

Структура дельтового разлома и сейсмогенные смещения на участке «Шерашево–Инкино» по данным георадиолокации (Байкальский регион)

Денисенко И. А., Лунина О. В., Гладков А. С., Казаков А. В., Серебряков Е. В., Гладков А. А.

Аннотация

В эпицентральной зоне Цаганского землетрясения (12.01.1861 г., $M=7.5$) на участке между деревнями Шерашево – Инкино были проведены георадарные исследования, направленные на изучение структуры Дельтового разлома и оценки вертикальных сейсмогенных смещений. Работы выполнялись георадаром ОКО-2 с экранированными антенными блоками АБ-90 и АБ 250-М. В результате получены радарограммы по пяти профилям, расположенным в 25 м друг от друга. Интерпретация данных позволила проследить главный сейсмогенный разрыв на изученном участке и оценить вертикальные амплитуды смещений по нему, варьирующие в разных сегментах разлома от 2,6 до 4,5 м. Кроме того, прослежены другие второстепенные разрывы, часть из которых возможно образовалась при Среднебайкальском землетрясении 1959 г. с $M=6.8$. В итоге по результатам георадиолокационных исследований построена 3D модель исследуемого участка, иллюстрирующая разные временные промежутки развития уступа Дельтового разлома, непосредственно после землетрясения и в настоящее время. Учитывая имеющиеся данные определения амплитуд, полученные в разные годы на основе георадиолокации, структурных данных, и натуральных исторических наблюдений, следует предположить, что при Цаганском землетрясении значительный вклад в смещение поверхности внесла гравитационная составляющая. Необходимы дальнейшие исследования на других сегментах сейсмогенерирующей структуры для получения полной картины смещений вдоль ее простираения.

Ключевые слова:

разлом, Цаганское землетрясение, георадиолокация, смещение, озеро Байкал.

**СТРУКТУРА ДЕЛЬТОВОГО РАЗЛОМА И СЕЙСМОГЕННЫЕ СМЕЩЕНИЯ НА
УЧАСТКЕ «ШЕРАШЕВО–ИНКИНО» ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ
(БАЙКАЛЬСКИЙ РЕГИОН)**

*И.А. Денисенко¹, О.В. Лунина¹, А.С. Гладков¹, А.В. Казаков², Е.В. Серебряков¹, А.А.
Гладков¹*

¹*Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, дом 128*

²*Иркутский национальный исследовательский технический университет, 664074
Иркутск, ул. Лермонтова, дом 83*

Ключевые слова: *разлом, Цаганское землетрясение, георадиолокация, смещение, озеро Байкал.*

Дельтовый разлом стал хорошо известен после катастрофического Цаганского землетрясения 1862 года на восточном побережье озера Байкал. К нему приурочены некоторые сейсмогенные структуры, а к его окончаниям — эпицентры многих сейсмических событий, зарегистрированных за инструментальный период. Разлом простирается в северо-восточном направлении по линии с. Творогово – с. Кудара – мыс Облом, средний угол падения составляет 60° к северо-западу (рис. 1). Сейсмогенная активизация структуры проявилась в формировании серии сближенных ступенчатых сбросов в четвертичных отложениях во время упомянутого события [Лунина и др., 2009а].

Цаганское землетрясение считается крупнейшим на Байкале за исторический период. Оно произошло 12 января 1862 г., магнитуда составляла 7.5, интенсивность в эпицентре 10 баллов [Солоненко, Тресков, 1960]. Это событие было хорошо изучено современниками того времени. Первым квалифицированное описание землетрясения и его последствий дал горный инженер Н. О. Лопатин, уже в январе 1862 года побывавший в эпицентральной области. В феврале 1862 года он опубликовал собранные сведения в Иркутской газете «Амур». Он пишет об образовании различных трещин в рыхлых осадках «в склонах уступа (песчано-глинистого увала) образовались многие продольные широкие трещины, из которых текли ручьи. Множество других трещин змеилось по разным направлениям» [Лопатин, 1862].

Следующим, кто подробно исследовал последствия землетрясения, был А. Фитингоф. В 1865 г. он опубликовал статью в «Горном журнале», в которой описал многочисленные трещины в направлении юго-запад – северо-восток. Определил амплитуду опускания по одному из разломов, зафиксированную по перемещению

пашенной городьбы между деревнями Дубинино — Оймур, равную 4,26 метра. В эпицентральной зоне произошло опускание земной поверхности с амплитудой 7-8 м и образование залива Провал площадью около 200 кв. км [Солоненко, Тресков, 1960]. Сейсмогеологические исследования следов знаменитого Цаганского землетрясения так же были проведены в начале 90-х годов прошлого века. В результате вскрытия канавами подножия уступа были обнаружены округло-конические плоскости оползней соскальзывания, коллювиальные клинья, складки, различно деформированные слои и интенсивная трещиноватость [Дельянский, 1993; Хромовских, 1995].

В 2012 году в эпицентральной зоне землетрясения были проведены исследования, направленные на изучение вторичных косейсмических деформаций [Лунина и др., 2012]. Было выяснено, что смещение при Цаганском землетрясении реализовалось в условиях СЗ—ЮВ растяжения путем формирования ступенчатой системы сбросов с преимущественным падением 300° — 350° , углами 45° — 75° . Так же была установлена вертикальная амплитуда смещений по зоне разрывов, равная 2,83 м, измеренная по опорному слою в месте проходки канавы.

Амплитуды смещений, определённые в различных местах Дельтового разлома значительно отличаются друг от друга. Максимальная амплитуда смещения была определена, батиметрическим способом по глубине озера в районе мыса Облом, которая равнялась 8 м [Kondorskaya, Shebalin, 1982]. В остальных источниках амплитуда смещения варьирует от 2,8 м до 4,26 м. В общем изменчивость смещений характерна для сейсмогенных разрывов [Стром, Никонов, 1997; McCalpin, 2009].

