

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего
образования

«Омский государственный педагогический университет»

На правах рукописи



Крошка Елена Сергеевна

**ШИРОКОПОЛОСНАЯ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ ПОЧВ И
ПОРИСТЫХ ГОРНЫХ ПОРОД**

1.3.4 – Радиофизика

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:

доктор физико-математических наук,

профессор Бобров Павел Петрович

Омск – 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ.....	12
1.1 Петрофизические характеристики почв и горных пород	12
1.2 Диэлектрические характеристики почв	16
1.2.1 Комплексная диэлектрическая проницаемость и комплексный показатель преломления	16
1.2.2 Диэлектрические модели смесей	17
1.2.3 Диэлектрические модели полярных жидкостей.....	20
1.3 Электрофизические методы исследования свойств горных пород.....	21
1.3.1 Метод измерения удельного электрического сопротивления на постоянном токе	21
1.3.2 Метод вызванной поляризации (низкочастотный диапазон)	25
1.3.3 Высокочастотный диапазон (0,5-20 ГГц)	29
1.3.4 Широкополосная диэлектрическая спектроскопия	37
1.4 Обоснование выбора направления исследований	43
Выводы по Главе 1	44
ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЯ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СПЕКТРОВ	45
2.1 Методика подготовки образцов.....	45
2.2 Методика измерения комплексной диэлектрической проницаемости сыпучих пород в диапазоне частот 10 кГц – 20 ГГц	46
2.2.1 Описание экспериментальной установки	46
2.2.2 Методика измерения КДП в диапазоне 0,1 до 8-20 ГГц	48
2.2.3 Методика измерения в диапазоне 0,3 –100 МГц.....	51
2.2.4 Методика измерения КДП в диапазоне 20 Гц – 5 МГц.....	53

2.2.5 Измерение КДП пород с высокой электропроводностью.....	54
2.2.6 Анализ погрешностей измерения	56
2.3 Методика измерения КДП консолидированных пород в диапазоне частот 100 Гц – 0,5 ГГц и анализ погрешностей	58
2.4 Моделирование процессов диэлектрической релаксации	60
2.4.1 Релаксационные модели	60
2.4.2 Комбинированные модели	62
2.4.3 Процедура определения параметров релаксационных процессов	64
Выводы по Главе 2.....	66
ГЛАВА 3. ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ СЛАБОЗАСОЛЕННЫХ ПЕСКОВ, СИЛИКАГЕЛЯ С ВНУТРЕННЕЙ ПОРИСТОСТЬЮ, ТВЕРДЫХ И РАЗРУШЕННЫХ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД.....	68
3.1 Диэлектрические характеристики слабозасоленных песков и порошков кварцевых гранул	68
3.1.1 Физические свойства образцов песка и порошков кварцевых гранул.....	68
3.1.2 Результаты экспериментальных измерений комплексной диэлектрической проницаемости	70
3.1.3 Параметры релаксационных процессов и их зависимость от влажности, проводимости, размера частиц и удельной поверхности	74
3.2 Диэлектрические характеристики образцов силикагеля с внутренней пористостью.....	83
3.2.1 Физические свойства образцов.....	83
3.2.2 Результаты экспериментальных измерений КДП образцов силикагелей	84
3.3. Диэлектрические характеристики твердых и разрушенных песчаных пород	90
3.3.1 Методика подготовки образцов и измерения КДП	90
3.3.2. Экспериментальные результаты.....	91
Выводы по Главе 3.....	93

ГЛАВА 4. ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ СЛАБОГЛИНИСТЫХ ПЕСКОВ И ПОЧВ	95
4.1 Диэлектрические характеристики песчано-глинистых смесей	95
4.1.1 Физические характеристики песчано-глинистых смесей	95
4.1.2 Результаты измерений комплексной диэлектрической проницаемости образцов песчаных смесей	96
4.1.3 Параметры релаксационных процессов и их зависимость от влажности, УЭП раствора и их связь с размерами частиц песчаной фракции и содержанием глины в образцах смесей	103
4.2 Диэлектрические характеристики почв	114
4.2.1 Физические свойства образцов почв	114
4.2.2 Результаты экспериментальных измерений диэлектрических свойств образцов почв	117
4.2.3 Параметры процессов диэлектрической релаксации в почвах	125
4.2.4 Общая характеристика процессов диэлектрической релаксации в почвах	132
4.2.5 Влияние релаксационных процессов на комплексную диэлектрическую проницаемость почв на частоте 1,4 ГГц	134
Выводы по Главе 4	136
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	138
ЛИТЕРАТУРА	141
Публикации автора	141
Сторонние источники	144

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность. Структура порового пространства почв и горных пород является ключевой характеристикой, определяющей многие физические свойства: электропроводность, диэлектрическую проницаемость, скорость упругих волн, фильтрационные свойства, долю связанной воды, недоступной растениям. Точное знание этих свойств необходимо в геофизике для получения обоснованных исходных материалов по подсчету запасов нефти и газа; в микроволновом дистанционном зондировании для определения влажности почв.

В настоящее время существуют прямые способы изучения структуры порового пространства, позволяющие в лабораторных условиях путем изучения фотографий шлифов, методами ртутной порометрии, капиллярметрии, адсорбции газов, методом ядерно-магнитного резонанса и др. определять общую пористость, распределение пор по размеру, удельную поверхность, проницаемость, глинистость. Чаще всего каждый из этих методов нацелен на определение одной из характеристик и требует отдельной экспериментальной установки.

Большими возможностями обладают электрофизические методы исследования коллекторских свойств горных пород – пористости, извилистости поровых каналов, глинистости и проницаемости. В отличие от метода ЯМР электрофизические методы весьма чувствительны к составу насыщающего флюида (нефть, вода, солевой раствор и его концентрация). Метод широкополосной (от долей герца до единиц гигагерц) диэлектрической спектроскопии обладает большим потенциалом, поскольку позволяет обнаруживать все существующие в этом диапазоне релаксационные процессы.

Знание диэлектрических характеристик почв и пород в диапазоне частот от сотен килогерц до единиц гигагерц требуется для разработки электромагнитных методов георазведки, в том числе с использованием сверхширокополосных импульсов, для подповерхностного зондирования, для точной геонавигации при бурении горизонтальных стволов скважин, при разработке методов диэлектрического каротажа, при исследовании поверхности Земли дистанционными микроволновыми методами.

Степень разработанности темы исследования. В настоящее время для исследования природных объектов применяются сравнительно узкие частотные диапазоны. На постоянном токе измерения удельной проводимости применяются для определения показателя цементации, коэффициента извилистости, пластового коэффициента

песчаников с помощью формулы Арчи-Дахнова. Применение этой формулы для исследования глинистых пород вызывает серьезные затруднения.

На низких частотах от миллигерц до килогерц диэлектрические свойства пород достаточно хорошо изучены в связи с применением явления вызванной поляризации (ВП) для исследования геологических сред. Для изучения ВП используются два разных подхода. В режиме частотной области электропроводность или диэлектрическая проницаемость измеряются как функция частоты. В режиме временной области измеряется спад напряжения после отключения электрического тока. Многочисленные работы разных авторов выявляют связь комплексной удельной проводимости (или комплексной диэлектрической проницаемости) на этих частотах с удельной поверхностью, размерами пор и гидравлической проницаемостью. Созданы разные модели этого явления, однако они основаны на конкретных предположениях, которые выполняются не для всех материалов.

Высокочастотный диапазон (1-10 ГГц) электромагнитных волн, где диэлектрические свойства влажных почв и пород определяются ориентационной поляризацией молекул связанной и свободной воды, используется для определения общей пористости с достаточно хорошей точностью и содержания глины (с меньшей точностью) путем измерения в лабораторных условиях диэлектрической проницаемости полностью или частично насыщенных водой пород. Модели диэлектрических характеристик влажных почв необходимы при дистанционном космическом зондировании Земли. На частоте 1,4 ГГц производится исследование поверхности суши и океана методом микроволновой радиометрии по программам SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) и SMAP (Soil Moisture Active and Passive). Частота 5 ГГц используется при радиолокационной съемке поверхности Земли радаром с синтезированной апертурой (Sentinel-1). Два канала с частотами 6,93 и 10.65 ГГц многоканального радиометра GCOM-1W также могут быть использованы для исследования поверхности Земли.

Исследования диэлектрических свойств пород, проводимые в промежуточном диапазоне частот от единиц килогерц до сотен мегагерц, до последнего времени не обнаруживают надежных связей с петрофизическими характеристиками пород. Традиционно диэлектрические характеристики влажных почв и пород в этом частотном диапазоне объясняются релаксационными явлениями Максвелла-Вагнера, вызываемые поляризацией межфазных границ. Известен релаксационный процесс, вызываемый поляризацией границы вода-минерал с частотой релаксации в единицы килогерц и очень большой интенсивностью приводящий к резкому возрастанию действительной и мнимой частей диэлектрической проницаемости на частотах ниже нескольких сотен килогерц.

При уменьшении водонасыщенности ниже порога перколяции, когда происходит разрыв капилляров и возникает межфазная граница вода-воздух, в песчаниках проявляется еще один релаксационный процесс с частотой в десятки мегагерц. В глинистых породах при наличии свободной воды кроме этого процесса, возникает процесс с частотой в десятки килогерц. Наличие второго дополнительного релаксационного процесса может служить информационным признаком наличия глины в породе. Исследование параметров этого процесса (времени и интенсивности релаксации) может дать дополнительную информацию о свойствах глинистой породы. Поскольку параметры дополнительных релаксационных процессов сильно зависят одновременно от нескольких факторов: общей пористости, распределения пор по размеру, коэффициента водонасыщенности, глинистости (удельной поверхности), состава флюида и краевого угла смачивания, требуется проведение широкомасштабных экспериментальных исследований комплексной диэлектрической проницаемости и комплексной удельной проводимости диапазоне частот от долей герца до единиц гигагерц. Возможности спектрального диэлектрического метода до настоящего времени изучены плохо, так как отсутствовал метод диэлектрических измерений одного и того же образца в широкой полосе частот.

Объект и предмет исследования. Объектом исследования являются почвы и пористые породы, увлажняемые водой и солевыми растворами. **Предметом** исследования являются процессы диэлектрической релаксации в почвах и пористых породах.

Целью диссертации является исследование взаимодействия электромагнитных волн с почвами и пористыми породами в сверхшироком частотном диапазоне (от единиц килогерц до 8–18 ГГц) и процессов диэлектрической релаксации в этом диапазоне с целью установления устойчивых связей диэлектрических характеристик пород с их петрофизическими свойствами. В связи с этим в работе решались следующие **задачи**:

- выбор метода измерения КДП пород в широком диапазоне частот и анализ погрешностей измерения;
- исследование релаксационных моделей для описания спектров КДП в широком диапазоне частот;
- проведение диэлектрических измерений в широком диапазоне частот песчаных образцов; песчано-глинистых смесей; мелкопористых силикагелей; твердых и разрушенных пород нефтеносных скважин; сельскохозяйственных почв;
- установление связи параметров процессов диэлектрической релаксации с физическими характеристиками исследованных образцов.

Методология и методы исследования. Методологической основой работы является широкополосная диэлектрическая спектроскопия. Комплексная диэлектрическая

проницаемость (КДП) рыхлых образцов измерялась в одной и той же коаксиальной ячейке в диапазоне частот от 10 кГц до 8-18 ГГц. КДП твердых образцов в диапазоне частот от 100 Гц до 500 МГц измерялась в конденсаторе, включенном в разрыв центрального проводника коаксиальной линии большого сечения. Процессы диэлектрической релаксации моделировались формулами Дебая и Коула-Коула в программной среде MS Excel с использованием инструмента Solver (Поиск решения).

Научная новизна.

– Впервые проведены экспериментальные измерения комплексной диэлектрической проницаемости увлажняемых дистиллированной водой и солевым раствором образцов песков, порошков кварцевых гранул, мелкопористых силикагелей, песков с содержанием глины 5 и 10 % от массы, разрушенных образцов пород нефтеносной скважины, сельскохозяйственных почв с различным содержанием глины и гумуса в широком диапазоне частот от 10 кГц до 8-18 ГГц; твердых образцов пород нефтеносной скважины в диапазоне частот от 100 Гц до 500 МГц.

– Впервые исследованы процессы диэлектрической релаксации в широком частотном диапазоне в этих образцах. Спектры КДП моделировались тремя релаксационными процессами.

– Установлены корреляционные связи параметров процессов диэлектрической релаксации с размерами частиц и удельной поверхностью в рыхлых песчаных образцах и с размерами внутренних пор силикагелей.

– Установлено влияние глины и гумуса на интенсивность релаксационных процессов в сельскохозяйственных почвах. В глинистых почвах влияние релаксационных процессов в зависимости от содержания глины сказывается вплоть до частот 2–5 ГГц.

Положения, выносимые на защиту.

1. Интенсивность релаксационного процесса в диапазоне частот от 0,5 до 100 МГц у рыхлых песчаных образцов при увлажнении солевым раствором NaCl с концентрацией 1,5 г/л связана со средним размером частиц соотношением: $\Delta\epsilon_{s3} = (5,2 \pm 0,6) \cdot 10^2 (1/\text{мкм}) \cdot d^{(0,98 \pm 0,05)}$ (мкм), где d – средний размер частиц. Квадрат коэффициента корреляции (R^2) составляет $0,95 \div 0,99$. Связь времени релаксации этого процесса со средним размером частиц имеет вид: $\tau_3 = -(12,0 \pm 0,8) \cdot 10^{-2} \cdot d + (16,7 \pm 0,7)$, где τ_3 в микросекундах, а d в нанометрах. Значения R^2 составляют $0,95 \div 0,97$.

2. Добавление небольшого количества (5 % и 10 %) глины в песчаные образцы с средними размерами частиц 118 и 130 мкм приводит к возрастанию действительной и мнимой частей КДП на низких частотах (у образца с размерами частиц 130 мкм при

увлажнении дистиллированной водой действительная часть КДП в диапазоне частот 10–100 кГц возрастает в 4–6 раз). Добавление глины в песчаные образцы с крупными частицами (118 и 130 мкм) приводит к возрастанию в 3–6 раз интенсивности релаксационного процесса в диапазоне частот 0,5–100 МГц и его уменьшению при добавлении глины в образец с мелкими частицами (5 мкм) в 6–9 раз.

3. Диэлектрическая релаксация связанной воды во внутренних порах силикагелей приводит к уменьшению коэффициента поглощения электромагнитных волн в диапазоне частот от 0,8 до 2 ГГц от 0,14 до 0,11 при увеличении доли связанной воды от $0,11 \text{ м}^3/\text{м}^3$ до $0,28 \text{ м}^3/\text{м}^3$. При доле воды, близкой к адсорбционной емкости ($0,27 \text{ м}^3/\text{м}^3$), на частоте 10 МГц наблюдается линейная связь действительной части КДП ϵ' со средним размером пор d : $\epsilon' = 12,3 - 0,33(1/\text{нм}) \cdot d (\text{нм})$.

4. В сельскохозяйственных почвах при насыщении близком к полному (влажности 0,35–0,45 $\text{м}^3/\text{м}^3$) средние значения интенсивностей трех релаксационных процессов возрастают при увеличении содержания глины по линейному закону. Увеличение содержания органического вещества (гумуса) при прочих равных условиях приводит к уменьшению действительной и мнимой частей КДП в частотном диапазоне от 10 кГц до 8 ГГц. Зависимость частоты $f_{\epsilon''\min}$, соответствующей минимальному значению ϵ'' , разделяющей область преобладающего влияния релаксационных процессов и область преобладающего влияния ориентационной поляризации молекул связанной и свободной воды от содержания глины в малогумусных почвах, имеет вид $f_{\epsilon''\min} = A \cdot \exp(B \cdot C)$, где $f_{\epsilon''\min}$ – частота в ГГц, $A = (0,779 \pm 0,019)$ ГГц, $B = (0,025 \pm 0,001)$, C – содержание глины в процентах от массы.

Теоретическая и практическая значимость. Использование метода широкополосной диэлектрической спектроскопии позволяет получать непрерывные спектры диэлектрической проницаемости в диапазоне частот от единиц килогерц до единиц гигагерц, с помощью которых открывается возможность создания моделей почв и горных пород, исследования многочастотных релаксационных процессов. Полученные в работе результаты могут быть использованы для изучения свойств структуры порового пространства почв и горных пород, необходимых в геофизике при подсчете запасов нефти и газа, в микроволновом дистанционном зондировании для определения влажности почв. Найденные параметры процессов диэлектрической релаксации имеют корреляционную связь с размерами частиц и удельной поверхностью в песчаных образцах, со средним размером пор и проницаемостью в твердых образцах, с содержанием глины в натуральных почвах.

Достоверность полученных данных КДП образцов почв и пород обеспечивается использованием сертифицированных поверенных измерительных приборов, использованием проверенной методики измерений, тщательным анализом погрешностей, совпадением в пределах расчётных погрешностей результатов измерений, полученных разными методами в перекрывающихся частотных диапазонах, совпадением части измерений с результатами, полученными другими авторами. Достоверность результатов моделирования подтверждается количественным совпадением экспериментально полученных зависимостей с модельными расчетами, высокими коэффициентами корреляции полученных регрессионных зависимостей параметров моделей от петрофизических характеристик образцов.

Апробация работы. Основные результаты исследований по теме диссертации докладывались и обсуждались на конференциях всероссийского и международного уровня, таких как: Двадцать первая Всероссийская научная конференция студентов-физиков и молодых ученых (ВНКСФ-21) (Омск, 2015); Всероссийская молодежная научная конференция с участием иностранных ученых «Трофимуковские чтения» (Новосибирск, 2015, 2019, 2021); «Progress In Electromagnetics Research Symposium» (PIERS) (St Petersburg, Russia 2017, Rome, Italy, 2019); XVII Международная научно-практическая конференция «Кулагинские чтения: техника и технологии производственных процессов» (Чита, ЗабГУ, 2017); VI Региональная научно-практическая конференция с международным участием «Актуальные проблемы современной науки» (Омск: ОмГТУ, 2017); V Международная научная конференция «Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли» (Красноярск, Сибирский федеральный университет, Институт космических и информационных технологий, 2018); 2-я Всероссийская научная конференция молодых ученых и студентов, посвященная 85-летию академика А. Э. Конторовича «Актуальные проблемы геологии нефти и газа Сибири» (Новосибирск, 2019); 3-я Всероссийская научная конференция «Омские научные чтения-2019» (Омск, 2019); I Российская научная конференция «Радиофизика, фотоника и исследование свойств вещества» (Омск, 2020); 2-я Международная научная конференция «Приоритетные направления инновационной деятельности в промышленности. Часть 2» (Казань, 2020); The International Society for Electromagnetic Aquametry (ISEMA): The International Conference on Electromagnetic Wave Interaction with Water and Moist Substances (Kiel, Germany, 2021), Международная научно-практическая конференция «Актуальные проблемы радиофизики» (Томск, 2021).

Связь с плановыми работами. Включенные в диссертацию результаты получены автором при выполнении работ в рамках следующих проектов и грантов: РФФИ № 14-05-00151. Диэлектрическая релаксация в газо- нефте- водонасыщенных породах (2014– 2016);

РФФИ № 18-35-00284. Исследование процессов диэлектрической релаксации, вызванных поляризацией границ связанная вода-воздух и связанная вода-лед в глинистых породах (2018– 2019); РФФИ № 19-05-00395. Разработка физических основ сверхширокополосного диэлектрического метода исследования петрофизических свойств нефтесодержащих пород (2019-2021); Госзадание. Исследование засоленных и переувлажненных почв дистанционными радиофизическими методами, № госрегистрации АААА-А17-117030610080-9 (2017-2019).

Личный вклад. Содержание диссертационной работы и основные положения, выносимые на защиту, отражают персональный вклад автора. Соискатель в составе коллектива Лаборатории диэлькометрии и петрофизики ФГБОУ ВО «ОмГПУ» принимала непосредственное участие в работе по подготовке к публикациям по теме исследований, изложенных в диссертационной работе. Автором выполнен большой объем широкополосных измерений комплексной диэлектрической проницаемости песков, порошков кварцевых гранул, пород нефтеносных скважин, песчано-глинистых смесей и некоторых натуральных почв. Основная часть расчетов и моделирования процессов релаксации комплексной диэлектрической проницаемости была выполнена соискателем самостоятельно.

