башкуев Ю.Б., Хаптанов В.Б., Дембелов М.Г. Геоэлектрический разрез баргузинского залива на оз. Байкал по данным георадарных и радиоимпедансных зондирований // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т.11. №4, с. 806–816

Бухаров А.А., Фиалков В.А. Геологическое строение дна Байкала: Взгляд из «Пайсиса». Новосибирск: Наука, 1996. – 112 с.

Воробьева Г.А., Савельев Н.А., Горюнова О.И. Стратиграфия, палеогеография и археология юга Средней Сибири // (К XVIII конгрессу

ИНКВА. КНР. 1991 г.). Иркутск: Изд-во Иркутского госуниверситета, 1990, с. 109–144.

Вологина Е.Г., Калугин И.А., Осуховская Ю.Н., Штурм М., Игнатова Н.В., Радзиминович Я.Б., Дарьин А.В., Кузимин М.И. Осадконакопление в заливе провал (озеро Байкал) после сейсмогенного опускания участка дельты селенги // Геология и геофизика. 2010, т. 51, № 12, с. 1640–1651.

Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. (рекомендовано УМС по геологии УМО по классическому университетскому образованию в качестве учебного пособия для студентов, обучающихся по специальности 011200 Геофизика. Учебное пособие – М., Издательство МГУ Москва, 2005. – 154 с.

Владов М.Л., Судакова М.С. Георадиолокация. От физических основ до перспективных направлений. Учебное пособие – М., Издательство Геос, 2017. – 240 с.

Геологический словарь. ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, 2010. – 432 с.

Гладков А.С., Лунина О.В. Георадиолокационные исследования палеосейсмодислокации Сарма (юг восточной Сибири) // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всероссийская научная конференция с международным участием. Южно-Сахалинск 2015, с. 73–74.

Гусев Г.С., Имаева Л.П. Современная тектоническая активность и сейсмотектоника территории России // Разведка и охрана недр. 2014. № 12.

Денисенко И.А., Лунина О.В. Прогнозные модели локализации разжижения грунта при землетрясениях на Главном Саянском разломе (юг Восточной Сибири) // Геология и Геофизика. 2017. Т. 58, № 11, с.1777–1783.

Денисенко И.А., Лунина О.В., Гладков А.С., Казаков А.В., Серебряков Е.В., Гладков А.А. Структура Дельтового разлома и сейсмогенные смещения на участке «Шерашево–Инкино» по данным георадиолокации (Байкальский регион) // Геология и геофизика. 2020. Т. 60. №7, с. 879–888.

Дельянский Е.А. Следы сейсмогенных деформаций в рыхлых отложениях плейстосейстовой зоны Цаганского землетрясения // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири: тез. докл. науч. конф. — Иркутск, 1993, с. 7–8.

Дьяков А.Ю., Калашник А.И. Особенности применения электромагнитного зондирования для оценки геолого-структурного строения массива скальных пород // Современные инновационные технологии подготовки инженерных кадров для горнотранспортной отрасли». 2018, с. 15–20.

Дьяков А.Ю., Калашник А.И. Моделирование электромагнитного поля, индуцированного георадарным зондированием в окрестности структурной неоднородности скального массива // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2017. № 14, с. 275–278.

Дьяков А.Ю., Калашник А.И. Георадиолокационное исследование массивов скальных пород // Современные инновационные технологии

подготовки инженерных кадров для горнотранспортной отрасли». 2017, с. 25–31.

Дьяков А.Ю., Калашник А.И. Особенности применения электромагнитного зондирования для оценки геолого-структурного строения массива скальных пород // Современные инновационные технологии подготовки инженерных кадров для горной промышленности и транспорта. (Украина) 2018. Т. 1. № 4, с. 15–20.

Жуковец И.И. Механические испытания металлов: Учеб. для сред. ПТУ. - 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Высш.шк., 1986. - 199 с.: ил. - (Профтехобразование). ББК 34.2. Ж 86. УДЖ 620.1

Зонениайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И. Новые данные по истории Байкала: результаты наблюдений с подводных обитаемых аппаратов // Геотектоника. 1995. № 3, с. 46–58.

Изюмов С. В., Дручинин С. В., Вознесенский А. С. Теория и методы георадиолокации: Учеб. пособие. — М.: Издательство «Горная книга», Издательство Московского государственного горного университета, 2008. — 196 с.

Казьмин В.Г., Гольмшток А.Я., Клитгорд К., Мур Т., Хатчинсон Д., Шольц К., Вебер И. Строение и развитие района Академического хребта по данным сейсмических и подводных исследований (Байкальский рифт) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10, с. 164–176.