В настоящее время для изучения геологических структур, стало широко применяться подповерхностное георадиолокационное зондирование (Ground Penetrating Radar, GPR). Основным преимуществом георадиолокации над другими методами малоглубинной геофизики является большая разрешающая способность, высокая производительность работ и возможность экспресс оценки качества получаемых результатов. С помощью этого метода стало возможным проследить достаточно детально структуру разлома до глубины 20 м, что является затрудненным при традиционных методах исследования. Во многих странах мира этот метод активно применяется при изучении активных разломов [Brandes C., 2018; Salvi et al., 2003; Robert et al., 2010; Fischer et al., 2012; Cahit Caglar Yalciner et al., 2013]. В России георадиолокационные исследования сейсмогенных деформаций имеют единичный характер, но, не смотря на это, метод показал весьма хорошие результаты [Тарабанько, 2007; Варенков и др., 2006; Лунина и др., 2016, 2018]. Цель настоящего исследования заключалась в выявлении по данным георадиолокации особенностей структуры осевой части Дельтового разлома, оценке смещений при Цаганском землетрясении 1862 г. на участке между селами Шерашево и

Инкино для увеличения ряда наблюдений за вертикальными амплитудами сбросов, сформировавшимися в разных сегментах сейсмогенной зоны, и построении 3D моделей, иллюстрирующих структурно-геоморфологическую ситуацию местности на момент землетрясения и в настоящее время.

МЕТОДИКА РАБОТ

Для выявления и прослеживания разрывных нарушений в зоне влияния Дельтового разлома на сегменте между селами Шерашево и Инкино был создан полигон (рис. 1). Вкрест простирания главного СВ–ЮЗ разлома было пройдено 5 георадиолокационных профилей (рис. 1 и 2). Расстояние между профилями составляло 25 м. Протяженность первых трёх профилей составляла 130 м, четвертого – 140 м, пятого – 160 м.

Работы на участке исследований выполнялись георадаром ОКО-2 с экранированными антенными блоками АБ-90 и АБ 250М. Антенна АБ 90 с центральной частотой 90 МГц способна при благоприятных условиях достигать глубины исследования до 18 метров и имеет разрешающую способность 0,5 м. АБ-250М с частотой 250 МГц имеет максимальную глубину исследования 8 м и разрешающую способность 0,25 м. Работа георадарного оборудования основана на излучении электромагнитных волн и приеме сигналов, отраженных от границ раздела слоев зондируемой среды, имеющих различные электрофизические свойства [Владов, Старовойтов, 2004]

Для учета рельефа местности электронным тахеометром Leica на каждом профиле выполнены гипсометрические измерения с шагом 1-1,5 м. С целью установления положения геологических границ на участке исследования выполнялось бурение картировочных скважин (рис. 3). Использовался буровой станок УКБ 12/25 с шнековым способом бурения. Максимальная глубина составляла 15 метров. Бурение скважин показало достаточно однородный разрез на всей площади исследования, представленный супесью, мелкозернистым песком, суглинком.

Обработка георадиолокационных разрезов проводилась в программе «GeoScan32» в несколько этапов. На первом этапе важно было оценить значение диэлектрической проницаемости среды (грунта), определяющей глубину зондирования. Она была получена 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.

На втором этапе к радарограммам подбирались подходящие значения усиления сигналов, яркости и контрастности. Далее на профиль накладывался рельеф. В

дальнейшем использовались стандартные режимы обработки. Для удаления регулярных помех или понижения различного рода шумов применялись вычитание среднего, полосовая фильтрация и в некоторых случаях, функция удаления тренда [Владов, Старовойтов, 2004].

На заключительном этапе были выделены георадарные комплексы, являющиеся аналогами слоёв осадочных пород, вскрытых скважинами. Границы георадарных комплексов проводились вдоль осей синфазности отраженных волн на основании различий в волновой картине. Далее мы приступили к выделению основных разрывных нарушений в зоне Дельтового разлома. В георадиолокационном разрезе нарушения проявляются смещением георадарных комплексов, изменением волновой картины на определенном участке радарограммы и/или резким падением осей синфазности.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате обработки георадиолокационных данных установлено, что крупные разрывные нарушения сосредоточены в основном в пределах уступа Дельтового разлома. Морфологически уступ представлен такими элементами как: верх уступа с углами поверхности 2° – 11° , бровка, склон, имеющий угол от (23° – 40°), подошва с углами 0° – 2° . Угол падения главного разрыва, определенный при интерпретации георадиолокационных данных, от 60° – до 80° . В дальнейшем было принято решение рассматривать только часть радарограммы в пределах уступа сейсмогенерирующего Дельтового разлома, так как там сосредоточены основные разрывные нарушения.

При интерпретации георадиолокационных данных профиля I было выделено 5 георадарных комплексов. Комплекс 1 представлен песком средне-мелкозернистым светло-коричневого цвета, с редкими включениями комковатого гумуса и корнями растений. Второй георадарный комплекс сложен песком мелкозернистым, рыжевато-коричневым с включением суглинка. Комплекс 3 представлен песком мелкозернистым, пылеватым, светло-коричневого цвета, массивной текстуры с неравномерными мелкими пятнами лимонитезированного песка. Комплекс 4 и 5 был выделен только по результатам геофизических данных, в связи с отсутствием данных по бурению. Также следует отметить, что в интервале 119–127 м интерпретируется два субпараллельных разрывных нарушения с углами падения 75° и 81° . Расстояние между разломами 5 м. Кровля выделенного на радарограмме комплекса № 2 смещается по первому разрыву с вертикальной амплитудой 2,6 м. Ввиду того, что в интервале 116–119 м наблюдается помехи неизвестного происхождения, говорить о смещении подошвы этого комплекса (слоя) не представляется возможным (рис. 4, I).

