

Федеральное агентство научных организаций  
Федеральное государственное бюджетное научное учреждение  
«Федеральный исследовательский центр  
Институт прикладной физики Российской академии наук»  
(ИПФ РАН)

На правах рукописи

КОНЬКОВ Андрей Игоревич

**РАЗРАБОТКА И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ АПРОБАЦИЯ  
МЕТОДА КОГЕРЕНТНОЙ МАЛОГЛУБИННОЙ  
СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ДИАГНОСТИКИ  
НА ОСНОВЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН**

01.04.06 – акустика

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:  
зав. лаб. ИПФ РАН,  
доктор физико-математических наук  
Андрей Вадимович Лебедев

Нижний Новгород  
2016

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ.....</b>	<b>3</b>
<b>ГЛАВА 1. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ НОВОГО МЕТОДА СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ДИАГНОСТИКИ НА ОСНОВЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН ...</b>	<b>23</b>
§1.1. МЕТОД СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН SASW.....	24
§1.2. ОПИСАНИЕ СХЕМЫ ЧИСЛЕННОГО РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ .....	33
§1.3. ПРЕДЛАГАЕМАЯ СХЕМА РЕКОНСТРУКЦИИ ПАРАМЕТРОВ СЛОИСТЫХ СРЕД С УЧЕТОМ ОТНОШЕНИЯ АМПЛИТУД ПРОЕКЦИЙ ВЕКТОРА СМЕЩЕНИЯ.....	39
§1.4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	54
<b>ГЛАВА 2. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА PASW ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ РЕКОНСТРУКЦИИ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАЗРЕЗА ЗЕМНЫХ ПОРОД.....</b>	<b>55</b>
§2.1. МОНИТОРИНГ ЕСТЕСТВЕННЫХ (СЕЗОННЫХ) ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ ВОДЫ В ГРУНТЕ .....	58
§2.2. МОНИТОРИНГ ИЗМЕНЕНИЙ ХАРАКТЕРИСТИК ГРУНТА, СВЯЗАННЫХ С ИСКУССТВЕННЫМ ВОДОНАСЫЩЕНИЕМ. ....	70
§2.3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	79
<b>ГЛАВА 3. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА PASW ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ДИАГНОСТИКИ ОБЪЕМНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ.....</b>	<b>81</b>
§3.1. ОЦЕНКА ТРЕЩИНОВАТОСТИ ЗЕМНЫХ ПОРОД. ....	82
§3.2. ОБНАРУЖЕНИЕ МАЛОКОНТРАСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ, СВЯЗАННЫХ С АРХЕОЛОГИЧЕСКИМИ ЗАХОРОНЕНИЯМИ.....	85
§3.3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	89
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>	<b>91</b>
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....</b>	<b>93</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ. РЕЗУЛЬТАТЫ СТАНДАРТНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ (МАГНИТОРАЗВЕДКА, ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА, ГЕОРАДИОЛОКАЦИЯ) НА АРХЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПЛОЩАДКЕ. ....</b>	<b>103</b>

## ВВЕДЕНИЕ

### **Актуальность темы диссертации.**

Сейсмоакустические методы исследования основаны на изучении среды посредством пробных акустических волн, распространяющихся в земных породах. Вызванные взрывом, ударом или другим источником возбуждения упругие волны способны проникать в толщу коры на большую глубину (сейсмические волны являются единственными, способными проникать на значительные горизонты, и поэтому акустические методы изучения Земли для многих задач практически не имеют альтернативы) [Гурвич и Боганик, 1980].

Помимо сейсмоакустики, при проведении геофизических исследований используют также множество других методов: гравиразведку [Hall and Hajnal, 1962], электроразведку [Куфуд, 1984; Slater, 2007], магниторазведку [Носкевич и др., 2010], ядерные [Legchenko et al., 2002], термометрию [Bittelli, 2011], георадиолокацию [Binley et. al, 2002; Huisman et. al., 2003] и т.д. Тем не менее, связь модулей упругости и прочности со скоростями распространения акустических волн наиболее проста по сравнению с эмпирическими зависимостями между электрическими и механическими свойствами [Никитин, 1981; Samouëliana et. al., 2005]. Кроме того, хорошо известные зависимости упругих параметров от наличия и концентрации дефектов позволяют производить их диагностику [Mavko et. al., 2009; Kuster and Toksöz, 1974].

Сейсмоакустические методы исследования по типу используемых источников делятся на активные и пассивные. В активных методах применяется различное оборудование для возбуждения сейсмических волн, в то время как в пассивных – фоновый шум.

В последние годы за рубежом в области поверхностно-волновой томографии для изучения строения коры и верхней мантии стало широко развиваться направление, основанное на использовании записей сейсмического шума, образованного возмущениями окружающей среды. Этот сейсмический шум может быть

вызван как естественными факторами (например, колебанием деревьев под действием ветра или микросейсмами – непрерывными движениями почвы, возбуждаемыми давлением стоячих океанических волн, которые образуются в области возникновения шторма или вблизи берега [Аки и Ричардс, 1983]), так и антропогенными (вызванными работой заводов, линий метрополитена, пролетающими вертолетами и т.д. [Snieder and Wapenaar, 2010; Chang and Biondi, 2015; Riahi and Gerstoft, 2015]). В этом случае кросс-корреляционная обработка позволяет выделить поверхностную волну Рэлея, а вклад остальных волн ослабить: при использовании такого подхода оказывается, что вклад в корреляционную функцию вносят только источники, расположенные на линии, соединяющей два приемника вне отрезка между ними [Королева и др., 2009]. Тем не менее, стоит отметить, что для решения практических задач (например, локализации неоднородностей по рассеянию зондирующего сигнала) в таком случае необходимо производить длительное накопление сигналов с целью увеличения отношения сигнал/шум, что приводит к техническим сложностям (необходимости хранить и передавать большие массивы данных) и существенным временным затратам.

Среди основных активных сейсмических методов, применяющихся при решении различных задач сейсморазведки, стоит выделить следующие:

1. Метод отраженных волн (МОВ). Основан на измерении времени пробега отраженной волны от одного источника до нескольких точек наблюдения, что дает возможность вычислить скорость распространения волны в среде и определить положение границы, на которой произошло отражение (отражающей границы) [Гурвич и Боганик, 1980; Шерифф и Гелдарт, 1987; Хаттон и др., 1989]. Основы метода были разработаны в СССР в 1920-х гг., а в практику сейсморазведки он начал внедряться с 1935 г. Этот метод имеет хорошую разрешающую способность, при его использовании возможно исследование тонкослоистых сред, а также регистрация отражений, независимо от того, увеличивается или уменьшается волновое сопротивление при переходе из верхнего слоя в нижний. Однако МОВ может лишь указать наличие отражающей границы, ничего не говоря о характере породы, слагающей слой [Красильников, 1954]. Кроме того, сложность представ-

ляют задачи разрешения границ с толщиной менее длины волны [Du and Long, 2003], которую в случае малоглубинных измерений нельзя решить путем простого увеличения частоты вследствие ее пропорциональности затуханию.

2. Метод преломленных волн (МПВ). Основан на понятии угла полного внутреннего отражения: в случае двухслойной структуры, в которой скорость в верхнем слое (№1) меньше, чем скорость в нижнем (№2), луч, падающий на границу раздела под критическим углом  $\arctan(V_1/V_2)$  преломляется, и соответствующая преломленная волна распространяется по кровле второй среды со скоростью  $V_2$ , порождая так называемые головные волны [Шерифф и Гелдарт, 1987], которые и выходят из него под тем же критическим углом, а затем регистрируются. Волны этого происхождения раньше назывались минтроповскими в честь немецкого геофизика Л. Минтропа, который впервые начал их широкое промышленное использование [Бондарев, 2003]. Он и предложил в 1919 г. простейшую модификацию этого метода. В МПВ выходящие на поверхность головные волны измеряются вертикальными геофонами, что позволяет определять положение границ раздела и судить о составе пород, слагающих слой [Гурвич и Боганик, 1980; Хаттон и др., 1989]. Однако путем его применения можно обнаружить только такие слои, в которых скорость распространения волн больше, чем в вышележащих породах. В связи с этим МПВ имеет более ограниченное применение по сравнению с МОВ. В конце 30-х годов XX в. советскими учеными была установлена зависимость между периодом преломленной (головной) волны и глубинным положением преломляющей границы, в результате чего была создана соответствующая аппаратура для проведения исследований корреляционным методом преломленных волн (КМПВ), созданным под руководством Г.А. Гамбурцева [Верпаховская, 2011].

3. Скважинные методы (вертикальное сейсмическое профилирование, межскважинное прозвучивание и т.д.). Скорости продольной и поперечной волны измеряются по времени пробега между источником и одним (несколькими) приемниками, которые могут быть расположены как в скважине, так и на поверхности

(в зависимости от конкретной схемы реализации). Из проведенного анализа литературы следует, что методика межскважинных акустических измерений является в сейсморазведке старейшей: в 1917 г. Р. Фессенден с ее помощью предложил метод локализации рудных тел [Нолет и др., 1990]. Их преимуществом является возможность обеспечить высокую разрешающую способность при изучении горной породы в ближайшей окрестности скважины. Но, как следует из названия, для их реализации необходимо проводить дорогостоящий процесс бурения по крайней мере одной скважины. Кроме того, особенности некоторых работ (археология, локализация мин и т.д.) накладывают очевидные ограничения на практическую реализацию таких методов. Применение сдвиговых горизонтально поляризованных (SH-) волн представляется более выигрышным при профилировании горизонтально-слоистых сред (при наличии соответствующего эффективного источника), поскольку при отражении от слоя образуется лишь по одной отраженной и преломленной волне (а не по две, как в случае излучения продольной или сдвиговой вертикально поляризованной (SV-) волны [Авербах и др., Межскважинное зондирование на SH-волнах – предварительные результаты]). Такой источник и был разработан в ИФП РАН. Пример применения межскважинного метода на поперечных SH-волнах с его использованием описан в [Авербах и др., 2012].

Известно, что для разрешения тонких структур требуется повышать частоты зондирования [Бреховских, 1973]. Однако, отличительной особенностью мало-глубинной сейсмоакустики (или т.н. зоны малых скоростей в коммерческой сейсморазведке) является наличие сильного затухания упругих волн в грунте, обусловленное, с одной стороны, его относительной рыхлостью по сравнению с коренными породами [Авербах и др., Применение мобильного сейсмоакустического комплекса для изучения геологической структуры и поиска неоднородностей на глубинах до 100 м], лежащими на значительных глубинах, и, с другой – сильной неоднородностью («мутностью») среды распространения сейсмоакустических волн [Николаев, 1981]. При наличии шума затухание является наиболее важным параметром, ограничивающим максимальную дальность наблюдения. Мелкомас-

штабные неоднородности такой среды приводит к дополнительному поглощению, связанному с рассеянием волн. Как показано в [Трапезникова и др., 1976], наличие тонкослоистой структуры среды, составленной из сильно рассеивающих контрастных слоев, приводит к увеличению фактора потерь на величину порядка  $10^{-2}$ . Из опыта проведения натуральных измерений в условиях полигона «Безводное» известно, что коэффициент затухания в сильно неоднородных верхних частях грунта (пески, суглинки и глины) достигает 0,04 – 0,05. Эти данные были получены в различное время года (лето / осень, сухая / влажная погода) и характерны для диапазона частот 60 – 300 Гц [Бреховских, 1973]. Этот диапазон отвечает средней длине объемной Р-волны порядка толщины слоя, что также ослабляет контрастность отражения. Это приводит к невозможности использования высоких частот (для описанных выше стандартных активных методов сейсморазведки они составляют сотни герц) для повышения разрешающей способности и необходимости поиска альтернативных методов исследования и источников.

Говоря об источниках сейсмических волн, необходимо вспомнить историю развития разведочной геофизики и наблюдавшееся стремление к созданию излучателей стабильного излучения с воспроизводимыми характеристиками [Гамбурцев и Гамбурцева, 2003]. Первыми источниками были взрывные. Их достоинством является простота реализации, компактность и большая амплитуда возбуждаемых волн. Очевидным недостатком – появление интенсивной воздушной и звуковой волны, разлет обломков и низкий КПД [Никитин, 1981]. Более экономичный вариант – ударные источники – характеризуются ограниченной мощностью и значительным оттоком энергии в пластические деформации. В середине 50-х годов XX века основатель советской школы разведочной геофизики академик Г.А. Гамбурцев предложил использовать взрывы в естественных водоемах, помещая заряд на заданную глубину при сохранении координат расположения источника относительно дневной поверхности. Идея Гамбурцева оказалась удачной – была достигнута повторяемость экспериментальных данных. Однако при проведении геофизических исследований не всегда поблизости имеется естественный водоем требуемой глубины, не говоря уже об экологических проблемах, связан-

ных с использованием взрывных источников. Также Гамбурцевым была выдвинута идея использования вибрационных источников и проведены первые расчеты. В дальнейшем это направление было развито его учениками [Чичинин, 1984], и в результате появились мощные вибрационные источники для решения разнообразных геофизических задач, включая задачи телесеismicкого исследования Земли. Подробнее с этими работами и примерами решения конкретных задач можно ознакомиться в сборнике [Цибульчик, 2004]. Отметим, что мощные вибрационные источники активно используются в коммерческой наземной сейсморазведке, и их доля в общем объеме геофизических работ составляет около 90% [Шерифф и Гелдарт, 1987]. Основным недостатком больших вибраторов является отсутствие долговременной стабильности излучения и, как следствие, невозможность накопления сигнала. Это связано с большой амплитудой сигналов, что обусловлено стремлением охватить максимальную площадь за минимальное время (характерные масштабы зондирования такими источниками – десятки и сотни километров [Цибульчик, 2004]). Тем не менее, в работе [Цибульчик, 2004] рассмотрены примеры практического применения стоячих волн в обследовании сооружений (плотины Саяно-Шушенской ГЭС, автодорожного моста, церкви) с использованием мощных вибрационных источников, но здесь делается акцент на анализе собственных колебаний их различных элементов, что выходит за предмет исследования малоглубинной сейсмоакустики. Стоит также отметить, что при увеличении амплитуды силы в месте ее приложения возникают необратимые пластические деформации. В результате свойства мощного вибрационного источника изменяются во времени непредсказуемым образом, а долговременное накопление становится невозможным.

Возможным решением данной проблемы является использование стабильного линейного вибрационного источника сейсмоакустического излучения. В этом случае малая амплитуда полезного сигнала рассеяния на протяженных (границы геологических образований с различной структурой внутренних связей) или локальных (включения) неоднородностях из-за необходимости использования относительно низких частот компенсируется высоким отношением сигнал/шум



[Николаев, 1981]. Это позволяет осуществлять когерентное накопление записей сигналов с целью увеличения глубины зондирования или повышения разрешающей способности при умеренных и малых уровнях излучения, что является принципиальным преимуществом когерентных источников: обеспечивается более высокая (в сравнении с традиционными источниками типа «Вибросейс» – гидравлическими вибраторами, смонтированными на специальных автомобилях массой около 8 тонн) разрешающая способность и глубина сейсмоакустического зондирования при относительно малых уровнях мощности зондирующих сигналов, не оказывающих заметного искажающего влияния на исследуемую среду [Лебедев и Малеханов, 2003].

Пример такого источника и его использования для решения задач инженерной сейсмологии можно найти в работе [Ghose et. al., 1998]. Его возможности в сравнении с импульсным источником авторы продемонстрировали на примере решения некоторых типичных задач малоглубинной геофизики (при помощи МОВ): определения положения гранитной коренной породы, глинистого пласта, протока воды под слоем асфальта, полости в мягком осадочном отложении и т.д. Отмечая хорошее разрешение полученных данных (как вертикальное, так и горизонтальное), авторы указывают на необходимость доработки системы сбора и интерпретации данных для задач профилирования очень малых глубин (до 10 м) из-за наложения дифракционных картин от близко расположенных объектов. Отметим также, что методы когерентной обработки в работе [Ghose et. al., 1998] не рассматривались, а поверхностные волны рассматривались как волны-помехи (что является типичным для исследований на объемных волнах [Schuster, 2009]). Тем не менее, для решения задач диагностики структур на таких горизонтах использование поверхностных волн Рэлея представляется логичным: более половины энергии в приповерхностном слое переносится именно этой волной [Бондарев, 2003; Коган, 1975; Гуцин и др., 1981].

Аналогичный излучатель был независимо создан в ИПФ РАН приблизительно в то же время [Авербах и др., Мобильный приемно-излучающий комплекс для малоглубинной сейсмодиагностики]. В работе [Авербах и др., Диагностика

акустических свойств неконсолидированных сред в натуральных условиях] портативный (меньшие по сравнению с [Ghose et. al., 1998] размеры и масса обеспечивают его более удобное использование) вибрационный источник был успешно применен для локальной (по измерению акустического импеданса) диагностики состояния грунта непосредственно под плитой вибратора. Была продемонстрирована возможность определения степени рыхлости грунта, а также определены условия долговременной стабильности (когерентности) вибрационного источника.

В целом, опираясь на анализ литературных источников, можно отметить, что когерентная сейсмоакустика представлена в основном в ИПФ РАН. В середине 90-х годов XX века было предложено использовать накопленный к тому времени опыт гидроакустических исследований с использованием когерентных источников для анализа структуры приповерхностных слоев Земли. В 1996 г. была предложена схема возбуждения когерентного сейсмического излучения двумя согласованными со средой и друг с другом резонансными системами [Лебедев и Сутин, 1996]. Полученные оценки показали, что мощность излучения такой системы может достигать нескольких киловатт. Однако у нее имелись очевидные недостатки – необходимость точного согласования резонаторов, узкая полоса излучения и громоздкость конструкции. Фактически такая схема пригодна для создания стационарных пунктов излучения, работающих в режиме интерферометра, например, в областях с повышенным уровнем сейсмичности для мониторинга состояния геосреды. Идея возбуждения сейсмических волн из естественных водоемов была реализована в эксперименте в 1998 г. Эксперимент показал высокую эффективность возбуждения волн [Авербах и др., О применении гидроакустических излучателей для генерации сейсмических волн; Лебедев и Малеханов, 2003]. Поскольку речное русло равнинных рек устлано мягкими аллювиальными породами, дно оказывается относительно прозрачным и мягким для акустических волн, что обеспечивает широкую полосу сейсмоакустического излучения. В дальнейшем были выполнены исследования по когерентному зондированию искусственных и природных неоднородностей (задачи сейсмической томографии) [Авербах и др., 1999; Авербах и др., Сейсмоакустическое зондирование искусственных

неоднородностей в грунте; Лебедев и Марышев, 1998], показавшие перспективность использования когерентных источников в сейсморазведке. В работе [Авербах и др., Сейсмоакустическое зондирование искусственных неоднородностей в грунте] была решена задача построения изображения подземного туннеля. Ряд других интересных результатов, полученных при использовании когерентности сейсмоакустического излучения, представлен в обзоре [Лебедев и Малеханов, 2003].

Целью настоящей работы является разработка нового метода дистанционной сейсмоакустики для решения задач малоглубинной диагностики состояния природных сред. Исследование акустических свойств природных сред на малых глубинах проводится в основном при использовании поверхностных волн в качестве зондирующих. Это связано, прежде всего, с их более слабой геометрической расходимостью по сравнению с объемными волнами: в верхних слоях Земли, характеризующихся большим затуханием и неоднородностью среды распространения это является, безусловно, важным фактором. В работе [Заславский и Заславский, 2009], где рассматриваются особенности распространения волн от импульсного источника вблизи границы «горизонтальная поверхность – крутой склон» (аналог акустической задачи о возбуждении волн в клине [Викторов, 1981]) отмечается одинаковое разрешение  $\sim 3-4$  м по глубине при зондировании по рэлеевским и объемным Р-волнам. Однако более высокая эффективность возбуждения поверхностных волн Рэля вибрационным источником вертикальной силы (95% излучаемой с его помощью энергии переносится именно поверхностной волной [Бондарев, 2003]) позволяет надеяться на лучшую разрешающую способность при решении задач профилирования приповерхностных структур.

В основе известных к настоящему времени методов, основанных на анализе поверхностной волны Рэля (см. §1.1, где приведен соответствующий обзор), лежит связь дисперсии фазовой скорости с неоднородностью исследуемой среды. При этом, как правило, задается априорное или типичное значение коэффициента Пуассона (безразмерной величины, равной отношению относительного поперечного сжатия к относительному продольному растяжению [Ландау и Лиф-

шиц, 1987]), что позволяет связать зависимость фазовой скорости волны Рэлея с модулем сдвига. Однако, отсутствие информации об истинной величине коэффициента Пуассона и его зависимости от глубины не позволяет определять структуру внутренних связей и, следовательно, выделять потенциально опасные с точки зрения развития катастрофических процессов разрушения слои. Поэтому в процессе разработки нового метода малоглубинной диагностики основное внимание было уделено поиску возможности восстановления двух упругих параметров (скоростей объемных волн) в слоистой среде.

### **Цель работы.**

Диссертационная работа направлена на разработку и экспериментальную демонстрацию практических возможностей нового метода когерентной сейсмоакустической диагностики земных пород на малых глубинах. При этом ставились следующие задачи:

1. Исследование возможности определения скоростей объемных (продольной и сдвиговой) волн в слоистой среде путем рассмотрения, дополнительно к дисперсионной характеристике, частотной зависимости отношения амплитуд проекций вектора смещений в волне Рэлея и на этой основе развитие нового метода когерентной сейсмоакустической диагностики.

2. Экспериментальная демонстрация возможностей предложенного метода в приложении к практически важным задачам сейсмоакустической диагностики: реконструкции вертикального профиля упругих параметров земных пород (скоростей продольных и сдвиговых волн, коэффициента Пуассона), оценки устойчивости склонов, локализации малококонтрастных неоднородностей.

### **Научная обоснованность и достоверность результатов.**

Результаты теоретических исследований [Коньков и др., 2016] основаны на использовании стандартных методов решения задач о распространении волн в слоистых средах. Анализ полученных зависимостей указывает на согласие с известными ранее результатами и физическую обоснованность обнаруженных новых решений. В экспериментальных исследованиях использовался калиброванный источник сейсмоакустического излучения и стандартные многоканальные

цифровые сейсмические станции. Измерения проводились в основном на сейсмоакустическом полигоне ИПФ РАН «Безводное», для которого имеется информация о структуре приповерхностных слоев. При обработке полученных экспериментальных данных использованы стандартные математические процедуры (например, построение пространственно-временных спектров [Хаттон и др., 1989]) и оригинальные методы обработки, основанные на известных математических процедурах. Полученные результаты реконструкции параметров сравнивались с полученными ранее на указанном полигоне, а также проводилось сопоставление результатов с известными и многократно апробированными модельными соображениями [Mavko et. al., 2009].

**Научная новизна** диссертации заключается в следующем.

1. Разработан новый метод спектрального анализа поверхностных волн, основанный на совместном анализе дисперсионной характеристики, отвечающей фундаментальной моде поверхностной волны Рэлея, и частотной зависимости отношения амплитуд проекций вектора смещений.

2. С помощью предложенного метода экспериментально апробированы следующие задачи сейсмоакустической диагностики: мониторинг насыщения водой приповерхностных слоев грунта, локализация пространственно-распределенных неоднородностей малого акустического контраста на фоне окружающих пород, диагностика оползневой опасности склона.

**Практическая значимость.**

Представленные в диссертации результаты представляют научный интерес для исследований изменения состояния природных сред под действием различных факторов, фильтрации жидкости в пористых средах, для оценки устойчивости при развитии катастрофических процессов и т.п. Они могут быть использованы при проведении изысканий под строительство инженерно-технических сооружений и коммуникаций, дистанционной диагностике устойчивости фундаментов и технического состояния трубопроводной сети, а также при определении потенциальной опасности развития оползневых процессов. Продемонстрированная возможность локализации неоднородностей малого контраста позволяет решать

задачи поиска потенциально опасных источников зарождения карстовых провалов, исследовать динамику их развития.

Кроме того, локализация неоднородностей малого контраста при помощи развитых в диссертации методов когерентной малоглубинной сейсмоакустической диагностики открывает возможности исследований в области археологии, что, по существу, является новым направлением в когерентной сейсмоакустике.

Разработанный в диссертации метод исследований, являясь дистанционным волновым методом, может быть использован в задачах технической диагностики качества деталей и механизмов при переходе на другой частотный диапазон с использованием силового источника и векторных приемников соответствующих типов.

Полученные результаты были использованы при выполнении исследовательских проектов по грантам РФФИ (№№ 11-05-00774, 11-02-01419, 11-05-97031, 13-05-97053, 14-05-31249, 14-02-00695, 15-05-08196, 15-45-02450), по программам фундаментальных исследований ОФН РАН «Когерентные акустические поля и сигналы» и «Фундаментальные основы акустической диагностики природных и искусственных сред».

#### **Личный вклад автора.**

Представленные в диссертации результаты получены либо лично автором, либо при его непосредственном участии. Автор принимал участие в разработке теоретической основы предложенного метода и его экспериментальной проверке, включая организацию и проведение комплексного эксперимента по локализации неоднородностей.

#### **Структура и объем диссертации.**

Диссертационная работа состоит из введения, трёх глав, заключения и приложения. Общий объем работы – 107 страниц, включая 42 рисунка и список литературы из 101 наименования.

#### **Краткое содержание работы.**

Во **введении** освещается современное состояние рассматриваемых в диссертации проблем, обосновываются актуальность темы работы и ее практическая

значимость, кратко излагается ее содержание, формулируются положения, выносимые на защиту.

В **первой главе** диссертации обосновано применение метода спектрального анализа поверхностных волн SASW для задач малоглубинной сейсмоакустики. Его основная идея заключается в построении дисперсионной кривой поверхностной волны и в дальнейшем определении параметров среды путем инверсии, в частности, в восстановлении профиля скорости сдвиговой волны. Глубина проникновения поверхностной волны пропорциональна ее длине, а скорость, соответствующая каждой частоте, определяется параметрами среды распространения, в частности, скоростью сдвиговой волны. Таким образом, неоднородности среды приводят к зависимости модуля сдвига от глубины.

В §1.1 приведено описание метода спектрального анализа поверхностных волн SASW, оценены его преимущества и недостатки, основные стадии реализации (сбор данных, обработка данных, прямое моделирование, инверсия). Здесь же рассматривается дополнительный способ реконструкции параметров такой среды, основанный на понятии эффективной глубины проникновения возмущений поверхностной волны Рэлея в виде вертикальных смещений и не требующий выполнения итерационной процедуры и позволяющий, таким образом, получить их грубую оценку (например, в качестве начального приближения).

В §1.2 приведена численная схема построения решения задачи в рамках горизонтально однородной плоско-слоистой среды (матрица пропагатора).

В §1.3 рассмотрено аналитическое решение эталонной задачи о распространении нормальных волн в среде, которая состоит из упругого слоя, лежащего на слое жидкости, покрывающем упругое полупространство [Коньков и др., 2016]. Получено выражение для определителя соответствующей системы уравнений относительно амплитуд потенциалов смещения. Рассмотрен ряд предельных случаев, позволяющий убедиться в его корректности (полупространство со скользящим контактом [Заславский и Митякова, 1992], слой жидкости между двумя упругими слоями одинаковой толщины [Korneev et. al., 2014]). Проведен анализ структуры мод, отвечающих «водной» волне, связанной с изгибными колебаниями верхнего

слоя (мода №1), и волне Рэлея (мода №2). Показано, что все нормальные моды в рассматриваемой модельной среде возбуждаются эффективно вертикальным силовым источником, что позволяет использовать анализ дисперсионных зависимостей и структуры мод для определения ее параметров.

Далее продемонстрировано, что такая характеристика, как отношение амплитуд горизонтальной и вертикальной проекций смещения  $u_r/u_z$  является важным диагностическим признаком и ее введение в спектральный анализ поверхностных волн (т.е. переход от «стандартного» метода SASW к разработанному в рамках диссертационной работы методу PASW) действительно имеет смысл и позволяет расширить возможности реконструкции параметров слоистых сред. Это позволяет отказаться от использования априорной информации о величине коэффициента Пуассона и определять его значение непосредственно из экспериментальных данных, получая таким образом информацию о вертикальном распределении скоростей продольной и сдвиговой волн в рамках плоско-слоистой модели.

В §1.4 приводится заключение к первой главе.

Во **второй главе** рассмотрены примеры применения разработанного метода PASW для реализации схемы диагностики устойчивости и мониторинга состояния природных сред в натуральных условиях при рассмотрении естественных (сезонных, §2.1) и искусственных (§2.2) вариаций уровня воды в грунте.

Для оценки скорости сдвиговой волны и коэффициента Пуассона осуществлялся поиск параметров среды, удовлетворяющих минимальному значению целевой функции. Целевая функция отвечала среднеквадратичному отклонению между измеренными и вычисленными величинами. Измеряемыми величинами являлись скорость распространения волны Рэлея и отношение амплитуд проекций  $u_r/u_z$ . Неизвестными параметрами рассматриваемой модели горизонтально однородной плоско-слоистой среды являлись мощность (толщина) слоя, а также скорости продольной ( $C_p$ ) и сдвиговой ( $C_s$ ) волн (в «стандартной» реализации метода SASW отношение  $C_p/C_s$  предполагается заданным). Количество слоев сначала задавалось большим, затем в процессе решения обратной задачи оно сокращалось за счет их объединения: в случаях, когда восстанавливаемые параметры среды ста-



новились близкими по значению, или слой становился слишком тонким – так, что погрешность определения параметров оказывалась больше разности параметров соседних слоев или их толщины.

Эксперименты, описанные в §2.1, проводились в разное время на одной и той же площадке: сейсмоакустическом полигоне ИПФ РАН «Безводное». Первая часть (с вибрационным источником) была выполнена в ходе экспедиции в июне 2009 г., вторая (с импульсным источником) – в ходе экспедиции в октябре 2011 г. В качестве вибрационного источника в эксперименте использовался широкополосный излучатель электродинамического типа, создающий осциллирующее вертикальное силовое воздействие (вертикальную силу). Излучаемый сигнал с линейно-частотной модуляцией (ЛЧМ) генерировался программным образом и через согласующие цепи подавался на излучатель. Полоса частот излучения составляла 50–500 Гц. Для реализации импульсного источника проводилась серия ударов массивным телом. Отношение сигнал/шум для импульсного источника составляло ~60 дБ, эффективно передаваемая полоса частот – 15–45 Гц, что позволило провести профилирование на глубинах до 5 м.

Прием сигналов осуществлялся при помощи двух цифровых 24-х канальных сейморазведочных станций «Лакколит X-M2», обеспечивавших запись вертикальных и горизонтальных проекций скорости колебаний свободной поверхности в полосе частот 5-500 Гц при низком уровне шумов. Сеймостанции оснащены калиброванными широкополосными геофонами. В ходе экспериментов приемные геофоны располагались в линию, попарно вертикальный и горизонтальный геофоны (регистрировавшие соответствующие смещения поверхности), с фиксированным расстоянием между позициями пар (1 м в эксперименте с вибрационным источником и 2 м для низкочастотных записей с импульсного источника), создавая, таким образом, приемную антенну. Время записи одной реализации составляло 1024 мс для вибрационного источника и 3072 мс для импульсного источника. В случае вибрационного источника производилось усреднение по 100 реализациям, для импульсного источника было записано 10 реализаций и накопление

не производилось (однако, результаты полученной затем реконструкции усреднялись).

Для выделения волны Рэлея из всех типов регистрируемых волн проводился анализ пространственно-временных спектров (F-K спектров, [Хаттон и др., 1989; Yilmaz, 2001]) сигналов, принятых с геофонов. Анализ F-K спектров сигналов, полученных при использовании всех типов источников, показал, что высшие моды проявляются на частотах выше 130 Гц, где из-за низкого отношения сигнал/шум их анализ не имел смысла. При излучении вибрационного источника пространственная частота Найквиста составляла  $0,5 \text{ м}^{-1}$ , при излучении импульсного –  $0,25 \text{ м}^{-1}$ . Временная частота Найквиста в обоих экспериментах составляла 500 Гц. Для определения дисперсии скорости волны Рэлея и отношения амплитуд проекций смещения на спектрах находились характеристические линии, отвечающие фундаментальной моде волны Рэлея (критериями фундаментальной моды являлись ее яркость и нулевая граничная частота). Фазовая скорость определялась делением образующих характеристические линии значений: круговой частоты  $\omega$  и волнового числа  $k$ , а отношение  $u_x/u_z$  – делением соответствующих спектральных амплитуд в точках, отвечающих вкладу волны Рэлея.