Калашник А.И., Дьяков А.Ю. Оценка нарушенности скальных пород уступа карьера электромагнитным зондированием // Горный информационно-

аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2015. № 56.
«Глубокие карьеры», с. 230–237.

Калашник А. И., Запорожец Д. В., Дьяков А. Ю., Демахин А. Ю.
Подповерхностное георадарное зондирование горно-геологических сред
Кольского полуострова // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12, № 4, с. 576–583.

Калашник А.И., Демахин А.Ю., Запорожец Д.В., Дьяков А.Ю. Исследование применимости георадарного зондирования для оценки мониторинга горнотехнических конструкций // Проблемы и тенденции рационального и безопасного освоения георесурсов: сб. докл. Всероссийской научно-технической конференции с Международным участием, посвященной 50-летию Горного ин-та КНЦ РАН. Апатиты – СПб.: Реноме, 2011, с. 363–366.

Калашник А. И., Казачков С. В., Сохарев В. А., Запорожец Д. В., Дьяков А. Ю. Исследования горнотехнических конструкций карьера георадарными технологиями // Вестник КНЦ РАН. 2012. № 2, с. 58–64.

Калашник А.И., Дьяков А.Ю. Исследование взаимосвязи параметров электромагнитного зондирования и напряженного состояния пород уступов карьера // Известия высших учебных заведений. Горный журнал. – 2013. – № 8, с. 58–63.

Калашник А.И., Казачков С.В., Сохарев В.А., Запорожец Д.В., Дьяков А.Ю. Выявление дислокаций в скальных горнотехнических конструкциях // Вестник МГТУ. – 2013. – Т. 16, № 1, с. 93–97.

Калашник А.И. Дьяков А.Ю. Георадарное исследование геолого-структурного строения рабочего уступа карьера // Известия высших учебных заведений. Горный журнал. 2015. № 6, с. 73–78.

Калашник А.И., Дьяков А.Ю. Георадарное исследование геолого-структурного строения рабочего уступа карьера в целях оптимизации параметров проведения буровзрывных работ // Вестник Кольского научного центра РАН. 2015. № 3 (22), с. 48–53.

Калашник А.И., Дьяков А.Ю. Исследование взаимосвязи распределения напряжений в породах уступов карьера с электромагнитными характеристиками георадарного зондирования // Глубокие карьеры: сб. науч. тр. РАН, Кол. науч. центр, Горн. ин-т. – СПб: Реноме, 2012, с. 441–446.

Кобранова В.Н. Петрофизика. Учебник для вузов по специальности «геофизические методы поиска и разведки месторождений полезных ископаемых», 2-е издание М., Недра, 1986, с. 141–185.

Ладохин Н.П. Современные тектонические движения в заливе Провал и методика их изучения // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1960, № 1–2, с. 59–66.

Леви К.Г., Мирошниченко А.И., Ружич В.В., Саньков В.А., Алакишин А.М., кириллов П.Г., Колман С., Лухнев А.В. Современное разломообразование и сейсмичность в Байкальском рифте. 1999, Т.2 №1-2, с. 171–180.

Леви К.Г., Хромовских В.С., Кочетков В.М., Николаев В.В., Семенов Р.М., Серебренников С.П., Чипизубов А.В., Демьянович М.Г., Аржанников С.Г., Дельянский Е.А., Смекалын О.П., Ружич В.В., Буддо В.Ю., Масальский О.К., Потапов В.А., Бержинский Ю.А., Радзиминович Я.Б. Современная

геодинамика: сеймотектоника, прогноз землетрясений, сейсмический риск (фундаментальные и прикладные аспекты) (статья II) // Литосфера Центральной Азии. 1996, с. 150–182.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское Становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974, с. 16–162.

Лунина О.В. Влияние напряженного состояния литосферы на соотношения параметров сейсмогенных разрывов и магнитуд землетрясений // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 9, с. 1389–1398.

Лунина О.В. Влияние напряженного состояния литосферы на соотношение параметров и внутреннюю структуру сейсмоактивных разломов: Автореф. дис. ... к. г.-м. н. — Иркутск, ИЗК СО РАН, 2002а, – 16 с.

Лунина О.В., Гладков А.С., Черемных А.В. Разрывная структура и трещиноватость зоны Приморского разлома (Байкальская рифтовая система) // Геология и геофизика. 2002б. Т. 43, № 5. с. 446–455.

Лунина О.В., Гладков А.С., Орлова О.А. Свидетельства палеосейсмических событий в рифтовых впадинах Прибайкалья и их возрастные привязки // ДАН, 2009, т. 427, № 1, с. 79–83

Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. – 316 с.