Детальная интерпретация георадарного профиля II позволила выделить 6 георадарных комплексов. Помимо описанных выше, в болотистой местности проявилась толща торфянистых отложений. В интервале 117–125 м. выделяется, главный разлом сбросового типа с углом падения 83° и вертикальной амплитудой 3 м. Так же следует отметить аномальную зону в пределах разрыва. Она предположительно отождествляется с областью разжиженного материала (рис. 4, II.).

Профиль III идентичен предыдущему и имеет 6 георадарных комплексов. Угол падения сбросового разлома составляет 79° . Амплитуда смещения 3,4 м. (рис. 4, III).

При интерпретации георадиолокационных данных профиля IV, было выделено 5 георадарных комплексов, 3 из которых предположительно смещены по разлому (рис. 5). В интервале 115–130 м наблюдается зона, имеющая главный разлом сбросового типа с амплитудой смещения 4,5 м, осложненный четырьмя второстепенными разломами. На радарограмме в интервале 106–111 м наблюдаются помехи, вызванные присутствием бетонного фундамента на георадарном пути, не оказавшие существенного влияния на результат исследования.

В ходе работ на профиле 4 для более подробного расчленения разреза была пройдена горная выработка, позволившая более точно отобразить геологические границы грунтов. Её местоположение было задано после первичной интерпретации георадиолокационных данных. Канавка располагается на расстоянии 2,4 м от бетонного фундамента (рис. 5). Глубина составляет 2,94 м, длина 2,2 м, ширина 0,6 м, азимут простирания 325° . На глубине 1,3 метра в канаве была вскрыта зона деформаций, представленная двумя параллельными разрывами (рис. 5). Расстояние между разрывами 1,4 м. Углы падения 45° . В разрезе наблюдается ступенчатое погружение отложений по нарушениям, с северо-запада на юго-восток. Амплитуда смещения по северо-западному разрыву составляет 0,4 м. На радарограмме, полученной с помощью антенны АБ-250, оба эти нарушения также фиксируются, в то время как на разрезе, полученном антенной АБ-90 они сливаются в одну структуру.

Анализ разреза, вскрытого канавой, и радарограмм показал, что перекрывающие отложения в интервале 0,15-1,3 м выделяются в самостоятельный комплекс 1. Нижележащие отложения в интервале от 1,3 до 2,94 практически не отличаются друг от друга.

Интерпретация профиля V показала отличную от предыдущих профилей георадиолокационную картину. Геоморфологически профиль имеет незначительно меньший угол склона 22° . Происходит постепенное выполаживание склона с северо-востока на юго-запад. На георадарном профиле (рис. 4, V) отчетливо выделяется грабен, который представлен серией синтетических и антитетических сбросов. Ширина грабена

составляет 16 м. Юго-восточный сброс имеет угол падения 60° , вертикальную амплитуду смещения 4,4 м. Северо-западный сброс имеет угол падения 50° , амплитуду вертикального смещения 1,4 м. Внутренняя структура осложнена локальными разрывами с углами падения от 50° – 57° и вертикальными смещениями сбросового типа 0,7 м. В районе бровки наблюдается граница неизвестного происхождения, пересекаемая в приповерхностной части юго-восточным сбросовым разломом под углом $\sim 65^\circ$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенных работ был подробно исследован локальный участок площадью 10750 м^2 , но даже на нем видно, что структура осевой части зоны разлома весьма неоднородна. На одних отрезках выделяются только отдельные субпараллельные разрывы, на других – грабены, ширина которых то уже, то шире, а вероятно на первом профиле мы не достигли сопряженного сброса. Что же касается смещений на исследуемом участке, то они изменяются в разных сегментах разлома с ЮЗ на СВ с 2,6 м до 4,5 м. В итоге выстраивается определенная закономерность, которая свидетельствует, что на локальном 120 метровом участке с однородным геологическим строением, происходит постепенное увеличение амплитуды смещения по сейсмогенному разлому к эпицентру землетрясения, установленному по распределению косейсмических деформаций (Лунина и др., 2012).

В таблице 1 показаны амплитуды смещений, определённые на разных участках Дельтового разлома разными методами. Видно, что максимальное значение вертикальной амплитуды во время Цаганского землетрясения вдоль Дельтового разлома значительно отличается от величин подвижек, определённых другими способами. Подвижка в 8 метров была определена на основе глубины залива Провал и могла быть отчасти завышена из-за гравитационного скольжения блока, соответствующего в прошлом Цаганской степи. В пользу этого свидетельствует то, что 8-ми метровая величина зафиксирована на окончании сейсмогенного разрыва, в то время как максимальные смещения в зонах сбросов чаще характерны для их центральных частей или ближе к ним [McCalpin, 2009]. Таким образом, учитывая имеющиеся на настоящее время данные и достаточно хорошую сходимость результатов определения амплитуд, полученных в разные годы на основе структурных данных, георадиолокации и натуральных исторических наблюдений, следует предположить, что при Цаганском землетрясении значительный вклад в смещение поверхности внесла гравитационная составляющая.

Для реконструкции геолого-структурного строения участка исследований в разные временные промежутки развития уступа Дельтового разлома нами были созданы две 3D модели исследуемого участка. Построение осуществлялось на основе результатов

георадиолокационных исследований с использованием лицензированной программы Micromine на базе ИрННТУ.

Первая модель соответствует ситуации сразу после Цаганского землетрясения. Тогда по сейсмогенному Дельтовому разлому произошло опускание земной поверхности с ранее установленными амплитудами 2,6 – 4,5 м. Образовались главный и два сопряженных сейсмогенных разрыва, видимые на радарограммах (рис. 6, I.).