Далее приведено сравнение профилей, полученных по результатам экспериментов 2009 и 2011 гг., выделены характерные границы слагающих грунт слоев, объяснены эффекты, связанные с изменением значений упругих параметров при изменении степени насыщения грунта водой. В целях дополнительной верификации данных приведено их сравнение с результатами метода фазового межскважинного профилирования, проведенного на той же площадке в 2006 г.

Эксперименты с мониторингом грунта при его контролируемом водонасыщении, описанные в §2.2, проводились в 2013 и 2014 гг. Сейсмические волны возбуждались тем же установленным на поверхности вибратором, что и в серии предыдущих экспериментов. Приемно-излучающий комплекс выглядел аналогично описанному в §2.1.

В эксперименте 2013 г. на контрольную область в течение двух дней, с перерывом на ночь выливался известный объем воды (общий объем отвечает уров-

ню осадков в 50 мм или приблизительно их месячной норме в месте проведения измерений). Приведен результат решения обратной задачи по минимизации параметров среды для трех характерных моментов времени проведения эксперимента, а также дано физическое объяснение изменений таких параметров, как скорости продольной и сдвиговой волны в зависимости от объема жидкости в верхних слоях.

В 2014 г. на полигоне «Безводное» была проведена серия экспериментов с целью продолжения исследования механоакустических свойств дисперсного грунта и его неустойчивости при насыщении жидкостью в натуральных условиях. За неделю до эксперимента была выкопана траншея шириной 20 см и глубиной 50 см, в которую был помещен шланг с отверстиями. Грунт затем был тщательно утрамбован. Один конец шланга был заглушен, а второй – подсоединен к системе центрального водоснабжения через счетчик воды. Счетчик имел погрешность 0,1 л, что при полном объеме вылитой жидкости 224 л пренебрежимо мало.

Приемная антенна, состоящая из геофонов горизонтальной и вертикальной поляризации (аналогично вышеописанным экспериментам), была размещена на поверхности, вдоль линии шланга. На расстоянии 1 м от крайнего датчика устанавливался вибратор. Вибратор возбуждался ЛЧМ-сигналом в полосе от 3 до 430 Гц. Во время насыщения грунта водой проводилась непрерывная запись отклика среды. По завершению эксперимента грунт под вибратором провалился, и вибратор потерял свое вертикальное положение. Запись была непрерывной, что позволило в дальнейшем выделить наиболее характерные этапы насыщения и связанные с ними изменения.

В результате решения обратной задачи был определен характер изменений модуля сдвига и коэффициента Пуассона с течением времени в объеме раскопанной траншеи.

Для определения нелинейных параметров грунта был проведен анализ сигналов с акселерометров, установленных на вибратор (один из них крепился к плите, которая контактировала с грунтом; второй устанавливался на опорную массу,

соединенную с плитой при помощи пружины). Показан гистерезисный характер зависимости силы от смещения.

В §2.3 произведено сравнение возможностей применения импульсного и когерентного вибрационного источников для решения круга описанных во второй главе задач и сделаны основные выводы о возможностях разработанного метода PASW для диагностики устойчивости и мониторинга степени насыщения водой пористых сред в условиях их естественного залегания, что может быть полезно как для развития систем диагностики, так и в фундаментальных исследованиях.

В **третьей главе** диссертации продемонстрированы возможности разработанного метода PASW для решения задач локализации пространственно-распределенных неоднородностей. Эти задачи отвечают переходу от двумерной в трехмерную область.

В §3.1 предложена пробная схема диагностики оползнеопасности склона, основанная на сравнении частотных характеристик волны Рэлея (фазовой скорости и отношения амплитуд проекций смещения), измеренных вдоль и поперек склона. Измерения были проведены на склоне с уклоном около  $30^\circ$  при размещении источника и двух приемных антенн составленных из геофонов, регистрирующих вертикальную и горизонтальную проекции смещения, в направлениях, которые отвечают распространению волн вдоль и поперек склона. Далее приведено объяснение полученных зависимостей на основе факта анизотропии скоростей объемных волн, распространяющихся вдоль и поперек склона, связанной с наличием ориентированных в нем трещин.

В §3.2 представлен результат разработанной модификации метода спектрального анализа поверхностных волн PASW для решения задачи оконтуривания археологических площадок при условии малого акустического контраста неоднородностей на фоне окружающего грунта. Апробация была произведена на могильнике угро-финских племен IV – VII вв. н.э., расположенного в Богородском р-не Нижегородской обл. Грунт в месте проведения соответствующих измерений был по составу схожим с грунтом в месте проведения большинства описанных в диссертации экспериментов (суглинок). Обработка данных на основе развитого

сейсмоакустического метода позволила локализовать ряд малоконтрастных приповерхностных неоднородностей грунта, которые связаны с присутствием останков древних захоронений.

В §3.3 приводится заключение к третьей главе.

В **Заключении** сформулированы основные результаты диссертации.

В **Приложении** приведено сравнение данных сейсмоакустического метода PASW с результатами других геофизических методов.

**Основные положения, выносимые на защиту.**

1. Совместный анализ дисперсии фазовой скорости фундаментальной моды поверхностной волны Рэлея и частотной зависимости отношения амплитуд проекций вектора смещений в этой волне позволяет реконструировать распределение коэффициента Пуассона по глубине в рамках модели горизонтально однородной плоско-слоистой среды.

2. Диагностика наличия водоносного слоя, его глубины залегания и мощности возможна при использовании поверхностных волн, не имеющих критических частот.

3. Разработанный метод позволяет решать задачи дистанционной сейсмоакустической диагностики и мониторинга состояния верхнего слоя земных пород, оценки объемного содержания трещин на склоне, локализации неоднородностей малого акустического контраста.

**Публикации и апробация результатов.** Основные результаты диссертационной работы опубликованы в 24 публикациях (5 статей, а также 19 докладов и тезисов докладов), которые были представлены на следующих конференциях:

- XV научная конференция по радиофизике, посвященная 110-й годовщине со дня рождения А.А. Андропова (Нижний Новгород, 2011)
- VII международная научно-техническая конкурс-конференция молодых специалистов «ГЕОФИЗИКА – 2011» (Санкт-Петербург, 2011)
- XVI научная конференция по радиофизике, посвященная 100-летию со дня рождения А.Н. Бархатова (Нижний Новгород, 2012)

- 18th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics (Paris, 2012)
- Сессия Научного совета РАН по акустике и XXV сессия Российского акустического общества (Москва, 2012)
- XVIII Нижегородская сессия молодых ученых (Нижегородская обл., 2013)
- Форум молодых ученых (Нижний Новгород, 2013)
- TECNIACÚSTICA 2013 (Valladolid, 2013) (приглашенный доклад)
- 5th International Geosciences Student Conference (Nizhny Novgorod, 2014),
- 1-я Всероссийская акустическая конференция (Москва, 2014)
- Сейсмические технолгии-2015 (Москва, 2015)
- XX Нижегородская сессия молодых ученых (Нижегородская обл., 2015)
- XIX научная конференция по радиофизике, посвященная 70-летию радиофизического факультета (Нижний Новгород, 2015)
- 6th International Geosciences Student Conference (Prague, 2015)
- SEG International Exhibition & 85th Annual Meeting (New Orleans, 2015)
- 170th Acoustical Society of America Meeting (Jacksonville, 2015)
- VI International Conference of Young Scientists and Students “Multidisciplinary approach to solving problems of geology and geophysics” (Baku, 2015),  
а также на семинаре «Акустика неоднородных сред» им. профессора С.А. Рыбака, (Москва, Акустический институт имени академика Н.Н. Андреева, 3 декабря 2015 г.) и семинарах в ИПФ РАН.

## **Глава 1. Теоретическое обоснование нового метода сейсмоакустической диагностики на основе поверхностных волн**

Неоднородности природных сред имеют горизонтальный и вертикальный масштабы. Вблизи поверхности основные изменения их свойств определяются глубиной. При наличии стратификации свойств приповерхностных слоев появляется дисперсия, а поскольку поверхностная волна по своей природе неоднородная, с экспоненциальным характером ослабления с глубиной, то изменение частоты приводит к изменению эффективной глубины проникновения. Анализ дисперсии поверхностных волн позволяет судить об изменении ее скорости с глубиной. В основе метода спектрального анализа поверхностных волн (сокр. SASW от англ. «Spectral Analysis of Surface Waves») лежат следующие физические положения.

Хорошо известно, что скорость поверхностной волны Рэлея на границе однородного полупространства или на границе раздела двух упругих полупространств не зависит от частоты и определяется материальными параметрами упругой среды (упругих сред) [Ландау и Лифшиц, 1987]. Отсутствие дисперсии поверхностных волн в однородном полупространстве связано с отсутствием масштаба глубины. В случае неоднородной среды с уменьшением частоты излучения глубина проникновения волны Рэлея увеличивается – другими словами, появляется ее частотная дисперсия, т.е. зависимость фазовой скорости от частоты. Основная идея SASW заключается в построении дисперсионной кривой поверхностной волны и в дальнейшем определении параметров среды путем инверсии, в частности, в восстановлении профиля скорости сдвиговой волны. Глубина проникновения поверхностной волны пропорциональна ее длине, а скорость, соответствующая каждой частоте, определяется параметрами среды распространения, в частности, скоростью сдвиговой волны. Иными словами, низкочастотные компоненты

определяются параметрами глубоких слоев, а высокочастотные «захватывают» малые глубины (рис. 1).

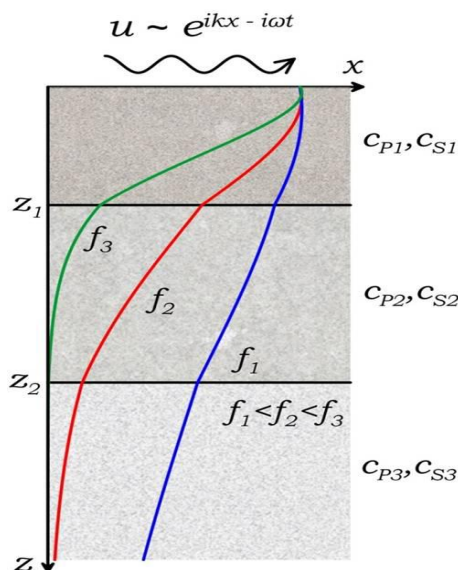


Рис. 1. Качественная зависимость глубины проникновения фундаментальной моды волны Рэлея от частоты.

### §1.1. Метод спектрального анализа поверхностных волн SASW

Идею использования поверхностных волн для профилирования верхних слоев Земли предложил Джонс, который в 1958 г. предложил процедуру восстановления профиля модуля сдвига на основе анализа дисперсии волны Рэлея [Stokoe et. al., 1989]. Метод приобрел популярность в конце 80-х с появлением мощных ЭВМ и многоканальных систем записи данных и получил название SASW. Для его реализации необходимо располагать как минимум двумя геофонами, расположив источник (например, ударный) на соединяющей их линии на удалении, достаточном для пренебрежения эффектами ближнего поля в интересующей полосе частот. В простейшем случае анализ зависимости фазы взаимного спектра двух принятых сигналов от частоты  $\varphi(f)$  позволяет определить скорость волны Рэлея как  $C_R = 2\pi fd / \varphi$ , где  $d$  – расстояние между геофонами [Stokoe et. al., 1989]. Более сложные реализации метода требуют применения процедур стробирования и/или F-K фильтрации (фильтрации по временным и пространственным частотам) для выделения вклада волны Рэлея при использова-



нии большого числа приемников (сокр. MASW от «Multichannel Analysis of Surface Waves»), что повышает достоверность данных [Park et. al., 1999]. В настоящее время разработано довольно много модификаций метода SASW/MASW, различающихся типом исследуемых волн (основная гармоника волн Рэлея или Лява или их высшие гармоники), режимом проведения наблюдений (активный или пассивный) и частотным диапазоном измерений<sup>1</sup>.

Простота метода SASW сделала его популярным в задачах исследования приповерхностных слоев земных пород (в том числе с целью диагностики землетрясений и динамических нагрузок), особенно если использование разрушающих методов по некоторым причинам затруднено (например, при диагностике дорожных покрытий, мостов, туннелей и т.д.) [Campanella, 1994]. В работе [Alam et. al., 2007] описан алгоритм применения SASW для локализации наземных мин. Метод активно применяется также при диагностике дефектов деталей механизмов (ввиду того факта, что наличие трещин также приводит к дисперсии). Таким образом, многие прикладные задачи современной акустики решаются с использованием этого метода.

Для обоснования достоинств метода SASW обычно приводятся следующие соображения:

- 1). Более половины энергии в приповерхностном слое переносится волной Рэлея [Бондарев, 2003; Коган, 1975; Гушин и др., 1981] Ширина этого слоя является фиксированной величиной для данной частоты.
- 2). В нижней части частотного диапазона при одинаковых коэффициентах затухания волна Рэлея затухает не так сильно, как остальные волны (являясь цилиндрической волной, ее амплитуда пропорциональна  $\frac{1}{\sqrt{r}}$ , а не  $\frac{1}{r}$  как в случае сферических;  $r$  – расстояние).
- 3). Измерения при помощи метода SASW проводятся на поверхности, что делает его сравнительно легким в реализации и недорогим.

---

<sup>1</sup> Метод MASW является, несомненно, лишь модификацией метода SASW, которая задействует несколько приемников вместо одного. Принципиального различия с точки зрения физических принципов, заложенных в этих методах, нет. Поэтому в дальнейшем акцентировать на этом внимание не будет, и все модификации предлагается объединять под единой аббревиатурой SASW.

4). Метод является неразрушающим.

К недостаткам метода можно отнести тот факт, что на низких частотах полученные с его помощью результаты имеют относительно невысокое разрешение по сравнению с данными высокочастотных измерений (ввиду экспоненциального характера затухания волны Рэля с глубиной). Кроме того, несмотря на непрерывно совершенствующиеся алгоритмы решения обратной задачи, так или иначе, существует проблема неоднозначности ее решения – необходимо обладать какой-то априорной информацией о данной среде. Это приводит к нескольким наборам параметров, отвечающим одной и той же дисперсионной кривой [Maraschini, 2008].

Анализ большого объема литературы показал, что при решении различных задач профилирования методом SASW величина коэффициента Пуассона обычно задается равной  $1/3$  (что отвечает типичному отношению скоростей объемных волн  $C_S/C_P=1/2$  [Бондарев, 2003]) или близкой к  $0,5$  (в случае насыщенных водой пористых сред [Maraschini, 2008]). Эта «стандартная» реализация метода SASW позволяет определить профиль сдвиговой волны, оценить степень консолидации и сдвиговую прочность среды, что в силу очевидных причин имеет важное практическое значение. Однако подобный подход исключает возможность анализа изменения величины коэффициента Пуассона с глубиной, поскольку по значению коэффициента Пуассона можно судить о характере связей между зёрнами, гранулами и т.п. структурными элементами [Никитин, 1981; Winkler and Murphy, 1995].

Поясним важность восстановления такого параметра, как коэффициент Пуассона, рассмотрев более подробно упругие свойства гранулированных (зернистых) сред. Согласно [Манштейн, 2002], их упругие характеристики зависят в основном от пористости, глубины залегания (т.е. давления вышележащих слоев) и типа заполнителя; в меньшей степени на них влияет состав зёрен (т.е. твердой фазы). Поскольку поры обычно заполнены флюидом (жидкостью или газом), свойства пористой среды в целом определяются свойствами составляющих ее компонент: твердой минеральной фазы и флюида. Имеет значение и структура твердой фазы, образующей скелет пород (т.е. твердые минеральные частицы, слагающие

грунт [Гольдштейн, 1971]). В частности, пористый песчаник и песок могут иметь одинаковую пористость и идентичный минеральный состав, но при этом скорости упругих волн в песчанике будут выше за счет большей жесткости скелета [Манштейн, 2002].

Поскольку модуль сдвига насыщенной среды определяется только упругостью скелета, скорость  $C_s$  изменяется главным образом за счет увеличения плотности среды при заполнении пространства пор жидкостью. Возрастание скоростей продольных и сдвиговых волн при увеличении горного давления вначале происходит более интенсивно (обжатие контактов, трещин), а потом замедляется. Также отмечается, что при водонасыщении пористых сред возрастает значение коэффициента Пуассона [Манштейн, 2002].

При исследовании гранулированных сред в условиях их естественного залегания можно выделить два представляющих интерес частных случая:

1. Зерна не имеют возможности тангенциального проскальзывания (описывается в рамках модели Герца-Миндлина [Mavko et. al., 2009]). Жесткость каждого контакта на сжатие  $S_n$  и сдвиг  $S_\tau$  определяются следующими выражениями:

$$S_n = \frac{4Ga}{1-\nu},$$

$$S_\tau = \frac{8Ga}{2-\nu},$$

$$a = R_3 \sqrt{\frac{3\pi(1-\nu)}{2C(1-\zeta)G}} P,$$

где  $G$  – модуль сдвига,  $a$  – радиус области контакта,  $R$  – радиус каждого зерна,  $\zeta$  – пористость (для случайной плотной упаковки одинаковых зерен  $\zeta = 0,36$ , что отвечает устойчивой конфигурации расположения зерен),  $C$  – число зерен, контактирующих друг с другом,  $P$  – стороннее гидростатическое давление, которое прижимает зерна друг к другу. Коэффициент Пуассона гранулированной среды в рамках такой модели не зависит от упаковки (т.е. от значения пористости и числа контактирующих друг с другом зерен) и составляет  $\sim 0 - 0,07$ .

2. Между двумя зернами возможно тангенциальное проскальзывание (описывается в рамках модели Валтона [Mavko et. al., 2009]). Предполагается, что нормаль-

ная и сдвиговая деформации при контакте двух зерен возникают мгновенно. В случае жестких оболочек модули упругости и сдвига будут записываться соответственно следующим образом:

$$K_{eff} = \frac{1}{6} \sqrt[3]{\frac{3(1-\zeta)^2 C^2 P}{\pi^4 B^2}}, \quad G_{eff} = \frac{3}{5} K_{eff} \frac{5B+A}{2B+A},$$

где  $A = \frac{1}{4\pi} \left( \frac{1}{G} - \frac{1}{G+\lambda} \right)$ ,  $B = \frac{1}{4\pi} \left( \frac{1}{G} + \frac{1}{G+\lambda} \right)$ ,  $\lambda$  – первый коэффициент Ламэ, а в случае

гладких оболочек  $K_{eff} = \frac{1}{10} \sqrt[3]{\frac{3(1-\zeta)^2 C^2 P}{\pi^4 B^2}}$ ,  $G_{eff} = \frac{5}{3} K_{eff}$ . Коэффициент Пуассона гранулированной среды в рамках модели Валтона, как и в модели центральных сил Пуассона, составляет 0,25.

Приведенные данные находят подтверждение в [Bachrach, 1999]: при исследовании песчаных сред, для которых модели гранулированных материалов представляются адекватными, измеренные в натуральных условиях величины коэффициента Пуассона гранулированной среды лежат в диапазоне  $\sim 0 - 0,25$ . Там же [Bachrach, 1999] обоснована связь изменения величины коэффициента Пуассона с количеством жидкости, которая приводит к появлению тангенциального проскальзывания и соответствующему переходу от модели Герца-Миндлина с почти нулевым коэффициентом Пуассона к модели Валтона.

Реализацию метода SASW можно разделить на четыре основных этапа [Maraschini, 2008]: сбор данных, их обработка, прямое моделирование, инверсия.

Основная цель сбора данных заключается в записи поверхностных волн с максимально высоким отношением сигнал/шум, которое достижимо в рассматриваемом частотном диапазоне. Высокое отношение сигнал/шум позволяет разделять различные волны и различные моды поверхностных волн. Особенности проведения сбора данных зависят от типа решаемых задач. Для малоглубинной сейсморазведки в качестве источника возбуждения может использоваться удар по плите, падающий груз, вибратор и т.д., а в качестве приемной антенны – группа низкочастотных геофонов, распределенных на расстояниях порядка нескольких

метров или десятков метров. Также при проведении таких работ источником может служить и естественный шум (пассивный источник).

Основной задачей второго этапа – обработки данных – является получение экспериментальных дисперсионных кривых для последующего их сравнения с модельными дисперсионными кривыми. Сложность строения среды распространения приводит к тому, что исходные данные трудно поддаются расшифровке. Поэтому обработка сейсмических данных чаще всего основана на использовании сложных методов и анализе избыточного числа экспериментальных данных (решения в смысле минимума средних квадратов). Соответственно, возникает проблема регуляризации данных, часто используются приемы суммирования информации с нескольких приемников: либо для увеличения отношения сигнал/шум, либо для фазирования антенны приемников [Лебедев и Малеханов, 2003]. Для увеличения отношения сигнал/шум в процессе обработки сигналов также часто используют процедуру стэкинга (суммирования сигналов, записанных в одной точке), поскольку она «нейтрализует» влияние некогерентного шума. Стоит также отметить, что сигналы, принимаемые сейсмическими датчиками, обладают свойством причинности (отклик исследуемой системы на воздействие отличен от нуля только после воздействия), поэтому при обработке сейсмических данных следует проявлять осторожность, т.к. в результате некоторых преобразований может нарушаться принцип причинности.

Третий этап – прямое моделирование – представляет собой алгоритм, позволяющий получить дисперсионную кривую для данного профиля, характеризующегося некоторыми заранее известными (или постулируемыми) значениями параметров. Для решения задачи прямого моделирования Хаскелл и Томсон в 50-х годах XX века предложили использовать метод матриц преобразования (метод Томсона–Хаскелла [Buchen and Ben-Nador, 1996]). В предположении, что параметры среды зависят только от вертикальной координаты, для каждого слоя записывается матрица, составленная из смещений и напряжений и основанная на законах распространения волн в этом слое. При помощи граничных условий (в общем случае непрерывности смещений и напряжений) эти матрицы затем можно

скомбинировать («сшить») с целью получения глобальной матрицы, описывающей распространение волн в слоистой среде. Приравнивая к нулю ее детерминант, становится возможным получить распространяющиеся моды и соответствующие им дисперсионные кривые в такой среде. Метод Томсона–Хаскелла является «отправной точкой» для большого количества работ в данной области (см., например, обзор [Maraschini, 2008]), которые, так или иначе, основывались на нем.

Основным этапом реализации метода SASW, как уже упоминалось выше, является инверсия. Основная цель процесса инверсии – найти такой профиль, при котором дисперсионная кривая, вычисленная при помощи прямого моделирования, лучше всего соответствует экспериментальной дисперсионной кривой. Иными словами, процесс инверсии «ищет» набор параметров, соответствующий минимуму целевой функции. Выбор количества слоев для инверсии должен представлять собой некий компромисс: с одной стороны, для исключения проблем, связанных с возможной некорректностью задачи (неединственность решения), требуется уменьшить число слоев, с другой стороны, параметризованная модель должна наиболее точно отображать реальную структуру для наилучшего соответствия теоретической и экспериментальной дисперсионных кривых, что достигается путем увеличения количества слоев. Обычно такой компромисс достигается путем добавления новых слоев к изначально простейшей модели [Wathelet et. al., 2004].

Основная сложность, возникающая в задачах инверсии – неединственность решения: существует несколько наборов параметров (например, толщина слоя и жесткость), удовлетворяющих данной дисперсионной кривой. Для разрешения этой сложности алгоритмы инверсии используют предполагаемый профиль исследуемой площадки и «настраивают» его, минимизируя функцию невязки, последовательно сопоставляя результаты численного моделирования с дисперсионной кривой, полученной по результатам полевых испытаний до тех пор, пока максимальное значение допускаемой погрешности не станет удовлетворять заранее установленному пределу (см., например, описание реализации генетического алгоритма [Gong et. al., 2013] для решения задач профилирования методом SASW).

В стандартной схеме SASW реконструкция глубинного профиля скорости волны Рэлея осуществляется итерационным методом, в результате которого происходит поиск параметров среды, отвечающих минимальному среднеквадратичному отклонению между измеренными и вычисленными в рамках модели слоистой среды значениями скорости [Xia et. al., 1999]. Покажем, как можно получить первое приближение параметров среды в простом случае при наличии дополнительной (априорной) информации.

Для типичных значений коэффициента Пуассона  $\nu = 1/3$  величина отношения скорости волны сдвига к скорости волны Рэлея составляет приблизительно 1,072 [Ландау и Лифшиц, 1987]. Используя формулы работы [Lebedev and Beresnev, 2004], можно показать, что в этом случае эффективная глубина проникновения возмущений в виде вертикальных смещений составляет  $\ell \simeq 0,38\lambda_R$ , где  $\lambda_R$  – длина волны Рэлея на выбранной частоте. Поскольку возмущение практически экспоненциально затухает с глубиной, зависимость фазовой скорости волны Рэлея от глубины  $C_R(z)$  является решением интегрального уравнения Фредгольма первого рода:

$$\bar{C}_R(\omega) = \frac{1}{\ell} \int_0^{\infty} C_R(z) \exp\left(-\frac{z}{\ell}\right) dz, \quad (1)$$

где  $\ell \simeq 0,38 \frac{\bar{C}_R(\omega)}{f}$  – эффективная глубина проникновения волны Рэлея, определенная выше, и  $f = \omega/2\pi$  – линейная частота. Величины  $\bar{C}_R(\omega)$  отвечают измеренным значениям фазовой скорости волны Рэлея. Упругое полупространство можно разбить на  $(N - 1)$  слоев одинаковой толщины  $\Delta z$ , а последний слой задать в виде однородного слоя бесконечной глубины. В результате (1) преобразуется к системе линейных уравнений:

$$y_m = \sum_{n=1}^N A_{mn} x_n, \quad (2),$$

где  $y_m = \bar{C}_R(f_m)$  образует вектор исходных данных,  $x_n = C_R^{(n)}$  – величины скорости волны Рэлея в слое с номером  $1 \leq n \leq N$  (вектор искомых величин), элементы матрицы  $\hat{A}$  равны:

$$A_{mn} = \begin{cases} 2 \exp\left(-\frac{n\Delta z}{2l(f_m)}\right) \operatorname{sh}\left(\frac{\Delta z}{2l(f_m)}\right), 1 \leq n < N, \\ \exp\left(-\frac{N\Delta z}{l(f_m)}\right), n = N. \end{cases}$$

При неизвестном количестве слоев решение интегрального уравнения Фредгольма (1) оказывается неустойчивым, и необходимо использовать методы регуляризации [Тихонов и Арсенин, 1979]. Решение (1) оказывается также некорректным при значительном контрасте характеристик слоев, поскольку в этом случае зависимость вертикальной проекции смещения от глубины должна учитывать наличие отражений от границ, которые приводят к появлению затухающих и нарастающих с глубиной экспоненциальных функций, что отсутствует в выражении (1).

На рис. 2 сплошными черными линиями представлены: дисперсионная зависимость  $\bar{C}_R(f)$  для двухслойной ( $N = 2$ ) модели среды с независимыми от глубины плотностью и коэффициентом Пуассона  $\nu = 1/3$  в характерном для описанных в диссертационной работе экспериментальных исследований частотном диапазоне 5–200 Гц, и заданный в модели профиль  $x_n$ . Скорость волны сдвига верхнего слоя толщины 1 м была задана равной  $C_t = 225$  м/с ( $x_1 = 209,9$  м/с), скорость волны сдвига в нижнем полупространстве была задана на 5% больше ( $x_2 = 220,4$  м/с).

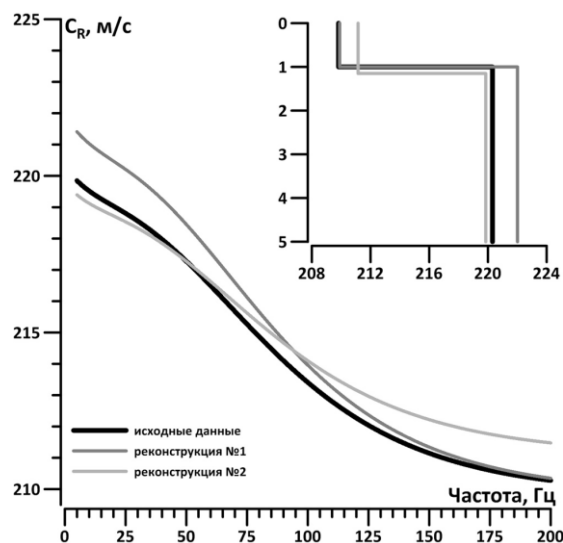


Рис. 2. Пример простых оценок параметров слоев методом SASW.



Темно-серыми линиями показано решение системы уравнений (2) для  $N = 2$ ,  $\Delta z = 1$  м и соответствующая частотная зависимость скорости волны Рэлея. Светло-серыми линиями показано решение, реализующее идею работы [Xia et. al., 1999], где скорость волны Рэлея в верхнем слое задается равной значению на максимальной частоте 200 Гц, а скорость лежащего ниже полупространства – равной значению на минимальной частоте 5 Гц. Глубина расположения границы верхнего слоя оценивается в [Xia et. al., 1999], как глубина проникновения на частоте, которой отвечает точка перегиба дисперсионной зависимости  $\bar{C}_R(f)$ . Нетрудно видеть, что оба приближенных решения имеют примерно одинаковую точность. Использование итерационной процедуры при видимых из данных рис. 2 малых отклонениях от исходной модели, очевидно, приведет к точному восстановлению параметров среды.

## §1.2. Описание схемы численного решения задачи

Рассмотрим модель горизонтально однородной слоистой среды. Смещение частиц в упругой среде может быть выражено через скалярный ( $\phi$ ) и векторный ( $\vec{\psi}$ ) упругие потенциалы известным образом:

$$\vec{u} = \nabla \phi + (\nabla \times \vec{\psi}).$$

В силу осевой симметрии  $\vec{\psi} = \psi \vec{\varphi}$ , где  $\vec{\varphi}$  – единичный вектор в полярной системе координат. Геометрия задачи схематично изображена на рис. 3. Проекции смещения на радиальную ( $r$ ) и вертикальную ( $z$ ) проекции выражаются через упругие потенциалы следующим образом:

$$u_r = \frac{\partial \phi}{\partial r} - \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad (3)$$

$$u_z = \frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial r} + \frac{\psi}{r}. \quad (4)$$

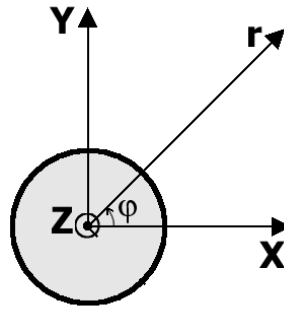


Рис. 3. Геометрия задачи.

Волновые уравнения для потенциалов записываются следующим образом [Уайт, 1986]:

$$\Delta\phi = \frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2}, \quad (5)$$

$$\Delta\psi = \frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2}. \quad (6)$$

В силу линейности задачи временное развитие сигналов можно рассматривать отдельно для каждой частоты (принцип суперпозиции). Для гармонических процессов с временной зависимостью  $\sim \exp(-i\omega t)$ , где  $\omega$  – круговая частота, из-за осевой симметрии, потенциалы могут быть представлены в виде интегралов Фурье-Ганкеля [Аки и Ричардс, 1983]:

$$\phi(r, z) = \frac{1}{4\pi} \oint_C \hat{\phi}(\kappa, z) H_0^{(1)}(\kappa r) \kappa d\kappa, \quad (7)$$

$$\psi(r, z) = \frac{1}{4\pi} \oint_C \hat{\psi}(\kappa, z) H_1^{(1)}(\kappa r) \kappa d\kappa, \quad (8)$$

где  $H_j^{(1)}$  – функция Ханкеля первого рода порядка  $j$ . Контур интегрирования выбирается стандартным образом [Авербах и др., О применении гидроакустических излучателей для генерации сейсмических волн] (см. рис. 4).

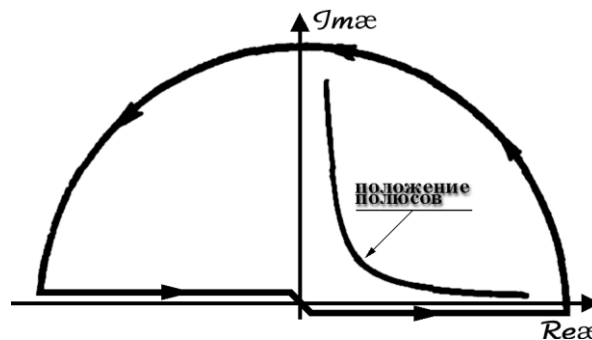


Рис. 4. Контур интегрирования для (7) и (8).

Подставляя (7) и (8) в (5) и (6), получим, что дифференциальные уравнения относительно образов дают решения вида  $\exp(\pm ik_z z)$ , где  $k_z = \sqrt{k_{p,s}^2 - \kappa^2}$  и  $k_{p,s}$  – волновые числа продольных и сдвиговых волн.