Лунина О.В., Андреев А.В., Гладков А.С. По следам Цаганского землетрясения 1862 г. на Байкале: результаты исследования вторичных

косейсмических деформаций в рыхлых осадках // Геология и геофизика, 2012, т. 53, № 6, с. 775–790.

Лунина О.В., Гладков А.С. Проявления сейсмически индуцированных геологических процессов в зонах разломов Прибайкалья (по геолого-структурным и георадиолокационным данным) // Изв. ИГУ. Серия «Науки о Земле». – 2015. – Т. 12, с. 64–76.

Лунина О.В., Гладков А.С., Афонькин А.М., Серебряков Е.В. Стиль деформаций в зоне динамического влияния Мондинского разлома по данным георадиолокации (Тункинская впадина, юг Восточной Сибири) // Геология и геофизика. 2016а. № 9, с. 1616–1633. doi: 10.15372/GiG20160902.

Лунина О.В. Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. 2016б. Т. 7. № 3, с. 407–434.

Лунина О.В. Разломы и сейсмически индуцированные геологические процессы на юге Восточной Сибири и сопредельных территориях. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2016г. – 226 с. + 1 электр.-опт. диск (CD-ROM).

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

Лопатин И.А. О землетрясениях при устьях р. Селенги и около этой местности // Амур, газета Восточной Сибири, № 11, 7 февраля 1862.

Макаров С.А., Рященко Т.Г., Акулова В.В. Геоэкологический анализ территории распространения природно-техногенных процессов в неоген-четвертичных отложениях Прибайкалья. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 2000, – 160 с.

Макаров С.А. Геоморфологические процессы Приольхонья в голоцене // География и природные ресурсы. 1997. №1, с. 77–85

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, №4. Т6, с. 467–489

Мац В.Д., Ефимова И.М. Палеогеографический сценарий позднего мела – кайнозоя центральной части Байкальского региона // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т.2. №2, с. 175–180.

Мац В.Д. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Автореф. дис...докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 1987, – 42 с.

Мац В.Д. Этапы развития Байкальского рифта: стратиграфия и литология отложений // Кайнозойский континентальный рифтогенез: Материалы Всероссийского симпозиума с международным участием, посвященного памяти Н.А. Логачева в связи с 80-летием со дня рождения Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. Т. 1, с. 227–230.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакишин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, – 252 с.

Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. Учеб. пособие для вузов. – М.: Недра, 1984, – 464 с.

Невский В.А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1979, – 224 с.

Никонов И.С., Дядьков П.Г., Козлова М.П., Мамедов Г.М., Михеева А.В., Черкас О.В. Неотектоника и сейсмичность западной части Алтае-Саянской горной области, Джунгарской впадины и китайского Тянь-Шаня // геология и геофизика, 2014, Т.55, №12, с.1802–1814.

Обухов С.П., Ружич В.В. Структура и положение Приморского сбросо-сдвига в системе главного разлома Западного Прибайкалья // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. 1971. Иркутск: ИЗК СО РАН, с. 65–68.

Овсюченко А.Н., Корженков А.М., Ларьков А.С., Мараханов А.В., Рогожин Е.А. Новые сведения об очагах сильных землетрясений в районе Керченского полуострова по палеосейсмологическим данным. // Доклады Академии наук. 2017. Т. 472. № 1, с. 89–92.

Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Вакарчук Р.Н., Ларьков А.С., Новиков С.С., Рогожин Е.А. Сковородинское землетрясение 14 октября 2011 г. с $M_w=6.0$, $I_0=8$: геологические и макросейсмические проявления в ближней

зоне // Землетрясения Северной Евразии. 2011 год. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2017в, с. 418–429

Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Вакарчук Р.Н., Ларьков А.С., Новиков С.С., Рогожин Е.А. Геологические и макросейсмические проявления землетрясения 16 октября 2011 г. в Сковородинском районе Амурской области. // Вопросы инженерной сейсмологии. 2012. Т.39, № 4, с. 5–18

Овсяченко А.Н., Шварев С.В., Ларьков А.С., Мараханов А.В. Следы сильных землетрясений Керченско-Таманского региона по геологическим данным. // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т.42, № 3, с. 33–54.

Петровский А.Д. Радиоволновые методы в подземной геофизике. М., Недра, 1971.

Пинегина Т.К., Кожурин А.И., Пономарева В.В. Оценка сейсмической и цунамиопасности для поселка Усть-Камчатск (Камчатка) по данным палеосейсмологических исследований // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2012, № 1, с. 138–159.

Платонова С.Г. Результаты сейсмогеологических работ на Алтае // Проблемы сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: Материалы совещания. — Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007, Т. 2, с. 72–76

Рогожин Е.А. Очерки региональной сеймотектоники. М.: ИФЗ РАН. 2012, – 340 с.