Вторая модель показывает геолого-структурную обстановку в настоящее время. Уступ Дельтового разлома с момента Цаганского землетрясения сильно нивелировался. Кроме того, возникло 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 (рис. 6, II). В целом, строение зоны Дельтового разлома в подповерхностной части земной коры соответствует общепринятой закономерности, касающейся того, что висячее крыло сброса более нарушено разрывами по сравнению с лежащим [Семинский и др., 2005].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования на сегменте Дельтового разлома, активизированного при Цаганском землетрясении 1862 г. между селами Шерашево и Инкино, показали высокую информативность метода георадиолокации при изучении разрывных нарушений в дисперсных грунтах. Его использование в комплексе с небольшим объемом бурения и с проходкой канавы позволило:

1. Проследить главный сейсмогенный разрыв от профиля к профилю на протяжении 100 м и охарактеризовать его структуру, типичную для разломов сбросового типа.
2. Оценить вертикальные амплитуды сбросов по главному сейсмогенному разрыву, изменяющуюся с юго-запада на северо-восток от 2,6 м до 4,5 м с ошибкой определения $\pm 0,5$ м, обусловленной разрешающей способностью антенны АБ-90. Установленные величины смещений в целом хорошо согласуются с вертикальными подвижками, измеренными ранее в канаве [Лунина и др., 2012] и на земной поверхности сразу после Цаганского землетрясения [Фитингоф, 1865]. Это определенно свидетельствует о том, что данные смещения, определенные по георадиолокационным данным, возникли при сейсмическом событии 1862 г.
3. Определить угол падения сместителя разлома 60° – 80° на глубину до 12 м.

4. Выделить вторичные разрывы, возможно, образованные при Среднебайкальском землетрясении 1959 г. с $M=6.8$.
5. Построить интерпретируемые геологические разрезы с выделением георадарных комплексов, соответствующим определенным осадочным слоям с разными электрофизическими свойствами, до глубины 12 м.
6. Построить 3D модели исследуемого участка, показывающие разные временные промежутки развития уступа Дельтового разлома.
7. Установить, что при Цаганском землетрясении значительный вклад в смещение поверхности внесла гравитационная составляющая.

В дальнейшем необходимо продолжить исследования на других сегментах сейсмогенерирующей структуры для получения полной картины смещений вдоль ее простирания.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны сотрудникам лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН А.М. Афонькину, И.А. Потехиной, М.А. Липину, Д.Д. Перевозникову за помощь при проведении полевых работ.

ЛИТЕРАТУРА

Варенков В.В., Волкомирская Л.Б., Джамирзе В.А., Карпузов А.Ф., Карпузов А.А., Лобзин В.В., Резников А.Е. Российские георадарные технологии в Австралии // Разведка и охрана недр, 2006, №6, с. 45-50.

Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. Учебное пособие – М.: Издательство МГУ, 2004, 153 с.

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.

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. – 2016. – № 9. – С. 1616–1633.

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.

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, №6, с. 775-796.

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

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.

Солоненко В.П., Тресков А.А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 года, Иркутск 1960.

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

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

Хромовских В.С. Сейсмогенные деформации земной коры в эпицентральных и плейстосейстовых зонах сильных землетрясений // Современная динамика литосферы континентов. Подвижные пояса // Под ред. Н.А. Логачева, В.С. Хромовских. М., Недра, 1995, с. 440—503.

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

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 367. 2018 p. 135-145.

Fisher T., Stepancikova P., Karousova M., Taborik P., Flechig C., Gaballan M. Imaging the Marianske Lazne Fault (Czech Republic) by 3-D ground-penetrating radar and electric resistivity tomography // Stud. Geophys. Geod., 2012, v. 56, p. 1019–1036.

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

Robert G.P., Raithatha B., Sileo G., Pizzi A., Pucci S., Walker J.F., Wilkinson M. et al. Shallow subsurface structure of the 2009 April 6Mw 6.3 L'Aquila earthquake surface rupture at Paganica, investigated with ground-penetrating radar // Geophys. J. Int., 2010, v. 183, p. 774–790.

Salvi S., Cinti F.R., Colini L., Addezio G.D., Doumaz F., Pettinelli E. Investigation of the active Celano-L'Aquila fault system, Abruzzi (central Apennines, Italy) with combined ground-penetrating radar and palaeoseismic trenching // *Geophys. J. Int.*, 2003, v. 155, p. 805–818.

Cahit Caglar Yalciner, E. Altunel, Maksim Bano, H. Serdar Akyuz. Application of GPR to normal faults in the Büyük Menderes Graben, Western Turkey // *Geodynamics*. April 2013, v. 65, p. 218-277.

Подписи под рисунками к статье: И.А Денисенко, О.В. Луниной, А.С. Гладкова, А.В Казакова, Е.В. Серебрякова, А.А. Гладкова «Структура Дельтового разлома и сейсмогенные смещения на участке «Шерашево–Инкино» по данным георадиолокации (Байкальский регион)

»

Рис. 1. Региональная схема района исследования.

1 — эпицентр землетрясения по [Лунина и др., 2010] 2 — населенный пункт; 3 — разломы достоверно установленные (а) и предполагаемые (б) по [Лунина и др., 2010]; 4 — сплошные горизонталы (проведены через 200 м); 5 — места определения амплитуды смещения.

Буквами обозначены: ДР – Дельтовый разлом, СЭР – Сахалин-Энхалуковский разлом.

Рис. 2. Радарограммы профилей 1 – 5 после первичной обработки.

Рис. 3. Фрагмент радарограммы с геологической колонкой по скважине № 3.

Рис. 4. Фрагменты радарограмм с наложенной интерпретацией вкрест простирания Дельтового разлома на сегменте между селами Шерашево и Инкино.

Римские цифры в верхнем левом углу соответствуют номерам профилей. На профиле II в выноске пунктиром показана аномальная зона, ассоциируемая с областью разжижения отложений. Цифрами показаны номера георадарных комплексов.