Рассмотрим границу раздела двух упругих сред. Для каждой из сред мы можем представить образы потенциалов в виде линейных суперпозиций:

$$\hat{\phi}_{1,2}(\kappa, z) = A_{1,2}(\kappa) \exp(+i\xi z) + B_{1,2}(\kappa) \exp(-i\xi z), \quad (9)$$

$$\hat{\psi}_{1,2}(\kappa, z) = C_{1,2}(\kappa) \exp(+i\xi z) + D_{1,2}(\kappa) \exp(-i\xi z), \quad (10)$$

где  $\xi_n = \sqrt{K_{n,p}^2 - \kappa^2}$ ,  $\zeta_n = \sqrt{K_{n,s}^2 - \kappa^2}$  – z-проекции волновых чисел для продольной и сдвиговой волн. На границе раздела должны выполняться условия непрерывности смещений и напряжений:

$$u_{n,r} \Big|_{z=z_n} = u_{n+1,r} \Big|_{z=z_n}, \quad n = 0, 1, \dots, N-1$$

$$u_{n,z} \Big|_{z=z_n} = u_{n+1,z} \Big|_{z=z_n}, \quad n = 0, 1, \dots, N-1$$

$$\sigma_{n,zz} \Big|_{z=z_n} = \sigma_{n+1,zz} \Big|_{z=z_n}, \quad n = 0, 1, \dots, N-1$$

$$\sigma_{n,rz} \Big|_{z=z_n} = \sigma_{n+1,rz} \Big|_{z=z_n}, \quad n = 0, 1, \dots, N-1$$

Перепишем эти граничные условия через потенциалы с учетом интегральных представлений (7) и (8). Примем во внимание соотношения для Бесселевых функций  $\frac{1}{y} \frac{d(yH_1(y))}{dy} = H_0(y)$  и  $\frac{dH_0(y)}{dy} = -H_1(y)$ , где  $y = \kappa r$ . В результате образы компонент смещения будут иметь представление:  $\hat{u}_z = \hat{\phi}' + \kappa \hat{\psi}$ ,  $\hat{u}_r = -\kappa \hat{\phi} - \hat{\psi}'$ , где штрих обозначает дифференцирование по z. Образы напряжений  $\sigma_{zz}$  и  $\sigma_{rz}$  с учетом закона Гука и того факта, что потенциалы удовлетворяют волновым уравнениям, запишутся:

$$\hat{\sigma}_{zz} = \rho \omega^2 \left( -\phi^2 + \frac{2\kappa(\kappa \hat{\phi} + \hat{\psi})}{K_S^2} \right), \quad \hat{\sigma}_{rz} = -2\rho \omega^2 \left( \frac{2\kappa \hat{\psi}' + \kappa^2 \hat{\psi}' + \hat{\psi}''}{K_S^2} \right), \quad \text{где } K_S^2 = \omega^2 / V_S^2 - \text{квадрат волнового числа по сдвиговым волнам.}$$

Дальнейшая схема решения выглядит следующим образом:

- 1). Среда разбивается на плоские параллельные слои.
- 2). Слои «сшиваются» при помощи граничных условий (два крайних слоя рассматриваются отдельно: свободная граница и полупространство).
- 3). Решается система линейных уравнений.

4). Для каждого слоя выполняется процедура интегрирования и находятся поля для смещений и напряжений.

Слоистая модель среды, рассматриваемая в рамках решения данной задачи, схематично представлена на рис. 5.

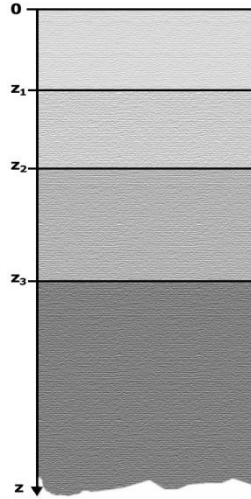


Рис. 5. Слоистая модель среды.

Таким образом,  $z_n$  – это координата верхней границы с номером  $n$ , где  $n = 0, 1, 2, \dots, N-1$ .  $z_0 = 0$  отвечает свободной поверхности, нижняя граница слоя  $(N-1)$  равна бесконечности, что отвечает полупространству.

После несложных, но объемных вычислений получается следующая система уравнений относительно Фурье-образов потенциалов:

$$\left\{ \begin{array}{l} \hat{\phi}'_n(z_n) + \kappa \hat{\psi}_n(z_n) = \hat{\phi}'_{n+1}(z_n) + \kappa \hat{\psi}_{n+1}(z_n), \\ \kappa \hat{\phi}'_n(z_n) + \hat{\psi}'_n(z_n) = \kappa \hat{\phi}'_{n+1}(z_n) + \hat{\psi}'_{n+1}(z_n), \\ \rho_n \left( -\hat{\phi}'_n(z_n) + \frac{2\kappa(\kappa \hat{\phi}'_n(z_n) + \hat{\psi}'_n(z_n))}{K_{n,S}^2} \right) = \rho_{n+1} \left( -\hat{\phi}'_{n+1}(z_n) + \frac{2\kappa(\kappa \hat{\phi}'_{n+1}(z_n) + \hat{\psi}'_{n+1}(z_n))}{K_{n+1,S}^2} \right), \\ \rho_n \left( \frac{2\kappa \hat{\phi}'_n(z_n) + \kappa^2 \hat{\psi}'_n(z_n)}{K_{n,S}^2} + \psi''_n(z_n) \right) = \rho_{n+1} \left( \frac{2\kappa \hat{\phi}'_{n+1}(z_n) + \kappa^2 \hat{\psi}'_{n+1}(z_n)}{K_{n+1,S}^2} + \psi''_{n+1}(z_n) \right), \end{array} \right. \quad (11)$$

Каждый из потенциалов (за исключением слоя  $N$ ) должен быть представлен в виде суммы встречных волн с соответствующими фазовыми множителями. Поэтому 4 уравнения связи, представленные в (11), содержат 8 неизвестных амплитуд (по 4 для верхнего и нижнего слоев). Полное число неизвестных –  $(4N-2)$ , число уравнений –  $(4N-2)$ , таким образом, все амплитуды определяются однозначно. Коэффициенты  $A - D$  в уравнениях (9) и (10) переопределим таким обра-

зом, чтобы записать общие матричные выражения, не выделяя явно скалярный и векторный потенциалы. Для слоя с номером  $n$  амплитуды  $A-D$  определим как  $A_{nj}$ , где  $j = 1, 2$  соответствует скалярному потенциалу,  $j = 3, 4$  – векторному. Нечетные  $j$  соответствуют волнам, бегущим в положительном направлении, четные – в направлении  $z < 0$ .

Граничные условия переписутся в матричном виде:  $\hat{S}_n A_n = B_n$ , где  $\hat{S}_n$  – так называемая матрица пропагатора [Mavko et. al., 2009],  $A_n$  – матрица амплитуд волн, которая представляет собой вектор  $(A_{n,1}, A_{n,2}, A_{n,3}, A_{n,4}, A_{n+1,1}, A_{n+1,2}, A_{n+1,3}, A_{n+1,4})$ ,  $B_n$  – матрица, описывающая источник (равна нулю при его отсутствии). Аналогичные матрицы (матрицы рассеяния) подробно описаны в [Аки и Ричардс, 1983] для отражения и преломления P- и S-волн.

Коэффициенты матрицы пропагатора  $\hat{S}_n$  выражаются через  $\xi_n = \sqrt{K_{n,P}^2 - \kappa^2}$ ,  $\zeta_n = \sqrt{K_{n,S}^2 - \kappa^2}$  – z-проекции волновых чисел для продольной и сдвиговой волн,  $\Phi_n(z_n) = \exp(+i\xi_n z_n)$  и  $\Psi_n(z_n) = \exp(+i\zeta_n z_n)$  – фазовые множители, учитывающие запаздывание при распространении в направлении  $z$ .

Для верхнего (первого) слоя необходимо учесть наличие свободной границы (реакцией воздуха пренебрегаем). Граничные условия на свободной поверхности – равенство нулю напряжений  $\sigma_{rz}(z=0) = 0$  и  $\sigma_{zz}(z=0) = 0$  (при наличии источника вертикальной силы  $F$  в начале координат компонента тензора напряжений  $\sigma_{zz}$  равна  $\frac{F}{2\pi r} \sigma(r)$ ). Это приводит к дополнительной линейной связи между  $A_{1,j}$  через динамические граничные условия (равенство нулю сил). В матричном виде это можно записать как  $S_{0,ij}$ , при  $i = 1, 2$  и  $j = 1 - 4$ ; индекс «0» указывает на  $z = 0$ .

Для нижнего слоя необходимо добавить условия излучения Зоммерфельда – отсутствие волн, приходящих из бесконечности:  $u_r(z \rightarrow \infty) \rightarrow 0$ ,  $u_z(z \rightarrow \infty) \rightarrow 0$ ,  $\sigma_{rz}(z \rightarrow \infty) \rightarrow 0$  и  $\sigma_{zz}(z \rightarrow \infty) \rightarrow 0$ . Таким образом,  $A_{N,2} = A_{N,4} = 0$ . В матричном виде это можно учесть, положив нулю элементы  $S_{N-1,i6} = S_{N-1,i8} = 0$ .

Структура матрицы пропагатора показана на рис. 6. Размерность системы уравнений равна  $N = 4(N + 1)$ . При этом в силу условий Зоммерфельда число не-

нулевых амплитуд на 2 меньше:  $4(N + 1) - 2$ . Например, для двухслойной модели на рис. 6 размерность матрицы пропагатора  $12 \times 12$ .

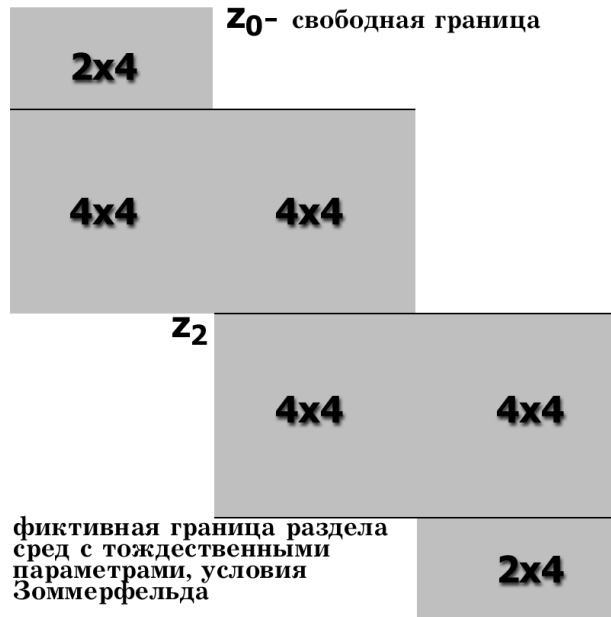


Рис. 6. Структура полной матрицы рассеяния на примере модели из двух слоев.

Рассмотрим случай однородного полупространства. Для моделирования волны Рэля в случае однородного полупространства обратимся к выражениям для скалярного и векторного потенциалов [Lebedev and Beresnev, 2004]):

$$\phi(r, z) = -\frac{F}{4\pi\mu} \int_c \frac{\Xi(\tau)\tau(2\tau^2 - 1)}{D(\tau)} H_0^{(1)}(x\tau) \exp(+iy\sqrt{\gamma^2 - \tau^2}) d\tau, \quad (12)$$

$$\psi(r, z) = +i \frac{F}{2\pi\mu} \int_c \frac{\Xi(\tau)\tau^2 \sqrt{\gamma^2 - \tau^2}}{D(\tau)} H_1^{(1)}(x\tau) \exp(+iy\sqrt{1 - \tau^2}) d\tau, \quad (13)$$

$$D(\tau) = (1 - 2\tau^2)^2 - 4\tau^2 \sqrt{(\tau^2 - \gamma^2)(\tau^2 - 1)}, \quad (14)$$

где  $x = k_s r$ ,  $y = k_s z$  – волновые расстояния от центра апертуры источника по горизонтали и вертикали соответственно,  $F$  – амплитуда вертикальной силы, приложенной к поверхности,  $\mu = \rho C_s^2$  – модуль сдвига,  $\gamma = C_s / C_p$  – отношение скорости сдвиговой волны к скорости продольной,  $\Xi(\tau) = 2J_1(\zeta\tau) / \zeta\tau$ , ( $\zeta = k_s a$  – волновой размер источника). Все волновые числа нормированы на волновое число сдвиговой волны.

Интегралы (12) и (13) содержат следующие решения [Аки и Ричардс, 1983]: объемные волны с амплитудной зависимостью, пропорциональной  $\frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}}$ , и интересующую нас волну Рэлея, распространяющуюся вдоль поверхности. Вклад этой волны в потенциалы равен сумме вычетов (в случае распространяющейся волны – значению только одного вычета):

$$\phi(r, z) = -i \frac{F}{2\mu} \frac{\Xi(\tau_0) \tau_0 (2\tau_0^2 - 1)}{D'(\tau_0)} H_0^{(1)}(x\tau_0) \exp(-y\sqrt{\tau_0^2 - \gamma^2}) \quad , \quad (15)$$

$$\psi(r, z) = -i \frac{F}{\mu} \frac{\Xi(\tau_0) \tau_0^2 \sqrt{\tau_0^2 - \gamma^2}}{D'(\tau_0)} H_1^{(1)}(x\tau_0) \exp(-y\sqrt{\tau_0^2 - 1}) \quad , \quad (16)$$

$$D'(\tau_0) = -8\tau \sqrt{(\tau^2 - \gamma^2)(\tau^2 - 1)} - 4\tau^3 \left( \sqrt{\frac{\tau^2 - 1}{\tau^2 - \gamma^2}} + \sqrt{\frac{\tau^2 - \gamma^2}{\tau^2 - 1}} \right) - 8\tau(1 - 2\tau^2) \quad ,$$

где  $\tau = \tau_0$  – значение корня (14). В процессе вычислений используются, как правило, не сами выражения (15) и (16), а их асимптотические представления. Соответствующие уравнения для потенциалов в случае модели плоско-слоистой среды представлены в §1.3.

### §1.3. Предлагаемая схема реконструкции параметров слоистых сред с учетом отношения амплитуд проекций вектора смещения

Для развития дистанционных схем реконструкции параметров слоистых сред и, в частности, в целях диагностики наличия водоносного (или насыщенного водой) слоя необходимо располагать аналитическим решением эталонной задачи. В качестве таковой в [Коньков и др., 2016] рассмотрена задача о распространении поверхностных волн в среде, которая состоит из упругого слоя, лежащего на слое жидкости, покрывающем упругое полупространство. Такая модельная среда имеет минимально достаточное количество слоев.

Строение рассматриваемой среды представлено на рис. 7. Величины  $\rho_1$ ,  $\rho_0$  и  $\rho$  отвечают плотности соответствующих слоев, величины  $C_\ell$ ,  $C_0$  и  $C_L$  – скоростям продольных волн, величины  $C_t$  и  $C_T$  – скоростям волн сдвига в упругих слоях. Граничные условия идентичны тем, что описаны в численной схеме §1.2.

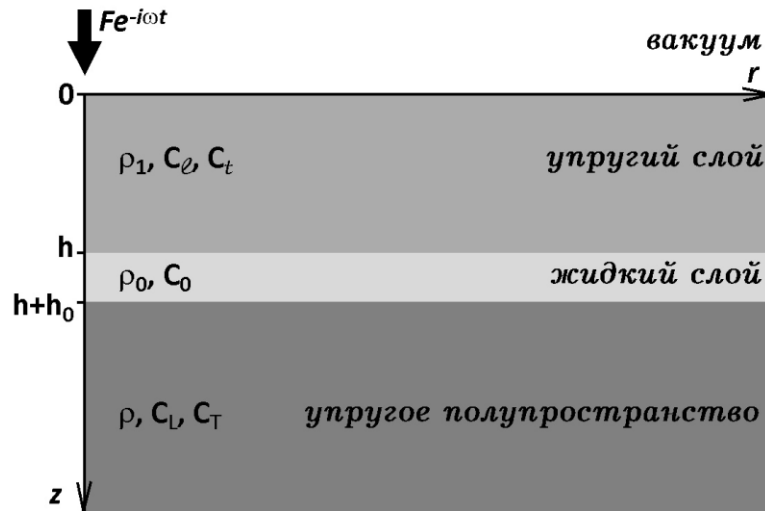


Рис. 7. Рассматриваемая модель среды.

Параметры упругих сред были заданы близкими к условиям сейсмоакустического полигона ИПФ РАН «Безводное» [Авербах и др., Диагностика акустических свойств неконсолидированных сред в натуральных условиях], на котором было выполнено большинство экспериментов, описанных в диссертации: слой воды ( $\rho_0 = 1 \text{ г/см}^3$ ,  $C_0 = 1450 \text{ м/с}$ ) толщиной  $h_0 = 1 \text{ м}$  расположен на глубине  $h = 5 \text{ м}$  и окружен упругими средами с параметрами  $\rho = \rho_1 = 1,75 \text{ г/см}^3$  (плотный глинистый грунт),  $C_1 = C_L = 450 \text{ м/с}$ ,  $C_t/C_1 = C_T/C_L = 1/\sqrt{3}$ .

Выражение для определителя соответствующей системы уравнений относительно амплитуд потенциалов смещения будет выглядеть следующим образом:

$$\begin{aligned} \det = & -\rho C_T^2 \rho_1 C_t^2 \kappa_0^2 \times \left\{ R_0^2(k)(1 + \exp(+2i(\kappa_l h + \kappa_t h))) - [(k_t^2 - 2k^2)^2 - 4k^2 \kappa_l \kappa_t]^2 (\exp(+2i\kappa_l h) + \right. \\ & \left. + \exp(+2i\kappa_t h)) - 32k^2 \kappa_l \kappa_t (k_t^2 - 2k^2)^2 \exp(+i(\kappa_l + \kappa_t)h) \right\} \times \left\{ S_{LT}(k) - \left[ R_{LT}(k) - \frac{\rho_0 \kappa_L}{\rho \kappa_0} k_T^4 \right] \exp(+2i\kappa_0 h_0) \right\} - \\ & - \rho C_T^2 \rho_0 C_t^2 k_T^4 \kappa_0 \kappa_l \times \left\{ R_0(k)(1 - \exp(+2i(\kappa_l h + \kappa_t h))) + [(k_t^2 - 2k^2)^2 - 4k^2 \kappa_l \kappa_t] (\exp(+2i\kappa_l h) - \right. \\ & \left. - \exp(+2i\kappa_t h)) \right\} \times \left\{ S_{LT}(k) + \left[ R_{LT}(k) - \frac{\rho_0 \kappa_L}{\rho \kappa_0} k_T^4 \right] \exp(+2i\kappa_0 h_0) \right\} \end{aligned} \quad (17)$$

где  $\kappa_{l,t} = \sqrt{k_{l,t}^2 - k^2}$ ,  $\kappa_{L,T} = \sqrt{k_{L,T}^2 - k^2}$ ,  $\kappa_0 = \sqrt{k_0^2 - k^2}$ ,  $R_0(k) = (k_t^2 - 2k^2)^2 + 4k^2 \kappa_l \kappa_t$ ,

$R_{LT}(k) = (k_T^2 - 2k^2)^2 + 4k^2 \kappa_L \kappa_T$ ,  $S_{LT} = R_{LT}(k) + \frac{\rho_0 \kappa_L}{\rho \kappa_0} k_T^4$ . Величина  $k = \omega/C$ , где  $C$  – фазовая

скорость нормальной волны, отвечает модулю радиальной проекции волнового вектора в этой волне,  $k_{l,t} = \omega/C_{l,t}$  и  $k_{L,T} = \omega/C_{L,T}$  – волновые числа продольной и сдвиговой волн в упругих слоях,  $k_0 = \omega/C_0$  – волновое число звука в жидком слое.



Дисперсионное уравнение:

$$\det = 0 \quad (18)$$

определяет нормальные волны, распространяющиеся в рассматриваемой модельной среде. Наибольший интерес с точки зрения методов дистанционной диагностики представляют незатухающие ( $\text{Im}(k) = 0$ ) нормальные волны, являющимися медленными по сравнению с объемными в соответствующих слоях, и поэтому  $\text{Re}(\kappa_l) = \text{Re}(\kappa_t) = \text{Re}(\kappa_0) = 0$ , а нормальные волны оказываются прижатыми к границам раздела сред. В определенных диапазонах частот возможно проявление нормальных волн на поверхности. Определив эти частотные диапазоны, возможно построить схему дистанционной диагностики водоносного слоя, лежащего вблизи дневной поверхности.

Рассмотрим ряд предельных случаев, чтобы убедиться в корректности полученных выражений. Если волновая толщина жидкого слоя велика ( $k_0 h_0 \gg 1$ ), то  $\lim_{k_0 \rightarrow \infty} \exp(+2ik_0 h_0) = 0$ , и выражение (17) содержит один и тот же множитель  $S_{LT}(k)$ , равенство нулю которого определяет значения  $k$  для волны Стоунли [Разин и Соболевич, 2012] на границе раздела  $z = h + h_0$  жидкого слоя и упругого полупространства. Дальнейшие преобразования показывают, что в случае толстого верхнего слоя выделяется множитель, аналогичный  $S_{LT}(k)$  с заменой величин с индексами  $L$  и  $T$  на индексы  $l$  и  $t$ . Этот множитель отвечает волне Стоунли на границе  $z = h$ . Оставшийся множитель в предельном случае  $\kappa_{l,t} h \rightarrow \infty$  воспроизводит член  $R_0(k)$ , равенство нулю которого определяет волновое число  $k$  волны Рэлея на границе  $z = 0$ .

Результаты численного решения уравнения (18) при  $C_T/C_L = 1/\sqrt{3}$  (соответствующий коэффициент Пуассона:  $\nu = 1/4$ ) и нулевой толщине водного слоя ( $h_0 = 0$ ) представлены на рис. 8. Они полностью соответствуют рис. 1 из работы [Заславский и Митякова, 1992]. Таким образом, в предельных случаях решение приводит к известным результатам.

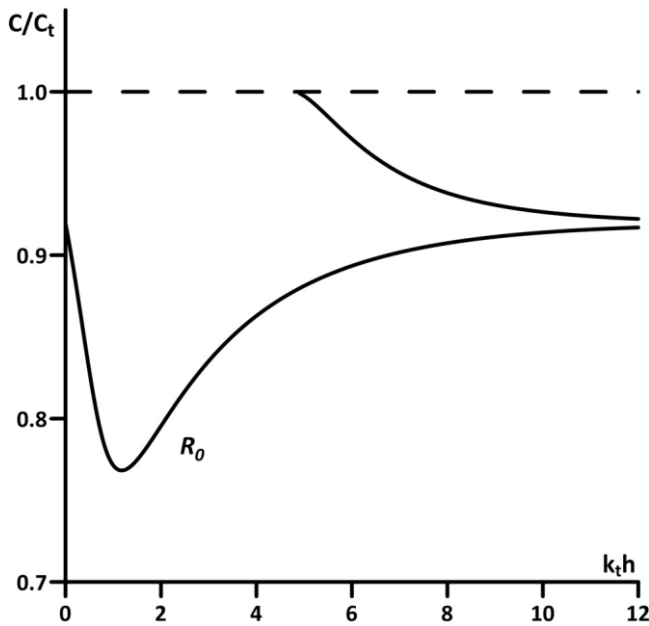


Рис. 8. Решение уравнения (18) для случая, рассмотренного в [Заславский и Митякова, 1992].

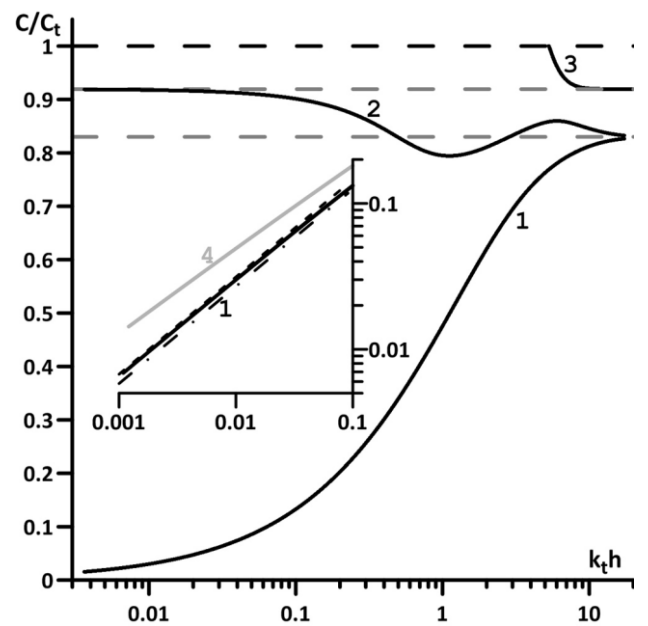


Рис. 9. Дисперсионные характеристики первых трех мод при наличии слоя жидкости конечной толщины. Вставка показывает низкочастотную асимптотику моды №1.

Перейдем к анализу решения (18) с выражением для определителя (17) в общем случае. Рассмотрим жидкий слой конечной толщины. Из общих соображений можно ожидать, что в области низких частот ( $k_0 h_0 \ll 1$ ) поведение основной моды волны Рэлея, отмеченной на рис. 8 значком  $R_0$ , будет примерно таким же, как и для случая полупространства со скользящим контактом [Заславский и Митякова, 1992]. Расчет для указанных выше параметров приведен на рис. 9. Горизонтальные серые штриховые линии показывают значения скорости волны Рэлея в нижнем упругом полупространстве (верхняя линия) и скорости волны Стоунли на границе раздела жидкого и упругого полупространств. Вставка показывает поведение моды №1 в области низких частот. Кривая №3 на рис. 9 аналогична представленной на рис. 8. Ветвь №2 аналогична фундаментальной моде волны Рэлея, отмеченной на рис. 8 значком  $R_0$ . Эта мода имеет ту же низкочастотную асимптотику, что и на рис. 8, а в области высоких частот фазовая скорость асимптотически стремится сверху к скорости волны Стоунли (рис. 9). Наконец, мода №1 отсутствовала в модельной задаче [Заславский и Митякова, 1992], и ее наличие свя-

зано с присутствием жидкости между двумя упругими слоями. Моды №1 и №2 имеют фазовые скорости, меньшие скоростей объемных волн, т.е. обе моды отвечают медленным неоднородным волнам. Эти моды не имеют критических частот, и поэтому их анализ в широкой полосе частот позволяет определить наличие водного слоя, оценить его мощность и глубину залегания.

Представления уравнения (18) для моды №1 в области низких частот оказываются очень громоздкими и неудобными для анализа. В этой области частот зависимость фазовой скорости в моде №1  $C(\omega)/C_t \propto (\omega h/C_t)^{0,644}$ . Полученная зависимость близка к дисперсионной зависимости изгибных колебаний тонкой пластины, одна из поверхностей которой граничит с несжимаемой жидкостью. В этом случае зависимость от частоты  $C(\omega)/C_t \propto (\omega h/C_t)^{3/5}$ . Дисперсионное уравнение для частот ниже частоты синхронизма изгибных волн в пластине и звуковых волн в жидкости имеет вид [Junger and Feit, 1986]:

$$\omega^2 = \frac{Dk^5}{\rho_0 + \rho kh}, \quad (19)$$

где  $D = \frac{Eh^3}{12(1-\nu^2)}$  – цилиндрическая жесткость пластины. Сплошная светло-серая линия, отмеченная цифрой 4 на вставке рис. 9, показывает зависимость фазовой скорости изгибной волны (19). Аналогичная дисперсионная зависимость получена в работе [Преснов и др., 2014] при описании изгибных колебаний тонкого слоя льда, нагруженного на толстый слой воды.

Отметим отличие низкочастотной асимптотики для моды №1 от полученного в [Korneev et. al., 2014] решения для волны в слое жидкости между двумя упругими слоями одинаковой толщины. Для анализируемого случая малых волновых толщин  $kh \ll 1$  и  $kh_0 \ll 1$  выражения работы [Korneev et. al., 2014] в наших обозначениях имеют вид:

$$\frac{C(\omega)}{C_t} = (k_t h)^{2/3} \left( \frac{\rho h_0 (1-\gamma^2)}{6\rho_0 h} \right)^{1/6} \quad (20),$$

где  $\gamma = C_t/C_1$ . Зависимость (20) показана на вставке рис. 9 штрих-пунктирной линией. Таким образом, при наличии упругого полупространства мода, связанная с наличием жидкого слоя, ускоряется по сравнению с рассмотренным

в [Korneev et. al., 2014] случае жидкого слоя между двух пластин. Кроме того, изменяется и зависимость от частоты: вместо показателя степени  $2/3 \approx 0,667$  появляется  $0,644$ . Полезно отметить, что дисперсионная зависимость для волны Крауклиса [Крауклис, 1962], или волны в водном слое между двумя тождественными упругими полупространствами, имеет следующий вид:

$$\frac{C(\omega)}{C_t} = (k_t h_0)^{1/3} \left( \frac{\rho(1-\gamma^2)}{\rho_0} \right)^{1/3}. \quad (21)$$

Таким образом, показатель степени равен  $1/3$ , и, как показывают расчеты, скорость этой волны больше (20). Рост скорости волны и изменение показателя степени в частотной зависимости (21) объясняются ниже.

Для того, чтобы понять причины близости дисперсионной зависимости (18) для моды №1 к дисперсионной зависимости для изгибных волн в пластине, нагруженной на безграничную несжимаемую жидкую среду (19), необходимо рассмотреть структуру этой моды. Расчет этой структуры выполняется стандартно с использованием матричного пропагатора [Аки и Ричардс, 1983; Петрашень и др., 1982; Молотков, 1984], отвечающего (17). На рис. 10 показаны нормированные распределения амплитуд проекций смещения и компонент тензора напряжений в модах №1 и №2 при одинаковых значениях волновой толщины верхнего слоя для каждой из мод  $kh = 2$ . Нормировка проекций смещения произведена на максимальную величину  $u_z$  или  $u_r$  в рассматриваемом диапазоне изменения глубины, нормировка напряжений – на максимальное значение одной из значимых компонент тензора напряжений в указанном диапазоне. Зависимости  $u_z(z)$  на рис. 10 показывают, что обе моды отвечают движениям, близким к симметричным (мода №2 – волна Рэлея) и антисимметричным (мода №1 – «водная» волна, связанная с изгибными колебаниями верхнего слоя) относительно вертикальной проекции смещения  $u_z$  в жидком слое. Мода №1 характеризуется максимальными радиальными смещениями в жидкости из-за ее несжимаемости и малой волновой толщины слоя. Мода №2 отвечает волне Рэлея, и в этом случае имеет место близкое к синхронному перемещение верхнего и нижнего слоев (нули модуля  $u_z$ , как в случае моды №1, отсутствуют). При этом имеет место торможение вертикального

перемещения в верхнем слое по сравнению со смещением полупространства за счет передачи энергии жидкости (локальное возрастание радиальной проекции смещения в жидком слое).

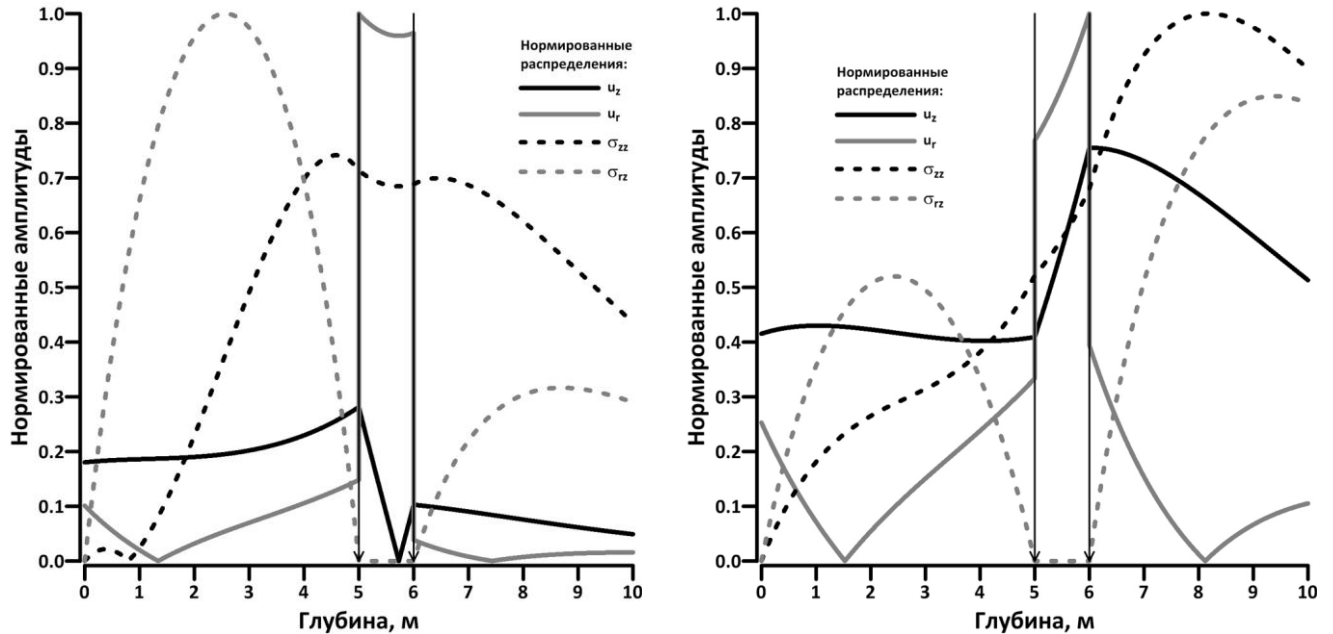


Рис. 10. Структура мод №1 (слева) и №2 (справа) для одинаковых значений волновой толщины верхнего слоя  $kh = 2$ . Вертикальные линии со стрелками показывают положение жидкого слоя по глубине.