Публикации. Основные результаты по теме диссертации изложены в 26 публикациях, 9 из которых изданы в рецензируемых научных журналах, рекомендованных перечнем ВАК, 17 — в материалах конференций, 12 из общего числа публикаций — в изданиях, индексируемых Web of Science и Scopus.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из Введения, 4 глав и Заключения. Полный объем диссертации составляет 156 страниц, включая 80 рисунков и 18 таблиц. Список литературы содержит 145 наименований.

ГЛАВА 1. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

1.1 Петрофизические характеристики почв и горных пород

Для правильного толкования измеренных физических полей необходимо знать физические свойства среды, обусловившие физическое поле. То есть важными для изучения являются физические свойства горных пород, из которых состоит изучаемый объект. Исследования физических свойств пород в геологии и геофизике, ведущиеся для изучения горных пород и руд, являются специфическими и характеризуются своими задачами, теорией, методикой. Физическими свойствами являются характерные качества, присущие веществам – твердым, жидким и газообразным: это плотность, упругость, магнитные свойства, электропроводность, диэлектрическая проницаемость, теплопроводность, радиоактивность и др. [1].

Определяющими параметрами почв и горных пород в задачах дистанционного зондирования, подповерхностного зондирования, диэлектрического каротажа являются диэлектрическая проницаемость и проводимость, которые зависят от частоты, влажности, температуры, пористости, размера пор, диаметра капилляров и солености увлажняющего раствора. Сложность определения необходимых параметров почвогрунтов заключается том, что почвы являются многокомпонентными средами, представляющей собой довольно сложную органоминеральную полидисперсную гетерогенную систему, состоящую из твердой, жидкой и газообразной фаз, которые, в свою очередь, различаются по минералогическому и химическому составу. Минеральная основа почвы определяется формой и размером частиц, содержание органического вещества и солей, пористостью [2], [3].

Соотношение между объемами, массами разных фаз, входящих в состав почвы, различных для разных почв и меняющихся под воздействием климатических условий, характера растительности оказывает большое влияние на различие физических свойств почв. [4], [5], [6]

В поровом пространстве почв могут находиться воздух и вода, точнее, почвенный раствор, а в нефте- газонасыщенных породах еще нефть и газ, содержание которых и определяют, в основном, значения комплексной диэлектрической проницаемости. Для

описаний важных физических параметров почв были введены характеристики, представленные ниже [3], [7].

Одним из основных физических параметров вещества является плотность. Плотность – определяется как отношение массы горной породы (минерала) к объему породы (минерала), т.е. отношение массы твердой, жидкой и газовой фаз к его объему:

$$\rho = \frac{m_n}{V_n} = \frac{m_{T\phi} + m_{ж} + m_{г}}{V_{T\phi} + V_{ж} + V_{пор}}, \quad (1.1)$$

где m_n – масса образца породы, состоящей из массы твердой $m_{T\phi}$, жидкости $m_{ж}$ и газа $m_{г}$. Объем образца V_n складывается из объема твердой $V_{T\phi}$, жидкой $V_{ж}$ и газовой $V_{пор}$ фаз.

Плотность сухого сложения:

$$\rho_c = \frac{m_{T\phi}}{V}, \quad (1.2)$$

где $m_{T\phi}$ – масса твердой фазы, V – общий объем почвы.

Следующей важной характеристикой является **пористость**. Горная порода является многофазной системой, состоящей из твердой фазы (минерального скелета) и порового пространства, заполненного воздухом и (или) жидкостью. Поры в горной породе могут сообщаться друг с другом или быть изолированы минеральным скелетом. Количественно пористость можно выразить отношением объема пустот (пор) $V_{пор}$ к общему объему грунта.

$$K_{II} = \frac{V_{пор}}{V}, \quad (1.3)$$

где $V_{пор}$ – объем всех пор, V – общий объем образца грунта.

Также пористость грунтов удобно рассчитывать по выражению, где она связана с плотностью грунта и плотностью твердых частиц:

$$K_{II} = 1 - \frac{\rho_{T\phi}}{\rho_{мин.ч.}}, \quad (1.4)$$

где $\rho_{мин.ч.}$ – плотность минеральной частицы, $\rho_{T\phi}$ – плотность твердой фазы.

Общая пористость песчаных и глинистых пород изменяется в довольно широких пределах в зависимости от формы и размера слагающих их частиц, плотности сложения, сечения и характера цементации.

Связанные между собой поры принято называть открытыми, а не связанные – закрытыми. Суммарный объем закрытых и открытых пор горной породы $V_{пор}$ дает объем всех пор и характеризует ее общую пористость.

Пористость неоднородных по гранулометрическому составу пород обычно меньше, чем однородных, хорошо отсортированных, так как в неоднородных породах более мелкие частицы располагаются среди более крупных, и общая плотность упаковки повышается. Чем меньше коэффициент неоднородности гранулометрического состава пород, тем выше их пористость [1].

В естественном залегании поры всегда заполнены флюидом – жидкостью (пластовая вода, нефть) или газом, или их смесью, иногда еще рассматривается еще одна компонента в качестве порозаполнителя – цемент, более мягкий, чем зерна, но более жесткий, чем флюид. В данном случае существует такая характеристика как порог просачивания (перколяция) - состояние перехода от полностью изолированных пор к появлению гидравлической связности порового пространства, то есть к возникновению проницаемости.

Самый низкий порог перколяции наблюдается у игольчатых или сильно сплюснутых по форме пор, а также у трещин: гидравлическая связность появляется, когда общая пористость достигает долей процента. У зернистых пород с почти изометричными порами порог просачивания зависит от цементации. У чистых нецементированных песков пористость всегда выше порога просачивания. У пород с высокой глинистостью, песчано-глинистых пород порог просачивания может быть близок к величине средней пористости 0,15 – 0,30, если промежутки между песчинками, заполненные глиной, относить к поровому пространству.

У влагонасыщенных зернистых сред при увеличении пористости может наступить состояние, когда зерна перестанут контактировать друг с другом, и твердая порода превратится во взвесь. Пористость, при которой происходит это превращение, называют критической. Например, взвесь, представленная донным илом с пористостью 0,7, считается горной породой.

При общей пористости, лежащей в интервале между минимальной и критической пористостью, далеко не все поры участвуют в переносе флюида, часть порового пространства является изолированным или тупиковыми порами.

Следующей не менее важной характеристикой физических параметров породы является **влажность**.

Весовая влажность определяется с помощью выражения:

$$W_{в\epsilon c} = \frac{m_{\epsilon}}{m_c}, \quad (1.5)$$

где m_{ϵ} – масса воды, m_c – масса сухой почвы.

Объемную влажность можно определить следующим образом:

$$W_{об} = \frac{V_{\varepsilon}}{V}, \quad (1.6)$$

где V_{ε} – объем воды в почве.

Использование объемной влажности по сравнению с массовой в некоторых случаях удобнее, поскольку она непосредственно применяется в расчетах потоков воды, количеств добавленной в почву воды при искусственном увлажнении или дожде и удаленной из почвы при испарении, транспирации или дренаже.

Объемная влажность имеет следующую связь с массовой влажностью:

$$W_{об} = W_{вес} \rho_c. \quad (1.7)$$

Проницаемость - очень важная характеристика несплошных сред, являющаяся мерой гидравлической связи между порами. Проницаемость породы определяет ее фильтрационные свойства. Таким образом, пористость и проницаемость в совокупности полностью характеризуют коллекторские, или фильтрационно-емкостные, свойства породы.

Проницаемость тесно связана с пористостью, но связь эта не однозначна. На проницаемость влияет большей частью размер и особенно форма пор, определяющая их гидравлическую связанность, чем объем порового пространства. Вот поэтому изменения проницаемости с пористостью сильно зависят от типа породы. Например, у трещин емкость пренебрежительно мала, а проницаемость может быть очень велика.

Первые исследования фильтрации жидкости в пористых средах проведены французскими инженерами Дарси и Дюпюи, работы которых положили начало теории фильтрации [8]. При изучении движения воды через песчаные фильтры была установлена экспериментальная зависимость, в которую входит коэффициент фильтрации, представляющий собой скорость фильтрации при гидравлическом уклоне, равном единице, и имеющий размерность скорости.

1.2 Диэлектрические характеристики почв

1.2.1 Комплексная диэлектрическая проницаемость и комплексный показатель преломления

Комплексная диэлектрическая проницаемость (КДП), являющаяся одной из важнейших электродинамических характеристик почв и грунтов (дисперсных смесей), оказывает большое влияние на их радиотепловое излучение в микроволновом диапазоне, также как температура и структурный состав поверхности, на скорость распространения электромагнитных волн и затухание. Она может быть выражена следующим образом:

$$\dot{\varepsilon} = \varepsilon' - i\varepsilon'', \quad (1.8)$$

где ε' – действительная часть КДП, показывает во сколько раз увеличится емкость пустого конденсатора после заполнения его диэлектриком, ε'' – мнимая часть КДП, описывает потери энергии в веществе. Мнимая часть КДП в простейшем случае может быть представлена в виде двух составляющих:

$$\varepsilon'' = \varepsilon''_{rel} + \frac{\sigma}{2\pi f \varepsilon_0}, \quad (1.9)$$

здесь σ – удельная электропроводность (УЭП), f – частота электромагнитного поля, $\varepsilon_0 = 8,854 \cdot 10^{-12}$ Ф/м – диэлектрическая постоянная (абсолютная диэлектрическая проницаемость вакуума). Первый член ε''_{rel} описывает потери, обусловленные процессами диэлектрической релаксации, а второй – ионной проводимостью.

Для характеристики свойств диэлектриков используют также комплексный показатель преломления (КПП), связанный с комплексной диэлектрической проницаемостью соотношением:

$$\dot{n} = n - i \cdot k = \sqrt{\varepsilon' - i\varepsilon''}, \quad (1.10)$$

Действительная часть КПП n показывает, во сколько раз скорость электромагнитной волны в данном веществе меньше скорости в вакууме. Мнимая часть k определяет затухание электромагнитной волны при ее распространении в среде.

Действительная часть КПП зависит как от действительной, так и мнимой частей КДП и для немагнитных сред имеет вид [9]:

$$n = \sqrt{\varepsilon'} \sqrt{0,5 \left(1 + \sqrt{1 + (\varepsilon''/\varepsilon')^2} \right)}, \quad (1.11)$$

а мнимая часть КПП зависит от мнимой части КДП в большей степени:

$$k = \sqrt{\varepsilon'} \sqrt{0,5 \left(-1 + \sqrt{1 + (\varepsilon''/\varepsilon')^2} \right)}. \quad (1.12)$$

Комплексная диэлектрическая проницаемость почвогрунтов зависит от диэлектрических свойств компонентов почв и пород, таких как воздух, твёрдая фаза, свободная и связанная вода. Наравне с этим она является функцией гранулометрического состава, частоты, температуры, плотности, состава насыщающего флюида, содержания гумуса и примесей. Несмотря на несомненное влияние вышеперечисленных свойств, основной вклад в величину комплексной диэлектрической проницаемости почвы даёт вода, однако степень её влияния зависит от формы почвенной влаги.

1.2.2 Диэлектрические модели смесей

Для расчета комплексной диэлектрической проницаемости многокомпонентной смеси точных диэлектрических моделей не существует. Есть много эмпирических и полуэмпирических моделей для определения КДП почвогрунтов. Сразу отметим, что все модели смеси не учитывают межфазных взаимодействий, которые проявляются на частотах ниже 1–2 ГГц. Рассмотрим здесь те из них, на основе которых строятся все остальные.

Самыми простыми являются «конденсаторные» модели, когда компоненты смеси представляются в виде слоев, расположенных либо перпендикулярно, либо параллельно направлению вектора электрического поля. В первом случае диэлектрическая проницаемость определяется по формуле, похожей на формулу емкости системы последовательно соединенных конденсаторов, а во втором случае – параллельно соединенных конденсаторов.

$$\frac{1}{\dot{\varepsilon}} = \sum_i \frac{V_i}{\dot{\varepsilon}_i}, \quad (1.13)$$

$$\dot{\varepsilon} = \sum_i V_i \dot{\varepsilon}_i, \quad (1.14)$$

здесь $\dot{\varepsilon}$ – КДП смеси, $\dot{\varepsilon}_i$ – КДП i -го компонента, а V_i – его объемная доля, соответственно.

Эти формулы (1.13) и (1.14) называются граничными условиями Винера, поскольку реальные значения КДП смесей не выходят за эти пределы [10].

Если различия диэлектрических проницаемостей составляющих смесь компонент оказываются малы ($\Delta\varepsilon_i < \varepsilon_i$), можно использовать формулу:

$$\dot{\varepsilon}^{1/3} = \sum_i V_i \dot{\varepsilon}_i^{1/3}. \quad (1.15)$$

Для двухкомпонентных смесей, в случаях, когда объемная доля одного из компонентов мала ($V_2 < 0,15$), может быть использована матричная модель («дырки в сыре», «изюм в пудинге»).

$$\dot{\varepsilon} = \dot{\varepsilon}_1 + V_2 \frac{3(\dot{\varepsilon}_2 - \dot{\varepsilon}_1)\dot{\varepsilon}_1}{\dot{\varepsilon}_2 - 2\dot{\varepsilon}_1}. \quad (1.16)$$

В работе [11] описана модель Бруггемана-Ханаи [12] для КДП смеси, работающая для диэлектриков с потерями, которая была получена при пошаговом добавлении малых включений на диэлектрики. Модель плохо работает при равенстве объемных долей компонентов, но применима для сферических частиц.

$$\frac{\dot{\varepsilon} - \dot{\varepsilon}_2}{\dot{\varepsilon}_1 - \dot{\varepsilon}_2} \left(\frac{\dot{\varepsilon}_1}{\dot{\varepsilon}} \right)^d = 1 - \varphi, \quad (1.17)$$

где φ – доля дисперсной фазы, $\dot{\varepsilon}_1$ и $\dot{\varepsilon}_2$ – КДП дисперсной фазы и дисперсной среды, $\dot{\varepsilon}$ – КДП смеси, d – коэффициент деполяризации частиц твердой фазы, принимающий значения от 0 до 1. В частности, для длинных цилиндрических частиц, параллельных направлению электрического поля $d=0$, для сферических частиц $d=1/3$, для тонких пластин, перпендикулярных полю $d=1$.

Автор этой работы [11] предлагает, последовательно применяя формулу (1.17) для двухфазной смеси, рассчитать КДП почвы, рассматривая в качестве дисперсной среды воду, а качестве дисперсной фазы сначала твердые частицы, затем связанную воду на поверхности частиц, далее свободный воздух и воздух в пустотах. Сложность заключается

в том, что для моделирования нужно знать содержание связанной и свободной воды, а также долю воздуха, определить которые достаточно проблематично.

Также для двухфазных и трехфазных смесей существует еще несколько моделей, которые также вполне хорошо совпадают с экспериментом [12], [13], [14].

В работе [15] автор рассматривает различные известные формулы для описания влажных смесей. Автор делает вывод о том, что большинство из этих моделей сводятся к формулам Оделевского для матричных смесей, которая содержит две компоненты – диэлектрическую проницаемость сухого грунта и воды.

$$\dot{\varepsilon} = \dot{\varepsilon}_w \left(1 + \frac{1 - V_w}{V_w/3 + [\dot{\varepsilon}_w / (\dot{\varepsilon}_r - \dot{\varepsilon}_w)]} \right), \quad (1.18)$$

где $\dot{\varepsilon}$, $\dot{\varepsilon}_w$, $\dot{\varepsilon}_r$ – КДП смеси, воды и сухого грунта, соответственно; V_w – относительная объемная концентрация воды.

Почва в общем случае содержит четыре компонента: твердые частицы, воздух, связанная вода и свободная вода. Четырехкомпонентные модели смесей основываются на работе Бирчака (1.19) [16]. В этом случае КДП смеси вычисляется как сумма КДП компонент в степени α ($-1 \leq \alpha \leq 1$), умноженных на объемные доли соответствующих компонент. Чаще всего применяются модели с $\alpha = 0,5$ [17] и с $\alpha = 1$ [18].

$$\dot{\varepsilon}^\alpha = \sum_i V_i \dot{\varepsilon}_i^\alpha, \quad (1.19)$$

где $\dot{\varepsilon}_i$ – это КДП i -го компонента смеси (связанная и свободная вода, воздух и твердые частицы), α – экспериментально подбираемый параметр.

Описанная в работе [17] модель позволяет определить КДП как сумму показателей преломления компонентов смеси, умноженных на соответствующие объемные доли компонентов. Эта модель получила название обобщенной рефракционной диэлектрической модели смеси.

Согласно этой модели, комплексный показатель преломления влажных почв $\dot{n}_s = n_s - iK_s = \sqrt{\dot{\varepsilon}_s}$ как функция объемной влажности W может быть представлен в виде:

$$n_s = \begin{cases} n_d + (n_b - 1) W, & W \leq W_t \\ n_d + (n_b - 1) W_t + (n_u - 1) (W - W_t), & W \geq W_t, \end{cases} \quad (1.20)$$

$$\kappa_s = \begin{cases} \kappa_d + \kappa_b W, & W \leq W_t \\ \kappa_d + \kappa_b W_t + \kappa_u (W - W_t), & W \geq W_t, \end{cases} \quad (1.21)$$

где n_s, n_d, n_b, n_u , и $\kappa_s, \kappa_d, \kappa_b, \kappa_u$ – значения действительной и мнимой частей показателей преломления. Индексы s, d, b , и u относятся к влажной почве, сухой почве, связанной и свободной влаге в почве, соответственно, а W_t обозначает предельное содержание связанной влаги в данном типе почвы.

Авторы работы [19] выяснили, что параметр α зависит от геометрических свойств пористой среды и от соотношения между диэлектрической проницаемостью твердой матрицы и жидкой фазы. При этом для водонасыщенной пористой среды значение $\alpha = 0,5$ является лучшим выбором, чем $\alpha = 1$. В работе [20] эти авторы усовершенствовали ранее предложенную новую модель смеси, использующую параметры, введенные Арчи [25].

1.2.3 Диэлектрические модели полярных жидкостей

В уравнениях (1.20) и (1.21) диэлектрические свойства свободной и связанной воды определяются по модели Дебая:

$$\dot{\varepsilon} = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_\infty}{1 + i\omega\tau}, \quad (1.22)$$

здесь $\dot{\varepsilon}$ – диэлектрическая проницаемость полярной жидкости, ω – циклическая частота, ε_s – предельная низкочастотная (статическая) диэлектрическая проницаемость, ε_∞ – предельная высокочастотная диэлектрическая проницаемость, τ – время релаксации, i – мнимая единица.

Однако в большинстве полярных жидкостей имеется широкая область дисперсии с несколькими временами релаксации, в связи с этим уравнение (1.22) применять нельзя. Для таких спектров была предложена формула Коула-Коула [21]:

$$\dot{\varepsilon} = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_\infty}{1 + (i\omega\tau)^{1-\alpha}}, \quad (1.23)$$

где α – эмпирический коэффициент распределения времен релаксации, характеризующий ширину спектра времен релаксации и изменяющийся в диапазоне $0 \leq \alpha \leq 1$. Если $\alpha = 0$, то

соотношение (1.23) переходит в уравнение Дебая. Модель Коула-Коула применяется для спектров с растянутым симметричным пиком поглощения.

Существуют также модели, описывающие дисперсные свойства полярных жидкостей с большим числом параметром - модель Дэвидсона-Коула [22] и Гаврильяка-Негами [23].

1.3 Электрофизические методы исследования свойств горных пород

1.3.1 Метод измерения удельного электрического сопротивления на постоянном токе

Измерение электрического сопротивления пород на низких частотах для определения петрофизических параметров используется уже в течение многих десятилетий. В основе метода лежит уравнение, связывающее удельную проводимость породы с ее пористостью и проводимостью насыщающего ее раствора, называемое в России уравнением Дахнова-Арчи [24], [25].

Наилучшим объектом для определения пористости пород методом сопротивлений являются пески, слабо и среднесцементированные песчаники и рыхлые известняки. Глинистость и насыщение коллектора водами слабой минерализации требуют введения специальных поправок на влияние проводимости глинистого материала. История развития этого метода достаточно подробно изложена в [26].

Обычно, для исследований связей между удельным сопротивлением и коллекторскими свойствами почвогрунтов, удобно использовать относительное сопротивление:

$$P = \frac{\rho_{\Pi}}{\rho_B}, \quad (1.24)$$

где ρ_{Π} – удельное сопротивление водоносной породы; ρ_B – удельное сопротивление насыщающей ее воды.