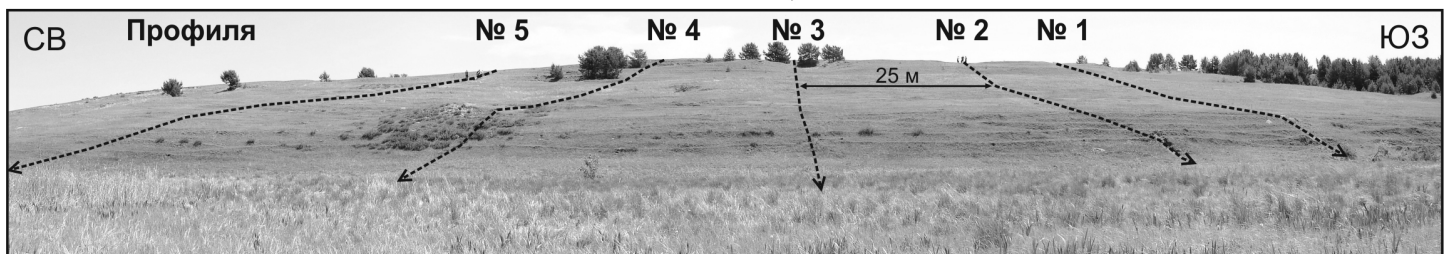
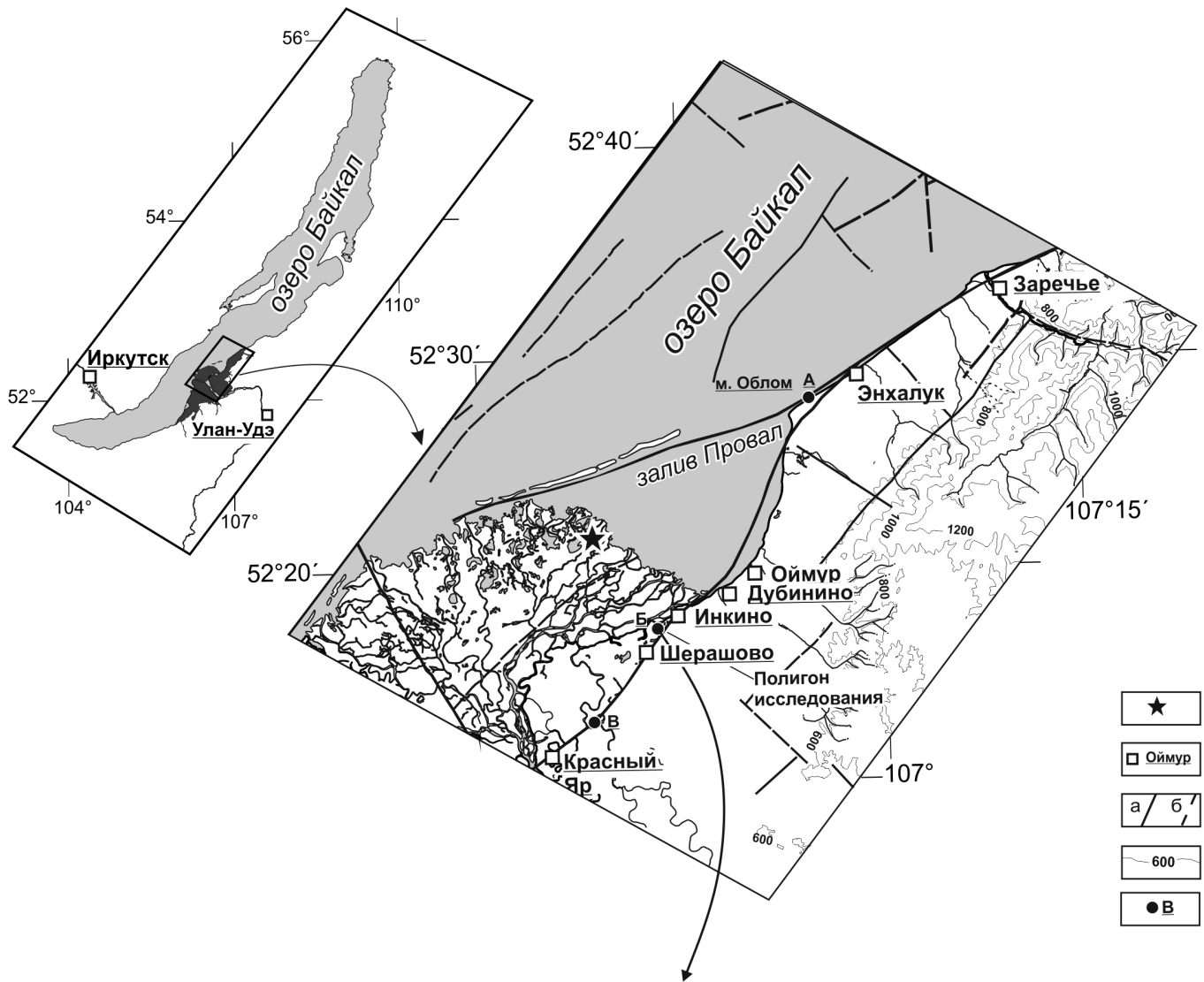
Рис. 5. Фрагмент радарограммы профиля №4 с наложенной интерпретацией вкрест простирания Дельтового разлома на сегменте между селами Шерашево и Инкино.