Нетрудно видеть, что вертикальные и горизонтальные проекции смещения на дневной поверхности в обеих модах существенно отличаются от нуля. Значимое отличие вертикальной проекции смещения от нуля означает эффективное возбуждение соответствующей нормальной моды при использовании наиболее просто реализуемого источника вертикальной силы. Характер распределения смещений в моде №1 объясняет причину относительной близости ее дисперсионной зависимости в области низких частот к зависимости для тонкой пластины, граничащей с жидкостью. Действительно, из-за несжимаемости жидкости и экспоненциального затухания возмущений при удалении от пластины присоединенная масса жидкости единицы площади пластины оказывается равной  $\rho_0/k$ . В области низких частот, когда  $kh \ll 1$ , силы инерции из-за движения жидкости больше сил инерции из-за движения самой пластины, и это приводит к появлению пятой степени волнового числа в дисперсионном уравнении (19).

При наличии тонкого слоя несжимаемой жидкости и неподвижного упругого полупространства небольшие вертикальные смещения верхней границы несжимаемой жидкости приведут к существенным радиальным смещениям в жидкости, чтобы обеспечить выполнение условия несжимаемости. Предположив нижнее полупространство неподвижным, нетрудно связать радиальную проекцию с вертикальным перемещением  $u_{z0}$  границы  $z = h$ :

$$\frac{u_r}{r} + \frac{\partial u_r}{\partial r} = \frac{u_{z0}}{h_0}, \quad (22)$$

где при оценке эффектов ближнего поля производной по радиальной координате можно пренебречь.

Кинетическая энергия движения жидкости будет определяться интегралом от квадрата производной по времени радиального смещения по объему цилиндра с радиусом порядка  $\lambda/4$  [Скучик, 1971] и высоты  $h_0$ , где  $\lambda = 2\pi/k$  – длина волны. Присоединенная масса, приведенная к единице площади пластины, составит  $\rho_0 \frac{\pi^2}{16k^2 h_0}$ . Соответствующее дисперсионное уравнение примет аналогичный (19) вид с небольшими изменениями (замена знака равенства на знак порядка связана с приближенным характером выполненных оценок):

$$\omega^2 \sim \frac{Dk^6 h_0}{\pi^2 \rho_0 / 16 + \rho k^2 h h_0} \quad (23)$$

В области низких частот  $kh \ll 1$ ,  $kh_0 \ll 1$  уравнение (23) будет отвечать дисперсионной характеристике  $\omega^2 \sim \frac{16Dh_0}{\pi^2 \rho_0} k^6$  или частотной зависимости фазовой скорости нормальной моды:

$$\frac{C(\omega)}{C_t} \sim (k_i h)^{2/3} \left( \frac{8\rho h_0}{3\pi^2 \rho_0 h} \right)^{1/6}. \quad (24)$$

Функция (24) показана на вставке рис. 9 линией с короткими штрихами. Отметим, что, несмотря на грубый характер приведенной выше оценки, зависимости (24) и (20) оказались очень близкими. Таким образом, физическая природа нормальной моды №1 понятна. Напомним, что при выводе выражения (24) граница  $z = h + h_0$  полагалась неподвижной, что не выполняется для решения (18) при заданных па-

раметрах сред (рис. 10). Водная волна является медленной, и поэтому реакция со стороны упругого полупространства на вертикальное смещение границы носит характер жесткости. Бóльшая величина скорости волны Крауклиса (21) по сравнению со скоростью волны в водном слое между двумя упругими слоями конечной толщины (20) и резкое изменение показателя степени в частотной зависимости связаны с существенным изменением реакции среды на перемещения жидкости и ростом жесткости в соответствующем дисперсионном уравнении. Поэтому отмеченное выше уменьшение показателя степени с  $2/3$  до  $0,644$  можно обоснованно связать с вертикальным перемещением упругого полупространства, лежащего ниже жидкого слоя, и возникновением соответствующих сил реакции.

Важно отметить, что амплитудный множитель в имеющем простой физический смысл выражении (24) пропорционален отношению  $(\rho h_0/\rho_0 h)^{1/6}$ . Следовательно, если известна глубина залегания  $h$ , то мощность водоносного слоя  $h_0$  можно оценить по дисперсионной зависимости  $C(\omega)$ . Величины плотности грунта и жидкости в большинстве случаев, представляющих практический интерес, либо известны, либо могут быть определены независимо. Как правило, определение положения границ раздела слоев в методе SASW является стандартно решаемой задачей [Xia et. al., 1999]. Поэтому оценка мощности слоя жидкости может быть выполнена на основе анализа дисперсии моды №1 с использованием (24).

Возможность эффективно возбудить нормальные волны, с характеристиками которых связаны параметры среды, является принципиально важной в экспериментальной реализации. Необходимо вычислить амплитуды вертикальной проекции смещения в зависимости от частоты при использовании вибрационного источника вертикальной силы (экспериментальные данные и описание источника приведены в [Авербах и др., Диагностика акустических свойств неконсолидированных сред в натуральных условиях]). Вычисление комплексных амплитуд проекций вектора смещений не представляет труда, если известны соответствующие амплитуды скалярного и векторного потенциалов в каждом из слоев:

Сами потенциалы равны интегралам Фурье-Ханкеля (3) и (4), а подынтегральные выражения нетрудно представить в виде дробно-рациональных функций для потенциалов в каждом из слоев:

$$\phi_n(r, z) = \frac{F}{4\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{A_n^+ \exp(+i\xi_n z) + A_n^- \exp(-i\xi_n z)}{\det(k)} k H_0^{(1)}(kr) dk, \quad (25)$$

$$\psi_n(r, z) = \frac{F}{4\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{B_n^+ \exp(+i\zeta_n z) + B_n^- \exp(-i\zeta_n z)}{\det(k)} k H_1^{(1)}(kr) dk \quad (26)$$

где  $n = 1, 2, 3$  – номер слоя,  $F$  – амплитуда вертикальной силы,  $A_n^+$ ,  $A_n^-$ ,  $B_n^+$ ,  $B_n^-$  – алгебраические дополнения (определители седьмого порядка) в системе уравнений относительно амплитуд потенциалов нисходящих и восходящих волн ( $B_2^\pm = 0$ , поскольку векторный потенциал в жидком слое тождественно равен нулю),  $\xi_1 = \kappa_1$ ,  $\xi_2 = \kappa_0$ ,  $\xi_3 = \kappa_L$ ,  $\zeta_1 = \kappa_t$ ,  $\zeta_3 = \kappa_T$ ,  $\det(k)$  определен выражением (17).

Вычисление интегралов (25) и (26) осуществляется с помощью техники контурного интегрирования (см. описание в §1.2). Вклад нормальных волн в общее волновое поле смещений в произвольной точке пространства определяется суммой вычетов подынтегральных функций выражений (25) и (26). Рассматриваемым нормальным волнам отвечают простые нули определителя, что позволяет записать вклад нормальных волн в потенциалы (25) и (26) в простом виде, и затем воспользоваться выражениями (3) и (4) для определения проекций вектора смещения.

На рис. 11 представлены частотные зависимости амплитуды вертикальной проекции смещения  $\bar{u}_z$  для каждой из трех нормальных волн, дисперсионные зависимости для которых приведены на рис. 9. Величина  $\bar{u}_z$  для каждой из нормальных мод равна амплитуде вертикальной проекции вектора смещения  $u_z$ , нормированной на амплитуду вертикальной проекции смещения в волне Рэлея, возбуждаемой вертикальной силой, приложенной к однородному полупространству с параметрами  $\rho_1$ ,  $C_1$  и  $C_t$ . Хорошо известно, что волна Рэлея в однородном упругом полупространстве эффективно возбуждается вертикальной силой [Miller and Pursey, 1954], и поэтому анализ величин  $\bar{u}_z$  позволяет получить пред-



ставление об эффективности возбуждения нормальных мод в рассматриваемой нами модельной среде.

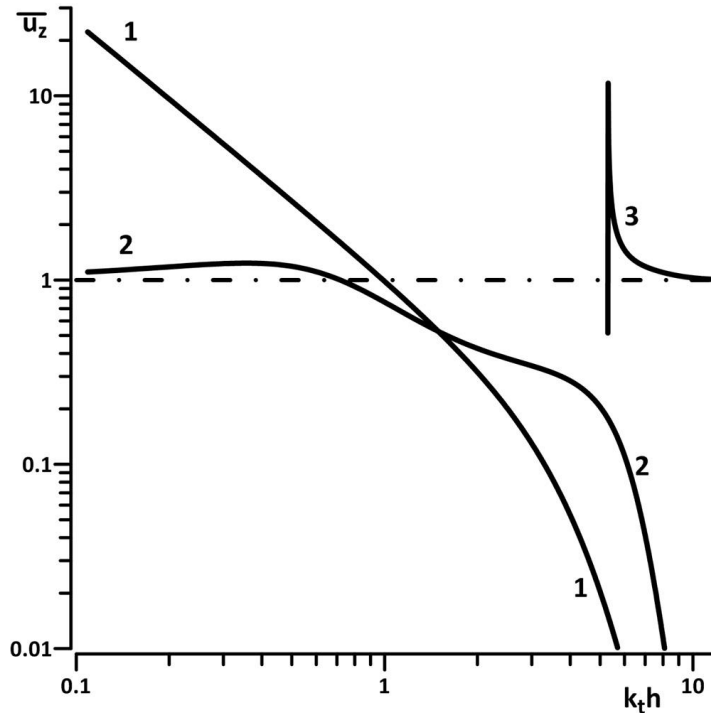


Рис. 11. Частотные зависимости амплитуды вертикальной проекции смещения на дневной поверхности для трех нормальных мод (нумерация совпадает с рис. 9)

Данные рис. 11, во-первых, указывают на высокую эффективность возбуждения мод №1 и №2 в широкой полосе частот, где в наибольшей степени проявляются связанные со строением среды особенности дисперсионных характеристик. Во-вторых, следует обратить внимание на поведение  $\bar{u}_z(k_t h)$  в области высоких ( $k_t h \gg 1$ ) и низких ( $k_t h \ll 1$ ) частот. Нетрудно видеть, что амплитуда моды №2, которая в области низких частот отвечает волне Рэлея, асимптотически стремится к амплитуде волны Рэлея в однородном упругом полупространстве. В области высоких частот, где, как отмечено выше, моды №1 и №2 отвечают волнам Стоунли на соответствующих границах водного слоя, их амплитуды стремятся к нулю из-за локализации возмущений вблизи указанных границ. Изменение амплитуды возбуждения мод №1 и №2 имеет место в области частот  $k_t h \sim 1$ , что позволяет оценить глубину залегания водоносного слоя. Мода №3 ведет себя аналогично нормальным модам в волноводах [Бреховских, 1973], имея нулевую амплитуду возбуждения ниже граничной частоты и асимптотически приближаясь к ам-

плитуде возбуждения волны Рэлея в однородном упругом полупространстве в области высоких частот. Рост амплитуды возбуждения моды №1 в области низких частот связан со значительным влиянием присоединенной массы, обусловленной движением жидкости (см. обсуждение (22) выше).

Таким образом, все нормальные моды в рассматриваемой модельной среде возбуждаются эффективно, что обеспечивает анализ дисперсионных зависимостей для определения структуры среды. Глубину залегания водоносного слоя можно оценить по частоте  $k_z h \sim 1$  (рис. 11), начиная с которой амплитуды возбуждения нормальных волн начинают существенно уменьшаться. Этой же частоте отвечают изменения в дисперсионных зависимостях на рис. 9, что также позволяет оценить глубину водоносного слоя. Его мощность, как следует из выражения (23), можно оценить по величине коэффициента пропорциональности в дисперсионной зависимости для моды №1 в области низких частот  $k_z h \ll 1$ . Указанные соображения могут быть положены в основу численного решения задачи оптимизации параметров, аналогично алгоритмам, используемым в методе SASW [Xia et. al., 1999].

В «стандартной» реализации метода SASW все используемые приемники регистрируют преимущественно вертикальную проекцию смещения поверхности, в меньшей степени затухающую с глубиной по сравнению с горизонтальной [Уайт, 1986]. Анализ частотных зависимостей отношения амплитуд проекций вектора смещения не проводится, что, по-видимому, обусловлено требованиями к скорости выполнения геофизических работ — при проведении такого анализа требуется дополнительно задействовать часть ресурсов приемной аппаратуры, в то время как приоритетной задачей в большинстве случаев является максимальный охват площади проведения изысканий. Однако было обнаружено, что в однородном полупространстве отношение амплитуды горизонтальной проекции смещения к амплитуде вертикальной проекции  $u_r/u_z$  является функцией коэффициента Пуассона (рис. 12) и монотонно увеличивается от 0,54 до 0,78 при уменьшении коэффициента Пуассона от 0,5 до 0. Было предположено и затем наглядно показано [Коньков и др., 2012; Konkov et. al., 2012, 2013, 2015], что зависимость этого

отношения от частоты несет информацию о распределении коэффициента Пуассона в вертикально стратифицированной среде, а следовательно, и о структуре связей в ней.

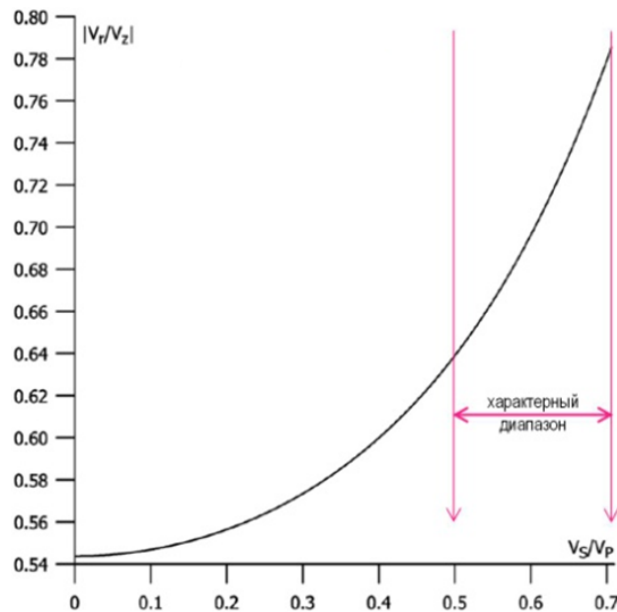


Рис. 12. Зависимость отношения амплитуды горизонтальной проекции смещения к амплитуде вертикальной проекции от коэффициента Пуассона.

Покажем теоретически на простом примере, что введение в частотный анализ поверхностных волн (метод SASW) этой зависимости действительно имеет смысл и позволяет расширить возможности реконструкции параметров слоистых сред. Рассмотрим частотную зависимость  $u_r/u_z$  для приведенного выше численного примера, который далее отвечает модели №1, и для случая (модель №2), когда при сохранении равенства  $C_t = C_T$  величина скорости продольной волны в верхней среде становится больше:  $C_t/C_1 = 1/2$  и  $C_T/C_L = 1/\sqrt{3}$ , т.е. коэффициент Пуассона верхнего слоя  $\nu = 1/3$ , а нижнего полупространства –  $\nu = 1/4$ . Тем самым моделируется увеличение коэффициента Пуассона, вызванное для реальных грунтов, например, частичным насыщением пространства пор жидкостью, просачивающейся из жидкого слоя.

На рис. 12 изображены дисперсионные зависимости для моделей №1 и №2. На рис. 13 представлены соответствующие им частотные зависимости отношения амплитуд  $u_r/u_z$  на дневной поверхности. Дополнительное пояснение приведено на графиках. Также для сравнения добавлен расчет для среды, составленной из двух

упругих слоев с указанными выше параметрами при отсутствии проскальзывания между ними (условие «склейки»). Граница раздела сред задавалась на глубине  $z = h + h_0/2$ . Соответствующие зависимости показаны на рис. 12 и рис. 13 темно-серыми длинными штриховыми линиями. Поскольку отношение скорости волны Рэлея к скорости сдвиговой волны есть монотонная возрастающая функция коэффициента Пуассона, наблюдается небольшое увеличение скорости волны Рэлея с ростом частоты. Штрих-пунктирная линия на рис. 13 поясняется ниже.

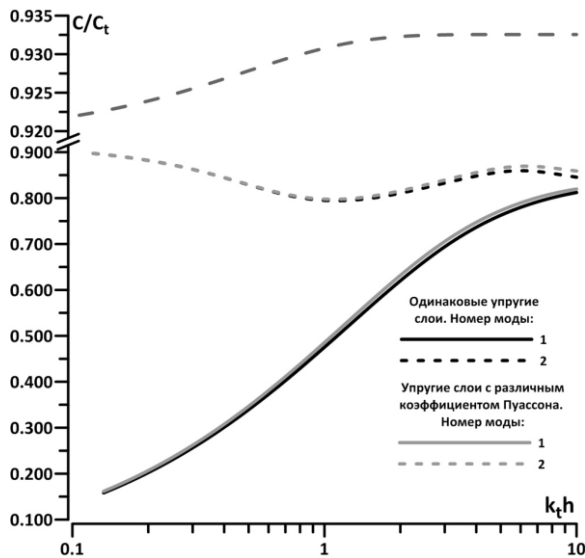


Рис. 12. Дисперсионные зависимости для рассматриваемого набора модельных сред.

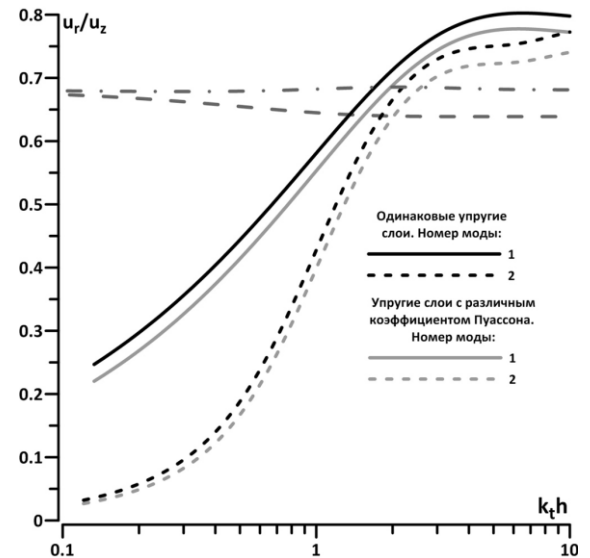


Рис. 13. Частотные зависимости  $u_r/u_z$  для рассматриваемого набора модельных сред.

Для модели двухслойной среды диапазон изменений скорости составляет около 1%. Если коэффициент Пуассона неизвестен или задается априори, как это делается в стандартных приложениях SASW, то эти изменения можно ошибочно связать с изменением скорости сдвиговой волны (в рассматриваемых моделях величина скорости волны сдвига неизменна по глубине). На рис. 13 штрих-пунктирной линией показана зависимость отношения  $u_r/u_z$  от частоты в случае равных величин коэффициента Пуассона упругих сред. При этом относительные изменения скорости волны Рэлея составляли также около 1%, но были связаны с наличием отношений  $C_t/C_T = 1,01$  и  $C_t/C_L = 1,01$  для граничащих слоя и полупространства. Нетрудно видеть, что штрих-пунктирная линия отвечает практически постоянному значению  $u_r/u_z$  во всем диапазоне изменения волновой толщины

слоя. При этом соответствующая зависимость при наличии указанного выше контраста коэффициента Пуассона характеризуется изменением величины  $u_r/u_z$  в пределах приблизительно 3%, что позволяет диагностировать изменение коэффициента Пуассона.

Как видно из рис. 12, отличия дисперсионных зависимостей для моделей №1 и №2 также невелики и составляют около 1%. При этом изменение модуля отношений амплитуд проекций для моделей №1 и №2 составляет около 4% для первой моды и достигает 20% в области низких частот для второй моды (см. рис. 13). Таким образом, совместный анализ дисперсионных зависимостей и частотных зависимостей отношения амплитуд проекций вектора смещения дневной поверхности позволяет судить об особенностях строения среды.

Из гипотезы, что зависимость отношения  $u_r/u_z$  от частоты несет достаточную информацию о распределении коэффициента Пуассона в вертикально стратифицированной среде, было предположено, что и решение обратной задачи в случае учета данного параметра становится более корректным.

Исходя из всего вышесказанного, было предложено разработать метод PASW (от англ. «Projections Analysis of Surface Waves»; название дано по аналогии с SASW) за счет включения в рассмотрение (помимо дисперсионной характеристики) зависимости отношения амплитуд горизонтальной и вертикальной проекций смещения в волне Рэлея от частоты (их измерение осуществимо ввиду наличия приемной системы, позволяющей измерять скорость колебаний поверхности в двух направлениях). Это позволило отказаться от использования априорной информации о величине коэффициента Пуассона и определять его значение непосредственно из экспериментальных данных, получая таким образом информацию о вертикальном распределении скоростей продольной и сдвиговой волн в рамках плоско-слоистой модели.

Насколько можно судить на основе анализа литературы, ранее такие исследования не проводились. Можно предположить, что отсутствие работ в этой области также связано со сложностью реализации соответствующих алгоритмов.

## §1.4. Заключение

В данной главе обосновано применение метода спектрального анализа поверхностных волн SASW для задач малоглубинной сейсмоакустики, перечислены основные этапы его реализации, отмечены достоинства и недостатки. Приведена численная схема построения решения прямой задачи о распространении поверхностных волн в горизонтально однородной плоско-слоистой среде (на основе матрицы пропагатора), а также пример получения начальных значений для решения обратной задачи по восстановлению параметров такой среды, не требующий минимизации функционала итерационным методом.

В качестве эталонной задачи рассмотрено распространение сейсмоакустических волн в трехслойной среде, состоящей из однородного изотропного деформируемого твердого слоя, нагруженного на однородный жидкий слой, покрывающий однородное изотропное твердое полупространство. Выполнен анализ дисперсионных зависимостей для нормальных волн, распространяющихся в такой среде, и выделены их важные особенности, которые, совместно с информацией о характере пространственного распределения полей мод, позволяют не только устанавливать наличие под верхним слоем грунта водоносного слоя, но и определять его мощность и глубину залегания. Проведенный анализ указывает на возможность эффективного возбуждения указанных нормальных мод источником, размещенным на дневной поверхности. Показано, что для решения задачи реконструкции особенностей строения геологической среды существенным параметром (и дополнительным диагностическим признаком) является отношение амплитуд вертикальной и горизонтальной проекций вектора смещений, измеренных на дневной поверхности. Его учет существенно расширяет возможности реконструкции параметров слоистых сред методами, аналогичными SASW. Разработанный таким образом метод получил название PASW; он позволяет решать задачи реконструкции упругих параметров в рамках горизонтально однородной плоско-слоистой среды путем совместного анализа дисперсионной характеристики, отвечающей фундаментальной моде волны Рэлея  $C_R$ , и частотной зависимости отношения амплитуд проекций смещения  $u_r/u_z$ .

## **Глава 2. Применение метода PASW для решения задач реконструкции вертикального разреза земных пород**

Для многих прикладных задач в сельском хозяйстве и строительстве, а также оценки техногенных рисков нужна информация о распределении жидкости и ее движении в приповерхностных слоях Земли. Примером таких задач являются: поиск водоносных слоев, оценка рисков попадания жидких отходов в местах их захоронения в грунтовые воды при техногенных катастрофах [DePaolo and Orr, 2008] и т.п.

Для проведения изысканий на большой площади и глубине представляется логичным использование дистанционных методов. Прямой метод термогравиметрии (см. обзор [Bittelli, 2011] методов определения водонасыщенности в почвах) несмотря на то, что позволяет с высокой точностью определить содержание жидкости в порах грунта, имеет ряд существенных недостатков. Во-первых, взятие проб сопровождается разрушением структуры почвы, что может привести к загрязнению образца. Во-вторых, исследования большой площади указанным образом, очевидно, сопровождаются значительными временными затратами.

Исследования областей, лежащих выше уровня грунтовых вод, обычно проводят при помощи методов электроразведки на постоянном (слабо переменном) токе или георадиолокации (георадара). Оба метода непригодны для мониторинга малых вариаций на глубинах больших, чем несколько метров, где влагосодержание составляет порядка нескольких процентов. При использовании георадара глубина проникновения сигнала ограничена его существенным затуханием, вызванным высокой проводимостью приповерхностных осадочных пород, насыщенных водой. При использовании электроразведки на существенных глубинах сигналы, получаемые с электродов, характеризуются ограниченным разрешением. Более того, принимая во внимание неоднозначность решения обратной задачи при зондировании методом сопротивлений, пределы погрешности восстанавливаемых

значений удельного сопротивления с большей вероятностью оказываются больше, чем пределы вариаций этого параметра, вызванных естественными изменениями содержания воды. Неоднозначность возникает, т.к. слои, имеющие одинаковую величину «удельное сопротивление  $\times$  толщина» или «удельная электропроводность  $\times$  толщина» отвечают одной и той же кривой. Таким образом, процесс инверсии не может верно разрешить параметры слоев для кривых, отличающихся меньше, чем на несколько процентов [Simms and Morgan, 1992]. В статье [Binley et. al, 2002] при помощи георадарного межскважинного зондирования удалось отследить вариации малого содержания жидкости в 0,5 – 1% на горизонтах 14 – 15 м, но авторы отмечают, что подобной точности при аналогичных измерениях на поверхности достичь не удастся – предположительно, из-за значительного затухания электромагнитной волны при распространении в проводящей среде. При использовании георадара значительное затухание, вызванное приповерхностными осадками с высокой электропроводностью, ограничивает глубину проникновения сигналов. Отметим, что проведенный анализ литературы [Bittelli, 2011; Binley et. al, 2002; Huisman et. al., 2003; Looms et. al., 2008; Winship et. al., 2006; Eppstein and Dougherty, 1998] показал, что для решения задач диагностики насыщения жидкостью грунтов сейсмоакустические методы используются редко.

В работе [Lu, 2014] проведены измерения сезонного влияния содержания воды в почве на профиль скорости волны сдвига методом MASW, и показана возможность осуществления мониторинга степени насыщения водой грунта. В рамках диссертационной работы проведено подобное исследование для определения возможностей разработанного метода PASW.

Приведем общий для задач из второй главы алгоритм восстановления вертикального профиля параметров исследуемого грунта в рамках рассматриваемой модели горизонтально однородной плоско-слоистой среды на основе анализа частотных характеристик фазовой скорости волны Рэлея  $C_R$  и отношения амплитуд проекций смещения  $u_r, u_z$ , измеряемых на поверхности. Нули матрицы пропагатора, описанной в §1.2, отвечают в такой среде поверхностным волнам (основной и



высшим модам волны Рэлея [Аки и Ричардс, 1983]), а также модам волноводного распространения (каналовым волнам). Среди всех волновых движений только основная мода волны Рэлея имеет нулевую граничную частоту (отметим, что в случае водоносного слоя появляется еще одно решение, распространяющееся с нулевой частотой – мода №1 на рис. 9). Нули определителя матрицы пропагатора определялись, начиная с самых низких частот, и при увеличении частоты значение, найденное на предыдущем шаге, использовалось в качестве начального приближения. В этом случае получаемая дисперсионная зависимость отвечает основной моде волны Рэлея. Для каждого найденного корня определителя матрицы пропагатора вычислялось отношение амплитуды горизонтальной проекции к амплитуде вертикальной проекции на поверхности.

Для реконструкции вертикального профиля среды осуществлялся поиск ее параметров, удовлетворяющих минимальному значению целевой функции. Целевая функция отвечала среднеквадратичному отклонению между измеренными и вычисленными величинами. Измеряемыми величинами являлись скорость распространения волны Рэлея  $C_R$  и отношение амплитуд проекций  $u_r/u_z$ . Незвестными параметрами являлись мощности (толщины) слоев, а также скорости продольной ( $C_P$ ) и сдвиговой ( $C_S$ ) волн (в «стандартной» реализации метода SASW отношение  $C_P/C_S$  предполагается заданным) в каждом слое. В качестве начального приближения рассматривалась двухслойная модель среды и использовалась измеренная дисперсионная зависимость для оценки границы раздела, а также скорости волны сдвига в полупространстве и верхнем слое по алгоритму, предложенному в [Xia et. al., 1999] (см. §1.1). Затем верхний слой «разбивался» на набор слоев одинаковой мощности. Границы этих слоев на первом этапе итерационной процедуры фиксировались и «перебирались» только величины скоростей объемных волн. Далее вычислялись частотные зависимости скорости волны Рэлея и отношения амплитуд проекций смещения, которые затем сравнивались с измеренными частотными зависимостями, и минимизировался соответствующий функционал

$$\left(1 - \frac{C_{Rcalc}}{C_{Rexp}}\right)^2 + \left(1 - \frac{u_R/u_{Zcalc}}{u_R/u_{Zexp}}\right)^2 \rightarrow \min .$$

По завершению этой операции производилось объ-

единение слоев с «перекрывающимися» параметрами (т.е. с отличиями, не превышающими величину стандартного отклонения) и осуществлялся поиск глубин залегания границ и последующее повторение итерационной процедуры. Когда изменение между шагами итерационной процедуры становится слишком малым, алгоритм завершает свою работу (критерий остановки аналогично описанному в [Мудров, 1991]).

Поскольку приповерхностные слои до глубин первых десятков метров не испытывают существенного давления сжатия, плотность практически не меняется с глубиной. Поэтому плотность при решении рассматриваемой задачи полагалась либо неизменной, либо задавалась по эмпирическим соотношениям для рыхлых грунтов вида  $\rho = aC_p^n$ , где показатель степени  $n$  изменяется от 0,08 (прочные глины) до 0,37 (рыхлые и пирокластические отложения с Камчатки) [Никитин, 1981]. Отметим, что в выражения для вычисляемых величин входит не сама плотность, а отношение плотностей граничащих слоев. В дальнейшем было выяснено, что плотность не является важным параметром и, по крайней мере, для рассмотренных экспериментальных данных при изменении плотности в разумных пределах 20% дисперсионная характеристика и отношение амплитуд проекций изменялись в пределах 3–5%. Таким образом, плотность можно задавать произвольной постоянной для всех слоев (отношение плотностей равно единице).

## **§2.1. Мониторинг естественных (сезонных) изменений уровня воды в грунте**

Экспериментальные данные были получены на сейсмоакустическом полигоне ИПФ РАН «Безводное», расположенном в Кстовском районе Нижегородской области. Эксперименты проводились в разное время на одной и той же площадке. Первая часть (с вибрационным источником) была выполнена в ходе экспедиции в июне 2009 г., вторая (с импульсным источником) – в ходе экспедиции в октябре 2011 г.

В качестве вибрационного источника в эксперименте использовался широкополосный излучатель электродинамического типа, создающий вертикальную

силу. Излучаемый сигнал с линейно-частотной модуляцией (ЛЧМ-сигнал) генерировался программным образом и через согласующие цепи подавался на излучатель. Полоса частот излучения составляла 50–500 Гц.

Для реализации импульсного источника проводилась серия ударов массивным телом. Короткий и сильный удар в основном сосредоточен в области низких частот и имеет высокое отношение сигнал/шум. К недостаткам такого источника следует отнести ограниченную мощность соответствующих сигналов, а также невозможность осуществить их накопление, как в случае использования вибратора. С другой стороны, имеющийся в нашем распоряжении вибрационный источник не достаточно эффективен в области низких частот. При реализации ударного возбуждения сейсмических волн мы следовали рекомендациям [Никитин, 1981].