Связь между коэффициентом P и пористостью впервые была определена Максвеллом для фиктивного (сложенного идеальными шарами) грунта в следующем виде [27]:

$$P = \frac{3 - K_{\Pi}}{2K_{\Pi}}, \quad (1.25)$$

где K_{Π} – пористость.

В зарубежной литературе широко известна формула Арчи [25]:

$$P = \frac{1}{K_{\Pi}^m}, \quad (1.26)$$

где m – показатель степени, зависящий от цементации породы.

В России Дахнов [24] предложил использовать формулу в виде:

$$P = \frac{a}{K_{\Pi}^m}, \quad (1.27)$$

где m – показатель степени, зависящий от цементации породы; a – коэффициент, зависящий от состава породы (коэффициент «извилистости»).

Формулу (1.27) называют формулой Дахнова-Арчи. В работе [28] сделан обзор моделей электропроводности и описаны теоретические обоснования уравнения Дахнова—Арчи для разного структурного строения пород.

Условия применения уравнения – однородный и изотропный тип породы, отсутствие глины и металлических включений, гидрофильность породы, насыщение раствором достаточно высокой проводимости. [29]. Величины показателей m и a определяются при лабораторных измерениях коллекции образцов.

Диапазон значений для показателя цементации m является относительно небольшим. Значение $m = 1$ не наблюдается для реальных пород, но возможно для идеальной пористой среды, содержащей прямолинейные пучки капилляров. Породы с низкой пористостью и хорошо развитой сетью трещин имеют иногда значения m , приближающиеся к единице. Показатель цементации, равный 1,5, получается в результате аналитического решения для случая, когда порода состоит из идеальных сфер [30], [31]. Большинство пористых песчаных отложений имеют показатели цементации между 1,5 - 2,5, чаще ближе к 2. Коэффициент "извилистости" принимает значения от $a = 0,62$ для рыхлых пород до $a = 1$ – для твердых.

В частном случае, для песчаников иногда применяют формулу Хамбла [32]:

$$P = \frac{0,62}{K_{\Pi}^{2,15}}. \quad (1.28)$$

Автор работы [33] предлагает формулу (1.27) со значениями $a = 0,5035$ и $m = 2,1$. В работе [34] рекомендуется для расчетов относительного сопротивления все же использовать формулу Арчи.

Автор [35] предлагает модифицированную формулу Максвелла:

$$P = \frac{3 - K_{\Pi}}{2K_{\Pi}} q, \quad (1.29)$$

где q – коэффициент, зависящий от структуры пород.

В работе [36] предлагается использовать аналогичную формулу:

$$P = \frac{3 - K_{\Pi}}{2K_{\Pi}} \left(\frac{0,26}{K_{\Pi}} \right)^2. \quad (1.30)$$

Характерной особенностью этих и подобных формул является то, что коэффициент a и показатель степени при коэффициенте пористости K_{Π} являются средними для региона и в каждом конкретном случае от них будут наблюдаться те или иные отклонения [32], [26].

К настоящему времени опубликовано большое количество работ, посвященных модификациям формулы Арчи, исследованию взаимосвязи относительного сопротивления с пористостью и связи этого коэффициента с проницаемостью водоносных пород и смесей. В работе [37] приведена модель, входные параметры которой зависят от петрофизических свойств пласта и особенностей бурения скважины. Эти параметры позволяют учитывать остаточные водо- и нефтенасыщенности, а также изменение солевого состава пластовой воды.

Модель, позволяющая учитывать влияние формы частиц на удельной сопротивлении, приведена в работе [38]. Авторы предлагают анизотропную двухфазную модель эффективной среды, которая описывает электрическое удельное сопротивление пористых пород и отложений. Единственными требуемыми входными параметрами являются удельные сопротивления твердых и жидких компонентов, их объемные доли и форма зерна. В этом подходе используется увеличение длины пути электрического тока через идеализированную гранулированную среду, состоящую из выровненных эллипсоидальных зерен. Модель позволяет учесть, как твердую, так и жидкую фазы, и дает результаты, независимые от размера зерна (следовательно, действительные для широкого диапазона типов отложений).

Особый интерес исследователей привлекают глинистые песчаники. В литературе широко представлены модели трехкомпонентных сред, включающие непроводящий

кремниевый песок, флюид и глинистые частицы. К настоящему времени существует большое количество модифицированных моделей электропроводности глинистых песчаников. Они могут использоваться для изучения широкого спектра пород, так как хорошо подтверждаются экспериментальными данными. В публикациях [39], [40], [41] описаны математические модели электропроводности для трех типов песчаноглинистых пород: структурная, обволакивающая и рассеянная глина, а также предполагают частичное водонасыщение породы. Применимость этих моделей проверялась на образцах керна. В работах [41], [42] модели применялись для интерпретации данных электрокаротажа при определении флюидонасыщения и проницаемости пород с учетом глинистого материала, а в работе [43] – для моделирования применительно к задачам морской геоэлектрики.

В современной литературе разные авторы говорят о том, что песчано-глинистых коллекторах глинистость может значительно изменять УЭП породы, что будет приводить к недостоверному определению флюидонасыщения. Корректная оценка насыщения должна включать учет объемной доли и состава глинистого материала, а также его пространственное распределение [44], [45], [46], [47].

Описание широко известных в работе моделей трехкомпонентной сред приведено в работе [48]. В данной работе с помощью разработанных программно-алгоритмических средств и инверсии данных электромагнитного каротажа с использованием петрофизических моделей электропроводности получены количественные оценки флюидонасыщения и пористости заглинизированных коллекторов.

Достаточно полный обзор других моделей электропроводности пород приведен в работе [49]. В работе рассмотрены несколько вариаций и усовершенствований моделей, основанных на формуле Арчи, в том числе рассмотрена применимость обобщенной модели для смесей, состоящих из двух и трех фаз. Здесь обобщенный закон был частично проверен с помощью трехмерного численного моделирования, и было обнаружено, что он хорошо работает для четырех этапов моделирования. Обнадеживающие результаты по определению проницаемости путем измерения удельного сопротивления были получены авторами работы [50] как в лабораторных условиях, так и условиях коллектора. Разработанная полуаналитическая модель для определения относительной проницаемости по удельному сопротивлению, была проверена с использованием экспериментальных и полевых данных. Относительную проницаемость и удельное сопротивление измеряли одновременно в лаборатории. Результаты показали, что относительная проницаемость, полученная из измеренного удельного сопротивления, была близка к измеренной относительной проницаемости.

1.3.2 Метод вызванной поляризации (низкочастотный диапазон)

В соответствии с основными явлениями диэлектрической релаксации частотный диапазон электромагнитных волн, применяемых для исследования свойств грунтов и горных пород принято делить на три поддиапазона, в которых наблюдаются три типа поляризации (в зарубежной литературе их обозначают, как α -, β - и γ -поляризации). Низкочастотная α -поляризация (ниже 1000 Гц) соответствует поляризации двойного электрического слоя на границе вода-минерал, β -поляризация (1 кГц – 100 МГц) соответствует поляризации Максвелла-Вагнера (МВ), а γ - поляризация (выше 100 МГц) определяется ориентационной поляризацией молекул воды.

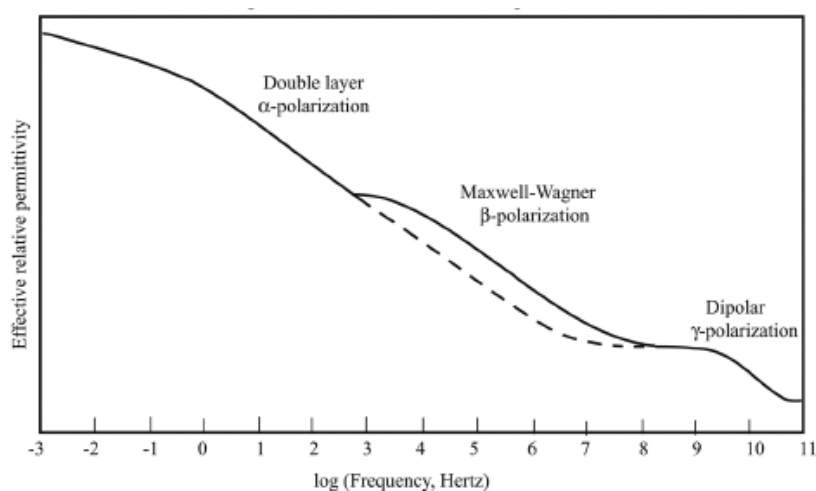


Рисунок 1.1 – Диэлектрическая дисперсия во влажных пористых средах [51].

Диэлектрическая релаксация, вызванная поляризацией двойного слоя на границе флюид-минерал, и проявляющаяся на частотах ниже 1 кГц, достаточно хорошо изучена в связи с применением явления вызванной поляризации (ВП) для изучения геологических сред. Явление ВП проявляется в относительно медленном спаде напряжения после выключения постоянного электрического тока, проходящего через пористую среду. В случае переменного тока ВП проявляется сдвигом фазы между напряжением и током, поэтому электропроводность и диэлектрическая проницаемость являются комплексными значениями. Действительная часть электропроводности (связанная с мнимой частью диэлектрической проницаемости) является монотонно возрастающей функцией частоты, а мнимая часть электропроводности (связанная с действительной частью диэлектрической проницаемости) содержит максимумы. Таким образом, для изучения ВП используются два разных подхода. В режиме частотной области (FD) электропроводность или диэлектрическая проницаемость измеряются как функция частоты. В режиме временной

области (TD) измеряется спад напряжения после отключения электрического тока. Измерения TD часто используются в полевых исследованиях, однако лабораторные измерения удобнее проводить в режиме FD. Для инверсии частотных данных во временные теоретически необходимо проводить измерения в частотном интервале от нуля до бесконечности. На практике проводят измерения на частотах от миллигерц до 100-1000 Гц [52].

Открытие эффекта ВП связано с именем Конрада Шлюмберже [53]. С начала 60-х годов прошлого века возобновился интерес к применению этого метода для решения гидрогеологических задач. К настоящему времени опубликовано большое количество работ отечественных и зарубежных ученых. Многие из них основаны на теории Шварца [54], которая связывала низкочастотную дисперсию коллоидных частиц в электролитах с размером частиц. Она использовалась геофизиками для того, чтобы интерпретировать явления релаксации в насыщенном электролитом твердом веществе, то есть в пористых породах, таких как песчаники, туфы, известняки и т. д.

Достаточно полный обзор применения метода ВП дан в работе [55], где приведены результаты, опубликованные вплоть до 2012 г. Авторы отмечают, что значительный прогресс был достигнут в течение последнего десятилетия в понимании микроскопических механизмов спектральной ВП. Тем не менее, развитие интегрированных механистических моделей с участием различных процессов поляризации в масштабах зерен (пор) остается сложной задачей.

Многочисленные работы разных авторов выявляют связь комплексной удельной проводимости (КУП), или КДП на этих частотах с удельной поверхностью, размерами пор и гидравлической проницаемостью. Созданы разные модели этого явления, однако они основаны на конкретных предположениях, которые выполняются не для всех материалов.

Для оценки петрофизических характеристик пород используются измерения КДП или КУП, как правило, на низких частотах от долей герц до десятков килогерц [56], [57], [58]. Разные авторы характеризуют породы либо КУП σ^* (как правило, на низких частотах), либо КДП ε^* (как правило, на высоких частотах). Связь между этими величинами дается следующим уравнением:

$$\sigma^* = \sigma' + i\sigma'' = i\omega\varepsilon_0(\varepsilon' - i(\varepsilon'' + \sigma_0/\omega\varepsilon_0)), \quad (1.31)$$

где σ' , ε' – действительные, а σ'' и ε'' – мнимые части КУП и КДП, соответственно; $\omega = 2\pi f$ – циклическая частота; $\varepsilon_0 = 8.854 \cdot 10^{-12}$ Ф/м – диэлектрическая постоянная; σ_0 – удельная ионная проводимость; i – мнимая единица. Таким образом действительная часть КУП

связана с мнимой частью КДП выражением $\sigma' = \sigma_0 + i\omega\epsilon_0\epsilon''$, а мнимая часть КУП с действительной КДП выражением $\sigma'' = i\omega\epsilon_0\epsilon'$.

Основные результаты исследований ВП, полученные российскими геофизиками в течение последних десятилетий, в сжатой форме описаны в работе [59]. Большая часть исследований базируется на анализе поведения вещества с постоянными (в зависимости от частоты или времени становления поля) свойствами, а влиянию поляризации посвящены отдельные специальные исследования [60].

За последнее время было проведено достаточно большое количество исследований проблем в данной частотной области. В работе [61] приведен краткий обзор применения электрофизических методов для определения петрофизических характеристик. Результаты проведенного исследования показали, что среднее время релаксации, является более подходящей мерой реагирования ВП для этих отложений. Наблюдается значительная обратная зависимость между отношением площади поверхности пор к их объему и средним временем релаксации.

В работе [62] исследована практическая обоснованность механистической модели, основанной на поляризации слоя Штерна, предложенной ранее одним из авторов. Показано, что предложенная модель обеспечивает адекватное предсказание общей тенденции наблюдаемых значений проницаемости, но занижает фактические значения примерно на порядок.

В работе [63] приведены результаты измерения спектров ВП кварцевого песка с размерами гранул от десятых долей до единиц миллиметров при малом разбросе размеров в каждом образце. Показана четкая зависимость отклика спектров ВП с гидравлической проводимостью, их изменчивость при изменении размеров пор. Следовательно, результаты показывают перспективность ВП для оценки гидравлической характеристики мелкой геологической среды. Отмечено, однако, что фундаментальный вопрос относительно взаимозависимостей поляризационных спектров и размеров пор остается пока еще не решенным.

В работах [64], [65] представлены модели комплексного сопротивления пород, позволяющие извлекать из экспериментальных данных сведения о петрофизических характеристиках. В частности, связь гидравлической проницаемости с удельной проводимостью обусловлена тем, что оба параметра зависят от размеров капилляров, заполненных проводящим флюидом.

В ряде работ, например, в [66] для повышения точности оценки гидравлической проницаемости предлагается использовать сведения о пластовом коэффициенте (formation factor) геологической среды.

Проводимость насыщающего раствора оказывает существенное влияние на отклик ВП. В работе [67] предложен способ коррекции зависимости удельной площади поверхности от мнимой проводимостью на частоте 1 Гц с учетом засоления раствора.

В работе [68] приведена модель, согласованная с экспериментальными данными, в соответствии с которой мнимая проводимость на частоте 1 Гц увеличивается с возрастанием солености, достигает максимума и затем уменьшается при высокой солености.

В работе [69] также проведен анализ результатов, полученных другими авторами (рис. 1.2 и 1.3). Показано, что мнимая проводимость удовлетворительно коррелирует с удельной поверхностью (квадрат коэффициента корреляции равен 0,68). В то же время связь времени релаксации с диаметром горловин пор не однозначна. Пока остается непонятным, что реально определяет время низкочастотной релаксации в пористых твердых средах. Как отмечено в этой работе, с электрохимической точки зрения это скорее должны быть длины пор, а не диаметр. Причина, по которой в некоторых исследованиях наблюдалась зависимость от диаметров горловины пор, может заключаться в том, что для этих материалов длина горловины пор сравнима с их диаметрами.

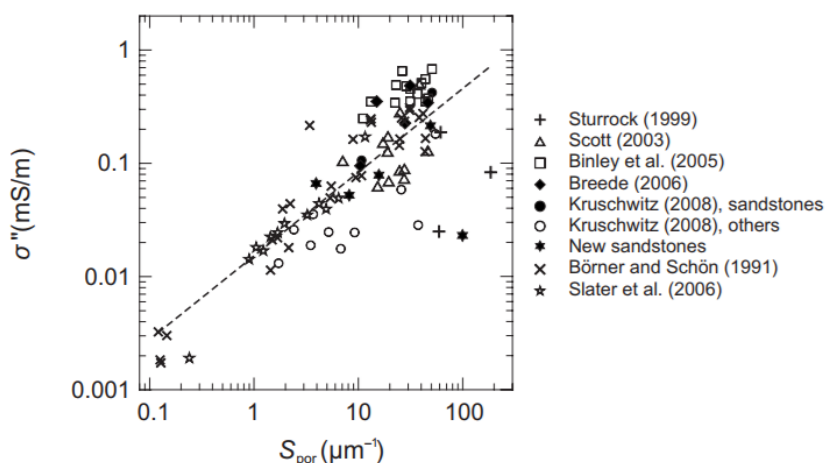


Рисунок 1.2 – Связь мнимой проводимости σ'' с удельной поверхностью S_{por} для песчаников. Штриховая линия – линейная регрессии с квадратом коэффициента корреляции, равным 0,68 [69].

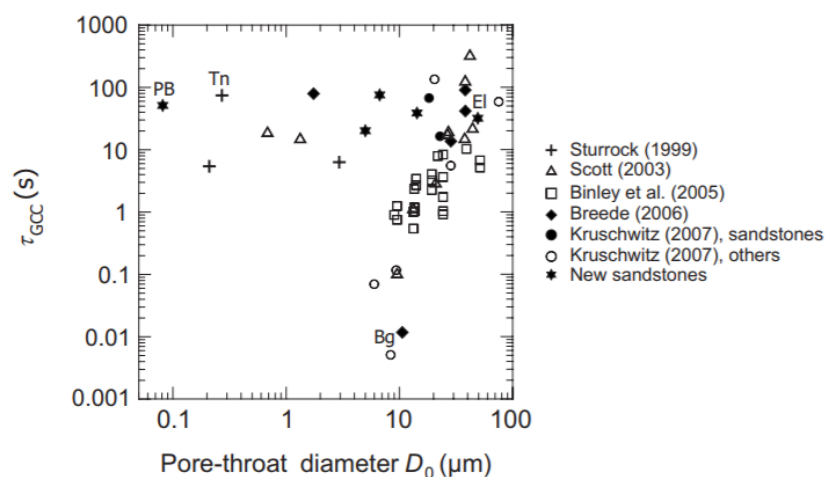


Рисунок 1.3 – Связь времени релаксации, определяемой по модели Коула-Коула, с диаметром горловин пор для песчаников и образцов строительных материалов.

Обозначения: Tn - песчаник Теннесси; PB - синий песчаник Пенсильвании; El - Elb Песчаник; Bg - кирпич [69].

Однако попытки установить универсально значимую взаимосвязь между размером пор и временем релаксации для песчаников самого разного происхождения потерпели неудачу. Похоже, нет прямого способа определить эффективный гидравлический радиус, являющийся ключевым параметром при прогнозировании проницаемости, по времени релаксации [70], [71]. Более точно оценить эффективный гидравлический радиус и проницаемость можно, используя как данные лабораторных измерений отклика SIP (спектральная вызванная поляризация), так и измерений ЯМР [71], [72].

Таким образом, сопоставление результатов разных авторов, проведенное в работах [69], [71], показывает, что даже при большом числе опубликованных работ метод вызванной поляризации в частотной области имеет ограниченное применение, определяемое типом породы.

1.3.3 Высокочастотный диапазон (0,5-20 ГГц)

Для расчета комплексной диэлектрической проницаемости многокомпонентной смеси точных диэлектрических моделей не существует. На частотах выше 1-2 ГГц основное влияние на КДП влажных почв оказывает диэлектрическая релаксация, вызванная

дипольной поляризацией молекул связанной и свободной воды. Частично насыщенная водой почва в общем случае является четырехкомпонентной смесью. На этих частотах можно пренебречь влиянием взаимодействия между этими компонентами на КДП, поэтому в этом случае можно применить приближенные модели смесей.

Исследования почв в высокочастотном диапазоне велись достаточно давно [73], [74], [75], [76], [77], [16]. В этих исследованиях было показано, что комплексная диэлектрическая проницаемость почв зависит от влажности почвы, её плотности, и от типа почвы.

Также в работах [78], [79], [80], [81], [82], было показано, что на диэлько-влажностной зависимости присутствует две области. В первой области при малых влажностях вода считается связанной, во второй области, которая начинается после характерной точки переходной влажности, она становится свободной.

Было предложено несколько моделей, которые описывают поведение почв в зависимости от влажности. Все они учитывают наличие двух типов воды: связанной и свободной [11], [78], [83] [84].

В работе [11] Автор предлагает рассчитать комплексную диэлектрическую проницаемость почвы, рассматривая в качестве дисперсной среды воду, а качестве дисперсной фазы сначала твердые частицы, затем связанную воду на поверхности частиц, далее свободный воздух и воздух в пустотах.