Рогожин Е.А., Арефьев С.С., Богачкин Б.М., Систернас А., Филип Э. Комплексный анализ геологических и сейсмологических данных и

сейсмотектоническое представление об очаге Рачинского землетрясения // Физика Земли. 1993. № 3, с. 70–77

Рогожин Е.А., Имаев В.С., Смекалин О.П., Шварц Д.П. Тектоническая позиция и геологические проявления Могодского землетрясения 5 января 1967 г. в центральной Монголии (взгляд сорок лет спустя) // Физика Земли. 2008. №8, с. 3–16.

Родионов А.И., Николаева С.Б., Рязанцев П.А. Поиск и локализация сейсмодислокаций в четвертичных отложениях методом георадиолокации // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Петрозаводск 2018, с. 225–229.

Ружич В.В. Очаг землетрясений как объект геологического изучения // Физика земли. 2009, №11, с. 60–68.

Ружич В.В., Саньков В.А., Днепровский Ю.И. Дендрохронологическое датирование сейсмогенных разрывов в Становом нагорье // Геология и геофизика. – 1982. – № 8, с. 122–126.

Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Добрынина А.А., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж. Современные горизонтальные движения и сейсмичность южной части Байкальской впадины (Байкальская рифтовая система) // Физика Земли. 2014. № 6, с. 70.

Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Добрынина А.А., Саньков А.В. Современные вертикальные движения земной поверхности и сейсмичность байкальской впадины // Актуальные проблемы науки

Прибайкалья. Сборник статей. Ответственные редакторы И.В. Бычков, А.Л. Казаков. Иркутск, 2020, с. 193–198.

Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы (ред. В.П. Солоненко). Новосибирск: Наука, 1977, – 303 с.

Семинский К. Ж., Гладков А. С., Лунина О. В., Тугарина М. А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005, – 293 с.

Семинский К.Ж., Когут Е.И. Определяющие факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: результаты физического эксперимента // Доклады Академии наук. 2009. Т. 424. № 1, с. 76–79.

Семинский К.Ж. Главные факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: тектонофизический анализ // Геотектоника. 2009. № 6, с. 52–69.

Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / Ред. В.П. Солоненко. М.: Наука, 1968, – 220 с.

Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С. Палеоземлетрясения Прибайкалья: методы и результаты датирования // Геотектоника. 2010, №2, с. 77–96.

Соколов К.О., Попков П.А., Прудецкий Н.Д. Возможности георадиолокации при исследовании разрывных нарушений на месторождениях полезных ископаемых криолитозоны // Горный

информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал).
№3.

Соколов К.О., Прудецкий Н.Д. Опыт применения георадиолокации для исследования разрывных нарушений на россыпных месторождениях криолитозоны // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2015 №30, с. 333–337.

Соколов К.О. Практическое применение георадиолокации для исследования россыпных месторождений алмазов // Горная промышленность. №6 (130) 2016, с. 78–80.

Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А., Мишарина Л.А., Павлов О.В., Пшенников К.В., Солоненко М.А., Фомина Е.В., Хилько С.Д. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. — М.: Наука, 1966, 231 с Гобби-Алтайское землетрясение, 1963.

Солоненко В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Известия АН СССР. Серия Геология. 1962. № 11, с. 58–74.

Солоненко В.П. Сейсмическое районирование Восточной Сибири. Иркутск, 1963.

Солоненко В.П. Палеосейсмогеология // Известия АН СССР. Физика Земли. 1973. № 9, с. 3–16

Солоненко В.П. Шрамы на лице Земли: О палеосейсмологическом методе определения землетрясений: С примеч. ред. // Природа // 1970. № 9, с. 17–25.

Солоненко В.П. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / Ред. М.: Наука, 1968, – 220 с.

Солоненко В.П., Тресков А.А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 года. Иркутск, Кн. изд-во, 1960, – 36 с.

Солнцев Ю.П., Пряхин Е.И., Войткун Ф. Материаловедение: Учебник для вузов. - М.: МИСИС, 1999, – 600 с. - УДК 669.017

Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Марченко Д.А., Субетто Д.А., Рыбалко А.Е., Алешин М.И. Возможности георадиолокации при изучении четвертичных отложений в озерах Карелии // Труды Карельского научного центра РАН. 2016. №5, с. 62–75.

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

Стром А.Л., Никонов А.А. Соотношения между параметрами сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений // Физика Земли, 1997, № 12, с. 55–67

Табанько А.В. Применение георадиолокации при изучении разрывных нарушений, связанных с коровыми землетрясениями в районе реки Поперечная (Южная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. науки о земле. 2007 №1. выпуск №9, с. 154–158.