Отношение сигнал/шум для импульсного источника составляло ~60 дБ, эффективно передаваемая полоса частот – 15–45 Гц, что позволило провести профилирование на глубинах до 5 м. Сила, приложенная к грунту, контролировалась акселерометром, установленным на недеформируемой плите известной массы. По данным акселерометра, ускорение площадки достигало  $(1,5-2) \cdot 10^3$  м/с<sup>2</sup>. При известной массе площадки (21 кг) импульс силы от удара оценивался величиной 31,5–42 кН, что на два порядка больше величины характерной силы, создаваемой вибратором. Но величине вертикального смещения  $|V_z| = 0,8$  мм/с отвечало усилие, возбуждающее упругие волны:  $F = 5000$  Н, что составляет приблизительно 1/8 часть импульсного усилия, прикладываемого к плите. Для уменьшения оттока энергии в пластические деформации была подложена жесткая плита с площадью 0,1 м<sup>2</sup> – как минимум на порядок превосходящей площадь рабочей поверхности первичного источника.

Прием сигналов осуществлялся при помощи двух цифровых 24-х канальных сейсморазведочных станций «Лакколит X-M2», обеспечивавших запись вертикальных и горизонтальных проекций скорости колебаний свободной поверхности в полосе частот 5 – 500 Гц при низком уровне шумов и с разрешением 24 бита. Сейсмостанции оснащены калиброванными широкополосными геофонами. В ходе экспериментов приемные геофоны располагались в линию, попарно верти-

кальный и горизонтальный (регистрировавшие соответствующие смещения поверхности – рис. 14, справа сверху), с фиксированным расстоянием между позициями пар (1 м в эксперименте с вибрационным источником и 2 м для низкочастотных записей с импульсного источника), создавая, таким образом, приемную антенну. Общее число геофонов составляло 48 штук. На схеме измерений с вибрационным источником (рис. 14, справа внизу) позиции пар изображены синими треугольниками, позиции излучателя – красными звездочками. Время записи одной реализации составляло 1024 мс для вибрационного источника и 3072 мс для импульсного источника. В случае вибрационного источника производилось усреднение по 100 реализаций, для импульсного источника было записано 10 реализаций, и накопление не производилось (однако, результаты полученной затем реконструкции усреднялись).

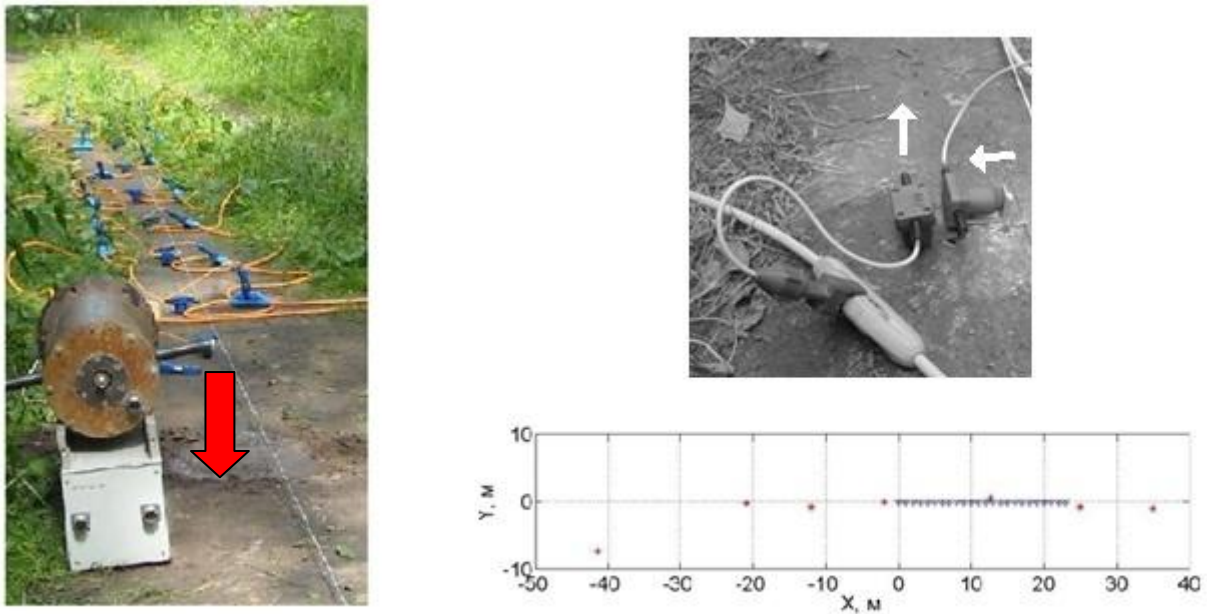


Рис. 14. Схема эксперимента с вибрационным источником.

По экспериментальным данным были построены сейсмограммы (распределения яркости, пропорциональные амплитудам; на них изображены только верхние полупериоды), соответствующие полному волновому отклику, полученному с вертикальных и горизонтальных приемников (рис. 15). Для выделения линий синфазности производилась нормировка на максимум сигнала. Графики приведе-

ны с учетом этой нормировки. В левой части каждого рисунка изображены волновые картины, полученные с вертикальных датчиков, в правой – с горизонтальных.

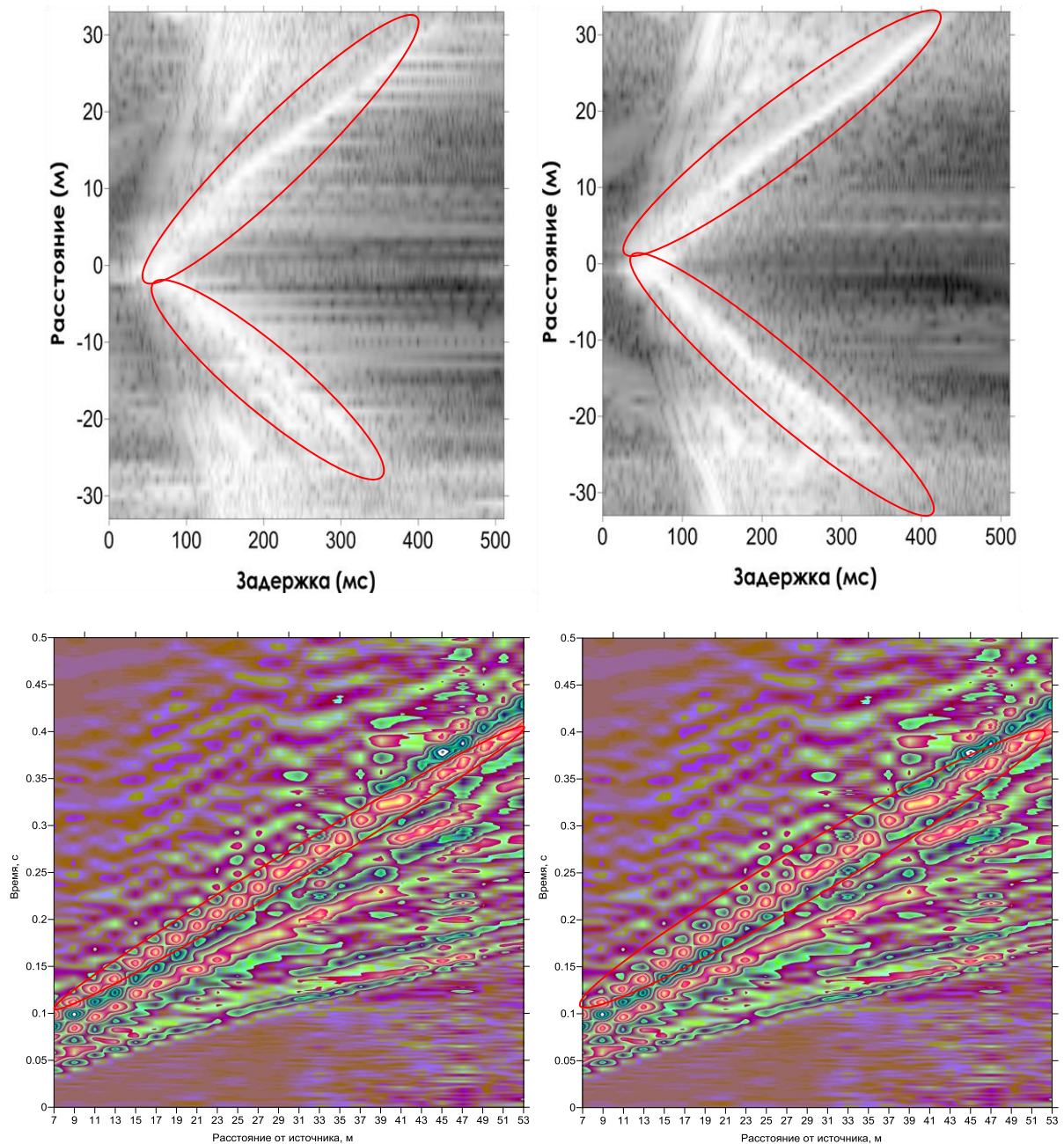


Рис. 15. Полный отклик по вибрационному (сверху) и импульсному (снизу) источнику. Годографы, отвечающие волне Рэлея выделены красным цветом.

Как видно из рис. 15, полный отклик, помимо волны Рэлея, включает также приходы отраженных, преломленных волн и т.д. Но годограф, соответствующий фундаментальной моде волны Рэлея, выделяется без особых сложностей по ряду причин. Во-первых, ему соответствует самая низкая (среди остальных типов волн) скорость распространения, во-вторых, он выделяется своей яркостью: как отмечалось выше, одним из преимуществ использования волны Рэлея является слабое



ослабление интенсивности с расстоянием ( $\sim \frac{1}{\sqrt{r}}$  по сравнению с  $\sim \frac{1}{r}$  для объемных Р- и S-волн). Наконец, в-третьих, запаздывание между вертикальной и горизонтальной проекциями смещений в предполагаемой волне Рэля составило  $\pi/2$ , что также согласуется с теорией [Уайт, 1986]. Для более аккуратного выделения волны Рэля проводился анализ пространственно-временных спектров (F-K спектров) сигналов, принятых с геофонов [Хаттон и др., 1989; Yilmaz, 2001]. F-К спектры получают путем двумерного преобразования Фурье (по временной и пространственной координатам) с целью перехода из области «t-x» в область «f-k». F-К спектры для данных, полученных с вибрационного и импульсного источников, приведены на рис. 16.

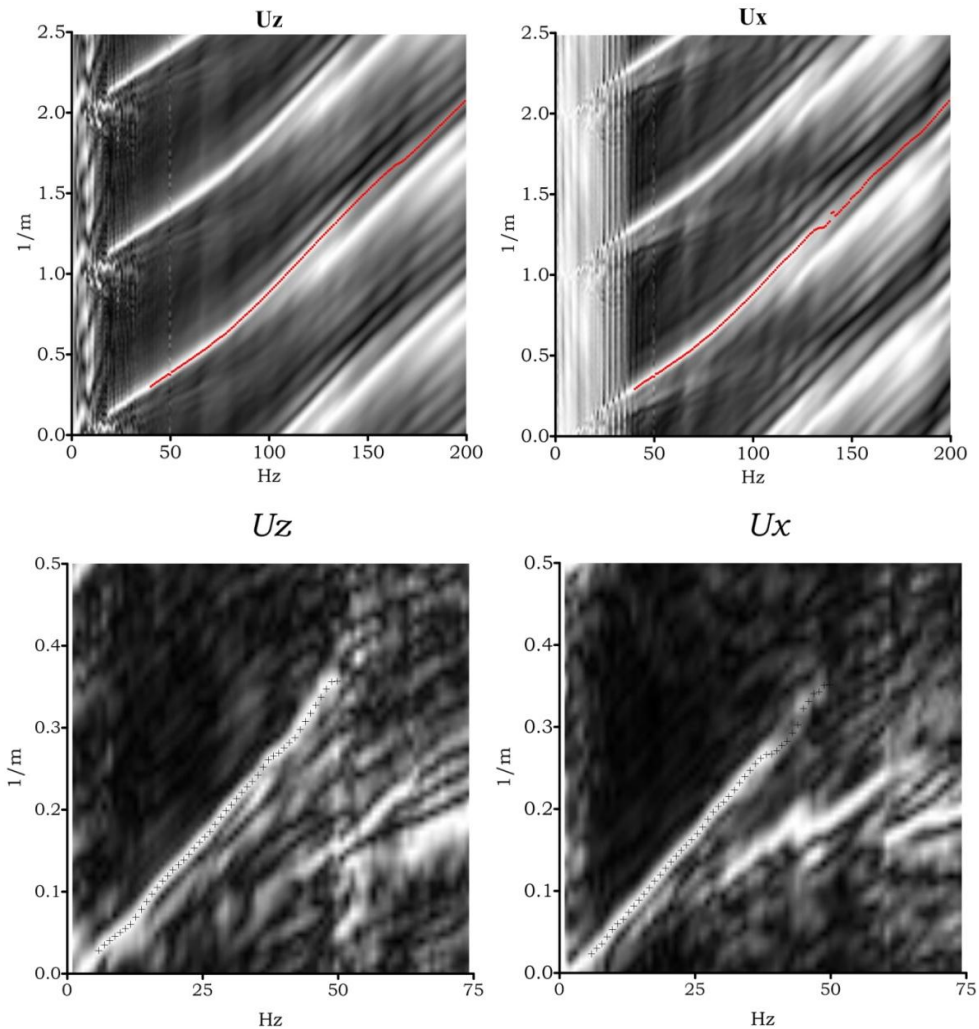


Рис. 16. F-К спектры, полученные при помощи данных с вертикальных (слева) и горизонтальных (справа) датчиков в случае вибрационного (сверху) и импульсного (снизу) источника.

Анализ F-K спектров сигналов, полученных при использовании всех типов источников, показал, что высшие моды волны Рэля проявляются на частотах выше 130 Гц, где из-за низкого отношения сигнал/шум их анализ не имел смысла. Ее фундаментальная мода распространяется с нулевых частот, что также существенно упрощает ее идентификацию. На приведенных F-K спектрах выделен вклад волны Рэля в частотном диапазоне, соответствующем данному сигналу. При излучении вибрационного источника пространственная частота Найквиста (равная половине частоты дискретизации) составляла  $0,5 \text{ м}^{-1}$ , а при излучении импульсного –  $0,25 \text{ м}^{-1}$  (вследствие различного расстояния между парами приемных геофонов в соответствующих экспериментах). Временная частота Найквиста в обоих случаях составляла 500 Гц. Для определения дисперсии скорости волны Рэля и отношения амплитуд проекций смещения на спектрах находились характеристические линии, отвечающие фундаментальной моде волны Рэля (критериями фундаментальной моды являлись ее яркость и нулевая граничная частота). Фазовая скорость определялась делением образующих характеристические линии значений: круговой частоты  $\omega$  и волнового числа  $k$ , а отношение  $u_x/u_z$  – делением соответствующих спектральных амплитуд в точках, отвечающих вкладу волны Рэля.

На рис. 17 представлены измеренные и вычисленные частотные зависимости фазовой скорости волны Рэля и отношения амплитуд проекций  $u_x/u_z$  при использовании вибрационного источника. Отмеченная серым цветом область показывает разброс данных при анализе скорости волны Рэля отдельно для каждой из проекций смещения. Символами на рис. 17, справа показаны измеренные величины отношения амплитуд проекций смещения. Как говорилось выше, полоса частот излучения составляла 50–500 Гц. При этом частоты выше 200–250 Гц сильно затухали, по-видимому, из-за рассеяния на локальных неоднородностях среды (трава, кустарники и корни деревьев), и поэтому дисперсионные зависимости для этих частот не приводятся. Также не приводятся величины отношения амплитуд проекций смещения на частотах выше 125 Гц, поскольку они характеризовались большим разбросом значений.

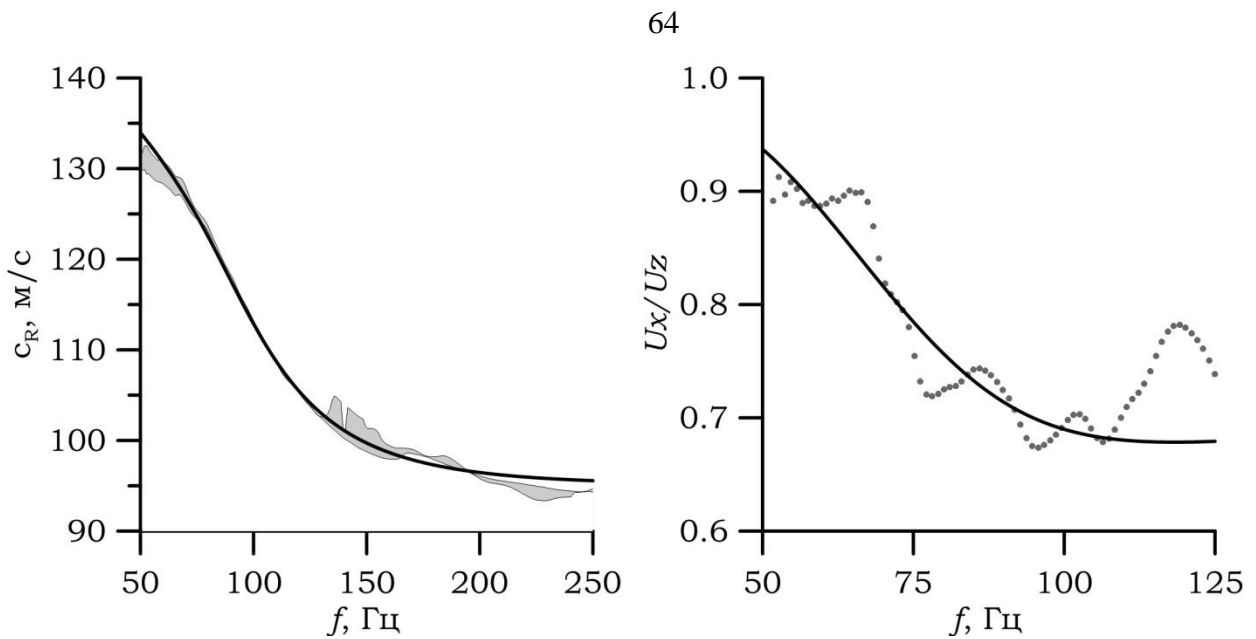


Рис. 17. Частотные зависимости скорости волны Рэлея (слева) и отношения амплитуд проекций смещения (справа) – эксперимент с вибрационным источником.

На рис. 18 представлены измеренные и вычисленные частотные зависимости фазовой скорости волны Рэлея и отношения амплитуд проекций  $u_x/u_z$  при использовании импульсного источника. Соответствующий сигнал был сосредоточен в окрестности 20 Гц с существенным ослаблением спектральных составляющих с частотами выше 40 Гц, что не позволило провести анализ данных в этой частотной области. Частоты ниже 15 Гц также исключены из рассмотрения, поскольку геофоны имеют резонанс на этой частоте, а на более низких частотах их чувствительность уменьшается пропорционально квадрату частоты, дополнительно ограничиваясь входными фильтрами сейсмостанции ниже частоты 5 Гц. Закрашенные серым цветом области показывают результаты измерений для десяти последовательных ударов массивным телом по площадке.



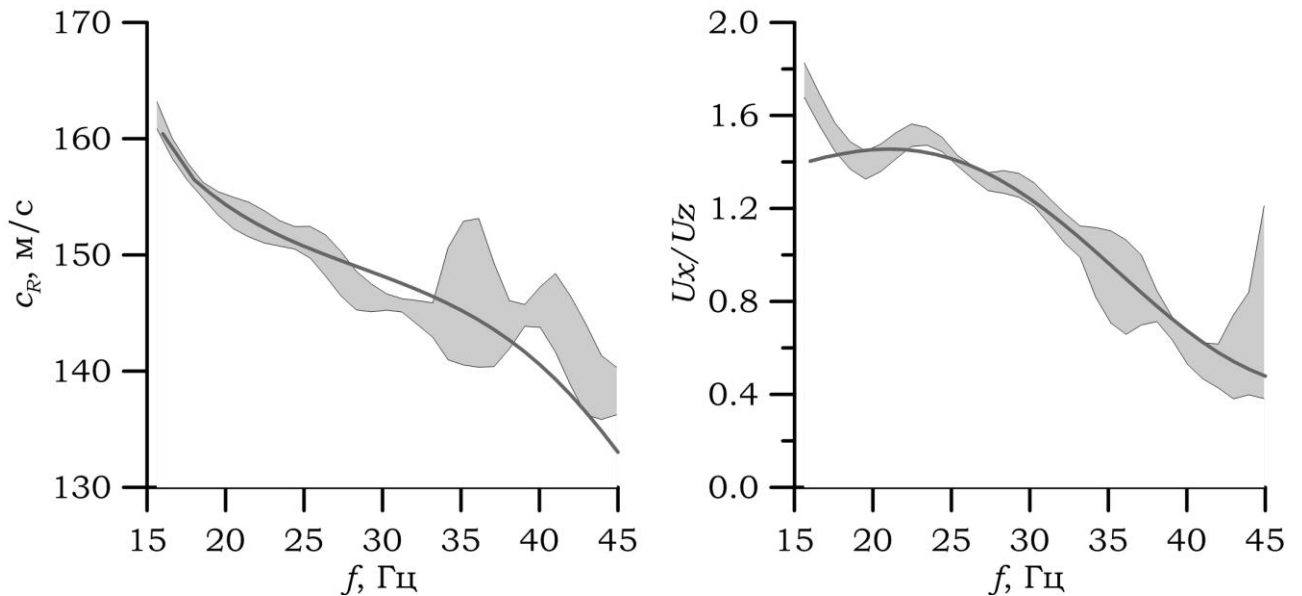


Рис. 18. Частотные зависимости скорости волны Рэлея (слева) и отношения амплитуд проекций смещения (справа) – эксперимент с импульсным источником.

Стоит отметить, что частотные диапазоны сигналов, полученных при излучении вибрационного и импульсного источника практически перекрывались, и данные на рис. 17 являются «продолжением» данных, представленных на рис. 18. Увеличение скорости волны Рэлея на низких частотах, по-видимому, связано с увеличением сжатия зерен из-за давления со стороны вышележащих слоев.

Включение в рассмотрение частотной зависимости отношения амплитуд проекций смещений позволило, наряду с профилем скорости волны сдвига, реконструировать профиль коэффициента Пуассона. Наименьшему среднеквадратичному отклонению между теоретическими и экспериментальными данными соответствует набор параметров, представленный в таблице. Соответствующие реконструированные профили изображены на рис. 19. Профили скорости волны сдвига изображены красными линиями, профили скорости продольной волны – чёрными. Коэффициент Пуассона для каждого слоя обозначен числом.

Для однородного полупространства большая часть энергии волны Рэлея сосредоточена в слое мощностью порядка половины ее длины волны [Уайт, 1986]. Таким образом, эту величину можно использовать для оценок глубины ее проникновения в неоднородном полупространстве. При средней по слоям скорости 147 м/с для данных эксперимента 2011 г. волна Рэлея проникает, таким образом, на глубины от 5 до 1,5 м в полосе частот 15–45 Гц. Для данных 2009 г. средняя

скорость волны Рэля составляет 124 м/с, а глубина проникновения в полосе частот от 50 до 250 Гц составляет от 1,2 м до 25 см. Глубины проникновения волны Рэля приблизительно одинаковы для граничных частот обоих экспериментов, что позволяет провести их сравнение.

Данные 2011 г. (импульсный источник)					Данные 2009 г. (вибрационный источник)				
№ слоя	z (м)	$V_P$ (м/с)	$V_S$ (м/с)	$\nu$	№ слоя	z (м)	$V_P$ (м/с)	$V_S$ (м/с)	$\nu$
1	-	279	86	0,44	1	-	171	105	0,20
2	0,5	315	106	0,43	2	0,4	264	166	0,17
3	0,8	216	148	0,06					
4	1,3	285	201	0					
5	2,3	258	183	0					
6	4,1	379	222	0,24					

Таблица. Параметры слоистой среды (глубина расположения границы раздела слоев, скорости объемных волн в слоях и отвечающий им коэффициент Пуассона).

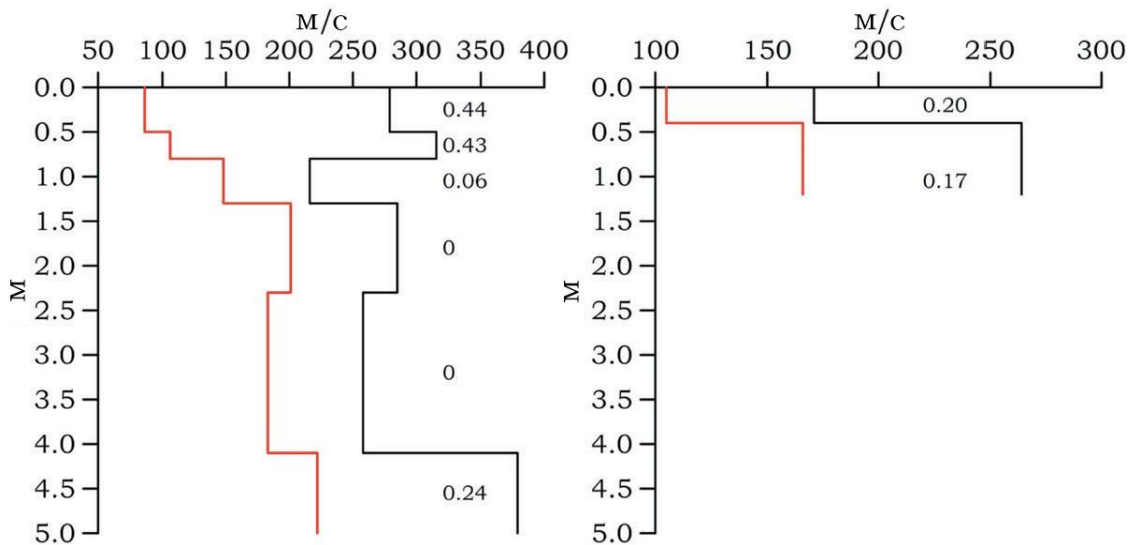


Рис. 19. Реконструированные профили среды (слева – эксперимент с импульсным источником 2011 г., справа – эксперимент с вибрационным источником 2009 г.)

Как нетрудно видеть из таблицы, положение границы раздела слоев №1 и №2 практически одинаково для данных 2009 и 2011 гг. Интересно отметить большую величину скорости волны сдвига (сдвиговой жесткости) и меньшую величину коэффициента Пуассона для слоев №1 и №2 в эксперименте 2009 г. по сравнению с экспериментом 2011 г. Эксперимент 2009 г. проводился в начале

июня, в жаркую и сухую погоду. В таком случае можно предположить, что из-за испарения жидкости из пространства пор произошло образование капиллярных менисков в местах контакта зерен песка и, как следствие, зерна оказались сильнее прижаты друг к другу капиллярными силами (см., например, [Averbakh et. al., 2010]). Сдвиговая жесткость среды на глубинах до 0,5–1 м увеличилась, а коэффициент Пуассона наоборот уменьшился. Эксперимент 2011 г. проводился в середине октября, когда земля была пропитана влагой от прошедших ранее дождей. Верхняя часть грунта содержит значительное количество частиц глины, которая набухает при насыщении водой. При этом, по всей видимости, происходит ослабление связей между зернами и уменьшение модуля сдвига. Объемная жесткость воды существенно превышает объемную жесткость гранулированной среды, что приводит к увеличению скорости продольной волны и, как следствие, коэффициента Пуассона.

В первом приближении сейсмоакустические свойства почв с малым содержанием частиц глины (например, суглинков), могут быть описаны при помощи моделей эффективных сред, когда размеры микроскопических неоднородностей существенно меньше длин сейсмоакустических волн. Если обратиться к теории Гассмана [Mavko et. al., 2009] для определения коэффициента Пуассона насыщенных водой сред, то его значение должно лежать в пределах: 0,49 – 0,499 для любых разумных значений пористости и других основных параметров. Как видно из таблицы, результаты наших экспериментов противоречат этим соображениям. Этот факт указывает либо на частичное насыщение, либо на сильное взаимодействие глины с водой. Оценка эффектов этого сложного взаимодействия является отдельной сложной задачей и выходит за рамки диссертационной работы.

Согласно [Горяинов и Ляховицкий, 1979], отношение скоростей объемных волн сухих почв с содержанием глины:  $C_S/C_P = 0,5 - 0,6$ , в то время как полное насыщение приводит к  $C_S/C_P = 0,1 - 0,2$ . Эти значения соответствуют коэффициентам Пуассона 0,22 – 0,33 для сухих почв и 0,48 – 0,49 для полностью насыщенных. Несмотря на то, что эти значения меньше, чем в соответствии с теорией Гассмана, они все же больше, чем приведенные в таблице.

Таким образом, это различие предположительно связано с частичным насыщением. В подтверждение этой гипотезы можно привести два факта. Во-первых, известно, что насыщение жидкостью почв с частицами глины является сложным процессом [Горяинов и Ляховицкий, 1979]. Во время первоначальной стадии насыщения границы между зернами укрепляются, в то время как вода удерживается поверхностью глиняных частиц (ослабление связей наблюдается в момент почти полного насыщения). Следовательно, из-за этого укрепления связей найденные значения коэффициента Пуассона (см. таблицу) могут быть не такими большими. Во-вторых, значения коэффициента Пуассона в слоях 3–5 находятся в соответствии с моделью сухой гранулированной среды [Mavko et. al., 2009]. Это указывает на возможное просачивание жидкости вглубь сквозь эти слои. Известные литологическая структура (см. далее по тексту) и уровень грунтовых вод на глубине 15 м также находятся в согласии с гипотезой просачивания жидкости вглубь.

Для верификации данных описанных экспериментов, обратимся к работе [Авербах и др., 2012], где представлены результаты метода фазового межскважинного профилирования, проведенного на той же экспериментальной площадке в 2006 г. (стоит отметить, что полигон ИПФ РАН «Безводное» в течение многих лет активно используется для апробации новых методик в сейсмоакустике, разрабатываемых в Институте). Схема эксперимента с когерентным скважинным источником SH-волн показана на рис. 20 (погодные условия его проведения схожи с экспериментом с вибрационным источником 2009 г.) Здесь же отражено строение среды, отвечающее геологическому анализу (исследования керна) при бурении скважины под воду на расстоянии 500 м от экспериментальной площадки.

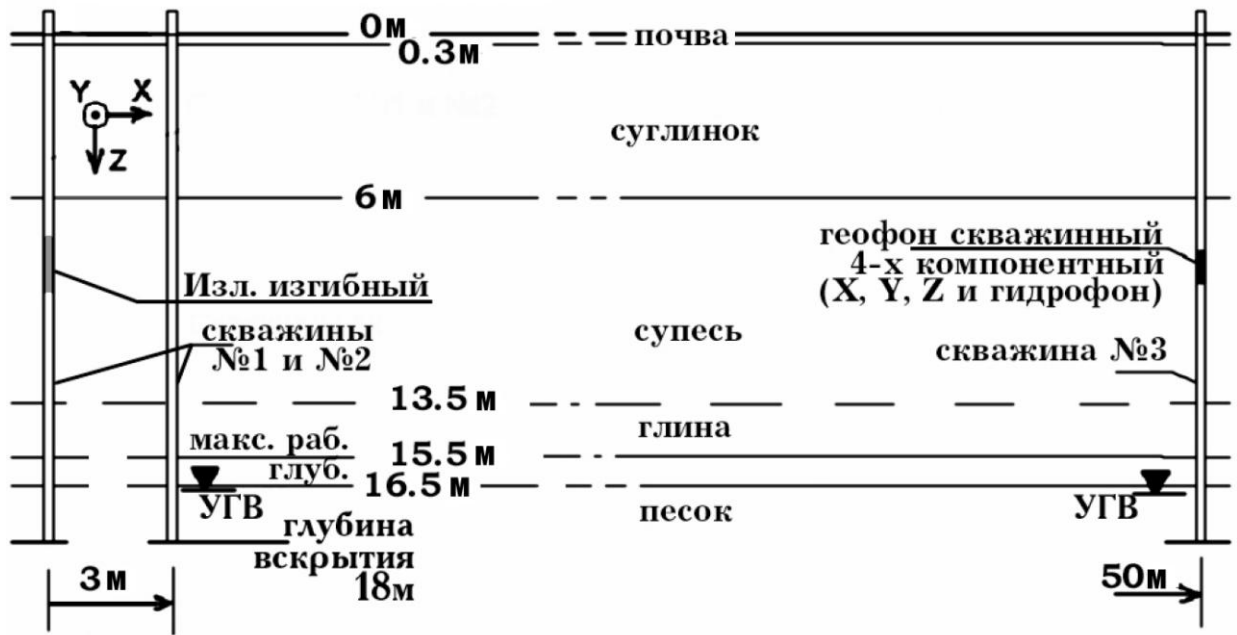


Рис. 20. Геометрия эксперимента, описанного в [Авербах и др., 2012].