Эта модель основана на теории двухфазных смесей Ханай-Бруггемана-Вагнера. Её недостаток в том, что для моделирования нужно знать содержание связанной и свободной воды, а также долю воздуха, определить которые достаточно сложно.

Авторы работы [78] предлагают определять общую диэлектрическую проницаемость как сумму показателей преломления льда, воды, твердых частиц и воздуха, или их диэлектрические проницаемости. В работе показано, что для мнимой части комплексной диэлектрической проницаемости на низких частотах необходимо учесть проводимость. В этой модели точка переходной влажности является регулируемым параметром. Так же, особенностью этой модели является то, что за диэлектрическую проницаемость связанной воды при нулевой температуре влажности принята диэлектрическая проницаемость льда. Однако авторы отмечают, что данная модель применима для почв с объемной влажностью до $0,4 \text{ см}^3/\text{см}^3$, так как при больших влажностях значения действительной и мнимой частей комплексной диэлектрической проницаемости возрастают медленнее, чем предсказывает модель. Объясняя это, авторы говорят об утечки воды из образца в измерительной линии при проведении измерений.

Модель, разработанная в [83] широко применялась в дистанционном зондировании почв (модель Добсона). Согласно данной модели, почва состоит из четырех компонент:

твердых частиц почвы, воздуха, связанной и свободной воды. Авторы предлагают КДП почвы рассчитывать с помощью следующего выражения:

$$\varepsilon_{eff}^{\alpha} = 1 + \frac{\rho}{\rho_m} (\varepsilon_m^{\alpha} - 1) + V_v^{\beta} \varepsilon_w^{\alpha} - V_v \varepsilon, \quad (1.32)$$

где ε_m рассчитывается по формуле: $\varepsilon_m = (1.01 + 0.44\rho_m)^2 - 0.062$ и составляет значение $\varepsilon_m \approx 4,7$; ε_w рассчитывается по модели Дебая с учетом эффективной проводимости σ_{eff} , являющейся эмпирической функцией структуры почвы, V_v^{β} – объем всей воды в почве, V_{bw} – объем связанной воды, β – эмпирическая постоянная, зависящая от структуры почв, $\alpha = 0,65$.

Используя значения $\alpha = 0,65$ при оптимизации выражения для каждого типа почвы, авторами были получены следующие значения β :

$$\beta' = (127,48 - 0,519 S - 0,152 C)/100, \quad (1.33)$$

$$\beta'' = (133,797 - 0,603 S - 0,166 C)/100, \quad (1.34)$$

где S и C – процентное содержание песка и глины в почве. Под глиной понимаются частицы размерами менее 2 мкм.

В данной модели в отличие от модели [78] диэлектрическая проницаемость связанной воды полагается равной $\varepsilon_{bw} = 35 - j15$, а не используется значение для диэлектрической проницаемости льда. При таком подходе экспериментальные данные лучше согласуются с моделью. Также в этой модели предпринята попытка определить связь диэлектрических характеристик почвы и содержания песка и глины. Как и в работе [78], экспериментальные данные и модель хорошо согласуются до влажности 0,35-0,45 см³/см³, данных о влажности выше этих значений либо не приведено, либо они имеют больший разброс с моделью.

В данном частотном диапазоне широко применяется модель, предложенная Мироновым и др. в работе [17], которая называется обобщенной рефракционной диэлектрической модели смеси.

В дальнейших исследованиях Миронов и др. усовершенствуют созданную модель в зависимости от различных целей применения и исследуемых образцов.

В работе [85] авторами были проведены измерения частотных спектров КДП для суглинистого грунта в диапазоне температур от -20 до 25 °С и частотах от 0,5 до 15 ГГц. Измерения проводились в случае как процесса замораживания, так и процесса оттаивания, чтобы выявить эффект фазового перехода. На основании этих диэлектрических данных была разработана диэлектрическая рефракционная модель для этой почвы. Также, авторами

показано, что эта модель может быть применена к любому виду почвы, так как включает в себя физические параметры (коэффициенты объемного расширения, проводимости, диэлектрическая проницаемость сухой почвы и максимальная доля связанной воды как для положительного, так и отрицательного температурного диапазона).

В работе [86] описана физически обоснованная диэлектрическая модель в микроволновом диапазоне для влажных почв, которая учитывает, как влияние температуры, так и гранулометрического состава почвы. На основе ранее полученных результатов диэлектрических измерений 5 типов почв с содержанием гравиметрической глины от 0 до 0,76 г/г для температур 10, 20, 30 и 40 °С в диапазоне частот от 0,3 до 26,5 ГГц были определены спектроскопические параметры, такие как диэлектрические постоянные в пределе низких частот, времена релаксации и проводимость, относящиеся как к связанной, так и к свободной воде. Эти параметры были установлены как функции температуры с помощью уравнений Дебая и Клаузиуса-Массоти, а также линейной зависимости ионной проводимости воды в почве от температуры. В результате был получен набор физических параметров для обобщенной рефракционной диэлектрической модели в зависимости от температуры, состоящей из коэффициентов объемного расширения, энергий активации, энтропий активации. Параметры модели как функции содержания гравиметрической глины были подобраны так, чтобы получить заключительный набор полиномиальных формул. Все эти параметры в сочетании между собой позволили авторам разработать диэлектрическую модель почвы, зависящую от температуры и минералогии.

В работах [87], [88] найдены параметры рефракционной модели почв в зависимости от минерального состава и температуры. Как показано, на низких частотах наблюдается резкое возрастание значений комплексной диэлектрической проницаемости почв как действительной ε' , так и мнимой ε'' части. Причиной возрастания является межповерхностная поляризация на границе вода-твердая фаза. При не очень большой влажности, когда вся почвенная вода находится в связанной форме, возрастание комплексной диэлектрической проницаемости почв в рамках диэлектрической модели смеси, состоящей из связанной воды, твердых частиц и воздуха, можно описать возрастанием комплексной диэлектрической проницаемости связанной воды.

В работе [90] описана одночастотная диэлектрическая модель для влажных почв, учитывающая зависимости от температуры и текстуры почвы на частоте 1,4 ГГц. Представленная модель выводится из более общей модели, предложенной Мироновым и Фоминым в [89], которая обеспечивает оценки КДП влажных почв в зависимости от частоты, температуры, влажности и текстуры почв. Параметры модели были определены для широкого набора различных почв (содержание глины от 0 % до 76 %), влажности (от

высушенной при 105 °С до почти полного насыщения), температуры (10 – 40 °С). Авторы, используя модель, предложенную ранее, рассчитали параметры на частоте 1,4 ГГц как функции содержания гравиметрической глины (0 %, 10 %, 20 %, 30 %, 40 %, 50 %, 60 % и 70 %) и температуры (10 °С, 20 °С, 30 °С и 40 °С). Затем рассчитанные данные были приведены в зависимости от содержания глины, а температура рассматривалась как параметр. Предложенная модель предусматривает прогнозирование действительной и мнимой частей КДП влажных почв с погрешностями 0,87 и 0,26, соответственно, с точки зрения их стандартных отклонений по отношению к измеренным значениям. Кроме того, следует отметить, что предложенная модель не была подтверждена в отношении органических и засоленных почв.

Рефракционная диэлектрическая модель смеси, описанная в работе [91], которая позволяла оценить КДП для единственной почвы с содержанием органического вещества 90% по массе в зависимости от влажности почвы, насыпной плотности в диапазонах температуры и частоты волн от -30 до 25 °С и от 0,05 до 15 ГГц, была усовершенствована так, чтобы соответствовать измерениям комплексного показателя преломления почвы как функции влажности почвы с фиксированными значениями температуры. В результате была разработана соответствующая диэлектрическая модель, в которой количество связанной и переходной воды в талых и мерзлых грунтах было введено в качестве параметров разработанной модели и выведено в зависимости от температуры и содержания органического вещества в почве. Другие параметры, которые касаются показателя преломления твердых веществ почвы, а также связанных, переходных и жидких компонентов воды или льда в почве, были получены в зависимости от температуры. При этом значения содержания органического вещества и объемной плотности почвы являются целыми характеристиками типа органического грунта и должны быть определены заранее. В качестве инновационной особенностью разработанной модели авторы отмечают ее способность определять КДП мерзлых грунтов, учитывая существенную зависимость КДП мерзлых грунтов от температуры.

Авторы работы [92] провели экспериментальное исследование фазовых переходов почвенной воды, содержащейся во влажной бентонитовой глине Na-формы, с использованием метода дифференциальной сканирующей калориметрии в диапазоне температур от -40 до 20 °С. На основании результатов анализа калориметрии в замороженной бентонитовой глине были обнаружены следующие компоненты почвенной воды: незамерзающая вода, незамерзшая вода и лед. Также определены температурные зависимости, связанные с увеличением массы незамерзшей воды и соответствующим уменьшением массы льда. Эти зависимости представляют фазовые переходы воды, которые

происходят с повышением температуры. Результаты исследования фазовых переходов, полученные с помощью калориметрических измерений, были использованы для обоснования метода изучения фазовых переходов грунтовых вод с помощью диэлектрических измерений. В работе также были проведены измерения КДП бентонитовой глины Na-формы. На основании результатов этих диэлектрических измерений и рефракционной диэлектрической модели смеси в мерзлом грунте были выявлены следующие компоненты воды: сильно связанная вода, слабо связанная вода, несвязанная вода и лед. Авторы отмечают, что температурная зависимость массы слабо связанной воды, определяемая диэлектрическими измерениями, является следствием фазового перехода и может быть использована для определения характеристик фазового перехода льда в незамерзшую связанную воду. Стоит отметить, что некоторые явления, которые могли наблюдаться при фазовом переходе воды в бентоните, не рассматриваются. Не рассматривалось явление перколяции (образцы с большим содержанием воды и при положительных температурах не измерялись), не изучалось влияние солей, усложняющих картину фазовых переходов в эвтектических точках. В работе рассматривается только процесс таяния льда в почве (обратный процесс протекает иначе).

Основой микроволнового дистанционного метода определения влажности почв является зависимость комплексной диэлектрической проницаемости почв от влажности и температуры. В работе [93] была предложена диэлектрическая модель, которая может применяться при активном и пассивном дистанционном зондировании, в частности, для миссий SMOS, SMAP и Aquarius после испытаний в наземных экспериментах. Для этого авторы провели диэлектрические измерения пяти органических почв, взятых с тундровых территорий Аляски, Ямала и Таймыра, с содержанием органического вещества от 35 до 80 %. Измерения КДП проводились в диапазоне температур от -30 до 25 °C, частотах от 0,45 до 16 ГГц и влажности почвы от нуля до полевой влагоемкости.

Авторами в работе [94] показано, что диэлектрическая проницаемость форм воды в образце зависит от физических свойств минерала, формы и размеров почвенных частиц, а также найдены параметры модели Дебая для этих форм воды. Рассмотрены возможные причины, приводящие к изменению диэлектрической проницаемости воды при взаимодействии с почвенными частицами.

В работе [95] приведены результаты измерения комплексной диэлектрической проницаемости бентонита в зависимости от влажности образца и температуры. С помощью использования рефракционной модели смеси авторы исследовали диэлектрические свойства связанной воды. В работе было показано, что действительная и мнимая части комплексной диэлектрической проницаемости возрастают при повышении температуры, а

также создана модель зависимости комплексной диэлектрической проницаемости связанной воды от частоты, температуры и влажности.

В некоторых работах авторы говорят о том, что необходимо создавать модели КДП, позволяющих получить зависимость диэлектрической проницаемости почвы от частоты и влажности, при учете содержания физической глины (почвенных частиц размером менее 0,01 мм) и гумуса. КДП сухой почвы слабо зависит от ее плотности. В работе [96] все же эту зависимость учитывают. Здесь приводятся результаты измерения КДП почв, различающихся плотностью и содержанием гумуса, в диапазоне частот 0,1-20 ГГц. Авторы, используя модель Бруггемана, предложили, учитывать влияние плотности на количество связанной воды. В работе также описан метод определения параметров модели. Авторы отмечают, что влияние гумуса на КДП почв при средней и высокой влажности наиболее сильно проявляется на частотах ниже 10 – 12 ГГц.

В работе [97] авторы провели серию дистанционных измерений с целью изучения динамики коэффициента излучения почв с разным содержанием гумуса в СВЧ диапазоне, чтобы определить влияние наличия гумуса на важные гидро- и радиофизические свойства черноземов (основной гидрофизической характеристики (ОГХ), влагопроводимости, пористости и КДП). В работе с помощью моделирования были выявлены гидрофизические параметры почв, которые зависят от содержания гумуса, определяющие в значительной степени скорость высыхания поверхностного слоя при испарении. При оценке этих величин авторы учитывали, как содержание гумуса, так и содержание глины. Авторы отмечают, что использованная в работе гидрорадиофизическая модель позволяет на качественном уровне объяснить экспериментально полученные радиофизические данные, отражающие относительную динамику почв с разным содержанием гумуса.

Исследование влияния содержания гумуса в почве на поведение их радиофизических характеристик несет важную практическую значимость, так как учет данного влияния необходим для создания метода дистанционного определения содержания гумуса в почве и более точного метода определения влажности радиометрическим методом.

Как отмечается в работе [98] большинство рефракционных диэлектрических моделей смесей были разработаны для минеральных почв без особого рассмотрения влияния гумуса. Авторы также отмечают, что, если оставить без внимания влияние гумуса в диэлектрических моделях смесей, то последующее моделирование и вычисления яркостной температуры могут быть ошибочными. Это может привести к неопределенности в оценке продуктов более высокого уровня, таких как определение влаги почвы с помощью портативных датчиков влажности почвы (например, рефлектометров во временной области) или пассивных микроволновых датчиков на борту космического аппарата

активной и пассивной влаги в почве (SMAP), влаги в почве и солености океана (SMOS) и усовершенствованный спутник сканирующего радиометра (AMSR2). Кроме того, при использовании для полевых измерений большинство этих моделей фокусируются только на действительной части КДП без учета мнимой части. В данной работе авторы включили гумус в диэлектрическую модель, регулируя при этом точку увядания и пористость в соответствии с содержанием гумуса, то есть КДП почвы уменьшается с увеличением содержания гумуса из-за уменьшения доли свободной воды и увеличения связанной воды. При предложенных в работе параметрах почвы в модели высокое содержание гумуса увеличивает яркостную температуру для определенной влажности почвы, уменьшая КДП в микроволновом диапазоне. Основным различием между моделью, представленной в этом исследовании, и существующими калибровочными моделями минералов или гумуса является включение точки увядания и пористости для органических почв. Основное предположение в этом подходе состоит в том, что точная информация о точке увядания и пористости необходима в прямой микроволновой модели, потому что их изменения из-за концентрации гумуса в почве влияют на взаимодействие волны с поверхностью и, следовательно, на измеренную яркостную температуру. Предлагаемая модель применима как к минеральным, так и к органическим почвам без изменений в модельной структуре, поскольку содержания гумуса учитывается в точке увядания и пористости, которые являются параметрами модели. Кроме того, модель может использоваться в широком диапазоне концентраций гумуса, тем самым обеспечивая относительно простую и физически правдоподобную модель для улучшенного дистанционного измерения влажности почвы, например, из миссий SMAP, SMOS и AMSR2.

Наиболее успешно диэлектрический метод в этом диапазоне применяется для определения открытой пористости. Этому посвящено большое число публикаций. В работе [99] приведены результаты исследования 28 карбонатных образцов с разной пористостью. Показано, что действительная часть КДП на частоте 1,3 ГГц полностью насыщенных образцов зависит от пористости и насыщающего флюида (использовались водный раствор соли и хладагент fluorinert). Зная КДП породы и насыщающего флюида, по формуле смеси Бруггемана-Ханаи нетрудно определить объемную долю флюида, а, следовательно, и открытую пористость.

Ряд авторов публикаций изучают возможность определения матричного (капиллярно-сорбционного) потенциала путем измерения спектров диэлектрической проницаемости и определения времени межслойной релаксации [100], [101], [102]. Идея заключается в определении энергии активации молекул связанной воды через время

диэлектрической релаксации; затем, используя подход, предложенный в работе [103], через энергию активации находится матричный потенциал.

Авторы этих работ отмечают, что оценка вклада связанной воды исследуемого грунта существенно ниже, чем ожидалось. Кроме того, для моделирования взаимосвязи гидравлических и диэлектрических свойств почв необходимо учитывать влияние структуры пор и проводимости почвенной воды.

В большей части работ не учитываются диэлектрические свойства связанной воды, а хорошее совпадение с экспериментальными результатами объясняется тем, что измеряемые объекты содержали незначительное количество связанной воды. Отсутствуют систематические экспериментальные исследования КДП почв в широком частотном диапазоне, которые позволили бы связать параметры моделей релаксации Максвелла-Вагнера с влажностью и составом почвы.

1.3.4 Широкополосная диэлектрическая спектроскопия

Исследования в данной области проводятся уже довольно долгое время. Одной из первых работ, где отмечено увеличение действительной части комплексной диэлектрической проницаемости при уменьшении частоты является работа [77]. Здесь приводятся результаты измерения комплексной диэлектрической проницаемости двух почв в частотном диапазоне от 30 МГц до 3,84 ГГц, в зависимости от влажности и плотности.

Обзор результатов измерений почв с 1933 по 1980 года в диапазоне частот 1 – 50 МГц приведен в работе [2]. Автор отмечает, что в большинстве этих работ проведены измерения только действительной части КДП, при этом имеется мало сведений о типе почвы и о погрешностях измерений. В самой работе описаны диэлектрические измерения шести почв с различным гранулометрическим составом, плотностью и пористостью в диапазоне частот 1 – 50 МГц при различных температурах, сделанные самим автором. Показаны различные зависимости действительной части КДП от частоты для разных типов почв: у песка при увеличении влажности наблюдается почти линейный рост ϵ' , в илистых почвах наблюдается сначала резкий рост ϵ' до влажности 5 % по объёму, затем плавный рост, в глине наоборот наблюдается сначала плавный рост, а затем более резкое увеличение значений ϵ' , что говорит о наличии связанной воды. При уменьшении частоты от 50 МГц до

1 МГц у песка практически не изменяется действительная часть КДП при неизменной влажности. Однако в илистых почвах и особенно в глинистых почвах наблюдается дисперсия действительной части КДП при неизменной влажности. Автором работы показано, что при уменьшении частоты происходит рост значений диэлектрической проницаемости при одной и той же влажности. В работах [104], [105] авторы связывают наблюдаемое явление роста КДП при уменьшении частоты с релаксацией Максвелла-Вагнера.

Несмотря на большое число работ, как отметил Ревил [51], промежуточный диапазон 1 кГц – 100 МГц изучен плохо. Одной из причин является сложность диэлектрических измерений в этом диапазоне. В нижней части диапазона до 1 – 10 МГц применяются диэлектрические датчики и измерительные ячейки использующие сосредоточенные элементы, тогда как на частотах выше 100 МГц используются устройства на распределенных элементах (отрезках коаксиальных линий или прямоугольных волноводов). Для перекрытия всего диапазона требуется переносить исследуемые образцы из одних ячеек в другие. При этом не удастся сохранять неизменными плотность и влажность образцов, что не дает возможности получить непрерывный диэлектрический спектр в широком частотном диапазоне.

Чаще всего для измерений в частотном диапазоне от 1 МГц до 10-20 ГГц используются два метода: метод открытого конца коаксиальной линии, накладываемого на образец, (в низкочастотной части диапазона) и метод измерения в коаксиальной ячейке (в высокочастотной части диапазона) [102], [106], [107]. Однако метод открытого конца коаксиальной линии имеет малую чувствительность на нижнем краю диапазона и измерения производятся с большой погрешностью.

Такими недостатками не обладает метод, предложенный в работе [108], в котором один и тот же образец, помещенный в отрезок коаксиальной линии, может быть измерен в частотном диапазоне от 20 Гц до 8-18 ГГц. Нижняя граница частотного диапазона определяется применяемым анализатором импеданса, а для проводящих образцов почв еще и электродной поляризацией, которая искажает результаты измерения КДП на частотах ниже 10 – 50 МГц. Верхняя граница определяется, во-первых, размером поперечного сечения измерительной линии (при использовании размеров проводников 7 и 3,02 мм частота ограничивается 18 ГГц), во-вторых, верхней граничной частотой векторного анализатора цепей, если она ниже 18 ГГц.