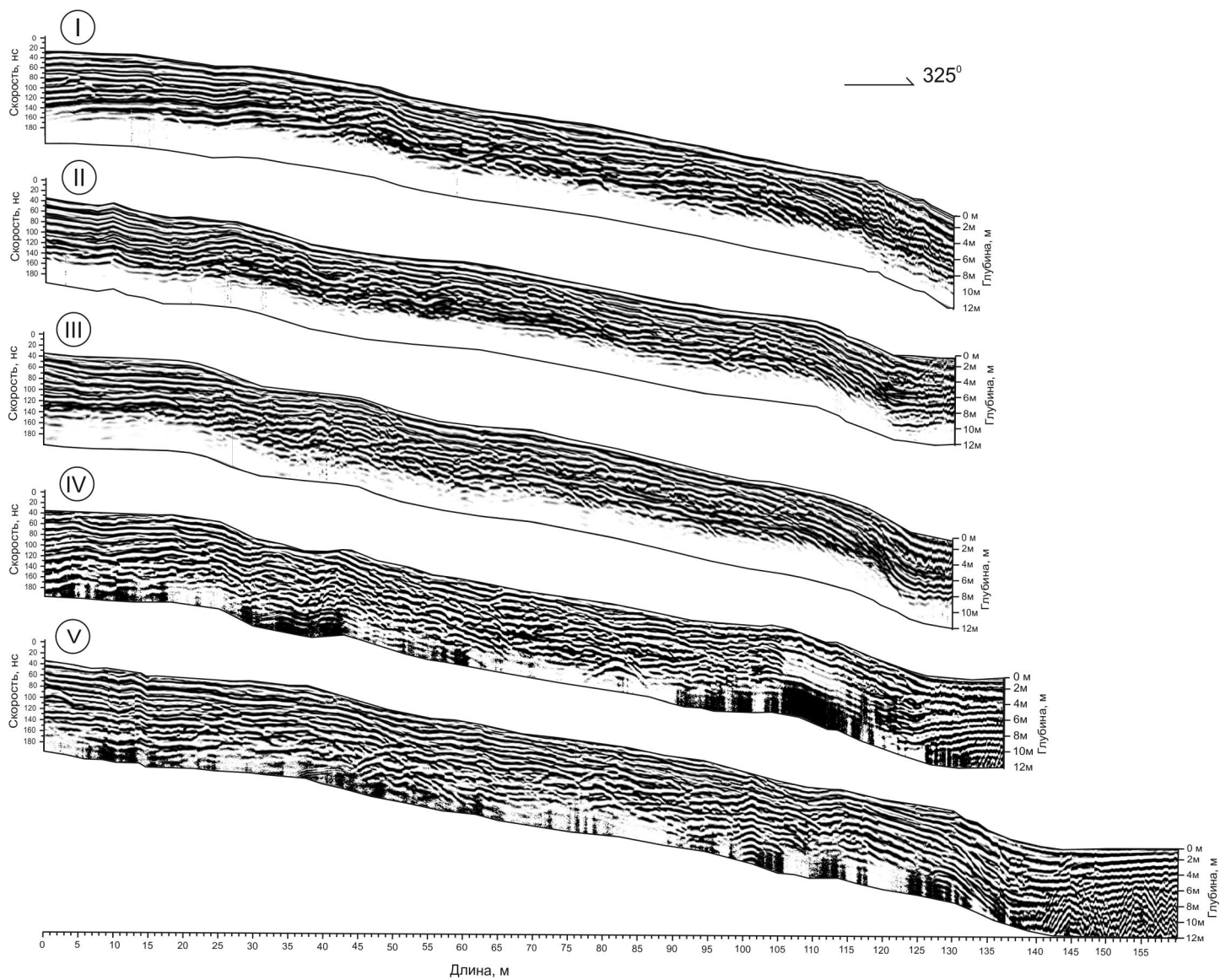
Сверху – фрагмент радарограммы, полученной антенной АБ-250. Справа – разрез канавы на 4 профиле. Разрез канавы: 1 – почвенно-растительный слой; 2 – почва песчаная серого цвета, плотная; 3 – мелко-среднезернистый песок средний до мелкого желто-коричневого цвета, текстура массивная с корнями растений; 4 – мелкозернистый песок светло-коричневого цвета с редким включениями комковатого гумуса и корнями растений, неясно слоистый наклон слоёв согласен падению склона; 5 – почва в форме клина с полуразложившимися остатками растений; 6 – песок мелкозернистый коричневый, текстура массивная; 7 – песок мелкий до пылеватого с массивной текстурой и неравномерными пятнами лимонитизированного песка; 8 – Супесь песчаная, серокоричневая; 9 – песок мелкозернистый, рыжеватый, неясно-слоистый; 10 – песок, коричневый, массивная текстура.

Рис. 6. 3D модели исследуемого участка. Римскими цифрами в верхнем левом углу показаны модели развития уступа Дельтового разлома в разные временные промежутки. I – показывает структурно-геоморфологической обстановку сразу после землетрясения 1862 г.; II – модель участка для настоящего времени.

Таблица 1. Вертикальные амплитуды смещений, определённые на разных участках Дельтового разлома

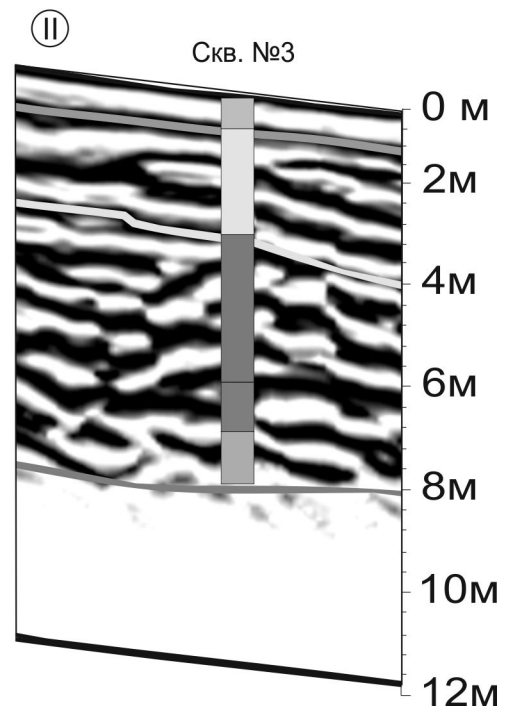
Место определения (см. рис. 1.)	Вертикальная амплитуда смещения (м)	Источник
Мыс Облом	8	[Kondorskaya, Shebalin, 1982]
Между селами Шерашово – Красный Яр	2,83	[Лунина и др., 2012]
Дубинино – Оймур	4,26	[Фитингоф, 1865]
Между селами Инкино – Шерашово	от 2,6 до 4,6	[Настоящая работа]