Грунт характеризуется значительным фактором потерь ( $\eta \cong 0,02 - 0,05$ ) с максимумом поглощения в верхних (рыхлых) слоях. Рабочая полоса принимаемых частот ЛЧМ сигнала когерентного скважинного излучателя определялась отношением сигнал/шум и составляла около 40 Гц в окрестности 120 Гц. В результате было получено распределение значений скорости сдвиговых волн по глубине (от 1 до 15 м), представленное на рис. 21 (черная сплошная линия). Ввиду особенностей геометрии проведенного эксперимента, скорость сдвиговой волны в верхнем слое оценить не удалось (черная пунктирная линия).

Стоит отметить, что скорость сдвиговой волны в верхнем слое совпадает со скоростью сдвиговой волны во втором слое на профиле 2009 г. Также схожая граница на глубине 4 м наблюдается в экспериментах 2006 и 2011 гг. соответственно. Эти факты свидетельствуют о корректности полученных результатов.

Возможно выделить и еще одну интересную особенность в вариациях скорости волны в данных экспериментов 2006 и 2011 гг. Наблюдаемая разница в данных, полученных на глубинах 1 – 4 м и почти полное совпадение на глубине 5 м предположительно указывает на проникновение воды до глубины 4 м в эксперименте 2011 г. В соответствии с геологическими данными, на глубинах 2 – 5 м находится суглинок, который замещается супесью ниже 5 м. В суглинке содер-

жится больше частиц глины, которая набухает во время насыщения водой, что предположительно и связано с наблюдаемыми изменениями [Konkov et. al, 2015].

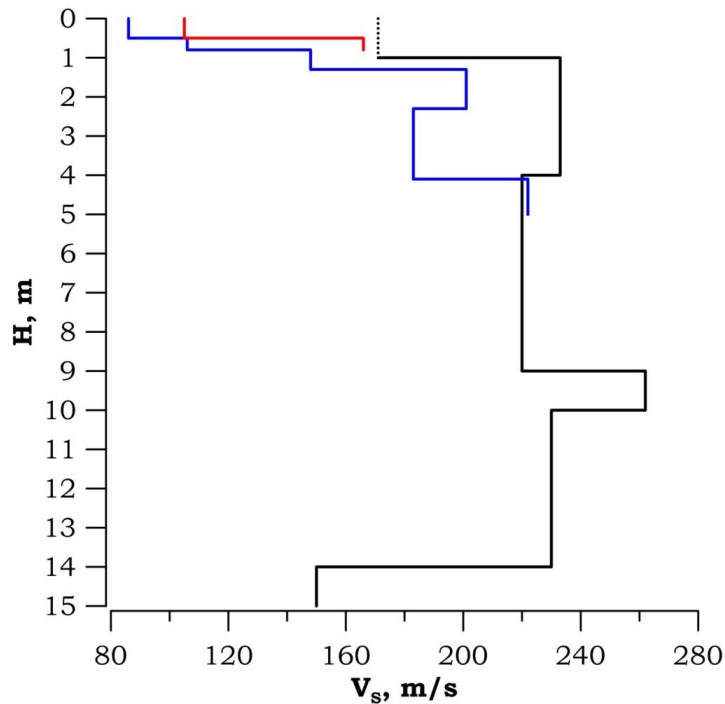


Рис. 21. Профили сдвиговой волны, полученных в результате экспериментов 2009 г. (красная линия), 2011 г. (синяя линия) и 2006 г. (черная линия).

## §2.2. Мониторинг изменений характеристик грунта, связанных с искусственным водонасыщением

Эксперименты проводились на полигоне «Безводное» ИПФ РАН летом 2013 и 2014 гг. В обоих случаях была ясная и сухая погода.

Сейсмические волны возбуждались тем же установленным на поверхности вибратором, что и в описанных в §2.1 экспериментах. На вибратор подавался электрический сигнал ЛЧМ в полосе 5 – 200 Гц. Прием осуществлялся при помощи калиброванных широкополосных вертикально и горизонтально ориентированных геофонов, расположенных попарно. Расстояние между позициями пар было фиксированным и составляло 0,5 м (значения менее этой величины достичь не удалось в силу технологических ограничений). Расстояние от вибратора до ближайшей к нему пары геофонов выбиралось исходя из условия волновой зоны. Регистрация сигналов осуществлялась при помощи двух сейсморазведочных станций «Лакколит X-M2». Время записи одной реализации составляло 3072 мс, каж-

Для серии измерений состояла из приблизительно 100 реализаций, которые затем когерентно суммировались с целью увеличения отношения сигнал/шум. На контрольную область (заштрихована на схеме из рис. 22) выливался известный объем воды. Зависимость объема вылитой воды от времени показана на рис. 23. В течение достаточно продолжительного времени (ночью) измерения не проводились, что проиллюстрировано при помощи разрыва на оси времени. Для предотвращения растекания воды в стороны перед проведением эксперимента верхний слой почвы разрыхлялся на глубину порядка 5 см.

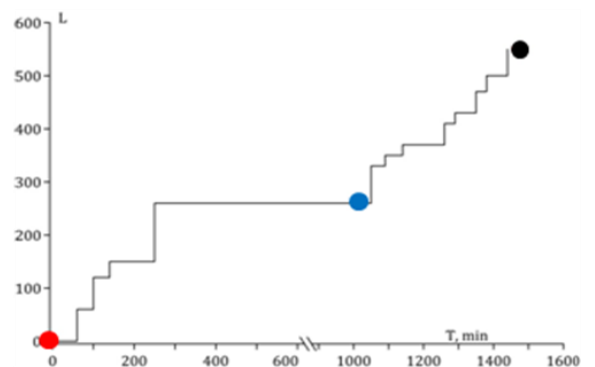
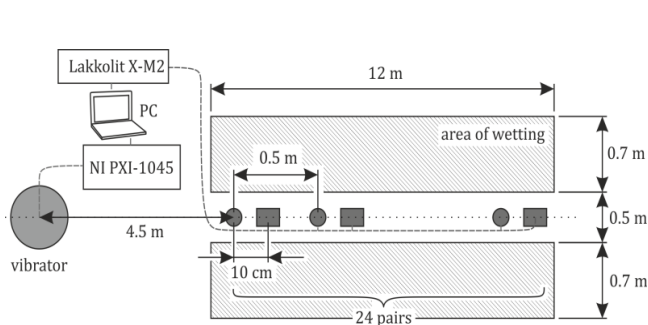


Рис. 22. Общая схема измерений. Маленькие кружки и прямоугольники отмечают положение вертикально и горизонтально ориентированных геофонов, большой кружок – положению излучателя.

Рис. 23. Зависимость объема выливаемой воды от времени. Точками обозначены моменты времени, для которых на рис. 24, рис. 25 и рис. 27 приведены соответствующие данные (см. ниже по тексту).

Для выделения волны Рэлея из всего волнового пакета, регистрируемого приемной системой, и определения ее дисперсии и отношения амплитуд проекций смещения применялась процедура F-K анализа. Пространственно-временные спектры изображены на рис. 24.

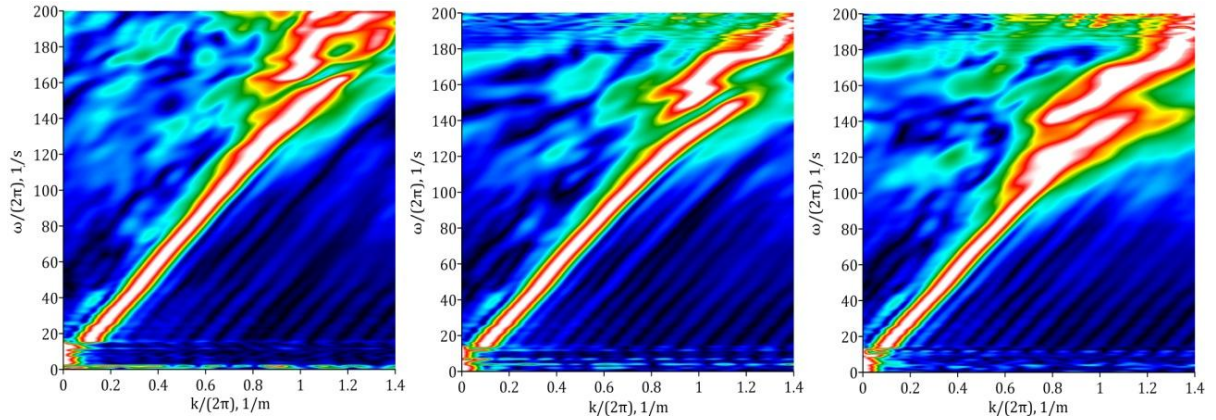


Рис. 24. Пространственно-временные спектры, рассчитанные с использованием данных с вертикальных геофонов. Рисунку слева соответствует начальное состояние грунта, по центру – началу второго дня проведения измерений, справа – концу второго дня.

Зависимости фазовой скорости волны Рэлея и отношения амплитуд проекций от частоты представлены на рис. 25. Красному цвету отвечает начальное состояние грунта (после взрыхления, но до поливки), синему – в начале второго дня проведения измерений (соответствует уровню осадков в 21 мм), черному – в конце второго дня (по завершению эксперимента). Последнее отвечает практически полному насыщению, что соответствует уровню осадков в 50 мм или приблизительно месячной норме осадков в месте проведения эксперимента. На частотах выше 120 Гц отношение амплитуд проекций оказалось, по всей видимости, подвергнутым сильному влиянию разрыхленного поверхностного слоя, поэтому данные для таких частот не анализировались. Резкое возрастание на частоте около 100 Гц на графике зависимости скорости волны Рэлея от частоты в последнем случае является следствием проявления эффектов, которые предположительно оказывает вторая мода.

Зависимости фазовой скорости волны Рэлея и отношения амплитуд горизонтальной и вертикальной проекций смещения, полученные в результате инверсии, изображены на рис. 26. Аномалия на графике зависимости отношения амплитуд проекций от частоты (на рисунке справа) в окрестности частоты 20 Гц предположительно связана с малым влиянием ближней зоны в области низких частот (больших длин волн).



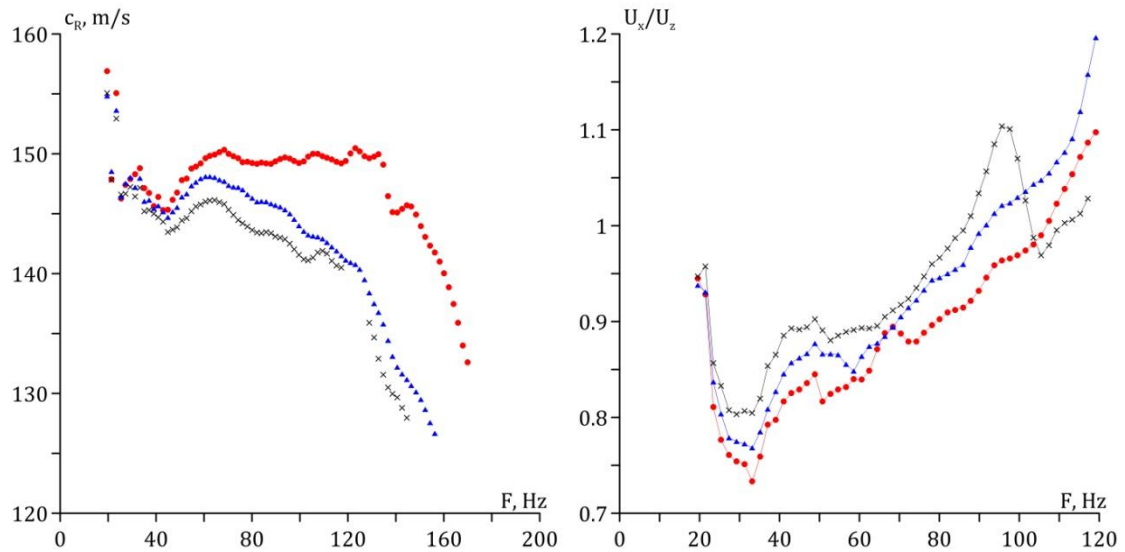


Рис. 25. Частотные зависимости фазовой скорости волны Рэлея (слева) и отношения амплитуд горизонтальной и вертикальной проекций смещения (справа).

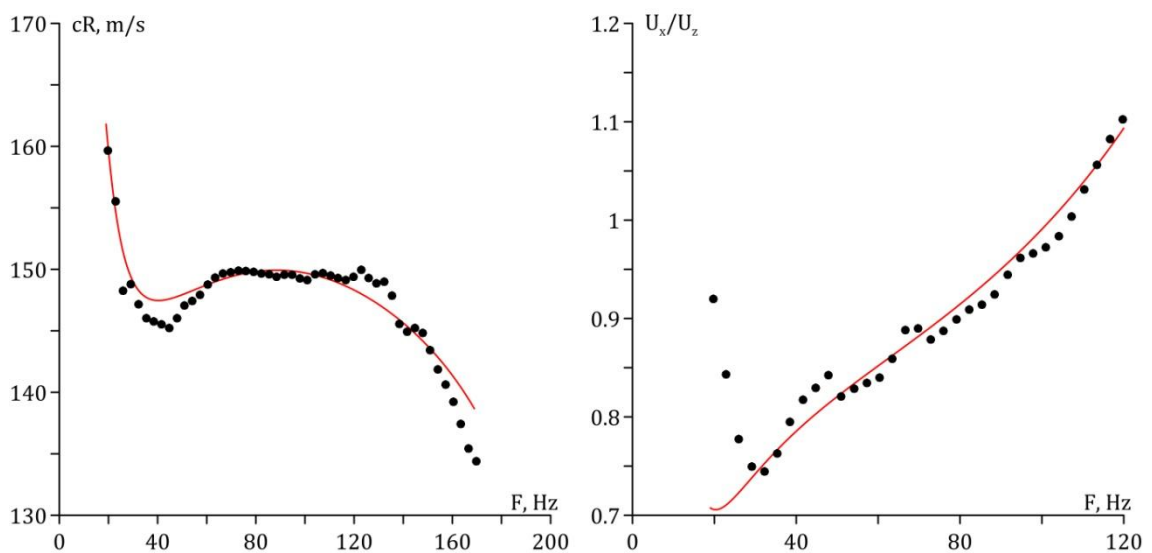


Рис. 26. Частотные зависимости фазовой скорости волны Рэлея (слева) и отношения амплитуд проекций смещения (справа) в начальный момент проведения эксперимента (до добавления воды). Черными точками обозначены данные измерений, красными линиями – результат инверсии.

Результат решения обратной задачи по минимизации параметров среды представлен на рис. 27. Сплошные линии обозначают профили скорости сдвиговой волны в соответствующие стадии проведения эксперимента, пунктирные – профили скорости продольной.

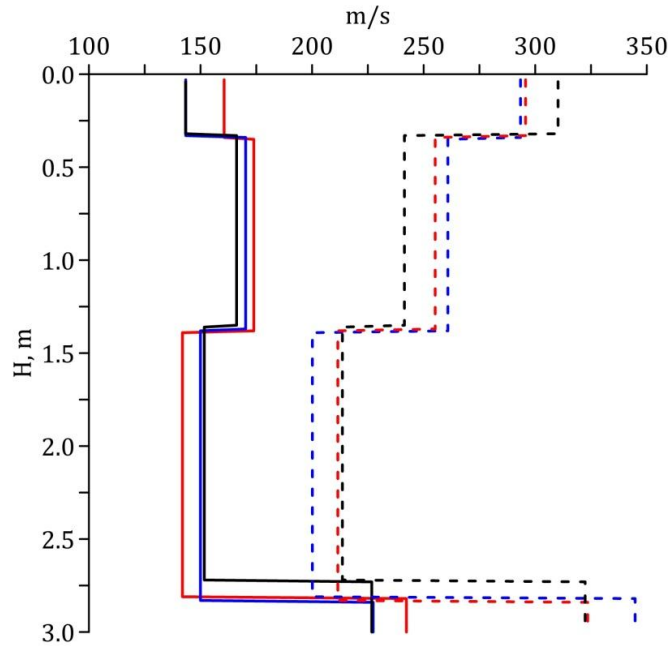


Рис. 27. Реконструированные профили в результате инверсии.

Цвета выбраны аналогично рис. 25.

Видно, что верхний почвенный слой мощностью 30 см равномерно насыщается жидкостью. При этом скорость волны сдвига уменьшается из-за ослабления связей между зернами, а скорость продольной волны растет из-за увеличения объемной жесткости пространства пор, заполненного жидкостью. Нижележащий слой до глубины 1,5 м обнаруживает монотонное уменьшение обеих скоростей, что связывается с ослаблением связей в гранулированной среде. Уменьшение скорости продольной волны также указывает на фильтрацию жидкости в глубинные слои [Авербах и др., 2015]. Для нижележащих слоев изменения имеют более сложный характер и, предположительно, связаны с появлением капиллярных сил, приводящим к увеличению жесткости пористой среды (третий и четвертый слои, рис. 28). Эти особенности являются предметом дальнейшего изучения в лабораторных и натуральных условиях.

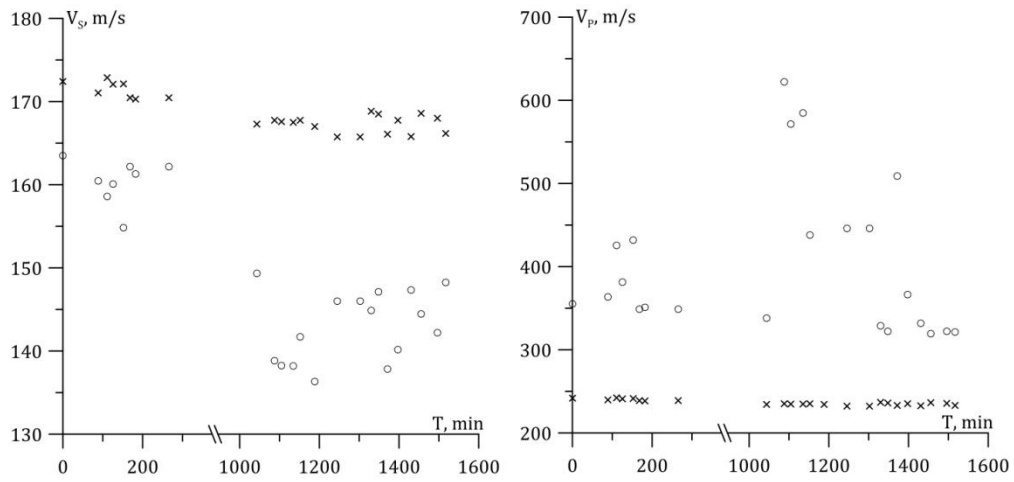


Рис. 28. Вариация скоростей сдвиговой (слева) и продольной (справа) волны для третьего (кресты) и четвертого (кружки) слоев. Разрыв во временной оси соответствует перерыву на ночь.

В 2014 г. на полигоне «Безводное» была проведена серия экспериментов с целью продолжения исследования механоакустических свойств дисперсного грунта и его неустойчивости при насыщении жидкостью в натуральных условиях. За неделю до эксперимента была выкопана траншея шириной 20 см и глубиной 50 см, в которую был помещен шланг с отверстиями (рис. 29, слева). Грунт затем был тщательно утрамбован. Один конец шланга был заглушен, а второй – подсоединен к системе центрального водоснабжения через счетчик воды. Счетчик имел погрешность 0,1 л, что при полном объеме вылитой жидкости 224 л пренебрежимо мало.



Рис. 29. Слева: раскопанная заранее траншея. Справа: фотография с места проведения эксперимента. На вставке показано положение вибратора после потери устойчивости грунта.

Фотография с места проведения эксперимента представлена на рис. 29, справа. Приемная антенна, состоящая из геофонов, была размещена на поверхности, вдоль линии шланга (для измерений свойств грунта на небольшом удалении от нее были расположены еще две антенны, но данные соответствующих измерений носят рабочий характер и здесь приводиться не будут). Каждый элемент антенны представлял собой два геофона с горизонтальной и вертикальной ориентацией (аналогично вышеописанным экспериментам). На расстоянии 1 м от крайнего датчика устанавливался вибратор. Вибратор возбуждался ЛЧМ-сигналом в полосе от 3 до 430 Гц. Во время насыщения грунта водой проводилась непрерывная запись отклика среды. Длительность каждого измерения составляла 1536 мс. По завершению эксперимента грунт под вибратором провалился, и вибратор потерял свое вертикальное положение. Запись была непрерывной, что позволило в дальнейшем выделить наиболее характерные этапы насыщения и связанные с ними изменения. После проведения измерений было установлено, что вода не просочилась вне объема канавы, где грунт имел состояние, близкое к жидкому. Фотография вибратора после потери устойчивости грунта показана на вставке рис. 29, справа. Характеристики волны Рэлея были определены (также при помощи анализа F-K спектров) в диапазоне от 20 до 100 Гц.

Величины фазовой скорости и отношения амплитуд проекций показаны соответственно на рис. 30 и рис. 31. По горизонтальной оси отложено время с начала насыщения грунта водой. Вертикальная ось соответствует частоте. Области, закрашенные черным цветом, отвечают отсутствию данных. Нетрудно видеть, что с увеличением количества жидкости скорость распространения волны Рэлея уменьшается. На временах более 7500 с и на частотах выше 50 Гц становится невозможным выделить вклад волны Рэлея, поэтому в этой области наблюдается аномалия скорости.

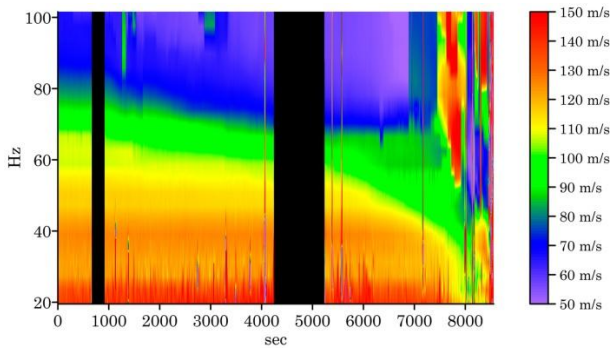


Рис. 30. Зависимость фазовой скорости волны Рэлея от частоты и времени проведения измерения.

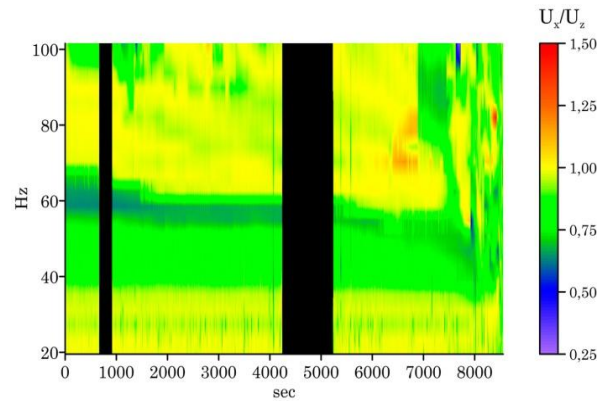


Рис. 31. Зависимость отношения амплитуд проекций вектора смещений волны Рэлея от частоты и времени проведения измерения.

В результате решения обратной задачи был определен характер изменений модуля сдвига и коэффициента Пуассона с течением времени (рис. 32) в объеме раскопанной траншеи.

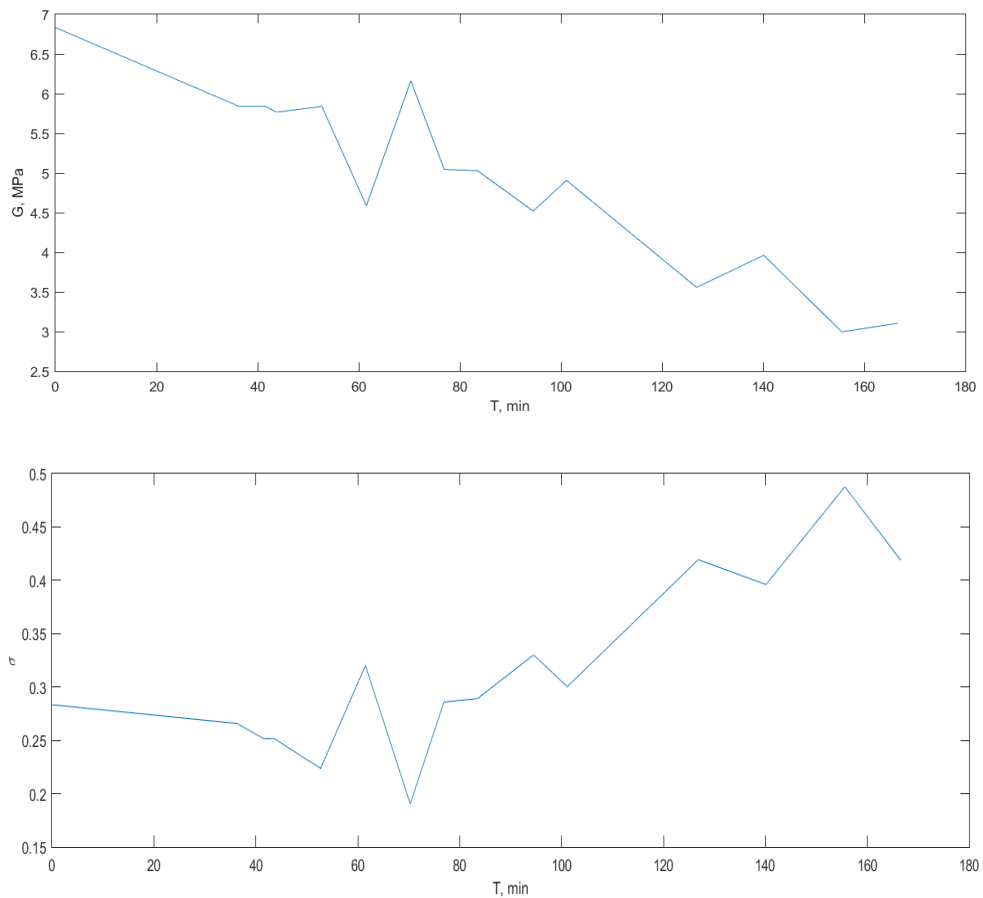


Рис. 32. Временные зависимости модуля сдвига (сверху) и коэффициента Пуассона (снизу) в приповерхностном слое при насыщении грунта водой.

Для определения нелинейных параметров грунта был проведен анализ сигналов с акселерометров, установленных на вибратор. Один из них крепился к плите, которая контактировала с грунтом. Второй акселерометр устанавливался на опорную массу. Опорная масса была соединена с плитой пружиной. Резонансная частота вибратора составляла 16 Гц. На основе данных, полученных с акселерометров, определялась зависимость между гармонической силой, приложенной к грунту, и смещением [Авербах и др., Диагностика акустических свойств неконсолидированных сред в натуральных условиях]. На рис. 33 показана эволюция этой зависимости во времени на частоте 216 Гц при насыщении грунта жидкостью. Запаздывание, связанное с радиационными потерями энергии, исключено. По горизонтальной оси отложено смещение плиты. По вертикальной оси отложена величина силы, действующей на грунт со стороны вибратора. Синий цвет отвечает зависимости, полученной до начала эксперимента, красный – за несколько минут до потери устойчивости грунта, зеленый – за 3 секунды до «падения» вибратора. Во всех трех случаях наблюдается гистерезисная нелинейность.

Также можно сделать следующий вывод: с увеличением количества жидкости в грунте гистерезисная нелинейность исчезает, но перед самым обрушением появляется вновь. Предположительно, нелинейность определяется гистерезисом взаимодействия гранул среды [Averbakh et. al., 2014]. При увеличении количества жидкости в порах, концентрация напряжений в области контакта зерен уменьшается. При этом уменьшается нелинейность. В конце эксперимента происходит динамическое разрушение грунта, вследствие чего вновь появляется гистерезисная зависимость силы от смещения.

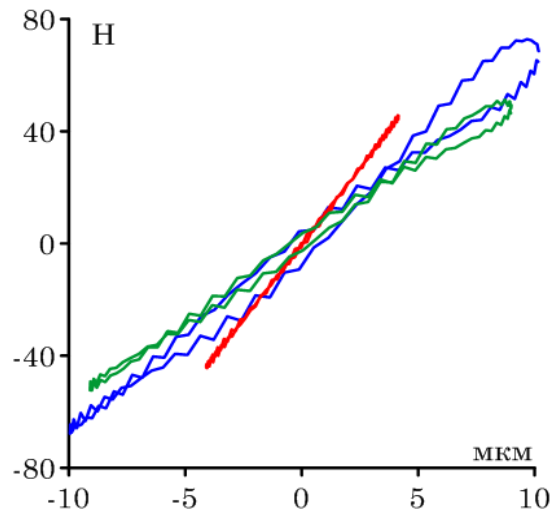


Рис. 33. Зависимость между смещением плиты вибратора и силой, действующей на грунт.

### §2.3. Заключение

В ходе серии экспериментов по мониторингу изменений в грунте, связанных с естественным водонасыщением, были сделаны выводы о возможностях использования различных источников сейсмических волн (вибрационного и импульсного). Каждый из рассмотренных способов возбуждения сейсмических волн имеет свои особенности. Вибрационный источник, возбуждаемый ЛЧМ сигналом, имеет широкий диапазон излучения с приемлемым для анализа интересующих нас величин ( $C_R$  и  $u_r/u_z$ ) отношением сигнал/шум. К преимуществам такого источника можно отнести тот факт, что его энергия равномерно распределена в спектральной полосе. К сожалению, из-за малой эффективности работы вибратора на частотах ниже 50 Гц не удалось проследить границы глубже 1 м. К преимуществам импульсного источника можно отнести большую амплитуду силы и отношение сигнал/шум, а также простоту и оперативность реализации и возможность получения разрезов большей глубины благодаря тому факту, что его энергия распределена в более низкочастотной области, чем у вибрационного источника. В качестве недостатков стоит отметить узкую полосу частот и низкую полезную мощность (согласно оценкам, около 90% энергии удара расходовалось на тепловые процессы), а также невозможность осуществления накопления. Тем не менее, оценка величины силы, возбуждающей упругие волны ( $F \sim 5000$  Н), показывает

выигрыш в амплитуде импульсного источника по сравнению с вибрационным ( $F \sim 300$  Н) приблизительно на порядок.

Серия экспериментов с искусственным (контролируемым) водонасыщением позволила проследить стадии изменения прочностных характеристик грунта вплоть до самого момента его обвала. Была исследована эволюция нелинейной зависимости «сила-смещение» для различных стадий насыщения грунта и показан ее гистерезисный характер.

Описанные во второй главе диссертации примеры продемонстрировали, что предложенный оригинальный сейсмоакустический метод PASW открывает новые возможности для диагностики устойчивости и мониторинга степени насыщения водой земных пород в условиях их естественного залегания, что может быть полезно как для развития систем диагностики, так и в фундаментальных исследованиях.



### **Глава 3. Применение метода PASW для решения задач диагностики объемных неоднородностей**

Новое направление исследований, выполненных в 2014 – 2015 гг., ориентировано на применение разработанного метода PASW как инструмента высокого разрешения к трехмерным задачам геофизики и, соответственно, расширение круга решаемых задач до локализации распределенных в пространстве неоднородностей. Представленные результаты указывают на высокую разрешающую способность предложенного метода исследований природных сред.

Приведем предпосылки к проведению таких исследований. Использование высокочастотных зондирующих сигналов и схем локации на объемных волнах осложняется сильным затуханием, поскольку их распространение в верхней толще грунта мощностью  $\sim 1$  м характеризуется поглощением  $\sim 3$  дБ на длину волны (для типичных в данном регионе грунтов). Вместе с тем, для получения достаточно контрастной картины распределения неоднородностей  $\sim 1$  м потребуются использование пробных сигналов на объемных волнах длиной  $\sim 0,1$  м, что приводит к оценке величины затухания эхо-сигнала  $\sim 60$  дБ. С учетом предполагаемой малой контрастности неоднородностей и, следовательно, малой величины коэффициента отражения, использование такой схемы локации требует обеспечение динамического диапазона не менее  $\sim 80$  дБ (при величине контраста неоднородности  $\sim 10\%$ ). Такие требования к динамическому диапазону практически невыполнимы в условиях полевых измерений при использовании относительно маломощных поверхностных источников, не разрушающих структуру грунта. Поэтому был рассмотрен вариант применения метода PASW, который позволяет использовать, напротив, более длинноволновые зондирующие сигналы. Частотный диапазон выбирался таким образом, чтобы длина поверхностной волны Рэлея составляла 1-2 м, что отвечает требуемым глубинам ее эффективного проникновения. При этом длина волны сопоставима с характерным размером искомых неоднородно-

стей, что, должно обеспечить регистрацию создаваемых ими возмущений в поле волны Рэлея [Авербах и др., Новый метод томографии неоднородностей на основе волны Рэлея: примеры практического использования].