Тулохонов А.К., Андреев С.Г., Батоев В.Б., Цыденова О.В., Хлыстов О.М. Природная микролетопись новейших событий в бассейне озера Байкал // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (9), с. 1043–1046.

Федорова Л.Л., Соколов К.О., Саввин Д.В., Федоров М.П.

Георадиолокационное картирование структурных неоднородностей массива горных пород россыпных месторождений криолитозоны // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2014, с. 267–273.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3, с. 3–22.

Федоровский В.С., Скляр Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4, с. 331–418

Финкельштейн М.И. Автоматизация обработки радиолокационной информации: конспект лекций. - Рига: РКИИГА им. Ленинского Комсомола, 1979, – 78 с.

Финкельштейн М.И. Основы радиолокации: [Учеб. для вузов гражд. авиации] / М. И. Финкельштейн. - 2-е изд., перераб. и доп. - М.: Радио и связь, 1983, – 536 с.

Финкельштейн, М.И. Радиолокация слоистых земных покровов / М.И. Финкельштейн, В.А. Мендельсон, В.А. Кутеев. – М.: Сов. Радио, 1977, – 176 с.

Финкельштейн М.И. Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии / М. И.

Финкельштейн, В. А. Кутев, В. П. Золотарев; Под ред. М. И. Финкельштейна.
- М.: Недра, 1986, – 126 с.

Финкельштейн М.И., Кутев В.А., Власов О.П. О Зондировании морского льда при помощи последовательности видеоимпульсов, - Радиотехника и электроника, 1972, т. 17, № 10, с. 2107–2112.

Финкельштейн, В.Л. Мендельсон, В.А. Кутев. Радиолокация слоистых земных покровов. М.: Советское радио, 1977.

Финкельштейн М.И., Кутев В.А., Власов О.П. Радиолокационное зондирование грунтовых вод под слоем песка, Докл. АН СССР, 1974 т. 219, №6, с. 1429.

Фитингоф А. Описание местности при устье реки Селенги, понизившейся от землетрясений 30 и 31 декабря 1861 г. // Горный журнал, 1865, № 7, с. 95–101.

Флоренсов Н.А., Тресков А.А., Солоненко В.П. О сейсмическом районировании Восточной Сибири // Бюллетень Совета по сейсмологии. Вопросы сейсмического районирования. 1960. №8. М., Изд-во АН СССР,

Флоренсов А.А. О молодых тектонических движениях и рельефе Восточно-Сибирских нагорий // Труды Вост. Сиб. геол. Института, Вып. 3, 1961.

Хаптанов В. Б., Башкуев Ю. Б., Дембелов М. Г. Структура водной толщи и донных отложений озера Котокель по данным георадарного зондирования // Вестник СибГАУ. № 5(51). 2013, с. 143–146.

Хаптанов В.Б., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г. Дистанционное зондирование атмосферы и земных покровов // Радиометеорология 24. 2014, с. 262–265.

Хаптанов В.Б., Башкуев Ю.Б., Буянова Д.Г. Результаты радиоимпедансного и георадарного зондирования прибрежной зоны среднего Байкала // Вестник СибГАУ. 2013. № 5(51)

Хатчинсон Д.Б., Гольмшток А.Я., Зоненшайн Л.П., Мур Т.К., Шольц К.А., Клитгорд К.Д. Особенности строения осадочной толщи озера Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 10–11, с. 25–36.

Хлыстов О.М., Мац В.Д., Воробьева С.С., Климанский А.В., де Батист М., Черамихола М. Строение и развитие подводного Академического хребта // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, №6, с. 819-824.

Хромовских В.С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. Наука. М. 1965, – 120 с.

Хромовских В.С. Сейсмогенные структуры Южного Прибайкалья // Геология и геофизика, 1963, №8.

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.

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

Чипизубов А.В., Мельников А.И., Столповский А.В., Баскаков В.С. Сегментация палеосейсмодислокаций в зоне Северобайкальского разлома // Доклады РАН. 2003а. Т. 388. № 2, с. 242–245.

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

Чипизубов А.В., Серебренников С.П. Сдвиговые палеосейсмодислокации в Восточном Саяне // Доклады АН СССР. – 1990. – Т. 311, № 2, с. 446–450.

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

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. 1989. Новосибирск: Наука, – 158 с.

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). — Новосибирск: Наука, 1983, – 112 с.

Шерман С.И., Семинский К.Ж. Борняков С.А, и др. Разломообразование в литосфере: зоны растяжения. Новосибирск, Наука, 1992, 227 с. Солоненко и др., 1968, – 227 с.

Andrews D.J., Hanks T.C. Scarp degraded by linear diffusion–Inverse solution for age // Journal of Geophysical Research. 1985. Vol. 90. № B12, p. 10193–10208.