Другая трудность в исследовании диэлектрических характеристик в этом частотном диапазоне связана с влиянием поляризации межфазных границ, вызывающей многочастотные релаксационные процессы Максвелла-Вагнера. Частота и интенсивность

этих процессов чувствительны к размерам пор (частиц), проводимости и типу насыщающего раствора, температуре, возможно, также к кривизне капель жидкости и форме частиц (пор) [109]. Кроме того, необходимо учитывать наличие гистерезиса при увлажнении и сушке как на низких частотах от 10^{-3} до 10^2 Гц [110], [111], так и на более высоких частотах от 10^4 до 10^8 Гц [112], [113], [114] и медленность процессов установления равновесного состояния многофазной системы после изменения влажности и температуры [A4], [115].

Высокая чувствительность этих процессов к разным факторам затрудняют их моделирование. Если влияние ориентационной поляризации молекул связанной и свободной воды, определяющей значения КДП влажных пород на частотах выше 0,5 – 1 ГГц изучено достаточно полно, то влияние поляризации межфазных границ все еще является предметом изучения. Релаксационные процессы Максвелла-Вагнера моделируются обычно формулами Дебая и Коула-Коула. Наметились несколько подходов к моделированию широкополосных спектров КДП. В первом подходе рефракционная модель смеси распространяется на низкие частоты за счет приписывания релаксационных свойств почвенной воде. Первоначально такие свойства приписывались только связанной воде, поскольку она контактирует непосредственно с поверхностью минерала, причем вначале релаксационные свойства описывались одним релаксационным процессом [116], [117].

Такой подход позволил расширить диапазон моделирования КДП вниз до частоты в 100 МГц. Если увеличить число релаксационных процессов, описывающих свойства как связанной, так и свободной воды, то в породах, насыщенных кроме воды углеводородами, можно подобрать параметры процессов так, чтобы получить хорошее совпадение с экспериментом на частотах от 1 МГц [118], [119]. Можно такой подход развивать и дальше, увеличивая число параметров для описания широкополосного спектра КДП, как это сделано, например, в работе [120], где для описания широкополосного спектра бентонита учитываются релаксационные свойства трех форм воды: прочносвязанной, рыхлосвязанной и несвязанной. При необходимости подбирать большое число параметров у такого подхода есть одно достоинство - возможность определить зависимости КДП от влажности. Однако на частотах ниже 10-50 МГц в реальных пористых средах, частично насыщенных водой, зависимость КДП от влажности может быть нерегулярной [121].

Поэтому при другом подходе для моделирования диэлектрических спектров в частотном диапазоне от десятков килогерц до единиц гигагерц релаксационные свойства приписывают образцу в целом как многофазной системе, в которой существует поляризация межфазных границ. Высокочастотная часть спектра, где значения КДП

определяются, в основном, ориентационной поляризацией молекул связанной и свободной воды, моделируется либо моделью смеси, в которой свойства воды задаются моделью Дебая, например, [102] [106], [A5], либо моделью смеси, использующей параметры Арчи, например, [110], [122], либо просто некоторой переменной, зависящей от пористости, удельной поверхности и влажности, например [A2], [123].

В ряде работ для расширения моделируемого спектра в низкочастотную область используются комбинированные модели, включающие модель комплексной проводимости (на ультранизких частотах) и модель комплексной проницаемости (на высоких частотах) [106].

Есть несколько иные подходы к моделированию широкополосного спектра. В работе [51] предложена модель, также сочетающая низкочастотную комплексную проводимость и высокочастотную диэлектрическую проницаемость, которая дает хорошее совпадение с экспериментом на частотах ниже 100 Гц и выше 100 МГц. Автор утверждает, что релаксация Максвелла-Вагнера не является доминирующим механизмом поляризации на этих частотах. Не удивительно, что в области средних частот эта модель плохо совпадает с экспериментом.

Есть еще ряд работ, в которых учитываются эффекты Максвелла-Вагнера, например, [124], [109]. В последней работе проведены расчеты, основанные на модели Максвелла-Вагнера-Бругерманна-Ханая, и проведены сравнения с прямыми экспериментальными измерениями в диапазоне частот 10 МГц – 1 ГГц. Отмечено, что на частотах ниже 100 МГц диэлектрическая проницаемость демонстрирует значительную чувствительность к факторам, влияющим на эффект Максвелла-Вагнера (к этим факторам автор относит температуру и электропроводность), поэтому возникают сложности в интерпретации результатов измерений.

Из-за разного размера частиц, содержащихся в почвах, разной проводимости почвенного раствора эффект Максвелла-Вагнера может иметь разные масштабы как по силе релаксации, так и по частоте релаксации [125], [126]. В работе [122] авторы провели измерения КДП от 6 кГц до 6 ГГц двух кварцевых пустынных почв, чтобы проверить, будет ли происходит релаксация Максвелла – Вагнера, которая обычно проявляется на частотах от 1 до 20 МГц в мелкозернистых почвах при объемном содержании воды менее 10 %, при более высоком содержании воды, потому что концентрация включений должна уменьшиться. Одна почва в качестве включений содержала кальцит, другая – гипс. Содержание воды колебалось от 6,2 % до 33,8 %. Релаксация является результатом межфазной поляризации, связанной с дискретными включениями, границы которых препятствуют потоку заряда. Под релаксацией понимается процесс, при котором

распределение поляризованного заряда возвращается в неполяризованное состояние. Любой вклад от молекулярных слоев адсорбированной воды не должен рассматриваться в случаях, когда спектр размеров зерен имеет незначительное содержание глины. Согласно этому сценарию, мобилизационный заряд находится в свободной воде. Следовательно, релаксация Максвелла – Вагнера, вероятно, будет наиболее значительна в мелкозернистых илистых почвах с относительно большей площадью поверхности и порами, чем в песчаных почвах, в то время как низкое содержание воды позволяет хорошо изолировать большинство включений. Потребность в изолированных включениях приводит к гипотезе, что с увеличением содержания воды влияние релаксации Максвелла – Вагнера должно уменьшаться. В работе авторы проверяют эту гипотезу путем измерения «силы» релаксации Максвелла – Вагнера при объемном содержании воды выше примерно 10 % в двух мелкозернистых почвах, которые демонстрируют сильную релаксацию Максвелла – Вагнера при низком содержании воды. Под «силой» релаксации авторы понимают скорость затухания в частотном спектре. По результатам работы авторы делают выводы о том, что для исследованных почв изолированные включения остаются на уровне 15-17 % объемного содержания воды и вызывают значительную релаксацию Максвелла – Вагнера, и что спектр релаксации обычно будет находиться в диапазоне от 1 до 40 МГц со значительным α . Во всех случаях до 1 ГГц, около верхнего предела большинства систем георадара, релаксация Максвелла – Вагнера, вероятно, будет вносить значительный вклад в скорость затухания при увеличении содержания воды. Авторы отмечают, что недостаток в работе - ограниченные четыре значения содержания воды выше 10 % и рекомендуют поэкспериментировать с гораздо большим содержанием воды.

В частично насыщенных породах при наличии межфазной границы вода-воздух наблюдаются более сложные спектры КДП [110].

В работе [127] была сделана попытка смоделировать свойства почв с использованием глюкозы, желатина и солевых растворов. На экспериментальных зависимостях при сравнении почвы и её модели видно, что при уменьшении частоты наблюдается рост действительной и мнимой частей КДП. Авторы этой работы также объясняют это явление релаксацией Максвелла-Вагнера.

В этих работах авторы не пытались построить какую-либо модель, а ограничивались подбором аппроксимационных формул.

Температурные зависимости КДП глинистых пород показывают возрастание действительной части КДП на низких частотах, где превалирует поляризация двойного слоя на границе вода-минерал, и ее уменьшение на высоких частотах, где превалирует ориентационная поляризация молекул воды [109], [128]. В работе [109] найдена связь

промежуточной частоты, на которой отсутствует температурная зависимость КДП, с проводимостью насыщающего раствора.

В данных работах [51], [109] авторами замечено, что релаксационные процессы Максвелла-Вагнера вызывают возрастание диэлектрических потерь. Потери могут немонотонно зависеть от содержания воды [129], [130]. Существуют, однако, наблюдения, что в некоторых случаях релаксационный процесс, приводящий к возрастанию действительной части КДП при частичном насыщении почвы или породы, за счет этого приводит к ослаблению затухания [112].

Большинство экспериментальных исследований КДП почв и пород проводилось либо на частотах ниже 1 МГц, либо выше этой частоты. Сплошные спектры от десятков килогерц до единиц гигагерц представлены лишь в единичных работах и для небольшого числа образцов и значений влажности. Поэтому не выявлено каких-либо значимых связей диэлектрических характеристик в этом диапазоне частот с петрофизическими характеристиками. Лишь в одной работе [131] приведены результаты измерения КДП влажных глинистых и песчано-глинистых пород, проведенные с помощью разработанного метода, который позволяет в сочетании с известными методами измерять комплексную диэлектрическую проницаемость одного и того же образца в диапазоне частот 42 Гц – 8,5 ГГц с погрешностью измерения действительной части и мнимой частей комплексной диэлектрической проницаемости не выше 3 %. В работе были исследованы искусственные смеси с различными соотношениями масс речного песка или кварцевых гранул с различными типами глин, бентонитовой и каолиновой (0 %-100 %, 30 %-70 %, 50 %-50 %, 70 %-30 %). В ходе исследования автором выяснено, что в смесях, содержащих большее количество глины, особенно бентонита, наблюдается более резкое возрастание ϵ' и ϵ'' при уменьшении частоты, а между значениями времени релаксации и удельной площади поверхности полностью насыщенных смесей имеется тесная корреляционная связь.

Также в работе приведены широкополосные измерения КДП бентонита с объемной долей связанной воды 0,2 – 0,22 м³/м³ при температуре образцов от -18 до 25 °С и образца естественной почвы с влажностью 0,14 м³/м³, близкой к влажности предельного содержания связанной воды (0,13 м³/м³), то есть практически вся вода находится в связанном состоянии. Показано, что наиболее сильно температурная зависимость КДП проявляется на низких частотах, причем в диапазоне малых влажностей она слабее (на частоте 1 МГц на порядок), чем при влажностях, превышающих значение 0,07 м³/м³. Однако, даже на высоких частотах (вплоть до 8 ГГц) преобладающее влияние на КДП бентонита оказывает межслойная поляризация границы связанная вода–твердая фаза, а не ориентационная поляризация молекул связанной воды, из-за высокой удельной

поверхности бентонита. На частоте 1 МГц у почвы ε' примерно в три раза меньше, чем у бентонита, а ε'' меньше примерно в 10 раз. Это объясняется тем, что у естественной почвы меньше удельная поверхность.

В работе на примере широкополосных результатов измерения КДП бентонита и естественной лугово-черноземной почвы показано, что диэлектрические характеристики изменяются в течение нескольких суток после увлажнения сухой почвы. Наибольшие изменения происходили в первые сутки после увлажнения. На частотах от 5 до 35 МГц значение ε' за это время уменьшилось на 30 %, а значение ε'' – на 70-90 %. На более высоких частотах изменения менее значительны. На частоте 3 ГГц – значение ε' уменьшилось на 5 %, а ε'' – на 30 %. Наибольшие изменения ε' во времени наблюдаются в диапазоне 1–100 МГц, а величина ε'' на частотах ниже 10 МГц за несколько суток изменяется на порядок. При этом наблюдаются значительные изменения формы частотных зависимостей $\varepsilon'(f)$ и $\varepsilon''(f)$, что свидетельствует об изменении частот релаксации Максвелла-Вагнера и значений констант ε_0 и ε_∞ , характеризующих релаксацию.

1.4 Обоснование выбора направления исследований

В большей части работ не учитываются диэлектрические свойства связанной воды, а хорошее совпадение с экспериментальными результатами объясняется тем, что измеряемые объекты содержали незначительное количество связанной воды. Отсутствуют систематические экспериментальные исследования КДП почв в широком частотном диапазоне, которые позволили бы связать параметры моделей релаксации Максвелла-Вагнера с влажностью и составом почвы.

Таким образом, несмотря на большое количество опубликованных работ, возможности диэлектрического метода до конца не раскрыты.

Выводы по Главе 1

В данной части работы были рассмотрены некоторые петрофизические характеристики почв и пород, такие как плотность, пористость, влажность, проницаемость, а также уравнения их связывающие.

Была рассмотрена важная электродинамическая характеристика почв и грунтов – комплексная диэлектрическая проницаемость (КДП), являющаяся одной из важнейших электродинамических характеристик почв и грунтов (дисперсных смесей), и ее зависимость от физических свойств минерала, формы и размеров почвенных частиц, влажности, температуры и солености, а также электрофизические методы исследования свойств горных пород в разных частотных диапазонах.

ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЯ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СПЕКТРОВ

2.1 Методика подготовки образцов

КДП песков при насыщении флюидами с высокой проводимостью (вода, солевой раствор) измерялась в коаксиальных ячейках сечением 16/6,97 мм и длиной 1 и 2 см в диапазоне частот от 10 кГц до 1 ГГц. Измерения КДП почв проводились в ячейках сечением 7/3,02 мм длиной 2-6 см в зависимости от влажности образцов. Измерения КДП производились при постепенном уменьшении влажности как при испарении влаги (в случае насыщения дистиллированной водой), так при центрифугировании. Достижение полного насыщения осуществлялось в вакууме. Для этого в опорных шайбах коаксиальных ячеек сечением 16/6,97 мм были выполнены по несколько отверстий диаметром 0,8 мм для входа воды с одной стороны и выхода воздуха – с другой. Через эти же отверстия последовательно удалялась вода при центрифугировании. Это позволяло сохранить постоянными плотность сухого сложения и концентрацию раствора.



Рисунок 2.1 – Вид вакуумной установки для насыщения образцов. 1 – манометр; 2 – эксикатор; 3 – вакуумный насос.

Вакуумная установка состояла из пластинчато-роторного насоса АИС 3Е56 УЗ, эксикатора с краном и манометра (рис. 2.1). Установка обеспечивала получение давления в 88 кПа. Откачка раствора осуществлялась при помощи центрифуги ОС-6М. При измерении почв от замоченного дистиллированной водой и выдержанного в течение 7-9 дней образца постепенно по мере высыхания образца отбирались небольшие порции для заполнения ячеек 7/3,02 мм. Плотность сухого сложения в этом случае не удавалось точно выдерживать постоянной, на при утрамбовке образца в ячейке с постоянной силой удавалось добиваться минимальной вариации значений плотности.

2.2 Методика измерения комплексной диэлектрической проницаемости сыпучих пород в диапазоне частот 10 кГц – 20 ГГц

2.2.1 Описание экспериментальной установки

Для измерения КДП в широком диапазоне частот мы применяли метод, позволяющий измерение одного и того же образца в диапазоне частот от 20 Гц до 18 ГГц (рис. 2.2) [108], [132].

Измерения производились с помощью измерителя импедансов E4990A фирмы Keysight Technologies, перекрывающего диапазон частот от 20 Гц до 10 МГц и векторных анализаторов цепей (ВАЦ) ZNB8 и ZNB20 фирмы Rohde & Schwarz, перекрывающего частотный диапазон от 100 кГц до 8,5 или 18 ГГц. Из-за электродной поляризации, искажающей результаты измерений на низких частотах, обрабатывались результаты, полученные на частотах выше 10 кГц. Верхняя частота определяется типом применяемого векторного анализатора цепей (8,5 ГГц у ZNB8 и 18 ГГц у ZNB20). При этом диапазоны частот, перекрываемые разными методами, являются достаточно широкими, что позволяет повысить достоверность результатов измерений.

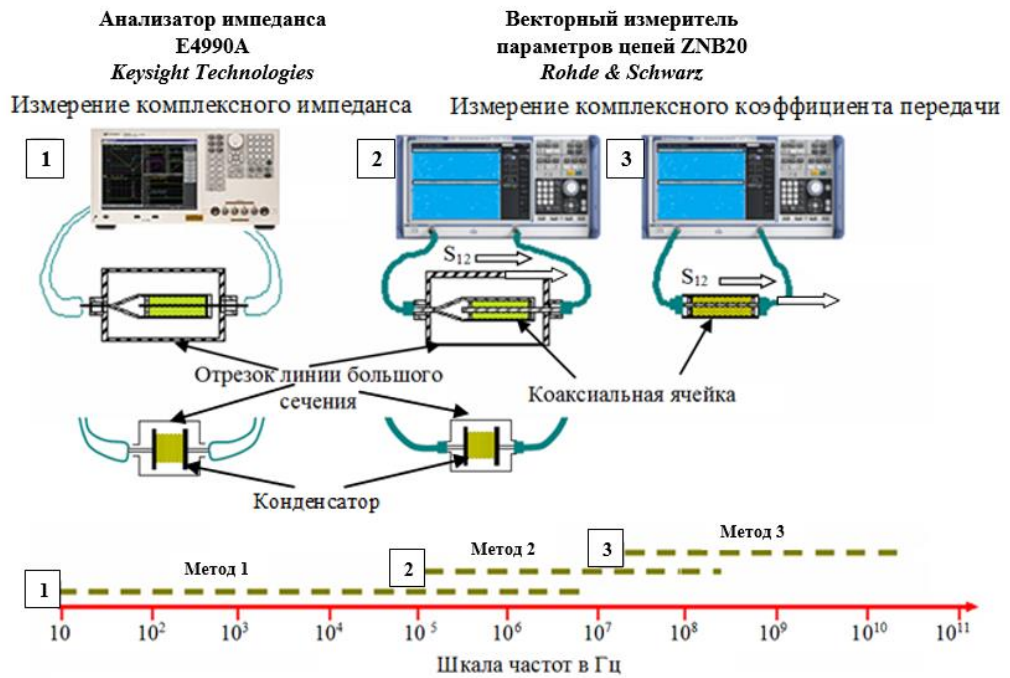


Рисунок 2.2 – Схема измерений комплексной диэлектрической проницаемости вещества, помещенного в коаксиальную ячейку, или плоский конденсатор и шкала перекрываемых частот.

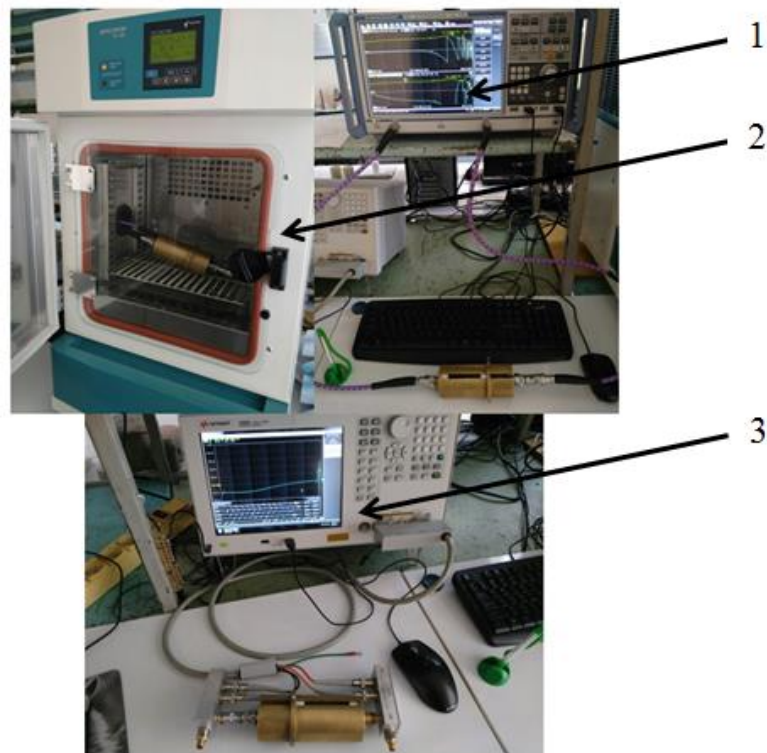


Рисунок 2.3 – Вид экспериментальной установки

1 – измеритель параметров цепей ZNB8; 2 – климатическая камера TH-ME-25;
3 – анализатор импеданса E4990A от 20 Гц до 10МГц Keysight Technologies.

2.2.2 Методика измерения КДП в диапазоне 0,1 до 8-20 ГГц

Метод измерения комплексной диэлектрической проницаемости в диапазоне частот 0,1 – 20 ГГц базируется на измерении комплексного коэффициента передачи электромагнитной волны (параметра матрицы рассеяния S_{12}) через отрезок коаксиальной линии (ячейки), заполненный исследуемым веществом. Данный способ реализуют следующим образом.