Дальнейшее развитие этого направления может быть связано не только с решением практических задач (например, диагностики критических состояний, обусловленных развитием оползней), но и с исследованиями структуры связей в метастабильных состояниях природных сред.

### **§3.1. Оценка трещиноватости земных пород**

На практике часто встречается необходимость неразрушающей диагностики склона с целью прогнозирования представляющих опасность для населения геодинамических явлений, таких как обвалы, оползни и т.п. процессы. Метод диагностики состояния склона, направленный на обнаружение развивающихся критических процессов по анизотропии скоростей объемных сейсмических волн, вообще, не нов (см., например, [Никитин, 1981]). В его основе лежат многократно подтвержденная в экспериментах анизотропия упругих волн в средах с ориентированными трещинами [Mavko et. al., 2009; Don Anderson et. al., 1974] и факт появления ориентированных трещин задолго до формирования разлома (см., например, оригинальное исследование возникновения центров акустической эмиссии [Yanagidani et. al., 1985]). Подобные трещины как раз и «ответственны» за развитие оползня, и их концентрация, как известно [Mavko et. al., 2009], связана с модулями упругости эффективной среды. Учитывая ранее продемонстрированную возможность метода PASW восстанавливать скорости продольной и сдвиговой волн в приповерхностном слое, было предположено, что измерения частотных характеристик волны Рэлея (фазовой скорости и отношения амплитуд проекций смещения), измеренных вдоль и поперек склона, позволят оценить концентрацию ориентированных трещин. Ранее в ИПФ РАН была предложена схема диагностики объемной концентрации трещин в консолидированных горных породах [Lebedev et. al., 2003; Авербах и др.,

Нелинейная акустическая спектроскопия гранита – сравнение данных натуральных и лабораторных экспериментов].

Измерения были проведены на склоне с уклоном около  $30^\circ$  при размещении источника и двух приемных антенн (представляющих собой горизонтально- и вертикально-ориентированные геофоны, расположенные попарно – аналогично экспериментам из второй главы) в направлениях, которые отвечают распространению волн вдоль и поперек склона (рис. 34, сверху). Система расслоений показана схематично линиями, ориентированными поперек склона. На рис. 34 (внизу) также представлены результаты измерений дисперсии скорости волны Рэлея (слева) и отношения амплитуд проекций вектора смещений  $u_r/u_z$  (справа) при ее распространении в указанных направлениях.

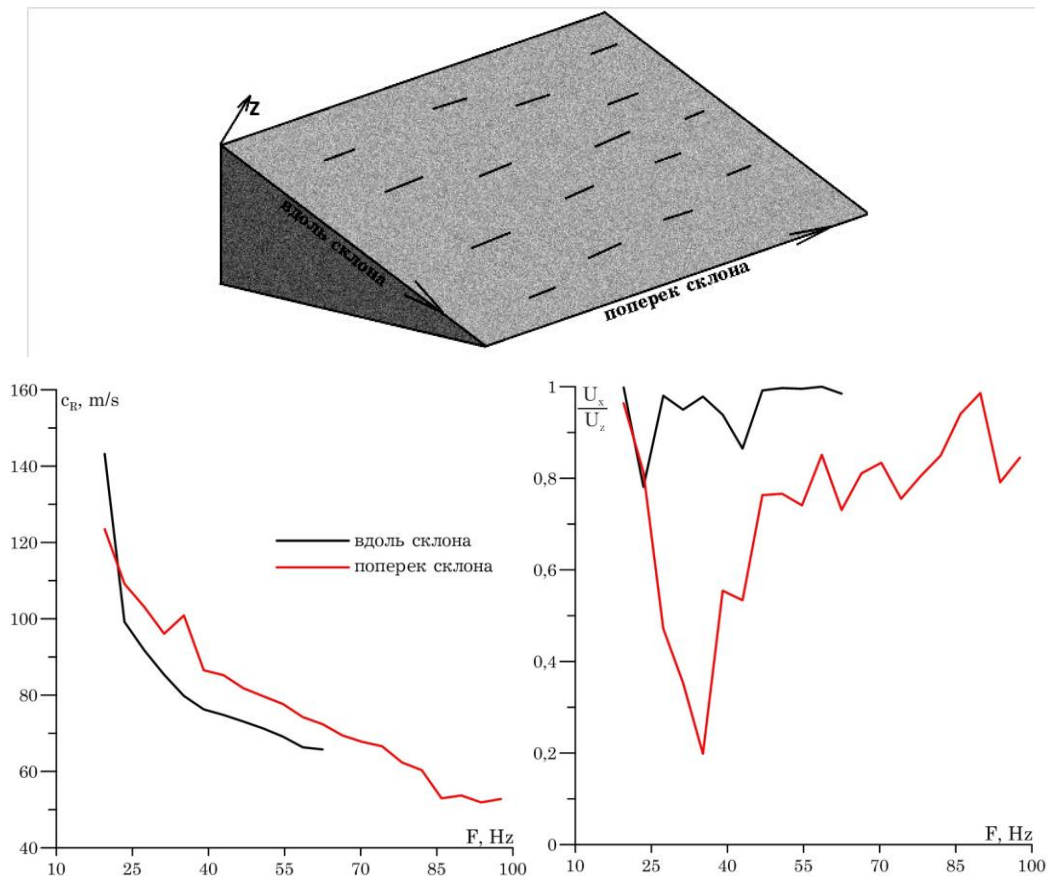


Рис. 34. Результаты измерений дисперсионных свойств волны Рэлея на склоне.

Данные для волн, распространяющихся вдоль склона, приведены в более узкой полосе частот, чем для волн, распространяющихся поперек склона. Это связано с увеличением поглощения волн, распространяющихся вдоль склона, и

невозможностью получить достоверные данные в области частот выше 60 Гц. Как и следовало ожидать, скорость волны Рэлея поперек склона оказывается больше скорости волны Рэлея, распространяющейся вдоль него. При распространении волны сжатия вдоль нормали к каждой из ориентированных трещин скорость уменьшается, поскольку в этом случае трещины являются мягкими (сжимаемыми) включениями, а поперек нормали волновые движения уже не сопровождаются деформациями трещин, и скорость волны оказывается практически такой же, как в их отсутствие. Соответственно, при распространении волны Рэлея вдоль склона, волновое движение приводит к деформации трещин, ориентированных поперек него (именно эта ориентация отвечает формированию упоминаемых выше опасных геодинамических явлений). Поскольку скорость этой волны тесно связана с модулем сдвига среды, ее уменьшение указывает на ослабление сдвиговой жесткости и, соответственно, прочности.

Оценки по формулам [Mavko et. al., 2009] показывают, что видимой на рис. 34 анизотропии скорости волны Рэлея в 10% можно поставить в соответствие такое же изменение скорости волны сдвига, что отвечает концентрации трещин порядка тех же 10%. Таким образом, анализ анизотропии скорости волны Рэлея позволяет диагностировать наличие малого объемного содержания трещин, которые при увеличении их концентрации до критических значений порядка 50% приведут к развитию оползня (см., например, [O'Connell and Budiansky, 1974]).

Важно отметить, что отличие дисперсионных зависимостей волн, распространяющихся вдоль и поперек склона, для величины  $u_r/u_z$  (рис. 34, справа) значительнее, чем отличие аналогичных дисперсионных зависимостей фазовой скорости волны Рэлея (рис. 34, слева). Это, на наш взгляд, позволяет более детально исследовать напряженное состояние природных сред в условиях естественного залегания и, предположительно, особенности деформаций на микроскопическом уровне.

Для понимания физических причин сильного отличия частотных зависимостей  $u_r/u_z$  необходимо рассмотреть рассеяние упругих волн на узких трещи-

нах. Соответствующие иллюстрации приведены в [Лебедев и др., 2005], где также показан характер изменения сечения рассеяния в зависимости от контраста заполнения. При распространении волны Рэлея вдоль склона продольная проекция смещения испытывает дополнительное приращение за счет сжимаемости ориентированных трещин. Приращение вертикальной проекции, предположительно, проявляется не в той же мере из-за отсутствия сдвиговых деформаций при близком к однородному вертикальному смещению трещин малых волновых размеров. Причины немонотонного изменения частотной зависимости  $u_r/u_z$  на рис. 34, справа, можно связать с расположением трещин на характерной глубине, что приводит к уменьшению различия  $u_r/u_z$  для волн, распространяющейся вдоль и поперек склона в области высоких частот [Авербах и др., Новый метод томографии неоднородностей на основе волны Рэлея: примеры практического использования].

### **§3.2. Обнаружение малоконтрастных неоднородностей, связанных с археологическими захоронениями**

Оконтуривание археологических площадок при условии малого акустического контраста неоднородностей на фоне окружающего грунта представляет практический интерес, поскольку такой контраст характерен для древних захоронений на Русской равнине (при условии отсутствия склепов и других высококонтрастных «границ», позволяющих надежно локализовать такие неоднородности стандартными геофизическими методами).

Натурные эксперименты были выполнены в 2014 г. в сотрудничестве с коллективом археологов из Института международных отношений и мировой истории (ИМОМИ) ННГУ им. Н.И. Лобачевского. В качестве объекта исследования был выбран древний могильник угро-финских племен, располагающийся на правом коренном берегу р. Оки в 40 км от её устья в черте Богородского района Нижегородской области. По результатам первых исследований могильник датируется промежутком IV – VII вв. н.э. Данный памятник представляет значительный интерес, и поэтому его изучение имеет не только естественнонаучную ценность,

но и историческую. Общая площадь могильника заметно больше его исследованной части, что позволило сначала осуществить физические измерения на конкретной площадке, а затем провести на ней археологические раскопки, что и было сделано в 2015 г. Это дало возможность проверить обоснованность прогнозов относительно расположения неоднородностей акустических свойств, предположительно связанных с наличием объектов, представляющих интерес для археологов.

Целью экспедиции являлась оценка возможностей и перспектив применения различных физических методов в задачах археологии. Отличительной ее особенностью было комплексное исследование археологического памятника, с использованием различных геофизических методов, что позволило провести сопоставление полученных результатов и оценить возможности использования разработанного метода PASW на таких площадках. Планировалось оконтуривание могильника и, по возможности, локализация областей, отвечающих неоднородностям акустических свойств в грунте. Комплекс геофизических методов включал магниторазведку, электротомографию, сейсмоакустику (PASW) и георадиолокацию (георадар). Насколько известно, на одной археологической площадке ранее такое количество физических методов одновременно не применялось. Поставленный уникальный комплексный эксперимент позволяет произвести сравнительный анализ неоднородностей различных физических свойств, как они проявляются и коррелируют.

Поскольку грунт и на полигоне «Безводное», и в месте древних захоронений представляет собой суглинок, было предположено, что разработанная методика, основанная на сейсмоакустическом профилировании с использованием волны Рэлея в качестве зондирующей (метод PASW), позволит выявить различия между ненарушенным и возмущенным (непосредственно в области захоронения) участками. Эти различия выражаются как в микроструктуре (характере расположения зерен, гранул и т.п. слагающих компонентов грунта), так и в коэффициентах пористости, водонасыщения, упругих параметрах. Таким образом, возникли предпосылки для решения задачи локализации неоднородностей неразрушающим сейсмоакустическим методом PASW.

В литературе известны примеры использования сейсмоакустики для поиска захоронений, которые представляют собой полости в твердых породах типа песчаников и карбонатов. Стоит отметить, что поиск полостей не является очень сложной задачей, и подобные работы проводились ранее [Лебедев и Малеханов, 2003]. Однако, проблема поиска археологических артефактов именно на Русской равнине заключается в низком контрасте окружающей среды и включений (малые амплитуды рассеянного сигнала). Было предположено, что разработанный метод позволит разрешить включения с таким низким контрастом.

В целях натурной апробации предложенного метода был использован тот же мобильный приемно-излучающий сейсмоакустический комплекс (описанный во второй главе). Но ввиду того факта, что локализация пространственных неоднородностей в грунте является трехмерной задачей, массивы («линейки») приемных геофонов приходилось передвигать с шагом 0,5 м, тем самым покрывая интересующую нас площадь (рис. 35). Размер исследуемой таким образом площадки составил 8,5 x 5,5 м.

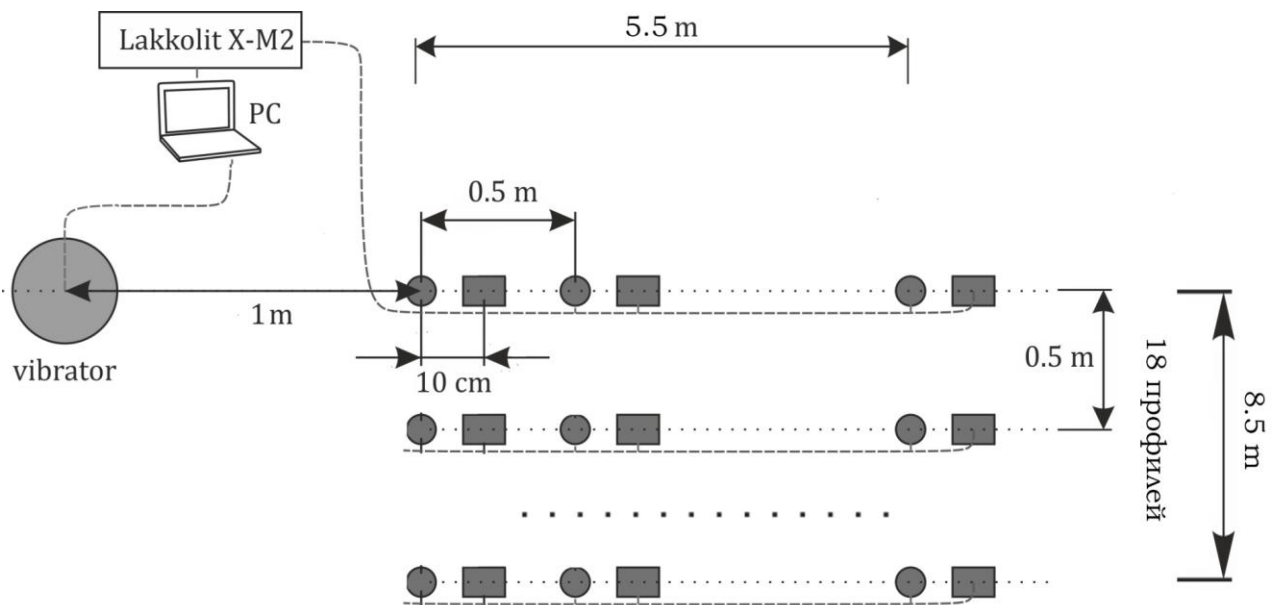


Рис. 35. Схема эксперимента на археологической площадке.

Вибратор работал в режиме излучения ЛЧМ сигналов в полосе 0–250 Гц. F-K фильтрация (с целью выделения характеристик, отвечающих фундаментальной моде волны Рэлея, рис. 36) осуществлялась в полосе 80–150 Гц, что отвечает длинам волн ~ 0,5–1,5 м и, соответственно, глубинам проникновения поверхност-

ной волны Рэлея до 0,5–1,5 м (согласно полученной информации от археологов, работающих на этом могильнике, исследуемые захоронения отличаются относительно небольшими глубинами залегания именно на этих горизонтах) отдельно для вертикальных и горизонтальных геофонов. Затем выполнялось обратное преобразование Фурье и переход из области  $(f,k)$  в область  $(t,x)$  и находился импульсный отклик среды в заданном диапазоне частот для каждого геофона. В конце определялось отношение амплитуд проекций вектора смещений  $u_r/u_z$  как отношение максимумов суммарного импульсного отклика с горизонтальных и вертикальных датчиков.

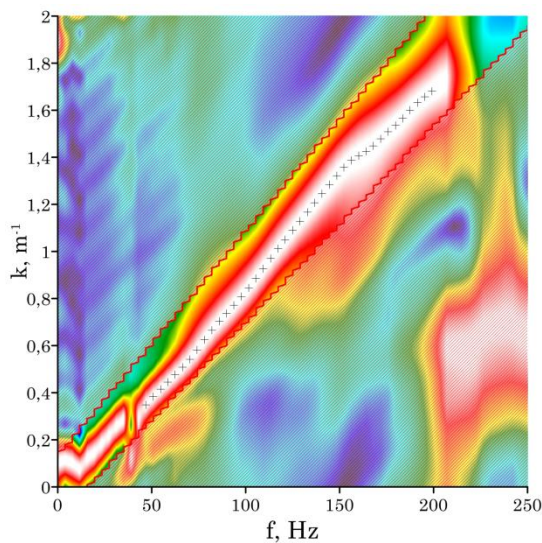


Рис. 36. Выделение волны Рэлея на F-K спектре по данным эксперимента на археологической площадке.

Обработка данных на основе развитого сейсмоакустического метода PASW позволила локализовать ряд малоконтрастных приповерхностных неоднородностей грунта, которые связаны с присутствием останков древних захоронений (рис. 37). Физический механизм появления «пятен» распределения  $u_r/u_z$  связан с распределением коэффициента Пуассона в верхних слоях неоднородного грунта.



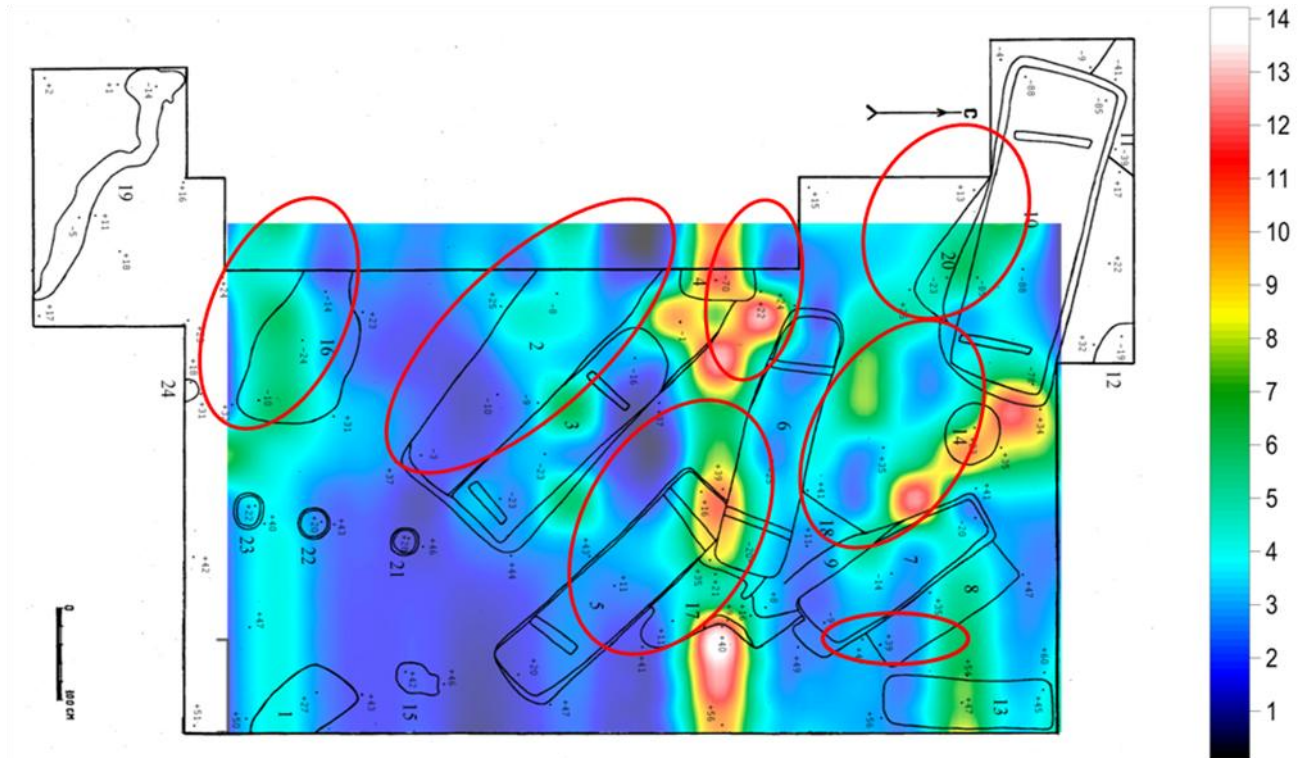


Рис. 37. Распределение отношения амплитуд проекций смещения грунта в волне Рэлея (результат наложения данных сейсмоакустического метода PASW на карту раскопок, предоставленную археологами по итогам работ 2015 г.)

Исследования археологов в 2015 г., в целом, подтвердили наличие захоронений в тех местах площадки, которые предварительно были обнаружены дистанционным образом на основе метода PASW. Стоит отметить корреляцию полученных данных как с результатами электроразведки, так и с данными, полученными впоследствии от археологов (прямыми наблюдениями). Отклонение данных сейсмоакустического метода, представленных на рис. 37, от результатов раскопок, по всей видимости, обусловлено тем фактом, что имело место усреднение величины по глубине  $u_r/u_z$ , а также перемещение приемной антенны.

### §3.3. Заключение

В результате проведенных нами исследований была показана эффективность работы сейсмоакустического метода PASW при использовании линейных антенн. Наравне с сейсмоакустическим зондированием, в комплексной экспедиции 2014 г. были использованы также стандартные методы инженерной геофизи-

ки – электро- и магниторастведка, георадиолокация (см. Приложение). В условиях данной археологической площадки стандартные методы практически не позволили выявить наличие «перспективных» неоднородностей. Следовательно, можно заключить, что предложенные методы когерентного сейсмоакустического зондирования являются наиболее эффективными в целях диагностики именно таких неоднородностей грунта, которые отличаются малым (до единиц процентов) контрастом геоакустических параметров и других характеристик грунта (проводимость, намагниченность), ответственных за формирование «полезного сигнала» в соответствующих методах сейсморастведки.

Выполненные исследования позволяют заключить, что совершенствование методов малоглубинной когерентной сейсмоакустики высокого разрешения представляет значительный интерес для решения широкого спектра прикладных задач: диагностики устойчивости склонов и оценки оползневой опасности, диагностики загрязнений грунта жидкими отходами, диагностики площадок под строительство инженерных сооружений с высокими требованиями к качеству фундамента и многие подобные приложения. Археологические приложения на этом фоне представляют особый интерес как направление междисциплинарных исследований, имеющих важную гуманитарную составляющую.

Кроме того, за счет использования векторного приема удалось значительно улучшить качество диагностики трещин, возникающих на склонах. Полученные результаты позволяют исследовать напряженное состояние природных сред в условиях естественного залегания и, предположительно, особенности деформаций на микроскопическом уровне. Данное направление исследований представляется перспективным и имеет фундаментальное значение для физики гранулированных сред и геофизики, а также при должном развитии окажется востребованным при создании методов дистанционной диагностики.

Важно отметить, что разработанный сейсмоакустический метод PASW является органичным продолжением и развитием идей, лежащих в основе активно развиваемого в ИПФ РАН направления когерентной сейсмоакустики [Авербах и др., 2015].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение сформулируем основные результаты диссертации и приведем рекомендации по их практическому использованию.

1. Разработан новый метод спектрального анализа поверхностных волн, основанный на совместном анализе дисперсионной характеристики, отвечающей фундаментальной моде волны Рэлея, и частотной зависимости отношения амплитуд проекций смещения. Показано, что эта зависимость связана с вертикальным распределением коэффициента Пуассона и, таким образом, позволяет решать задачи реконструкции упругих параметров в рамках модели горизонтально однородной плоско-слоистой среды.

2. Проведено теоретическое исследование распространения поверхностных волн в модельной среде, содержащей водоносный слой. Показана возможность дистанционной диагностики наличия такого слоя, его мощности и глубины залегания.

3. На основе разработанного метода реализованы и экспериментально апробированы схемы когерентной сейсмоакустической дистанционной диагностики и мониторинга состояния земных пород на малых глубинах при насыщении водой. Реконструированы соответствующие профили упругих параметров грунта (скоростей продольных и сдвиговых волн, коэффициента Пуассона). Продемонстрирована чувствительность метода к наличию ориентированных относительно склона трещин, что позволяет оценить их объемную концентрацию.

4. На основе разработанного метода экспериментально продемонстрированы возможности реконструкции пространственного распределения объемных неоднородностей малого сейсмоакустического контраста (на примере археологических объектов – древних захоронений IV – VII вв. н.э.) Результаты реконструкции подтверждены сравнением с результатами применения неакустических методов диагностики земных пород и археологическими раскопками.

## **Рекомендации по практическому использованию основных результатов диссертации.**

Результаты данной работы, отраженные во второй главе, могут быть полезны при проведении изысканий под строительство, а также при наблюдении за состоянием окружающей среды для прогнозирования нежелательных явлений (оползни, обвалы, карсты и др.) Проведенный анализ данных экспериментов 2013 и 2014 гг. показал возможность диагностики насыщения грунта жидкостью, вытекающей из трубопровода. Это представляет практический интерес для инженерной геофизики, мониторинга загрязнения природных сред, рационального использования водных ресурсов и т.п. задач, связанных с рациональным природопользованием. Результаты экспедиций 2009 и 2011 гг. в свою очередь могут быть полезны для задач исследования климата и влияния сезонных вариаций водонасыщения на характеристики различных грунтов.

Модификация сейсмоакустического метода, примененная впервые для работ на археологической площадке (с «передвижной» линейной антенной, состоящих из геофонов с различными поляризациями), а также сравнительный анализ данных различных геофизических методов, может способствовать созданию нового направления в геоархеологии – комплексной геофизической разведки.

Стоит отметить универсальный радиофизический контекст данного исследования. Методы, использующиеся в данном исследовании, универсальны и результаты, таким образом, могут быть применены не только в геофизике, но и в других технических приложениях, где используются поверхностные волны (в частности, при диагностике деталей механизмов).

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Авербах В.С., Артельный В.В., Боголюбов Б.Н., Долинин Д.В., Заславский Ю.М., Мартышев А.П., Постоенко Ю.К., Таланов В.И. Применение мобильного сейсмоакустического комплекса для изучения геологической структуры и поиска неоднородностей на глубинах до 100 м. // *Акустический журнал*, 47, 2001. С. 732-735.
2. Авербах В.С., Артельный В.В., Боголюбов Б.Н., Заславский Ю.М., Кукушкин В.Д., Лебедев А.В., Марышев А.П., Постоенко Ю.К., Таланов В.И. Сейсмоакустическое зондирование искусственных неоднородностей в грунте // *Акустический Журнал*. 2001. 47. № 4. С. 437–441.
3. Авербах В.С., Артельный В.В., Боголюбов Б.Н., Марышев А.П., Постоенко Ю.К., Таланов В.И. Мобильный приемно-излучающий комплекс для малоглубинной сейсмодиагностики // В кн.: *Методы акустической диагностики неоднородных сред*. Институт прикладной физики РАН. Нижний Новгород, 2002. С. 207–220.
4. Авербах В.С., Боголюбов Б.Н., Дубовой Ю.А., Заславский Ю.М., Лебедев А.В., Марышев А.П., Назаров В.Е., Пигалов К.Е., Таланов В.И. О применении гидроакустических излучателей для генерации сейсмических волн // *Акустический Журнал*. 2002. 48. № 2. С. 149–155.
5. Авербах В.С., Боголюбов Б.Н., Заславский Ю.М., Лебедев А.В., Марышев А.П., Постоенко Ю.К., Таланов В.И. Применение сложных фазоманипулированных сигналов для сейсмоакустического зондирования грунта гидроакустическим источником // *Акустический Журнал*. 1999. 45. № 1. С. 1–12.
6. Авербах В.С., Боголюбов Б.Н., Лебедев А.В., Манаков С.А., Таланов В.И. Межскважинное зондирование на SH-волнах – предварительные результаты. // *Сборник трудов XX сессии Российского акустического общества*. Т. 1. - М.: ГЕОС, 2008. - 349 с.

7. Авербах В.С., Бредихин В.В., Коньков А.И., Лебедев А.В., Манаков С.А., Таланов В.И. Нелинейная акустическая спектроскопия гранита – сравнение данных натуральных и лабораторных экспериментов. // Акустический журнал. Т. 62, №3, 2016. С. 363–368.
8. Авербах В.С., Грибов Н.Н., Коньков А.И., Лебедев А.В., Малеханов А.И., Манаков С.А., Таланов В.И. Новый метод томографии неоднородностей на основе волны Рэлея: примеры практического использования. // Известия Российской академии наук. Серия физическая. Т. 80. № 10, 2016 (в печати).
9. Авербах В.С., Коньков А.И., Лебедев А.В., Малеханов А.И., Манаков С.А., Таланов В.И. Методы когерентной инженерной сейсморазведки в институте прикладной физики РАН // Технологии сейсморазведки. Новосибирск, 2015. Т. 2. С. 119–123.
10. Авербах В.С., Лебедев А.В., Манаков С.А., Таланов В.И. Фазовый метод межскважинного профилирования на когерентных SH-волнах // Акустический Журнал. 2012. Т. 58. № 5. С. 649–655.
11. Авербах В.С., Лебедев А.В., Марышев А.П., Таланов В.И. Диагностика акустических свойств неконсолидированных сред в натуральных условиях // Акустический журнал. 2008. Т.54, №4. С. 607–620.
12. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: теория и методы. – М.: Мир, 1983, 880 с.
13. Бондарев В.И. Основы сейсморазведки. –Екатеринбург: УГГГА, 2003, 332 с.
14. Бреховских Л.М. Волны в слоистых средах (2-е изд.). М.: Наука, 1973, 343 с.
15. Верпаховская А.О. Актуальные задачи конечно-разностной миграции поля преломленных волн // Геофизический журнал. - 2011. - Т. 33, № 6. - С. 96-107.
16. Викторов И.А. Звуковые поверхностные волны в твердых телах. М.: Наука, 1981. — 287 с.

17. Гамбурцев А.Г., Гамбурцева Н.Г. Григорий Александрович Гамбурцев. М.: Наука. 2003.
18. Гольдштейн М.Н. Механические свойства грунтов. –М.: Стройиздат, 1971, 368 с.
19. Горяинов Н.Н., Ляховицкий Ф.М. Сейсмические методы в инженерной геологии. М. : Недра, 1979, 143 с.
20. Гурвич И.И., Боганик Г.Н. Сейсмическая разведка. –М.: Недра, 1980, 552 с.
21. Гушин В.В., Докучаев В.П., Заславский Ю.М., Конюхова В.Д. О распределении мощности между различными типами излучаемых волн в полубезграничной упругой среде // Исследование Земли невзрывными сейсмическими источниками. М.: Наука, 1981. С. 113–118.
22. Заключение И.С. Использование детальной магнитной съемки для изучения геологических объектов. Материалы VIII Всерос. научн.-практ. конф. студ., асп., и молодых ученых с международным участием «Геология в развивающемся мире» Перм. ун-т. Пермь, Т. 1, 2015. С. 281-285.
23. Заславский Ю.М., Заславский В.Ю. К анализу сейсмических волн вблизи границы горизонтальная поверхность – крутой склон // Акустика неоднородных сред. Ежегодник Российского акустического общества. Сборник трудов научной школы проф. С.А. Рыбака. Вып. 10.- М.: ГЕОС, 2009. 143 с.
24. Заславский Ю.М., Митякова О.И. Дисперсия поверхностных волн в структуре: упругий слой и полупространство в скользящем контакте. // Акустический. 1992. Т. 38. С. 296-303.
25. Коган С.Я. Сейсмическая энергия и методы ее определения. М.: Наука, 1975, 153с.
26. Коньков А.И., Лебедев А.В., Манаков С.А. Построение профиля скорости волны сдвига и коэффициента Пуассона на основе анализа характеристик волны Рэлея. // Сборник трудов Научной конференции «Сессия Научного совета РАН по акустике и XXV сессия Российского акустического общества». М.: ГЕОС, 2012. — С. 332–336.