Anderson, K. B., Spotila, J. A., and Hole, J. A. Application of geomorphic analysis and ground-penetrating radar to characterization of paleoseismic sites in dynamic alluvial environments: An example from southern California. Tectonophysics. 2003. 368(1–4), p. 25–32.

Anchuela Ó.P., Lafuente P., Arlegui L., Carlos L., Simón L.J. Geophysical characterization of buried active faults: the Concud Fault (Iberian Chain, NE Spain) // International Journal of Earth Sciences. – 2016. – V.105, № 8, p. 2221–2239.

Bano M., Dujardin J-R., Schlupp A., Tsend-Ayush N., Munkhuu U. GPR measurements to assess the characteristics of active faults in Mongolia // Technical Report. – 2017 – № 43.

Bucknam, R. C., Anderson, R. E. Estimation of fault scarp ages from a scarp-height-slope-angle relationship. Geology. 1979. 7, p. 11–14.

Brandes C., Igel J., Loewer M., Tanner D. C., Lang J., Müller K., Winsemann J. Visualisation and analysis of shear-deformation bands in unconsolidated Pleistocene sand using ground-penetrating radar: Implications for paleoseismological studies // Sedimentary Geology 2018. 367, p. 135–145.

Bricheva S.S., Dubrovin I.O., Lunina O.V., Denisenko I.A., Matasov V.V., Turova I.V., Entin A.L., Panin A.V., Deev E.V. Numerical simulation of ground-penetrating radar data for studying the geometry of fault zone // *Near Surface Geophysics*. 2021. 19, p. 261–277.

Bilham, R. Subsurface radar imagery of near-surface fractures associated with the Borah Peak earthquake. U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 1985. 85-290-A, p. 182–194.

Bilham, R., and Seeber, L. Paleoseismic studies using subsurface radar profiling: Summaries of Technical Reports. U.S. Geol. Surv. Open File Rep. XIX, 1985. 85-22, – 47 p.

Caskey, S. J., Wesnousky, S. G., Zang, P., and Slemmons, D. B. Surface faulting of the 1954 Fairview Peak (Ms 7.2) and Dixie Valley (Ms 6.8) earthquakes, central Nevada. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1996. 86(3), p. 761–787.

Carbonel D., F. Gutiérrez, R. Linares, C. Roqué, M. Zarroca, J. McCalpin, J. Guerrero, V. Rodríguez. Differentiating between gravitational and tectonic faults by means of geomorphological mapping, trenching and geophysical surveys. The case of the Zenzano Fault (Iberian Chain, N Spain) // *Geomorphology*. 2013. 189, p. 93–108.

Chwatal W., Decker R., Rocy H. Mapping of active capable faults by high-resolution geophysical methods: examples from the central Vienna Basin // *Austrian Journal of Earth Sciences* V. 97 Vienna 2005

Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov

A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. (2005). Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, IEC SB RAS, p. 5–76

Ferry, M., Meghraoui, M., Girard, J. F., Rockwell, T. K., Kozaci, O., Akyuz, A., and Barka, A. Ground-penetrating radar investigations along the North Anatolian fault near Izmit, Turkey: Constraints on right-lateral movement and slip history. *Geology*. 2004. 32 (1), p. 85–88.

Ferrill, D.A., Morris, A.P. Fault zone deformation controlled by carbonate mechanical stratigraphy, Balcones fault system, Texas. *AAPG Bull.* 2008. 92, p. 359–380.

Ferrill, D.A., McGinnis, R.N., Morris, A.P., Smart, K.J., Hybrid failure: field evidence and influence on fault refraction. *J. Struct. Geol.* 2012. 42, p. 140–150.

Ferrill, D.A., Evans, M.A., McGinnis, R.N., Morris, A.P., Smart, K.J., Wigginton, S.S., Gulliver, K.D.H., Lehrmann, D., de Zoeten, E., Sickmann, Z., 2017a. Fault zone processes in mechanically layered mudrock and chalk. *J. Struct. Geol.* 97, p. 118–143.

Ferrill, D.A., Morris, A.R., McGinnis, R.N., Smart, K.J., Wigginton, S.S., Hill, N.J., 2017b. Mechanical stratigraphy and normal faulting. *J. Struct. Geol.* 42, p. 140–150.

Gafarov K., Ercoli M., Cirillo D., Pauselli C., Brozzetti F. Extending surface geology data through GPR prospections: Quaternary faulting signature from the Campotenese area (Calabria-Italy) // 17th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR) 2018.