Сыпучий или жидкий образец (вещество 2) (см. рис. 2.4) помещается в коаксиальную ячейку между двумя шайбами из фторопласта 1 и 3 (диэлектрическая проницаемость фторопласта равна $\varepsilon = 2,05 \pm 0,05 - j \cdot 6 \cdot 10^{-4}$). Среда 0 и 4 – воздух ($\varepsilon = 1 - j \cdot 0$).

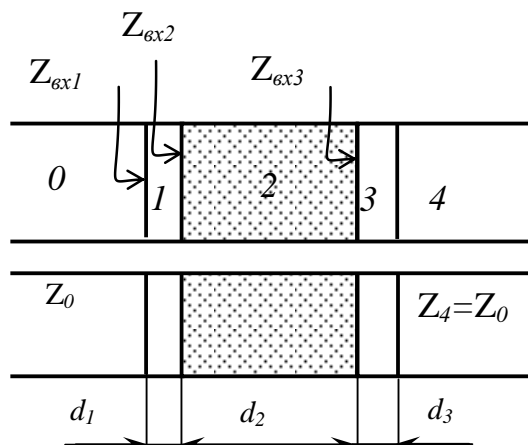


Рисунок 2.4 – Структура измерительной ячейки

Параметры для матрицы рассеяния слоистой структуры, изображенной на рис. 2.4, выражаются в виде:

$$S_{11} = \frac{Z_{\text{ex}1} - Z_0}{Z_{\text{ex}1} + Z_0}, \quad (2.1)$$

$$\frac{1}{S_{12}} = \prod_{i=0}^{i=3} \frac{Z_i + Z_{\text{ex}(i+1)}}{Z_{(i+1)} + Z_{\text{ex}(i+1)}} e^{-jk_i d_i}, \quad (2.2)$$

где $Z_{\text{ex}1} = \frac{Z_{\text{ex}2} + Z_1 \operatorname{th}(jk_1 d_1)}{Z_1 + Z_{\text{ex}2} \operatorname{th}(jk_1 d_1)} Z_1$ – комплексный входной импеданс структуры, расположенной справа от границы между средами 0 и 1. Импедансы $Z_{\text{ex}2}$ и $Z_{\text{ex}3}$ вычисляются

по аналогичным формулам: $Z_{exi} = \frac{Z_{ex(i+1)} + Z_i \operatorname{th}(jk_i d_i)}{Z_i + Z_{ex(i+1)} \operatorname{th}(jk_i d_i)} Z_i$, в которых индекс слоя $i = 2, 3$,

$Z_{ex4} = Z_4 = Z_0$, $Z_i = Z_0 / \sqrt{\varepsilon_i}$ (Z_0 – волновое сопротивление линии); j – мнимая единица; $k_i = k_0 \sqrt{\varepsilon_i}$ – комплексное волновое число i -го слоя, где $\varepsilon_i = \varepsilon' - j\varepsilon''$ – комплексная диэлектрическая проницаемость (КДП) i -го слоя, $k_0 = 2\pi f / c$ – волновое число в вакууме (c – скорость света); d_i – толщина i -го слоя, кроме $d_0 = 0$.

Если диэлектрические шайбы, ограничивающие измеряемый образец, выполнять неотражающими (для этого на участках 1 и 3 на рис. 2.4 коаксиальной линии диаметр центрального проводника уменьшается, а наружного увеличивается так, чтобы волновое сопротивление участков 1 и 3, вычисляемое по формуле $Z_1 = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon'_1}} 60 \ln \frac{D}{d}$ оставалось равным волновому сопротивлению стандартной линии – 50 Ом), то формулы (2.1) и (2.2) упрощаются, так как структура будет представлять собой лишь один диэлектрический слой 2.

Ячейка с помощью фазостабильных кабелей подключается к двум портам векторного анализатора цепей, после чего измеряются комплексные параметры матрицы рассеяния $S'_{12} = |S_{12}| e^{-j\varphi'_{12}}$. Эти параметры матрицы рассеяния отличаются от параметров слоистой структуры, изображенной на рис. 2.4.

Векторный анализатор параметров цепей после стандартной процедуры калибровки будет измерять параметры матрицы рассеяния четырехполюсника, подключенного между разъемами соединительных кабелей, т.е. структуры, содержащей кроме образца отрезки линий передачи (среды 0 и 4 на рис. 2.4), заканчивающиеся разъемами для присоединения кабелей. Если потери энергии в этих отрезках пренебрежимо малы (в сравнении с потерями в образце), то эти отрезки будут изменять только фазу электромагнитной волны, а модуль коэффициента передачи будет определяться потерями только в образце.

Для учета набега фазы на этих отрезках вначале экспериментально измеряют фазу φ_{01} коэффициента передачи пустой ячейки φ_{01} , не содержащей образца и отражающих диэлектрических шайб. Затем из этой фазы вычитают фазовый набег на отрезке линии, который будет заполнен измеряемым образцом и отражающими диэлектрическим шайбами. Таким образом, дополнительный фазовый набег на двух отрезках линии передачи (0 и 4 на рис. 2.4), определится из выражения $\Delta\varphi = \varphi_{01} - k_0(d_1 + d_2 + d_3)$. Тогда фазу коэффициента передачи слоистой структуры φ_{12} можно будет определить из выражения $\varphi_{12} = |\varphi'_{12}| - \Delta\varphi$.

Так как комплексный параметр матрицы рассеяния S_{12} имеет действительную и мнимую части (или модуль и аргумент), то через измерение одного этого параметра можно определять действительную и мнимую части КДП образца. Возможно использование также одного параметра S_{11} или только модулей коэффициентов передачи и отражения (модулей параметров матрицы рассеяния S_{11} и S_{12}).

Использование только коэффициента отражения нецелесообразно, так как погрешность его измерения обычно больше, чем погрешность коэффициента передачи. Использование только модулей дает приемлемую погрешность измерения в тех случаях, когда затухание в линии, заполненной образцом, не очень велико и наблюдается интерференция волн, отраженных от границ образца. При этом значения модулей коэффициентов передачи и отражения определяются, в том числе, и фазовыми соотношениями.

Поскольку комплексная диэлектрическая проницаемость ε_2 не выражается формулами для коэффициентов передачи и отражения в явном виде, для ее нахождения нужно использовать математические методы поиска минимума целевой функции (разности между измеренными и рассчитанными по формуле (2.2) значениями). Поскольку зависимость S_{12} от диэлектрической проницаемости носит периодический характер, поиск может дать неверное решение. Поэтому перед началом процедуры минимизации целевой функции нужно выбирать начальное приближение для диэлектрической проницаемости, близкое к истинному. В низкочастотной области, когда на длине образца укладывается менее четверти длины волны, для получения правильного решения можно принимать за начальное приближение минимальное значение диэлектрической проницаемости (как у воздуха или сухого песка).

Длина ячеек выбирается в диапазоне 1 – 10 см с учетом обеспечения необходимой точности измерений. Чем выше диэлектрическая проницаемость образца, тем короче должна быть ячейка. Передающие линии сечением 7/3,04 мм имеют единственный распространяющийся тип волны ТЕМ при воздушном заполнении вплоть до 18 ГГц. При заполнении измерительной ячейки диэлектриком с $\varepsilon' > 1$ появляется возможность распространения высших типов волн (в первую очередь H_{11}) на частотах ниже 8 ГГц. Однако, если диэлектрик однородный, т.е. его диэлектрическая проницаемость в разных частях образца одинакова, а границы плоские, то не существует причины для возбуждения волны H_{11} . Практика показывает, что возможно измерение комплексной диэлектрической проницаемости очень влажной почвы с $\varepsilon' \approx 20$ в короткой ячейке длиной около 1 см вплоть до частоты 20 ГГц. Необходимым условием является соблюдение однородности образца.

2.2.3 Методика измерения в диапазоне 0,3 – 100 МГц

Для измерений в диапазоне 0,3 – 100 МГц используется устройство [108], в котором коаксиальная ячейка включается в разрыв центрального проводника дополнительного отрезка линии большего сечения с волновым сопротивлением, равным импедансу векторного анализатора цепей (50 Ом), таким образом, что корпус ячейки одновременно служит центральным проводником этого отрезка (рис. 2.5).

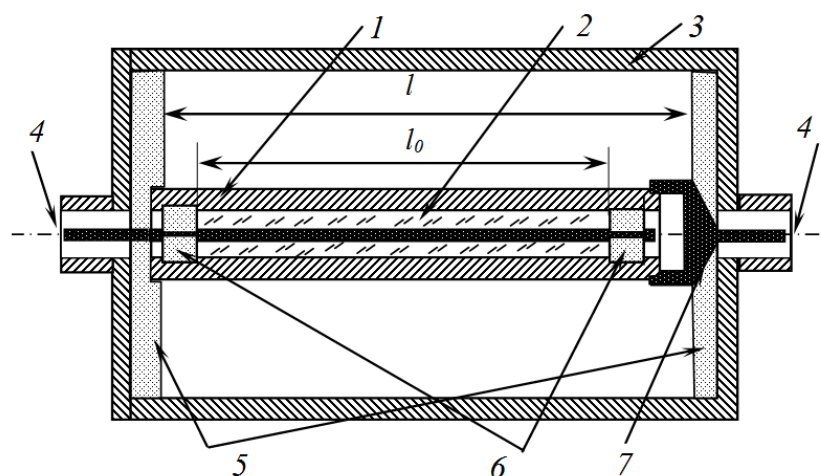


Рисунок 2.5 – Эскиз устройства для измерения КДП в диапазоне 1 – 100 МГц.

1 – коаксиальная ячейка, заполненная исследуемым веществом 2; 3 – дополнительный отрезок линии; 4 – СВЧ разъемы для подключения устройства к АЦ; 5, 6 – опорные диэлектрические шайбы; 7 – согласующий отрезок конической линии.

Эквивалентная электрическая схема устройства включает последовательно соединенные выходной импеданс первого порта ВАЦ, импеданс ячейки, отрезок линии, длина которой соответствует длине ячейки, и входной импеданс второго порта ВАЦ (рис. 2.6). КДП исследуемого вещества находится через измеренные значения параметра матрицы рассеяния в 30–40 частотных точках.

Коаксиальную ячейку на этих частотах можно рассматривать как цилиндрический конденсатор сосредоточенными параметрами с рабочей емкостью:

$$C_0 = \frac{2\pi\epsilon_0}{\ln(D/d)} l_0, \quad (2.3)$$

где l_0 – длина образца (расстояние между опорными шайбами), D/d – отношение диаметров внешнего и внутреннего проводников ячейки, C_p – паразитная емкость, которая

формируется частями коаксиальной ячейки за пределами исследуемого образца, в том числе опорными шайбами (см. рис. 2.5).

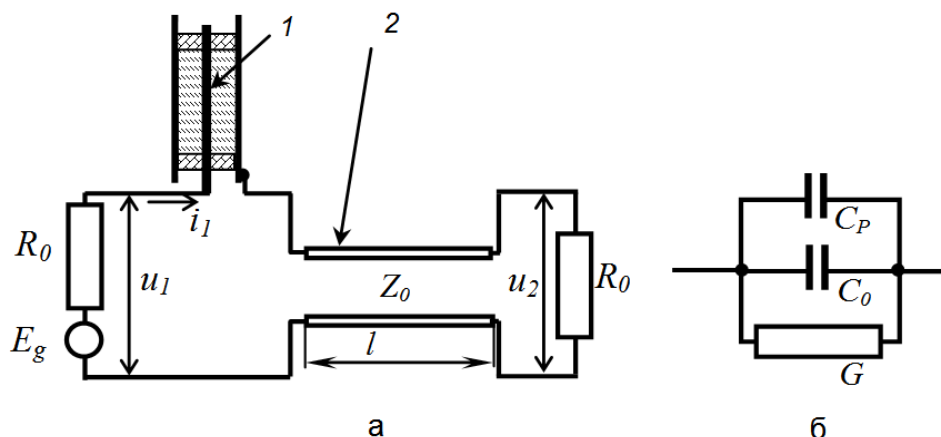


Рисунок 2.6 – Эквивалентные электрические схемы устройства для измерения КДП (а) и коаксиальной ячейки (б).

l – коаксиальная ячейка с образцом; 2 – дополнительный отрезок линии; E_g и $R_0 = 50$ Ом – ЭДС и внутренние сопротивления выхода и входа АЦ, соответственно; отрезок длиной l замещает дополнительную линию передачи, центральным проводником которой является корпус коаксиальной ячейки; C_0 – рабочая емкость ячейки (емкость цилиндрического конденсатора между опорными шайбами пустой ячейки); G – активная проводимость рабочей части ячейки; C_p – паразитная емкость, образованная частями ячейки за пределами исследуемого образца, включая опорные шайбы.

Отрезок линии длиной l согласован с внутренним сопротивлением генератора и лишь изменяет фазу проходящей волны на величину $\Delta\varphi = k_0 l + \Delta\varphi_x$, где $\Delta\varphi_x$ – фазовый набег в элементах переходников со стандартного сечения 7/3 мм на увеличенное сечение. С учетом этого измеряемый комплексный коэффициент передачи можно представить в виде $S_{12} = S'_{12} e^{\Delta\varphi}$, где $\Delta\varphi$ определяется при начальной калибровке. Через параметр S'_{12} можно определить комплексную проводимость заполненной ячейки: $Y_c = \frac{1}{Z_C} = \frac{S'_{12}}{2R_0(1 - S'_{12})}$.

В свою очередь Y_c можно выразить через элементы эквивалентной схемы: $Y_c = G + i\omega(C_p + \varepsilon' C_0)$.

Разделив это выражение на действительную и мнимую части, получим:

$$\operatorname{Re} Y_c = G = \sigma_{\varepsilon} C_0 / \varepsilon_0, \quad (2.4)$$

где $\sigma_{\varepsilon} = \omega \varepsilon'' \varepsilon_0$ (ε'' – мнимая часть КДП) и

$$\operatorname{Im} Y_c = \omega(C_p + \varepsilon' C_0), \quad (2.5)$$

где ε' – действительная часть КДП образца, заполняющего ячейку.

Фазовый набег $\Delta\varphi$ и паразитная емкость C_P путем калибровки при заполнении ячейки веществом с известной диэлектрической проницаемостью (воздух, трансформаторное масло).

2.2.4 Методика измерения КДП в диапазоне 20 Гц – 5 МГц

На низких частотах комплексная проводимость $Y_Y = 1/Z_C$ коаксиальной ячейки как цилиндрического конденсатора измеряется на частотах от 20 Гц до 5 МГц с помощью анализатора импеданса E4990A производства фирмы Keysight Technologies. Для этого центральные проводники 1 и 2 коаксиальной линии большого сечения присоединяются к входам анализатора импеданса с помощью кабелей, как показано на рис. 2.7.

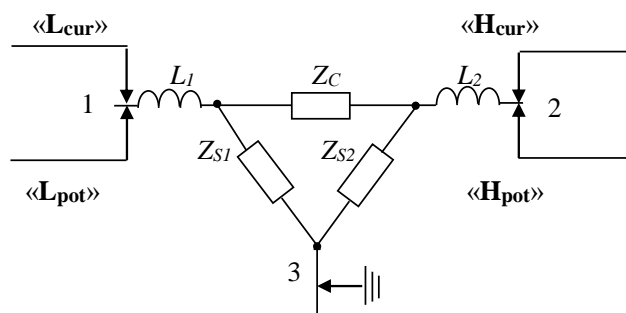


Рисунок 2.7 – Эквивалентная схема подключения ячейки к анализатору импеданса.

На этой схеме Z_C – комплексный импеданс ячейки с исследуемым образцом, L_1 , L_2 – последовательные индуктивности, образованные внутренними цепями, соединяющими электроды ячейки с точками 1 и 2. Как правило, значения индуктивностей невелики и на частотах до 1 МГц и их можно не учитывать. Шунтирующие комплексные импедансы Z_{S1} и Z_{S2} , представленные преимущественно емкостями, образованными электродами ячейки с корпусом линии большого сечения, на результат измерения с помощью анализатора импеданса не влияют.

В процессе калибровки подбирается такое значение C_P , при котором измеренное значение ε' наилучшим образом приближается к известному значению образца, заполняющего ячейку. Найденное значение емкости C_P немного отличается от найденного при измерении с помощью векторного анализатора вследствие различий в конфигурации поля внутри линии большого сечения.

После этого действительная часть КДП ϵ' и удельная эквивалентная проводимость $\sigma_{\Sigma} = \omega \epsilon'' \epsilon_0$ могут быть найдены из измеренного значения комплексной проводимости ячейки $Y_{\Sigma} = 1/Z_{\Sigma}$ с помощью формул (2.4) и (2.5).

2.2.5 Измерение КДП пород с высокой электропроводностью

Если низкочастотная удельная проводимость измеряемого материала превышает 0,5 См/м, то возникают проблемы измерения КДП и с помощью измерителя LCR на частотах ниже 5 МГц. Вследствие проводимости образца высокий реактивный импеданс ячейки, обусловленный действительной частью КДП ϵ' , шунтируется низким активным импедансом, в результате чего фаза импеданса имеет малые значения и определяется с большой погрешностью. Кроме того, протекающий через образец ток проводимости создает магнитное поле. Это означает, что эквивалентная схема ячейки с образцом должна включать индуктивность.

На рис. 2.8 показана измеренная частотная зависимость фазы импеданса ячейки, содержащей природный разрушенный песчаник с содержанием глины ~30 % и влажностью $W=0,277 \text{ м}^3/\text{м}^3$.

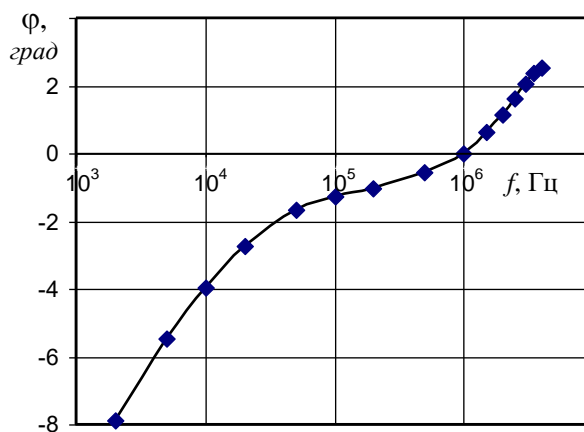


Рисунок 2.8 – Частотная зависимость фазы импеданса ячейки, содержащий природный разрушенный песчаник при влажности $W=0,277 \text{ м}^3/\text{м}^3$.

Песчаник изначально содержал солевой раствор и перед высушиванием не промывался. При возрастании частоты выше 1 МГц фаза импеданса становится положительной. Такая зависимость характерна для цепи, содержащей емкость и индуктивность.

В таком случае расчетные значения ε' , основанные на предположении о чисто емкостном характере импеданса, при возрастании частоты (или проводимости) резко уменьшаются и могут переходить в отрицательную область значений.

В работе [A1] была рассмотрена схема замещения исследуемого образца, представленная на рис. 2.9 для уменьшения погрешности определения КДП. Ток проводимости в образце протекает параллельно току смещения, поэтому цепь RL , моделирующая ток проводимости, соединена параллельно с конденсаторами C_0 и C_P , моделирующими токи смещения (C_0 и C_P – рабочая и паразитная емкости, соответственно).

Для решения данной проблемы можно использовать схему замещения исследуемого образца, при этом учитывая все паразитные параметры при измерениях комплексной диэлектрической проницаемости с различными условиями на конце ячейки используя параметры матрицы рассеяния S_{12} (коэффициент передачи).

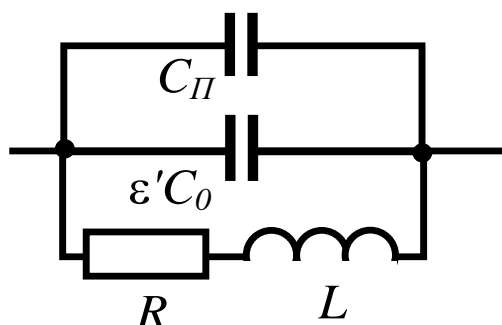


Рисунок 2.9 – Схема замещения исследуемого образца с высокой проводимостью.