27. Коньков А.И., Лебедев А.В., Разин А.В. Анализ поверхностных волн в упругой среде с водоносным слоем. // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 59. № 6. 2016.
28. Королева Т.Ю., Яновская Т.Б., С.С. Патрушева. Использование сейсмического шума для определения структуры верхней толщи земли. // Физика Земли. 2009. №5. С. 3-14.
29. Красильников В.А. Звуковые волны в воздухе, воде и твердых телах. - Изд. 2-е, перераб. - М.: Гос. изд-во техн.-теорет. лит., 1954. - 439 с.
30. Крауклис П.В. О некоторых низкочастотных колебаниях жидкого слоя в упругой среде // ПММ. Т. 6. 1962. С. 1111–1115.
31. Куфуд О. Зондирование методом сопротивлений. М.: «Недра». 1984.
32. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория упругости. –М.: Наука, 1987, 246 с.
33. Лебедев А.В., Малеханов А.И. Когерентная сейсмоакустика // Изв. вузов. Радиофизика. 2003. Т.46, №7. С. 579–597.
34. Лебедев А.В., Марышев А.П. Построение геологических разрезов с использованием псевдослучайных последовательностей // В кн: Акустика океана. Сб. трудов школы-семинара акад. Л.М. Бреховских. М.: Геос. 1998. С. 109–112.
35. Лебедев А.В., Островский Л.А., Сутин А.М. Нелинейная акустическая спектроскопия локальных дефектов в геоматериалах. // Акустический Журнал. 51, Приложение. 2005. С. 103–117.
36. Лебедев А.В., Сутин А.М. Возбуждение сейсмических волн гидроакустическим излучателем // Акустический Журнал. 1996. 42. № 6. С. 812–818.
37. Манштейн А.К. Малоглубинная геофизика. –Новосибирск: Новосибирский государственный университет, 2002, 342 с.
38. Молотков Л.А. Матричный метод в теории распространения волн в слоистых упругих и жидких средах. М.: Наука, 1984.
39. Мудров А.Е. Численные методы для ПЭВМ на языках Бейсик, Фортран и Паскаль. - Томск: МП «РАСКО», 1991. - 272 с.
40. Никитин В.Н. Основы инженерной сейсмологии. –М.: Издательство Московского Университета, 1981, 176 с.



41. Николаев А.В. Изучение Земли невзрывными сейсмическими источниками // Исследование Земли невзрывными сейсмическими источниками. М.: Наука. 1981. 5-29.
42. Нолет Г., Чепмен К., ван дер Слуис А., ванн дер Ворст Х.А., Виланд Э., Червени В., Тарантола А., Иванссон С., Фирбас П., Нур А., Пупине Ж., Морелли А., Дзевонски А., Жобер Н., Жобер Ж., Снидер Р., Рафф Л.Дж. Сейсмическая томография. С приложениями в глобальной сейсмологии и разведочной геофизике. –М.: Мир, 1990, 416 с.
43. Носкевич В.В., Федорова Н.В., Муравьев Л.А. Картирование археологических памятников с помощью магнитометрии. // Уральский геофизический вестник №2(17), 2010.
44. Петрашень Г.И., Молотков Л.А., Крауклис П.В. Волны в слоисто-однородных изотропных упругих средах. Метод контурных интегралов в нестационарных задачах динамики. Л.: Наука, 1982.
45. Полицина А.В., Каминский А.Е., Шлыков А.А., Игнатъев В.И. Применение электроразведки и магниторазведки для решения археологических задач. Инженерная геофизика, 2015 — Геленджик, Россия, 20-24 апреля 2015 г.
46. Преснов Д.А., Жостков Р.А., Гусев В.А., Шуруп А.С. Дисперсионные зависимости упругих волн в покрытом льдом мелком море // Акуст. Журн. Т. 60. № 4. 2014. С. 426–436.
47. Разин А.В., Собисевич А.Л. Геоакустика слоистых сред. // М. Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, 2012. 210 с.
48. Скучик Е. Простые и сложные колебательные системы. М.: Мир. 1971. 557 с.
49. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука. 1979. 285 с.
50. Трапезникова Н.А., Шушаков Н.С., Патрикеев В.Н. Результаты расчетов теоретических сейсмограмм для тонкослоистых поглощающих сред при нормальном падении плоских волн / Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1976.

51. Уайт Дж.Э. Возбуждение и распространение сейсмических волн. –М.: Недра, 1986, 262 с.
52. Хаттон Л., Уэрдингтон М., Мейкин Дж. Обработка сейсмических данных, теория и практика. –М.: Мир, 1989, 215 с.
53. Цибульчик Г.М. (ред.). Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками. Новосибирск: ИВМиМГ СО РАН, Филиал "Гео" Издательства СО РАН, 2004. - 387 с.
54. Чичинин И.С. Вибрационное излучение сейсмических волн. М. Недра. 1984 г. 224 с.
55. Шерифф Р.Е., Гелдарт Л. Сейсморазведка. –М.: Мир, 1987, 832 с.
56. Alam M., McClellan J.H., Scott Jr W.R. Spectrum analysis of seismic surface waves and its applications in seismic landmine detection. // J Acoust Soc Am, 121(3), 2007, pp. 1499-509.
57. Averbakh V.S., Bredikhin V.V., Lebedev A.V., Manakov S.A. Acoustic spectroscopy of fluid saturation effects in carbonate rock. // Acoustical Physics. V.56. №6. 2010. P. 794–806.
58. Averbakh V.S., Bredikhin V.V., Lebedev A.V., Manakov S.A., Nonlinear acoustic spectroscopy of a rock sample and a granular medium / The book of abstracts of Forum Acusticum, Krakow, Poland, 7-12 September 2014.
59. Bachrach R. High resolution shallow seismic subsurface characterization. Ph.D. thesis. –The department of geophysics of Stanford university, 1999, 139 p.
60. Binley A., Winship P., Jared West L., Pokar M., Middleton R. Seasonal variation of moisture content in unsaturated sandstone inferred from borehole radar and resistivity profiles. Journal of Hydrology 267, 2002, pp. 160–172.
61. Bittelli M. Measuring Soil Water Content: A Review // HortTechnology. — Vol. 21 № 3. 2011. P. 293-300.
62. Buchen P.W., Ben-Hador R. Free-mode surface-wave computations. // Geophysical Journal International, 124, 1996, pp. 869–887.
63. Campanella R.G. Field methods for dynamic geotechnical testing // Dynamic Geotechnical Testing II (STP 1213), ASTM, Philadelphia, 1994, p. 3-23.

64. Chang J.P., Biondi B. Rayleigh-wave tomography using traffic noise at Long Beach, CA. SEG Technical Program Expanded Abstracts 2015: pp. 2424-2429.
65. DePaolo D.J., Orr Jr F.M. Geoscience research for our energy future // *Phys. Today*. Vol. 61, № 8. 2008. P. 46–51.
66. Don Anderson L., Minster B., Cole D. The effect of oriented cracks on seismic velocities // *J. Geophys. Res.* 79, № 26, 1974. P. 4011–4016.
67. Du B, Long A.S. Thin-layer scaling effects on AVO modelling. ASEG Special Publications 2003 , 2003, pp. 1–4.
68. Eppstein M.J., Dougherty D.E. Efficient three-dimensional data inversion: Soil characterization and moisture monitoring from cross-well ground-penetrating radar at a Vermont test site. // *Water resources research*, Vol. 34, No. 8, 1998, pp. 1889-1900.
69. Ghose R., Nijhof V., Brouwer J., Matsubara Yo., Kaida Ya., Takahashi T. Shallow to very shallow, high-resolution reflection seismic using a portable vibrator system” // *Geophysics*, 63, Special edition: shallow seismic reflection papers, 1998, pp. 1295-1309.
70. Gong T., Liu M., Zhang H., Li X., Chen H., Liu J., Liu R., Ye Yua. Near-surface Structure Estimation using Rayleigh Wave and a Genetic Algorithm. // *Near Surface Geophysics Asia Pacific Conference*, Beijing, China 17-19 July 2013, 2013, pp. 249-252.
71. Hall D.H., Hajnal Z. The gravimeter in studies of buried valleys. // *Geophysics*, 27(6), 1962, pp. 939-951.
72. Huisman J.A., Hubbard S.S., Redman J.D., Annan A.P. Measuring Soil Water Content with Ground Penetrating Radar: A Review. *Vadose Zone J.*, Vol. 2, 2003.
73. Junger M.C., Feit D. *Sound, Structures and Their Interaction*. Massachusetts Institute of Technology. Boston, MA. second edition. 1986. 448 p.
74. Konkov A.I., Lebedev A.V., Manakov S.A. The Near Surface Profiling based on the Rayleigh Wave Dispersive Properties for Vector Displacement. // *Proceedings of the Near Surface Geoscience–2012 — 18th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*. Paris, September 3–5, 2012 — 2012. — 5 p.

75. Konkov A.I., Lebedev A.V., Manakov S.A. Subsoil characterization with use of acoustical methods // Official publication of congress «TECNIACÚSTICA 2013». — 2013. — P. 1124 – 1130.
76. Konkov A.I., Lebedev A.V., Manakov S.A. Rayleigh Wave Dispersive Properties of a Vector Displacement as a Tool for P- and S-wave Velocities Near Surface Profiling // Handbook of Geomathematics (2nd edition). Springer Berlin Heidelberg, 2015. P. 2189–2206.
77. Korneev V., Danilovskaya L., Nakagawa S., Moridis G. Krauklis wave in a trilayer // Geophysics. 2014. V. 79(4), L33-L39.
78. Kuster G.T., Toksöz M.N., Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media. Geophys., 39, 1974. P. 587–618.
79. Lebedev A.V., Beresnev I.A. Nonlinear distortion of signals radiated by Vibroseis sources // Geophysics. 69. № 4. 2004. C. 968–977.
80. Lebedev A.V., Bredikhin V.V., Soustova I.A., Sutin A.M., Kusunose K. Resonant acoustic spectroscopy of microfracture in a Westerly granite sample. // Journal of geophysical research, Vol. 108, No. B10, 2500, 2003.
81. Legchenko A., Baltassat J.M., Beauce A., Bernard J. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. // Journal of Applied Geophysics. 50. №. 1, 2002. C. 21-46.
82. Looms M.C., Jensen K.H., Binley A., Nielsen L. Monitoring Unsaturated Flow and Transport Using Cross-Borehole Geophysical Methods. // Vadose Zone Journal Feb 2008, 7 (1), 2008, pp. 227-237.
83. Lu Z. Feasibility of Using a Seismic Surface Wave Method to Study Seasonal and Weather Effects on Shallow Surface Soils. // Journal of Environmental & Engineering Geophysics. Vol. 19, No. 2, 2014. pp. 71-85.
84. Maraschini M. A new approach for the inversion of Rayleigh and Scholte waves in site characterization. Ph.D. thesis –Torino polytechnic university, 2008, 276 p.
85. Mavko G., Mukerji T., Dvorkin J. The rock physics handbook: tools for seismic analysis in porous media. –Cambridge University Press, 2009, 511 p.

86. Miller G.F., Pursey H. The Field and Radiation Impedance of Mechanical Radiators on the Free Surface of a Semi-Infinite Isotropic Solid. // Proc. R. Soc. Lond. A 1954, pp. 521-541.
87. O'Connell R.J., Budiansky B. Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. // J. Geophys. Res., 79(35), 1974, pp. 5412–5426.
88. Park C.B., Miller R.D., Xia J. Multichannel analysis of surface waves // Geophysics. Vol. 64(3), 1999. P. 800-808.
89. Riahi N., Gerstoft P. Resolving small events within a dense urban array The Journal of the Acoustical Society of America, 138, 2015, pp. 1793-1793.
90. Samouëliana A., Cousina I., Tabbaghc A., Bruandd A., Richarde G. Electrical resistivity survey in soil science: a review. // Soil and Tillage Research, 83(2), 2005, pp. 173–193.
91. Schuster, G.T. Seismic Interferometry, Cambridge Press, 2009, 260 p.
92. Simms J.E., Morgan F.D. Comparison of four least-squares inversion schemes for studying equivalence in one-dimensional resistivity interpretation. Geophysics 57 (10), 1992, pp. 1282–1293.
93. Slater L. Near surface electrical characterization of hydraulic conductivity: From petrophysical properties to aquifer geometries—A review // Surveys in Geophysics. – 2007. – T. 28. – №. 2-3. – C. 169-197.
94. Snieder R., Wapenaar K., Imaging with ambient noise, Phys. Today, 63(9), 44-49, 2010.
95. Stokoe K.H., Rix G.R., Nazarian S. In situ seismic testing of surface waves. // Proc. of 12th Int. Conf. Soil Mech. and Found. Engng, 1989.
96. Wathelet M., Jongmans D., Ohrnberger M. Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. // Near Surface Geophysics. Vol. 2, No. 4, 2004, pp. 211–221.
97. Winkler K.W., Murphy III W.F. Acoustic velocity and attenuation in porous rocks rock physics and phase relations. A handbook of physical constants. // AGU Reference Shelf 3. American Geophysical Union. 1995. P. 20–34.

98. Winship P., Binley A., Gomez D. Flow and transport in the unsaturated Sherwood Sandstone: characterization using cross-borehole geophysical methods. // Geological Society, London, Special Publications 2006, v. 263, 2006, p. 219-231.
99. Xia J., Park C.B., Miller R.D. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. // Geophysics. 64. № 3. 1999, pp. 691–700.
100. Yanagidani T., Ehara S., Nishizawa O., Kusunose K., Terada M. Localization of dilatancy in Ohshima granite under constant uniaxial stress // J. Geophys. Res. 90. № B8. 1985. P. 6840–6858.
101. Yilmas O. Seismic data analysis. – Society of Exploration Geophysics, Tulsa, 2001. 2027 p.

## Приложение. Результаты стандартных геофизических методов (магнито-разведка, электроразведка, георадиолокация) на археологической площадке

Все использовавшиеся методы были нацелены на определение неоднородностей соответствующих физических параметров. Неоднородность параметров связывалась затем с наличием археологических артефактов. Помимо сейсмоакустического, в работе использовались следующие методы:

### 1. Магнитная разведка.

Использовалась стандартная аппаратура для магнитной разведки (градиентометр «ММПГ-1» и магнитометр «Минимаг-М» (в качестве вариационной станции), производство: ФГУНПП «Геологоразведка», г. Санкт-Петербург). По результатам интерпретации были выделены две потенциальные зоны, перспективные для проведения дальнейших раскопок (рис. 38, заимствован из работы [Заклучнов, 2015]).

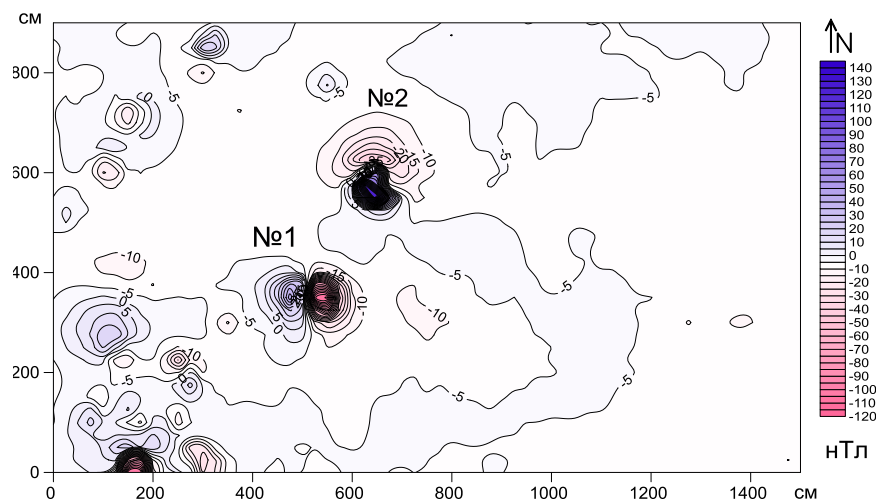


Рис. 38. Карта магнитных аномалий на высоте 0,4 м участка захоронения.

Результат наложения данных магниторазведки на карту раскопок, предоставленных археологами в 2015 г., представлен на рис. 39.

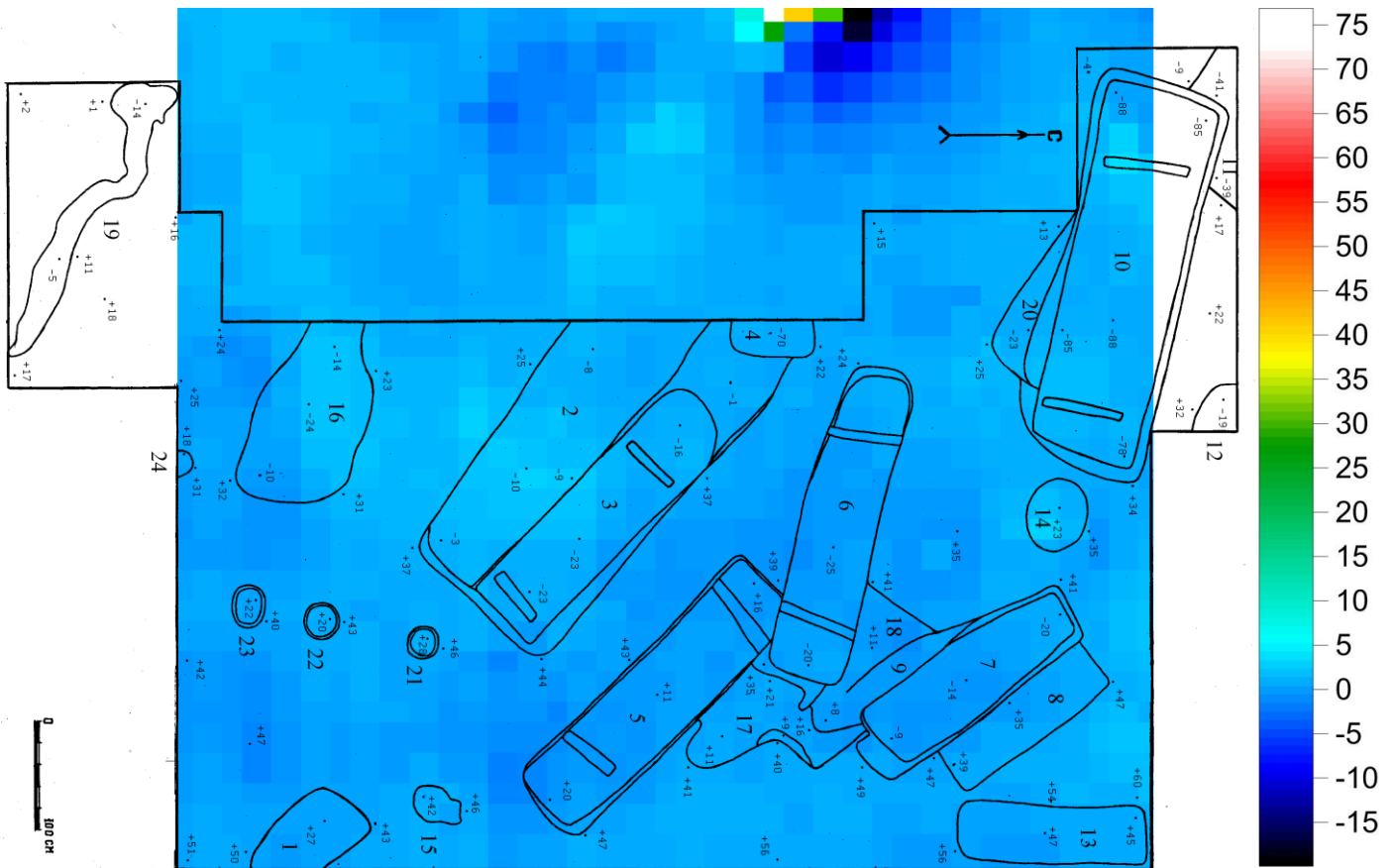


Рис. 39. Распределение отклонения градиента магнитного поля от среднего значения, нТл/м.

## 2. Электроразведка.

Использовалась стандартная аппаратура для электроразведки (две 24-х электродные косы, коммутатор «CommDD2-48», генератор «Астра-100», измеритель «Мэри-24»). Реализация этого метода оказалась самой сложной. Потребовалось оценить максимально большое количество параметров, а потом его сокращать, оптимизируя процесс измерений. В результате первый профиль снимался более суток с перерывом на ночь. Шаг между электродами составлял 0,5 м, максимальное удаление токового электрода от центра приемной линии – 10,75 м, расстояние между приемными электродами варьировалось от 0,5 м до 1,5 м, увеличиваясь в зависимости удаления от токового электрода [Полицина и др., 2015]. По данным электроразведки можно сделать выводы о структуре исследуемой нами археологической площадки: как видно из рис. 40, верхние слои являются сильно неоднородными, в то время как глубинные – практически однородными.



Принимая во внимания известную корреляцию между электрическими и акустическими параметрами сред [Mavko et. al., 2009], эти данные позволяют нам оптимизировать решение обратной задачи в реализации сейсмоакустического метода (§3.2), что является хорошим доказательством целесообразности комплексных исследований.

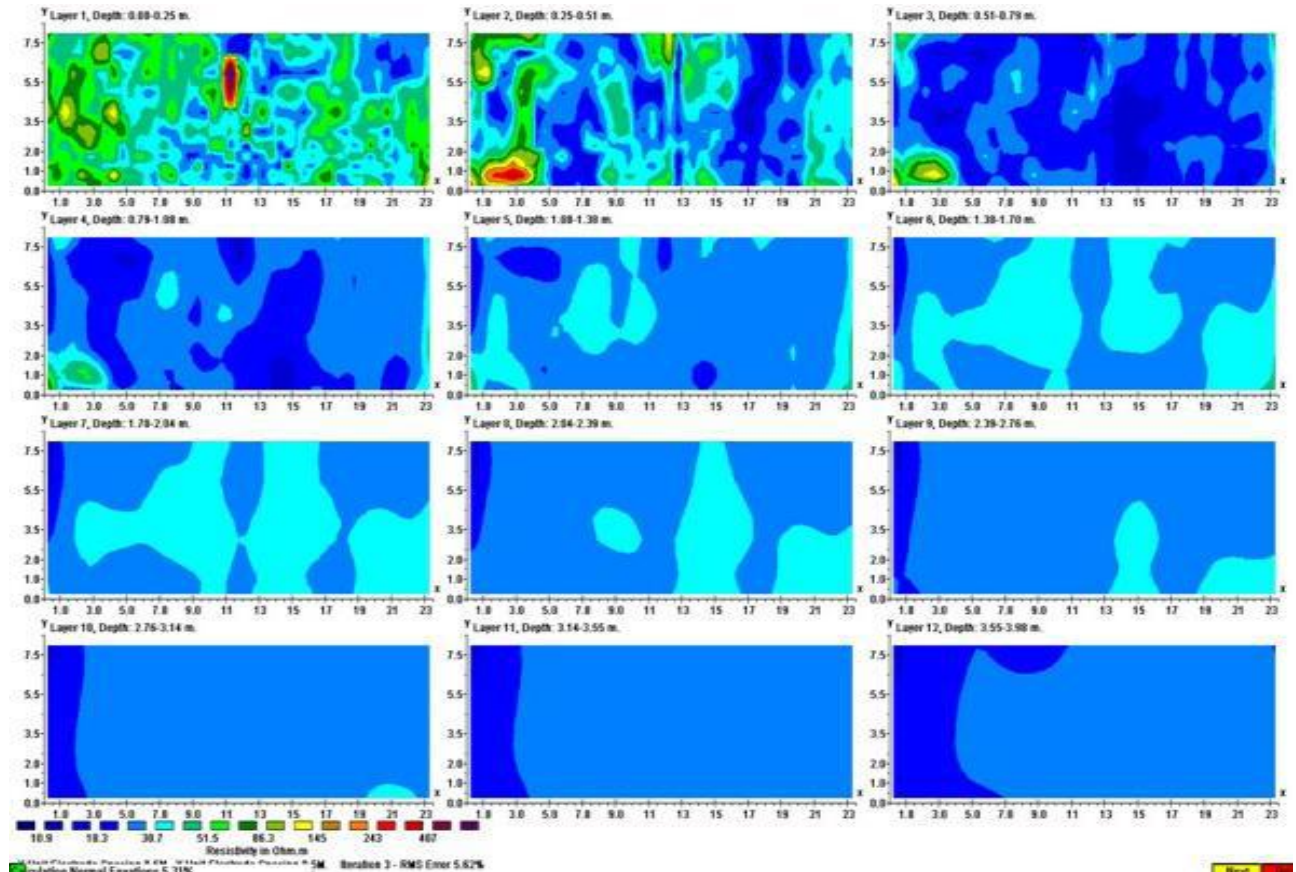


Рис. 40. Результат 3D-инверсии, выполненной коллегами из Санкт-Петербурга (срезы по глубине).

Итоговый результат наложения данных электроразведки на карту раскопок, предоставленных археологами в 2015 г., представлен на рис. 41.

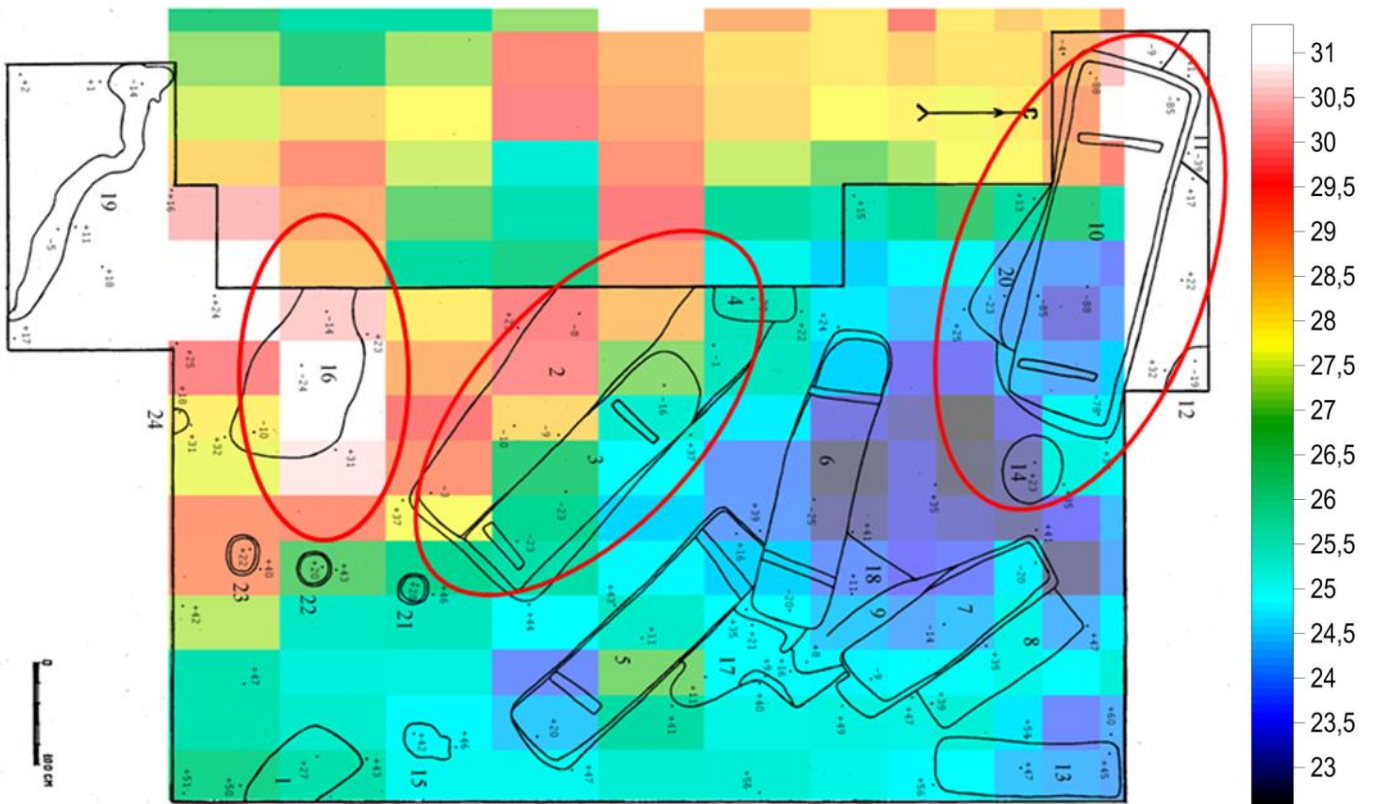


Рис. 41. Распределение усредненного по глубине значения удельного сопротивления, Ом\*м.

### 3. Георадиолокация.

Измерения при помощи георадара были проведены на той же сетке, что и магниторазведка. В эксперименте 2014 г. использовался стандартный георадар (блок «ОКО») с центральной частотой 500 МГц. Для получения информации о пройденном расстоянии использовалось измерительное колесо, позволяющее регистрировать данные отраженных волн во временном окне 50 нс вдоль профиля с интервалом 2,5 см. Основными средствами обработки являлись автоматическая регулировка усиления, режекторная и полосовая фильтрация. Каждый профиль был визуально оценен на предмет возможных аномалий, но ни к каким полезным результатам это не привело (на рис. 42 показан типичный разрез данных георадара, на котором отчетливо видна лишь верхняя граница, отвечающая задержке около 4 нс и, соответственно, глубине 60 см). На этом горизонте предположительно имеется насыщенный водой отражающий электромагнитные волны слой. В пределах первых 4 нс заметные рассеяния не наблюдались. Неровности вызва-

ны артефактами, определенными условиями проведения эксперимента и самими измерениями, а не отражениями сигналов, которые, как известно, должны изображаться как гиперболические формы в определенные времена пробега. Другими словами, полезные сигналы не могут быть идентифицированы в данных измерений георадара.

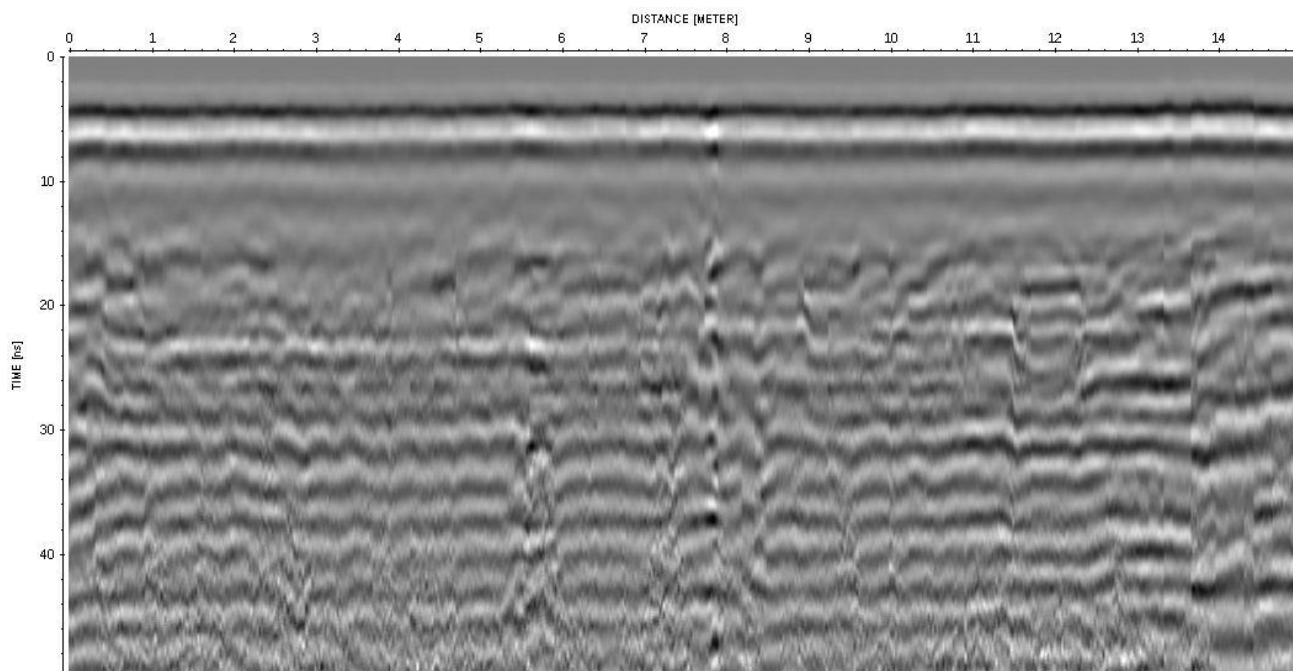


Рис. 42. Типичный профиль GPR, полученный по данным эксперимента.

Данные по электроразведке указывают на сопротивления меньше  $50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  (см. рис. 41), что, в комбинации с относительно высокой частотой антенны 500 Гц и влажной мелкозернистой почвой, приводит к сильному затуханию электромагнитных волн и, таким образом, к ограниченной глубине проникновения. Таким образом, можно заключить, что георадар не является приемлемым средством измерения в таких условиях.