Gerald P. Roberts, Raithatha B., Sileo G., Pizzi A., Pucci S., Faure Walker J., Wilkinson M., Ken McCaffrey, J. Phillips R., M. Michetti A., Guerrieri L., Blumetti A.M., Vittori E., Cowie P., Sammonds P, Galli P., Boncio P., Bristow C., Walters R. Shallow subsurface structure of the 2009 April 6 Mw 6.3 L'Aquila earthquake surface rupture at Paganica, investigated with ground-penetrating radar // *Geophys. J. Int.* 2010. 183, p. 774–790.

Gross, R., Green, A. G., Horstmeyer, H., and Begg, J. (2004). Location and geometry of the Wellington fault (New Zealand) defined by detailed 3-d georadar data. *J. Geophys. Res.* 109(B5), B05401 (doi: 10.1029/2003JB002615).

Gross, R., Green, A. G., Holliger, K., Horstmeyer, H., and Baldwin, J. (2002). Shallow geometry and displacements on the San Andreas fault near Point Arena based on trenching and 3-D georadar surveying. *Tectonophysics*. 350, p. 127–156.

Gundogdu E., Kurban Y.C., Yaliner C.C. Determination of Vertical Displacements on the Simav Fault by Ground Radari (GPR) Method // Çanakkale Onsekiz Mart University, Journal of Graduate School of Natural and Applied Sciences, 2017: 3,2, p. 17–33

Hanks T.C., Andrews D.J. Effect of farfield slope on morphologic dating of scarplike landforms // *Journal of geophysical research*. January 10, 1989. Vol. 94. № B1, p. 565–573.

Homberg, C., Schnyder, J., Roche, V., Leonardi, V., Benzaggagh, M. The brittle and ductile components of displacement along fault zones. *Geol. Soc. Lond., Special Publications* 439. 2017, p. 395–412, doi: 10.1144/SP439.21.

Huseyin Aksu H, Zakir Kanbur M, Gormuş M. Investigation of the Kumdanlı and surrounding faults on the Eğirdir Lake by conducting ground penetrating radar (GPR) profiles // Saudi Society for Geosciences. 2017.

Hulsenbeck. German Pat. No. 489434, 1926

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. doi: <http://dx.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, p. 115–125. <http://dx.doi.org/10.4236/ojer.2015.44011>.

Khorsandi A., Abdali M., Miyata T., Yurugi J. Application of GPR Method Due to Active Faults Determination in Urban Area, Case Study: North Shahre Ray Fault, South of Tehran, Iran // 2011 International Conference on Environment Science and Engineering IPCBEE vol.8 (2011), p. 148–151

Kondorskaya N.V., Shebalin N.V. New catalogue of strong earthquakes in the USSR from Ancient Times through 1975. Report SE-31. Boulder, Colorado, 1982, 608 p. 1982; Shchetnikov et al., 2012

Khlystov O.M., Mats V.D., de Batist M. The southwestern edge of the North Baikal basin: Geologic structure and correlation with Cenozoic sections of Ol'khon and BDP-96 and BDP-98 cores // *Geologiya i geofizika* (Russian geology and geophysics). 2001. V. 42. № 1–2, p. 373–383.

Lunina, O.V., Gladkov, A.S., Novikov, I. S., Agatova, A.R., Vysotskii, E.M., Emanov, A.A., 2008. Geometry of the fault zone of the 2003 Ms = 7.5 Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai. Tectonophysics 453, p. 276–294, doi:10.1016/j.tecto.2007.10.010.

Lunina, O.V., Gladkov, A.S., Gladkov A.A. Surface and shallow subsurface structure of the Middle Kedrovaya paleoseismic rupture zone in the Baikal Mountains from geomorphological and ground-penetrating radar investigations. Geomorphology 326, 2019, p. 54–67, doi: 10.1016/j.geomorph.2018.03.009

Lunina O., Li D., Lyu Y., Wand M., Li M., Gao Y., Gladkov A., Denisenko I., Gladkov A., Wang K., Zhang S., Perevoznikov D. Using in situ-produced ^{10}Be to constrain the age of the latest surface-rupturing earthquake along the Middle Kedrovaya fault (Baikal rift) // Quaternary Geochronology V. 55, 2020, 101036

Lunina O., Denisenko I. Single-event throw distribution along the Delta fault (Baikal rift) from geomorphological and ground-penetrating radar investigations // EGU General Assembly 2020, Online, 4–8 May 2020, EGU2020-92, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-92>, 2020.

Mahmut G. Drahor, Meriç A. Berge Integrated geophysical investigations in a fault zone located on southwestern part of İzmir city, Western Anatolia, Turkey // Journal of Applied Geophysics 136. 2017, p. 114–133.

Moor T.C., Klitgord K.D., Golmshtok A.J., Weber T. Sedimentation and subsidence patterns in the central and north basins of Lake Baikal from seismic stratigraphy // GSA Bulletin. 1997. V. 109. № 6, p. 746–766.