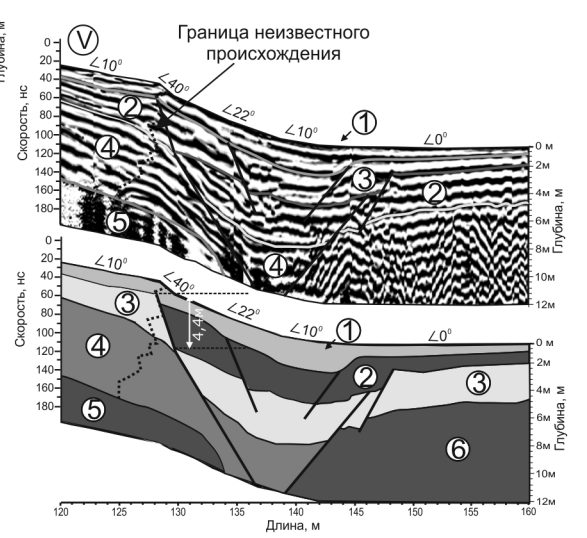
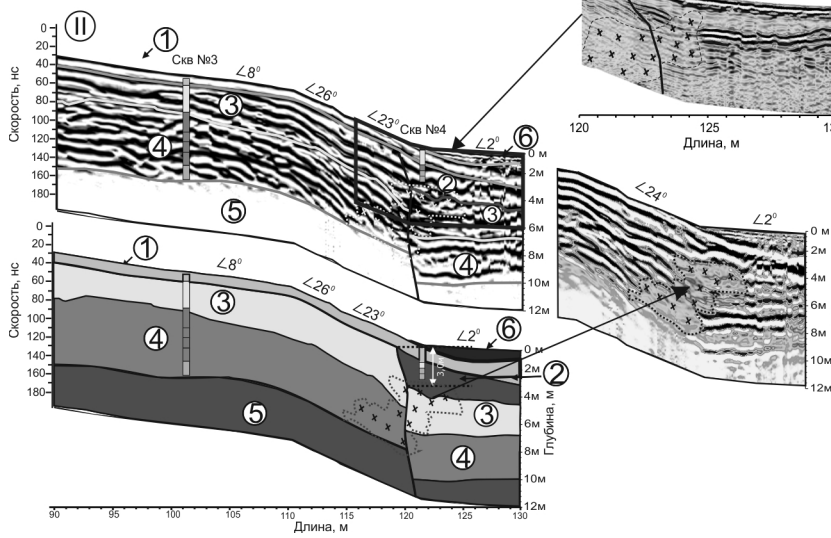
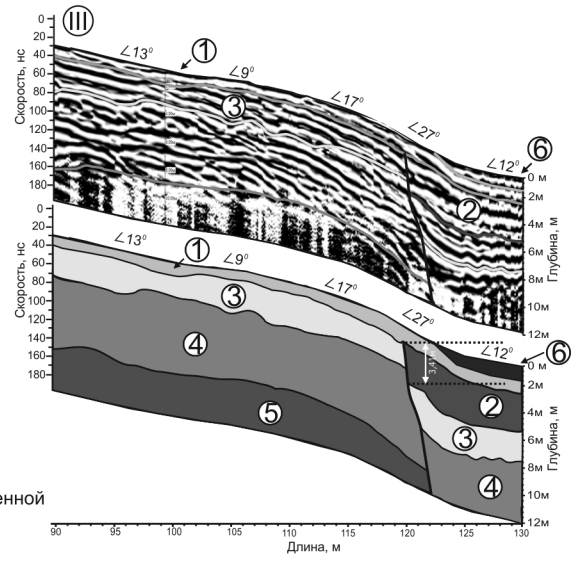
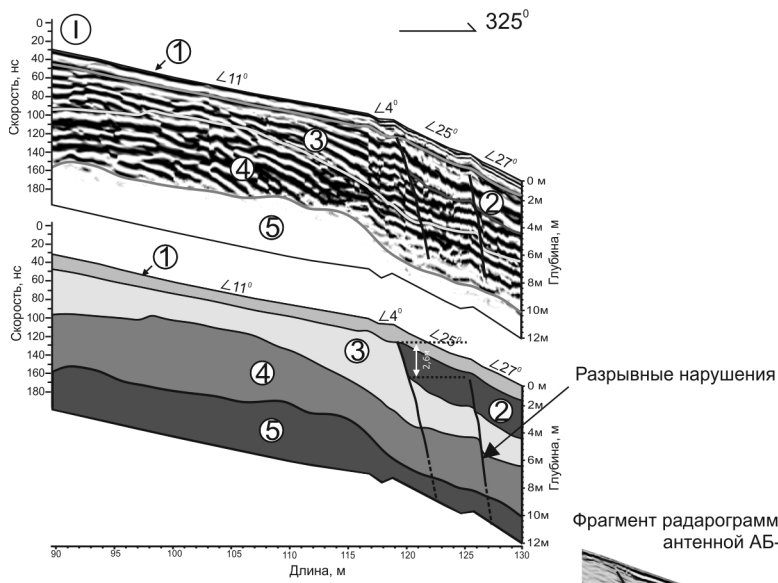