Комплексная проводимость \dot{Y} исследуемого образца экспериментально определялась по параметру S_{12} . Для приведённой на рис. 2.9 схемы замещения образца комплексная проводимость \dot{Y} связана с ёмкостью ячейки с образцом ($C = \varepsilon'C_0 + C_P$), сопротивлением

$R(\omega)$ (зависимым от частоты) и индуктивностью L формулой:
$$\dot{Y} = \frac{1}{R(\omega) + i\omega L} + i\omega C.$$

Действительная и мнимая части комплексной проводимости связаны с параметрами образца следующими формулами:
$$\operatorname{Re} \dot{Y} = \frac{R}{R^2 + \omega^2 L^2} \quad \text{и}$$

$$\operatorname{Im} \dot{Y} = \frac{\omega^2 \varepsilon' C_0 L^2 + \omega(\varepsilon' C_0 R^2 - L)}{R^2 + \omega^2 L^2}.$$

Подбирая индуктивность образца путем сравнения значений ϵ' на частотах 0,3 – 5 МГц, где проводятся также измерения по методу, описанному в разделе 2.2.2, можно существенно улучшить результат измерений на частотах ниже 0,3 МГц.

2.2.6 Анализ погрешностей измерения

Погрешности диэлектрических измерений при использовании описанного выше метода подробно изучены в работе [108]. Основным источником погрешностей являются погрешности измерительных приборов и погрешности измерения размеров образцов.

Погрешность измерения параметра S_{12} , векторными анализатором цепей параметров цепей ZNB8 и ZNB20 не превышает 0,05 дБ по модулю и $0,5^\circ$ по фазе. Погрешность измерителя E4990A зависит от частоты и измеряемого импеданса. Минимальные значения погрешности достигаются в диапазоне частот 1 кГц – 1 МГц при значениях модуля импеданса 50 Ом – 20 кОм и составляют 0,08 % по модулю и $0,05^\circ$ по фазе. При измерениях почв и пород значения модуля импеданса обычно не превышают 1 МОм, и погрешность при значениях тангенса угла диэлектрических потерь $\text{tg}\delta < 0,1$ составляет 0,5% по модулю и $0,15^\circ$ по фазе. При измерении глинистых почв с высокой влажностью в низкочастотном диапазоне значения $\text{tg}\delta$ достигают 15–20 ед. Для определения погрешности на низких частотах мы провели измерения жидкостей с известными значениями КДП: толуола, дистиллированной воды, солевого раствора с удельной электропроводностью (SEC), равной 0,101 См/м и смесей вода спирт с содержанием спирта 20, 40 и 96 %.

На рис. 2.10 приведены частотные зависимости КДП толуола и дистиллированной воды в сравнении с литературными данными для толуола и результатами расчета по модели [136] для воды. Отклонение измеренных значений ϵ' толуола на частотах от 10 кГц до 6 ГГц не превышает $\pm 1,5$ %. Выше 6 ГГц наблюдается уменьшение измеренных значений, вызванное релаксационным процессом с временем релаксации 5,8 нс. Измеренные значения удельной эффективной проводимости $\sigma_e = \epsilon_0 \omega \epsilon''$ изменяются от 10^{-8} См/м на частоте 10 кГц до 0,046 См/м на частоте 8,5 ГГц. Отклонение измеренных значений ϵ' дистиллированной воды на частотах выше 200 кГц не превышает $\pm 2,5$ %. На частотах ниже 200 кГц наблюдается возрастание погрешности измерений ϵ' , вызванное возрастанием

значений $\operatorname{tg} \delta$. На частоте 10 кГц погрешность измерения ε' составляет 13%. Среднее значение погрешности мнимой части КДП во всем частотном диапазоне составляет $\pm 2,5\%$, максимальное 6 %.

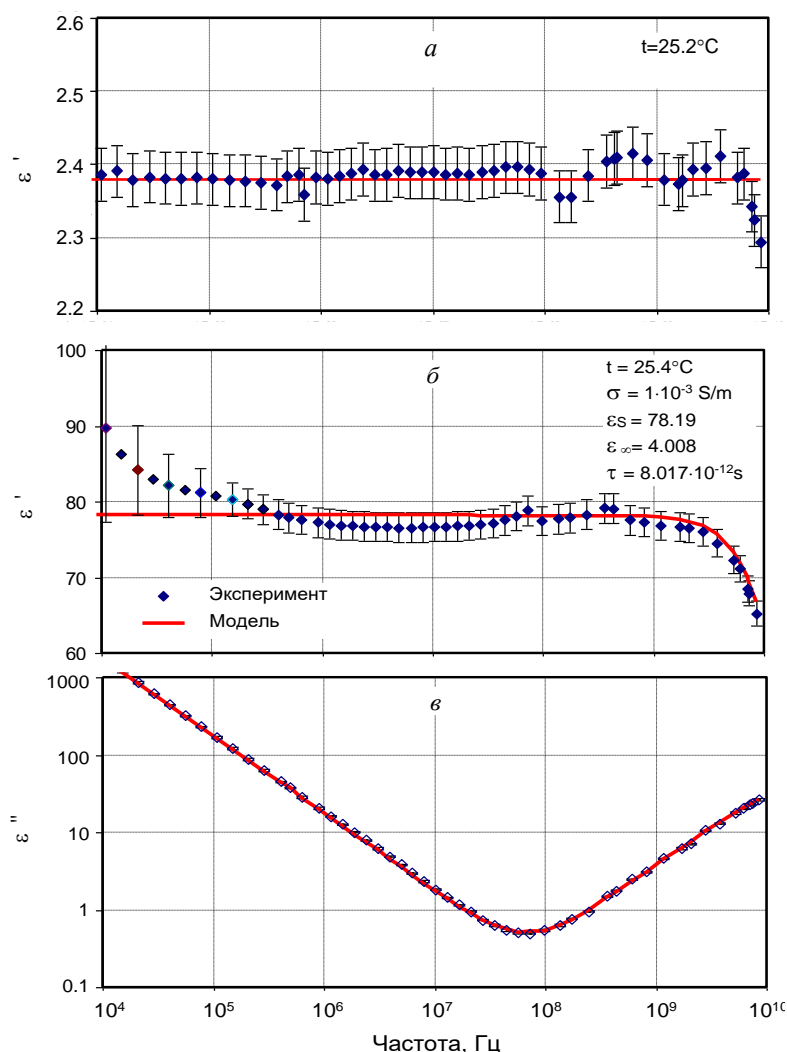


Рисунок 2.10 – Действительная и мнимая части КДП толуола (а) и дистиллированной воды (б, в). Сплошная линия для толуола значение 2,38, для воды – модель [136].

На основе проведенных измерений смесей вода-спирт найдено регрессионное уравнение, позволяющее определить погрешность измерения при $\operatorname{tg} \delta > 1$ (см. рис. 2.11):

$$\Delta \varepsilon' / \varepsilon' = 0.53\% \cdot \operatorname{tg} \delta + 1.5\% \quad (2.6)$$

В глинистых почвах в точках максимальных значений $\operatorname{tg} \delta$ погрешность ε' может достигать 10–17 % (при влажности выше $0,3 \text{ м}^3/\text{м}^3$) и 2,5–6 % (при влажности меньше $0,2 \text{ м}^3/\text{м}^3$). На частотах выше 10^8 Гц погрешность не превышает 2,5 %. При значениях $\operatorname{tg} \delta < 1$ средние погрешности измерения действительной и мнимой частей КДП не превышают 2,5 % [108].

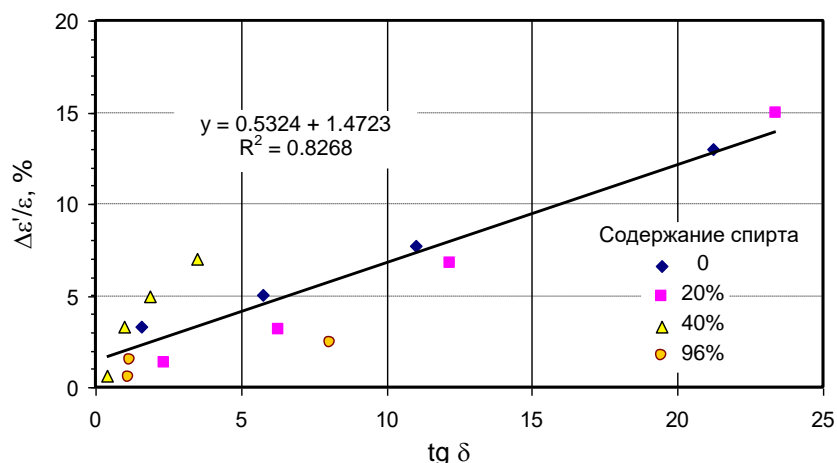


Рисунок 2.11 – Относительная погрешность измерения действительной части КДП смесей вода-спирт в зависимости от тангенса угла диэлектрических потерь.

2.3 Методика измерения КДП консолидированных пород в диапазоне частот 100 Гц – 0,5 ГГц и анализ погрешностей

Методика измерений КДП подобна изложенной в разделе 2.1. Измерительная ячейка представляла собой отрезок коаксиальной линии с внутренним диаметром внешнего проводника 70 мм (рис. 2.12). Переход от стандартного сечения с диаметром внешнего проводника 7 мм осуществлялся отрезком конической линии, помещенной в диэлектрик, с волновым сопротивлением равным 50 Ом. Образец породы в виде диска помещался в разрыв центрального проводника линии диаметром 30,2 мм. Конструкция ячейки позволяет измерять образцы толщиной от 2 до 11 мм. На низких частотах от 20 Гц до 5 МГц ячейка представляла собой плоский конденсатор, импеданс которого измерялся с помощью анализатора импедансов E4990A.

На частотах выше 1 МГц использовался векторный анализатор параметров цепей Rohde & Schwarz ZNB8, с помощью которого измерялся комплексный коэффициент передачи (параметр матрицы рассеяния S_{12}) отрезка линии с образцом. Выходное напряжение анализатора импедансов устанавливалось равным 0,5 В, выходная мощность анализатора параметров цепей составляла -10 dBm. Температура образцов поддерживалась в климатической камере ТН-МЕ-25, равной 25 °С, с точностью 0,3 °С.

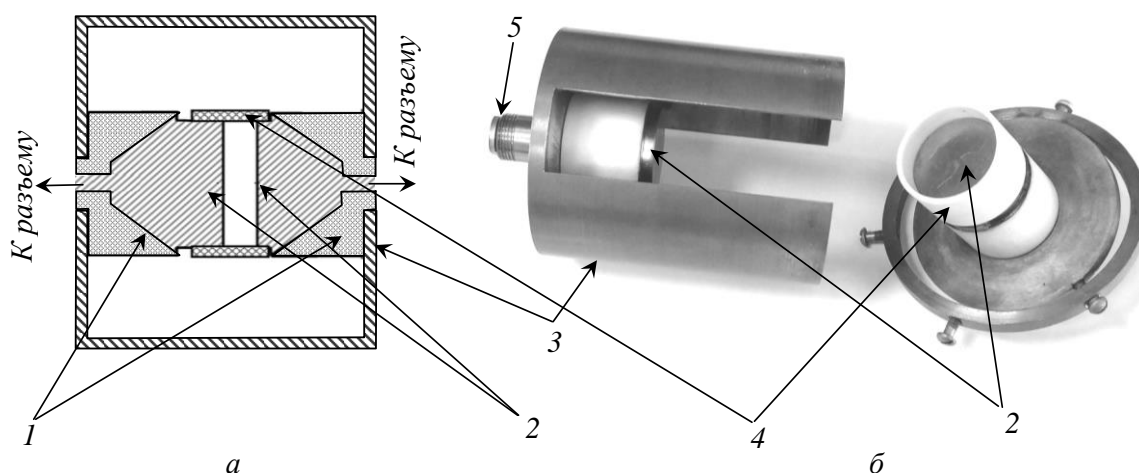


Рисунок 2.12 – Эскиз (а) и внешний вид (б) измерительной ячейки. 1 – опорные втулки, 2 – электроды, 3 – корпус, 4 – изолятор, 5 – СВЧ разъем (тип N)

Для калибровки измерительной ячейки использовались твердые диэлектрики с известной диэлектрической проницаемостью. В результате калибровки выяснено, что верхняя частота измерений КДП в данной ячейке составляет 450–500 МГц.

Погрешность измерения главным образом определяется погрешностью измерительных приборов. Импеданс измерительной ячейки, содержащий диэлектрик с $\epsilon' = 10$ на частотах от 10 кГц до 1 МГц не превышает 1 МОм. Погрешность анализатора E4990A при таких измерениях не превышает 0,5 % по модулю импеданса и $0,15^\circ$ по фазе. Соответствующая погрешность измерения значений ϵ' в этом частотном диапазоне изменяется от 0,5 до 0,7 %. На частотах ниже 10 кГц импеданс ячейки превышает 1 МОм и погрешность прибора возрастает до 5 %, а на самых низких частотах до 10 %. Соответственно возрастает и погрешность измерения ϵ' , как это показано на рис. 2.13(а).

Измеряемые значения ϵ' у образцов влажных пород значительно выше, импеданс ячейки не превышает 1 МОм, поэтому погрешность измерения меньше. На рис. 2.13(б) показаны результат измерения образца с наименьшими значениями ϵ' , полученными в процессе эксперимента. Погрешность на частоте 200 Гц составляет 6 %, а на более высоких частотах еще меньше. Погрешность измерения комплексного коэффициента передачи анализатором ZNB8 составляет 0,05 дБ и $0,4^\circ$. Погрешность измерения действительной и мнимой частей КДП на разных частотах в диапазоне от 1 МГц до 0,5 ГГц изменяется от 0,2 до 4 %.

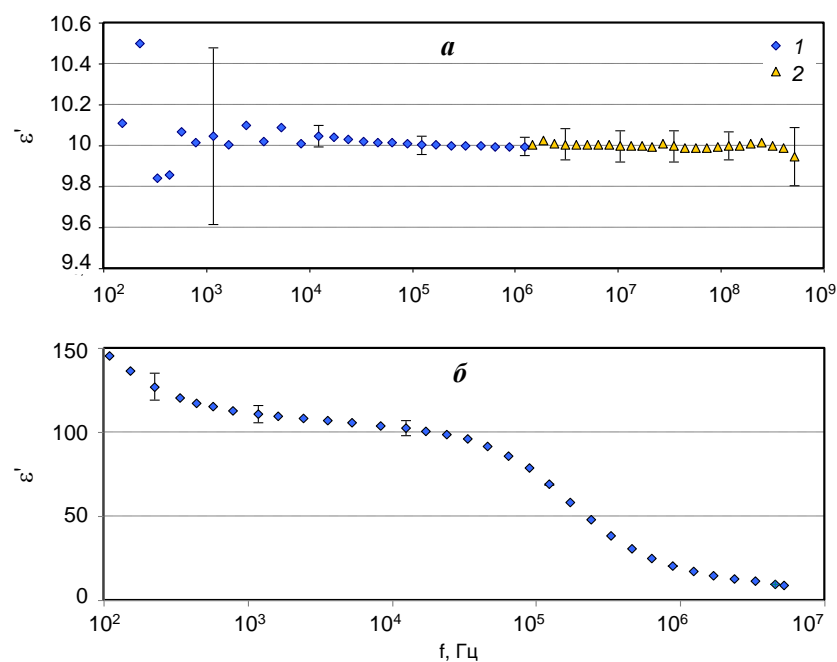


Рисунок 2.13 – Калибровка измерительной ячейки и погрешность измерения: (а) – диэлектрик с $\epsilon' = 10$; (б) – образец 18-02 при влажности $0,034 \text{ м}^3/\text{м}^3$. 1 – измерения комплексного импеданса с использованием E4990A; 2 – измерения комплексного коэффициента передачи с использованием ZNB8.

2.4 Моделирование процессов диэлектрической релаксации

2.4.1 Релаксационные модели

Возможны несколько разных подходов к моделированию КДП почв и пород. В первом подходе, согласно [17], [133] параметры, характеризующие породу (КДП, комплексный показатель преломления, комплексная проводимость), являются суммой соответствующих параметров компонентов, составляющих породу (твердая фаза, воздух, разные категории воды), с учетом их объемной доли.

В работе [133] учитывается лишь ориентационная поляризация молекул связанной и свободной воды. На частотах ниже 1 ГГц эта модель дает значительное расхождение с экспериментальными данными. В работе [117] для учета поляризации двойного слоя на границе вода-минерал частотная зависимость связанной воды описывалась уже двумя релаксационными процессами. Эта модель позволяет снизить низкочастотную границу применимости до 100 – 200 МГц. Однако учесть влияние поляризации границы вода – воздух в этой модели не удастся, так как возрастание КДП при уменьшении количества воды такой моделью не объяснить.

Также возможно использовать другой подход, основанный на аддитивности поляризованности. Эта модель описана в работах [134], [135]. Показано, что КДП дисперсной среды можно определить как суммарный эффект действующих релаксационных процессов, параметры которых зависят от структуры среды и содержания компонент смеси. Частотная область применимости таких моделей зависит от наличия экспериментальных данных, позволяющих определить параметры модели путем подгонки.

Для моделирования влияния релаксационных процессов на КДП в широком диапазоне частот мы исследовали разные варианты моделей, начиная от самых простых. Как следует из экспериментальных данных, диэлектрическую проницаемость при полном увлажнении можно описать одним низкочастотным релаксационным процессом. При уменьшении коэффициента водонасыщенности K_B , равного отношению объемной доли раствора к пористости, и появлении в образце воздуха возникает второй релаксационный процесс на более высокой частоте порядка 1 – 20 МГц. Если моделировать только релаксационные процессы, определяющие КДП на частотах ниже 100 МГц, то диэлектрическую проницаемость более высоких частотах можно представить в виде переменной ε_∞ , зависящей от влажности, плотности и температуры:

$$\dot{\varepsilon} = \varepsilon_\infty + \frac{\Delta\varepsilon_{S1}}{1 + (i\omega\tau_1)^{1-\alpha_1}} + \frac{\Delta\varepsilon_{S2}}{1 + (i\omega\tau_2)^{1-\alpha_2}} - i \frac{\sigma}{\omega\varepsilon_0}, \quad (2.7)$$

где ε_∞ – высокочастотная диэлектрическая проницаемость, в данном случае равная КДП образца на частоте 1 ГГц; $\Delta\varepsilon_{S1}$ – Интенсивность первого релаксационного процесса, обусловленного влиянием поляризации границы вода – минерал; $\Delta\varepsilon_{S2}$ –интенсивность второго релаксационного процесса, обусловленного поляризацией границы вода-воздух. Остальные параметры с индексом 1 относятся к первому процессу, с индексом 2 – ко второму: τ_1 и τ_2 – времена релаксации; α_1 и α_2 – коэффициенты распределения времен релаксации; $\omega = 2\pi f$ – циклическая частота электромагнитного поля; i – мнимая единица; σ

– ионная удельная проводимость образца; $\varepsilon_0 = 8,854 \cdot 10^{-12}$ Ф/м – диэлектрическая постоянная [A2].

Эта модель хорошо описывает высокочастотный релаксационный процесс, но не позволяет получить хорошего согласования с экспериментом в низкочастотной части диапазона. Моделирование низкочастотной части спектра можно улучшить, если включить в модель еще один релаксационный процесс [A2]:

$$\dot{\varepsilon} = \varepsilon_{\infty} + \frac{\Delta\varepsilon_{s1}}{1+i\omega\tau_1} + \frac{\Delta\varepsilon_{s2}}{1+i\omega\tau_2} + \frac{\Delta\varepsilon_{s3}}{1+(i\omega\tau_3)^{1-\alpha_3}} - i \frac{\sigma}{\omega\varepsilon_0}. \quad (2.8)$$

Здесь вместо одного низкочастотного процесса, моделируемого формулой Коула-Коула, включено два процесса, моделируемых формулой Дебая. В итоге число параметров модели увеличено всего на единицу, зато улучшилось согласование с экспериментом.

2.4.2 Комбинированные модели

В моделях (2.7) и (2.8) не рассматривается ориентационная поляризация молекул свободной и связанной воды. Поскольку соответствующие релаксационные процессы определяют КДП на частотах выше 1 ГГц, целесообразно использовать уже проверенные модели, одной из которых является рефракционная модель. Пески имеют очень малую удельную поверхность, поэтому наличием связанной воды в них можно пренебречь. Тогда комплексный показатель преломления можно определить следующим образом: $\dot{n} = \dot{n}_d + (\dot{n}_w - 1)W$. Здесь W – объемная доля свободной воды, \dot{n}_d и \dot{n}_w – комплексные показатели преломления сухого песка и свободной воды, соответственно.