Meghraoui, M., Camelbeeck, T., Vanneste, K., Brondeel, M., and Jongmans, D. Active faulting and paleoseismology along the Breefault, lower Rhine graben, Belgium. *J. Geophys. Res.* 105(B6), 2000, p. 13809–13841.

Ulfa Y., Fathin Mohd Jamel Nur, Samsuardi M. Ground penetrating radar survey across The bok bak fault, kedah, Malaysia // *Eksplorium* V 34 №2, 2013, p. 89–98.

McCalpin, Harrison. GEO-HAZ Consulting, Inc (2000) 46 p.

McCalpin, J.P. (Ed.). (2009). *Paleoseismology* (2nd ed.). Burlington, Mass., Academic Press, – 613 p.

Nash, D. B. (1980). Morphological dating of degraded normal fault scarps. *J. Geol.* 88, p. 353–360

Nikonov A.A. Reconstruction of the main parameters of old large earthquakes in Soviet Central Asia using the paleoseismogeological method. *Tectonophysics*, 1988, 147, p. 297 - 313.

New catalog of strong earthquakes in the USSR from ancient times through 1977 // World data Center A for solid earth geophysics / Ed. profs. N.V. Kondorskaya and N.V. Shebalin. — Colorado, USA: World data Center A, 1982, – 608 p

Paleoseismology / 1 st edition. Edited by J.P. McCalpin. — San Diego: Academic press, 1996, – 585 p.

Paz C., Alcalá Francisco J., Carvalho Jorge M., Ribeiro L. Current uses of ground penetrating radar in groundwater-dependent ecosystems research // *Science of the Total Environment*. 595 2017, p. 868–885.

Rezaei A., Hassan H., Moarefvand P., Golmohammadi F. Determination of unstable tectonic zones in C–North deposit, Sangan, NE Iran using GPR method: importance of structural geology // *Journal of Mining and Environment (JME)*. 2019.

Shamus C. Wallace, David C. Nobes, Kenneth J. Davis, Douglas W. Burbank, Antony White. Three-dimensional GPR imaging of the Benmore anticline and step-over of the Ostler Fault, South Island, New Zealand // *Geophys. J. Int.* (2010) №180, p. 465–474

Smith, D. G., and Jol, H. M. (1995). Wasatch fault (Utah), detected and displacement characterized by ground penetrating radar. *Environ. Eng. Geosci.* 1(4), p. 489–496.

Twiss R.J., Moores E.M., 1992. Structural geology. W.N. Freeman and Company, New York, – 532 p.

Logachev N.A. History and geodynamics of the Baikal rift // *Geologiya i geofizika* (Russian geology and geophysics). 2003. V. 44. № 5, p. 391–406.

Waite A.H. Ice Depth Soundings Ultra-High Frequency Radio Waves in the Arctic and Antarctic, and Some Observed Over-Ice Altimeters Errors, U.S. Army Signal Research and Development Laboratory Technical Report 2092, 1959.

Waite A.H., Schmidt S. J. Gross Errors in Height Indication from Pulsed Radar Altimeters Operating Over Thick Ice or Snow. IRE International Contention Record. 1961, p. 38-54.

Wallace, S.C., Nobes, D.C., Davis, K.J., Burbank, D.W., White, A., 2010. Three-dimensional GPR imaging of the Benmore anticline and step-over of the

Ostler Fault, South Island, New Zealand. *Geophys. J. Int.* 180, p. 465–474, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04400.x.

Wheeler, R. L. (1989). Persistent segment boundaries on basin-range normal faults. In *Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Termination* (D. P. Schwartz, and R. H. Sibson, Eds.), U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 89–315, p. 432–444.

Wells D.L., Coppersmith K.J., 1994. New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (4), p. 974–1002.

Yalçiner C.Ç., Altunel E., Bano M., Meghraoui M., Karabacak V., Serdar Akyüz H. Application of GPR to normal faults in the Buyuk Menderes Graben, western Turkey // *Journal of Geodynamics*. – 2013. – V. 65, p. 218–227.

Zanzi L., Hojat A., Ranjbar H., Karimi-Nasab S., Azadi A., Arosio D. GPR measurements to detect major discontinuities at Cheshmeh-Shirdoosh limestone quarry, Iran // *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. 2017. №78, p. 743–752

Zarroca M., Comas X., Gutiérrez F., Carbonel D., Linares R., Roqué C., Mozafari M., Guerrero J., M. Pellicer X. The application of GPR and ERI in combination with exposure logging and retrodeformation analysis to characterize sinkholes and reconstruct their impact on fluvial sedimentation // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2016.