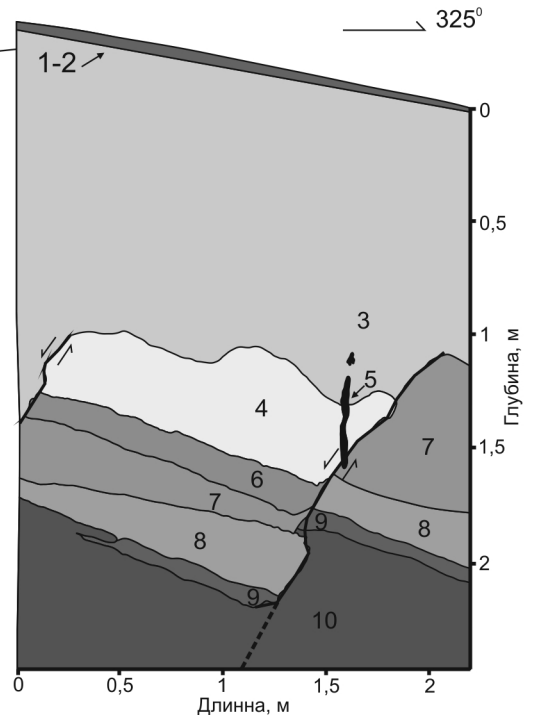
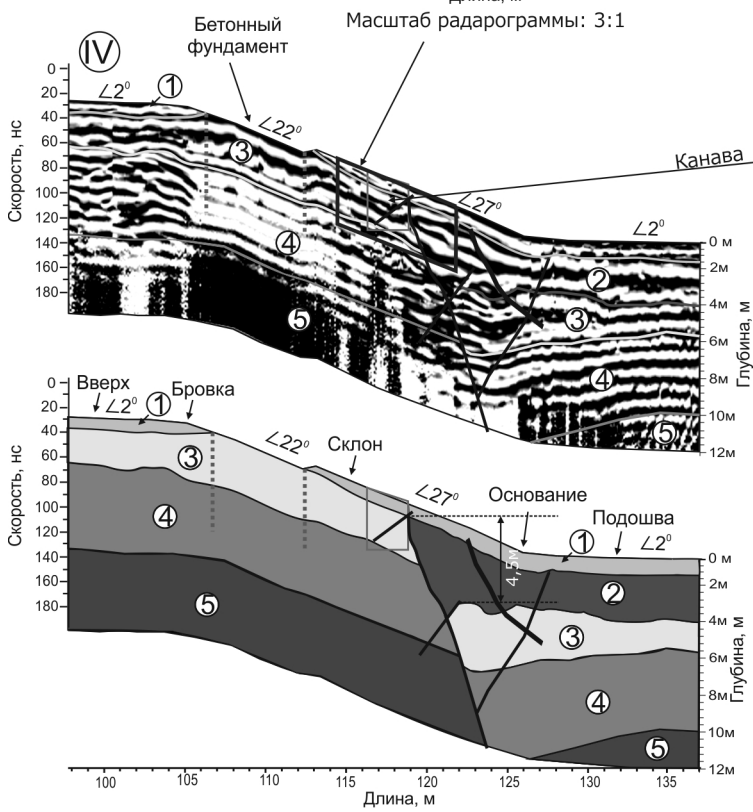
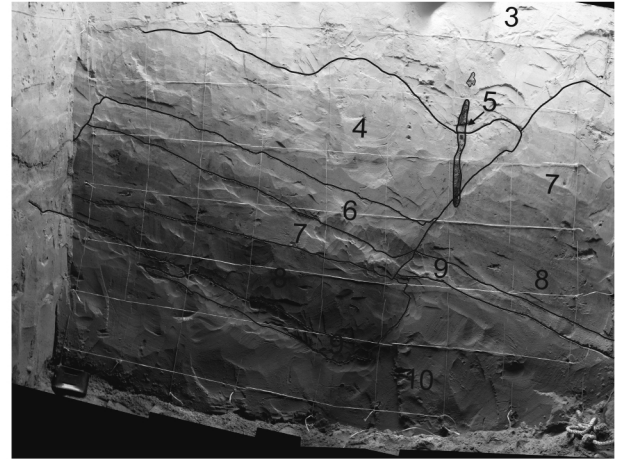
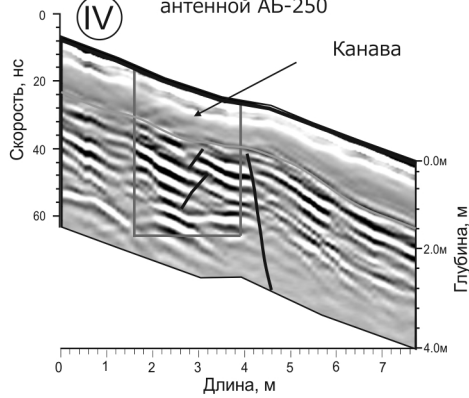
Геологическая колонка по Скважине № 3, профиль II

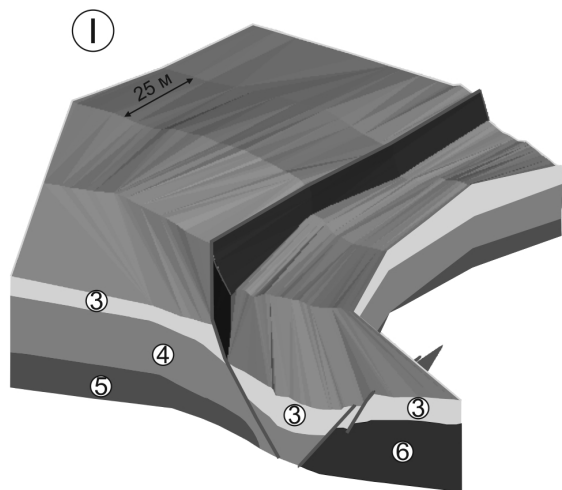
№ слоя	Интервал, м	Мощность, м	Литологическая колонка	Описание пород
1	0-0,55	0,55		Супесь, светло-коричневая
2	0,55-2,68	2,13		Тонкозернистый песок, рыжевато-коричневый
3	2,68-6,88	4,2		Тонкозернистый песок, рыжевато-коричневый с включениями суглинки
4	6,88-8,00	>1,22		Тонкозернистый песок, рыжевато-коричневый, мокрый. На глубине 7,8 м. обводненный





Фрагмент радарограммы пройденной антенной АБ-250





C
Ю