Экспериментальные данные свидетельствуют о том, КДП влажных образцов монотонно возрастает при увеличении доли воды на частотах выше 100 МГц и на частотах ниже 1 МГц, поэтому релаксационные процессы, действующие в этих диапазонах, можно описать релаксационными свойствами воды. Тогда частотная зависимость КДП свободной воды может быть выражена моделью с двумя релаксационными процессами:

$$\dot{\varepsilon}_w = \varepsilon_{\infty} + \frac{\varepsilon_{s1} - \varepsilon_{\infty}}{1+i\omega\tau_1} + \frac{\Delta\varepsilon_{s2}}{1+i\omega\tau_2}.$$

Показатель преломления воды определяется через ее диэлектрическую

проницаемость следующим образом: $\dot{n}_w = \sqrt{\dot{\varepsilon}_w} = \sqrt{\varepsilon'_w - i\varepsilon''_w}$.

Первые два члена в правой части этого уравнения являются моделью Дебая для ориентационной поляризации молекул воды и описывают частотные свойства влажных пород на частотах выше 1 ГГц. При температуре 25 °С высокочастотная диэлектрическая проницаемость $\varepsilon_\infty = 4,9$, статическая диэлектрическая проницаемость $\varepsilon_{s1} = 78,3$, время релаксации $\tau_1 = 8,31 \cdot 10^{-12}$ с [136]. Третий член описывает низкочастотную часть диэлектрического спектра. Параметры этого процесса $\Delta\varepsilon_{s2}$ и τ_2 подбираются для согласования с экспериментальными данными. В промежуточном частотном диапазоне от 1 до 30-40 МГц действительная часть КДП может увеличиваться с уменьшением количества воды из-за процесса релаксации, вызванного поляризацией границы раздела вода-воздух. Параметры этого процесса больше не являются монотонными функциями влагосодержания, поэтому модель этого процесса не должна быть связана с влагосодержанием. На низких частотах значительное влияние на мнимую часть КДП оказывает электропроводность, которую проще учитывать, как общую электропроводность образца, поскольку низкочастотная проводимость осуществляется несколькими механизмами. Объемная проводимость почвенного раствора является только одним из этих механизмов.

Окончательное выражение для КДП песчаного грунта имеет вид:

$$\dot{\varepsilon}_{\text{песч.гр.}} = \varepsilon' - i\varepsilon'' = (\dot{n}_w)^2 + \frac{\Delta\varepsilon_{s3}}{1 + (i\omega\tau_3)^{1-\alpha}} - i \frac{\sigma}{\omega\varepsilon_0}. \quad (2.9)$$

Здесь среднечастотный процесс моделируется формулой Коула-Коула, поскольку, как показала практика, релаксационный процесс имеет широкий частотный спектр. Параметры этого релаксационного процесса $\Delta\varepsilon_{s3}$, τ_3 и α подбираются для соответствия экспериментальным данным.

Спектры КДП песчано-глинистых смесей и глинистых почв отличаются тем, что на низких частотах отсутствует монотонная зависимость КДП от водосодержания, кроме того такие среды содержат связанную воду. Поэтому необходимо соответствующим образом изменить модель.

Зависимость комплексного показателя преломления почвы от его влажности можно выразить следующим образом:

$$\dot{n} = n - i\kappa = \dot{n}_d + (\dot{n}_b - 1)W, \quad \text{если } W < W_t, \quad (2.10)$$

$$\dot{n} = n - i\kappa = \dot{n}_d + (\dot{n}_b - 1)W_t + (\dot{n}_u - 1)(W - W_t), \quad \text{если } W \geq W_t, \quad (2.11)$$

$$\dot{n}_d = (1 + A\rho) - iB\rho.$$

где \dot{n}_d и \dot{n}_b , и \dot{n}_u – комплексные показатели преломления сухой почвы, связанной и свободной воды, соответственно; W_t – максимально возможное количество связанной воды; ρ – плотность сухого сложения почвы; A и B – подбираемые коэффициенты.

Частотные зависимости КДП связанной воды, как и свободной, представляем в виде модели Дебая: $\dot{\varepsilon}_{Wi} = \varepsilon_{\infty} + \frac{\varepsilon_{WSi} - \varepsilon_{\infty}}{1 + i\omega\tau_{Wi}}$.

Здесь $\varepsilon_{\infty} = 4,9$ – высокочастотная диэлектрическая проницаемость; $\dot{\varepsilon}_{Wi}$ – КДП связанной (при $i = 1$) и свободной (при $i = 2$) воды; ε_{WSi} – статические диэлектрические проницаемости и τ_{Wi} – времена релаксации для свободной воды записываются в виде констант, зависящих от температуры [136], а для связанной воды подбираются для соответствия эксперименту. В разных почвах статическая проницаемость связанной воды изменяется от 20 до 50 ед., а время релаксации – от 10 до 30 пс.

Для лучшего согласования с экспериментом описание низкочастотной части спектров мы осуществляем тремя релаксационными процессами: первый моделируем формулой Дебая, второй – формулой Коула-Коула, третий процесс, проявляющийся в мегагерцовой части спектра – также формулой Коула-Коула:

$$\dot{\varepsilon} = \varepsilon' - i\varepsilon'' = \dot{n}^2 + \frac{\Delta\varepsilon_{S1}}{1 + i\omega\tau_1} + \frac{\Delta\varepsilon_{S2}}{1 + (i\omega\tau_2)^{1-\alpha_2}} + \frac{\Delta\varepsilon_{S3}}{1 + (i\omega\tau_3)^{1-\alpha_3}} - i \frac{\sigma}{\omega\varepsilon_0}. \quad (2.12)$$

Интенсивности $\Delta\varepsilon_{S1}$, $\Delta\varepsilon_{S2}$ и $\Delta\varepsilon_{S3}$ релаксационных процессов, времена релаксации τ_1 , τ_2 , τ_3 и коэффициенты распределения времен релаксации α_2 и α_3 подбираются для соответствия эксперименту.

2.4.3 Процедура определения параметров релаксационных процессов

Параметры модели определялись путем минимизации расхождения между экспериментальными и расчетными данными действительной и мнимой частей КДП. Подгонка выполнялась методом Ньютона с использованием инструмента "Поиск решения" программного пакета MS Excel. Вначале мы определяли параметры модели Дебая связанной воды и ее максимальное количество, положив интенсивности релаксационных процессов равными нулю. КДП свободной воды описывали стандартной моделью Дебая.

Поскольку низкочастотная проводимость практически не оказывает влияния на КДП на частотах выше 1 ГГц, УЭП свободной воды принималась равной 0. Непрерывное возрастание действительной и мнимой частей КДП при уменьшении частоты затрудняет определение параметров 1-го, низкочастотного релаксационного процесса. Для упрощения задачи мы во всех случаях подбирали его интенсивность и время релаксации в диапазоне частот от 10 до 100 кГц таким образом, чтобы расхождение между экспериментальными и расчетными значениями ϵ' на частоте 7,8 кГц всегда составляло $20 \pm 0,1$ %. Одновременно находилась УЭП образца σ_0 . При этом на частотах выше 10 кГц расхождение значений ϵ' и ϵ'' обычно не превышало 5 – 7 %. Таким образом фактически определялась лишь часть многочастотного процесса, обусловленного разными причинами, однако единообразие подхода в применении ко всем образцам позволило связать параметры процесса с размерами частиц, долей насыщающего раствора и его УЭП.

Параметры 2-го (среднечастотного) и 3-го (высокочастотного) процессов подбирались во всем частотном диапазоне от 10 кГц до 8-20 ГГц. Вначале мы выбирали приближенные значения параметров "вручную", учитывая особенности частотных зависимостей. Времена релаксации мы оценивали из частотных графиков тангенса угла диэлектрических потерь, ориентируясь на положения максимумов и минимумов. По окончании процедуры максимальное различие между расчетными и экспериментальными значениями не превышало 10 % для ϵ' и ϵ'' во всем частотном диапазоне. Относительное среднеквадратичное отклонение не превышало 5%. Вклады УЭП, трех релаксационных процессов и высокочастотной диэлектрической проницаемости ϵ^*_{∞} в действительную и мнимую части КДП суглинка при объемной влажности $0,229 \text{ м}^3/\text{м}^3$ показаны на рис. 2.14.

Процедура применения модели (2.12) иллюстрируется графиками, приведенными на рис. 2.14. В этом образце при влажности $0,229 \text{ м}^3/\text{м}^3$ свободная вода составляет более половины всей воды. Если в уравнения (2.10), (2.11) мы подставим только параметры рефракционной части модели, приняв интенсивности всех релаксационных процессов равными нулю, то совпадение значений ϵ'' с экспериментальными данными получим только на частотах выше 5 ГГц (см. кривую 4 на рис. 2.14б). Отклонение рассчитанных по рефракционной модели значений ϵ'' от экспериментальных на частотах ниже 5 ГГц объясняется влиянием третьего релаксационного процесса. Хотя средняя частота этого процесса всего около 10 МГц (определяется по положению максимума кривой 3 на рис. 2.14б) его влияние распространяется на более высокие частоты из-за широкого распределения времен релаксации.

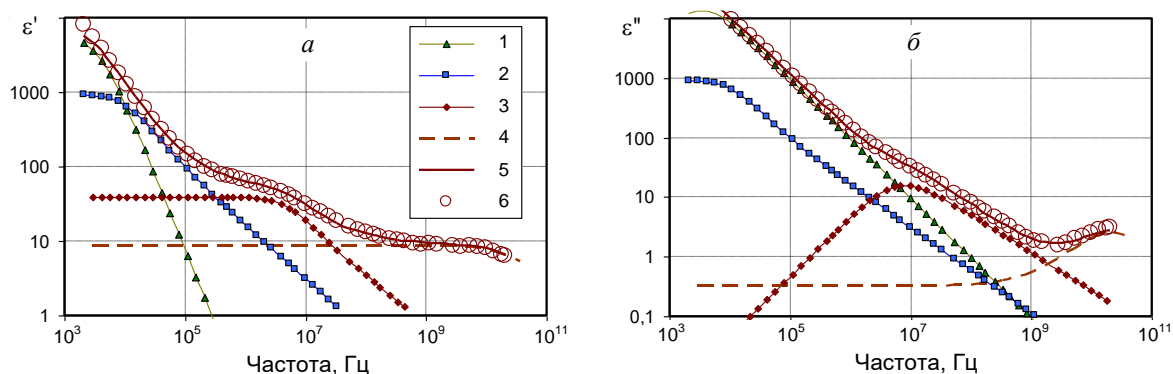


Рисунок 2.14 – Иллюстрация применения модели (2.12) для КДП суглинка при объемной влажности $0,229 \text{ м}^3/\text{м}^3$. 1–3 вклады релаксационных процессов №№ 1–3; 4 – вклад рефракционной части модели; 5 – расчет по полной модели; 6 – экспериментальные данные.

Выводы по Главе 2

В данной части работы дано описание методов подготовки образцов и методики их измерения КДП в одной коаксиальной ячейке в широком диапазоне частот. Для измерения комплексной диэлектрической проницаемости в широком диапазоне частот сейчас активно используют векторные анализаторы цепей и анализаторы импеданса. Описана методика измерения КДП в диапазоне $0,1 - 8,5 \text{ ГГц}$. Эта методика базируется на измерении комплексного коэффициента передачи и комплексного коэффициента отражения электромагнитной волны (параметров матрицы рассеяния S_{11} и S_{12}) от отрезка коаксиальной линии (ячейки), заполненного исследуемым веществом. Ячейка с помощью фазостабильных кабелей подключается к двум портам векторного анализатора цепей, после чего измеряются комплексные параметры матрицы рассеяния (коэффициенты отражения и передачи) ячейки. В диапазоне $0,3 - 100 \text{ МГц}$. Для повышения точности измерений в данном частотном диапазоне было разработано устройство, в котором коаксиальная ячейка включается в разрыв центрального проводника дополнительного отрезка линии большего сечения с волновым сопротивлением, равным импедансу векторного анализатора цепей (50 Ом), таким образом, что корпус ячейки одновременно служит центральным проводником этого отрезка. В диапазоне $42 \text{ Гц} - 1 \text{ МГц}$. На низких частотах комплексная проводимость

коаксиальной ячейки как цилиндрического конденсатора измеряется на частотах от 20 Гц до 10 МГц с помощью анализатора импеданса E4990A производства фирмы Keysight Technologies. Для этого центральные проводники коаксиальной линии большого сечения присоединяются к входам анализатора импеданса с помощью кабелей.

Для пород с высокой электропроводностью (если низкочастотная удельная проводимость измеряемого материала превышает 0,5 См/м), для решения возникающих проблем измерения КДП с помощью измерителя LCR на частотах ниже 5 МГц, была рассмотрена схема замещения исследуемого образца, представленная на для уменьшения погрешности определения КДП.

Была рассмотрена конструкция ячейки и методика измерения КДП консолидированных пород в диапазоне частот 100 Гц – 0,5 ГГц.

Также были кратко описаны разные подходы к моделированию: модель, в которой параметры, характеризующие породу, являются суммой соответствующих параметров компонентов, составляющих породу с учетом их объемной доли; модель, учитывающую лишь ориентационную поляризацию молекул связанной и свободной воды; модель с двумя релаксационными процессами, где учитывается поляризация двойного слоя на границе вода-минерал; модель, основанную на аддитивности поляризованности.

Описаны различные варианты подходов, для моделирования влияния релаксационных процессов на КДП в широком диапазоне частот, которые мы исследовали, начиная от самых простых. А также описана процедура определения параметров релаксационных процессов.

ГЛАВА 3. ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ СЛАБОЗАСОЛЕННЫХ ПЕСКОВ, СИЛИКАГЕЛЯ С ВНУТРЕННЕЙ ПОРИСТОСТЬЮ, ТВЕРДЫХ И РАЗРУШЕННЫХ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

3.1 Диэлектрические характеристики слабозасоленных песков и порошков кварцевых гранул

3.1.1 Физические свойства образцов песка и порошков кварцевых гранул

В данной части работы представлены результаты измерения кварцевых гранул с различными средними диаметрами (по массе), а также двух фракций речного песка, физические характеристики которых представлены в таблице 3.1. Распределение частиц по размерам показано на рис. 3.1. Первый образец представлял собой речной песок из бассейна реки Иртыш, содержащий около 1,5 % глины. Второй образец - это фракция речного песка с размерами частиц от 0,08 до 0,18 мм, промытая в дистиллированной воде с целью удаления частиц глины. Остальные образцы – это кварцевые гранулы почти сферической формы. Измерение размеров частиц песка производилось рассеиванием на ситах, а кварцевых гранул – методом лазерной дифракции с более высокой дискретностью. Это позволило определить стандартное отклонение среднего размера и удельную поверхность.

Таблица 3.1 – Физические характеристики образцов песка и кварцевых гранул.

№	Описание	Средний размер частиц, мкм	Плотность сухого сложения, г/см ³	Пористость (объемная доля)	Удельная поверхность S _y , м ² /см ³
1	Речной песок	250	1.48-1.59	0.39-0.43	-
2	Фракция речного песка	130±13	1.51-1.55	0.40-0.42	-
3	Кварцевые гранулы 70-110	118 ± 12	1.41-1.47	0.43-0.46	0.064±0.007
4	Кварцевые гранулы 0-50	71 ± 7	1.45-1.50	0.42-0.44	0.13±0.02
5	Кварцевые гранулы 0-20	5.3 ± 0.5	1.40-1.46	0.44-0.46	1.88±0.06

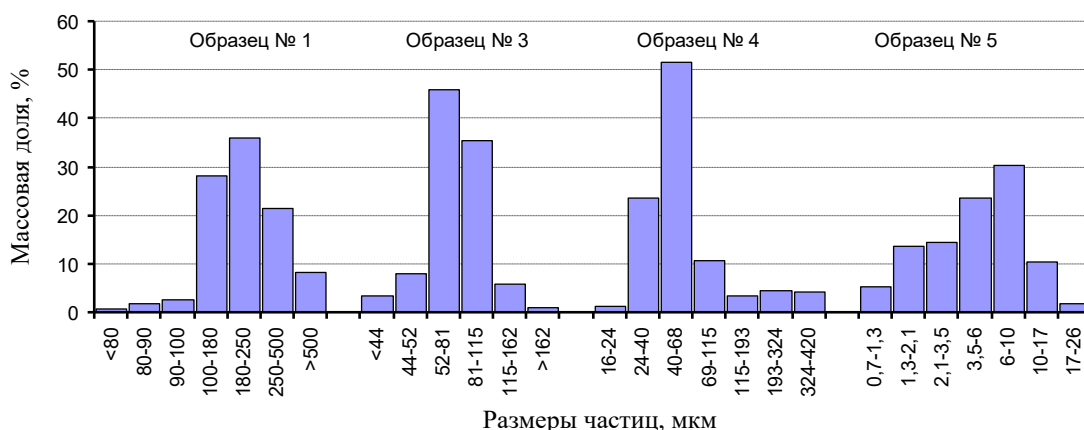


Рисунок 3.1 – Распределение частиц образцов песка и кварцевых гранул по размерам

Использовались солевые растворы NaCl концентрациями 1 г/л, 1,5 г/л и 4 г/л, удельная электропроводность (УЭП) которых приведена в таблице 3.2. Удельная электропроводность раствора на постоянном токе (УЭП) измерялась кондуктометром S700-K с модулем УЭП и датчиком InLab 731-ISM фирмы Mettler Toledo. УЭП дистиллированной воды этим датчиком измеряется с большой погрешностью, она оценивается значением, меньшим, чем 0,001 См/м, и на графиках обозначена как нулевая УЭП.

Таблица 3.2 – Соответствие концентрации и УЭП растворов.

Соленость, г/л	Удельная электропроводность (УЭП) растворов, мСм/м
1	212
1,5	320
4	772

Исследование электрических характеристик пород в процессах насыщения и дренирования показали, что существует гистерезис как на низких частотах от 10^{-3} до 10^2 Гц [110], [111], так и на более высоких частотах от 10^4 до 10^8 Гц [112], [113]. Поэтому измерения КДП всегда производились при постепенном уменьшении количества солевого раствора путем центрифугирования образца, находящегося в измерительной ячейке. Такой способ позволяет сохранять постоянной плотность сухого сложения и концентрацию раствора.

3.1.2 Результаты экспериментальных измерений комплексной диэлектрической проницаемости

Диэлектрическую проницаемость при полном насыщении можно описать одним релаксационным процессом. Это наглядно показано на рис. 3.2, где показаны результаты исследований трех образцов порошков гранул плавленного кварца, имеющих почти сферическую форму.

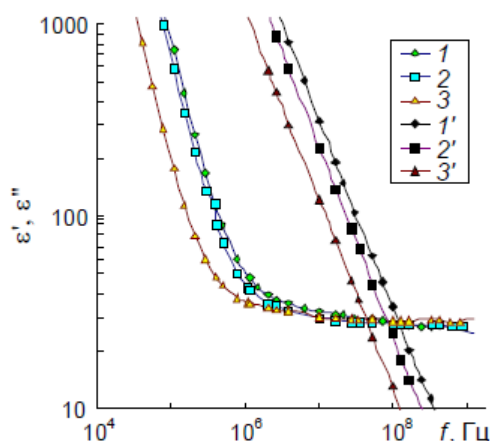


Рисунок 3.2 – Экспериментальные частотные зависимости КДП при полном насыщении порошков кварцевых гранул дистиллированной водой. Светлые маркеры – ε' , темные – ε'' . 1, 1' – кварцевые гранулы 0-20; 2, 2' – кварцевые гранулы 0-50; 3, 3' – кварцевые гранулы 70-110.

Как видно на рис. 3.2, чем меньше размеры гранул, тем при более высокой частоте начинается резкий рост ε' при полном насыщении.

В песках с крупными размерами частиц возможно явление, когда частотные диапазоны процессов релаксации перекрываются. Поэтому необходимо четко разделять влияние на КПД двух релаксационных процессов, вызванных поляризацией двух границ – вода-минерал и вода-воздух в тех случаях, когда происходит их наложение [A5].

На рис. 3.3 приведены частотные зависимости действительной части КДП ε' и тангенса угла диэлектрических потерь $\tan \delta = \varepsilon''/\varepsilon'$ речного песка со средним размером частиц 250 мкм (образец № 1 из таблицы 3.1), насыщаемых дистиллированной водой и водным раствором соли NaCl с УЭП $\sigma_w = 772$ мСм/м.

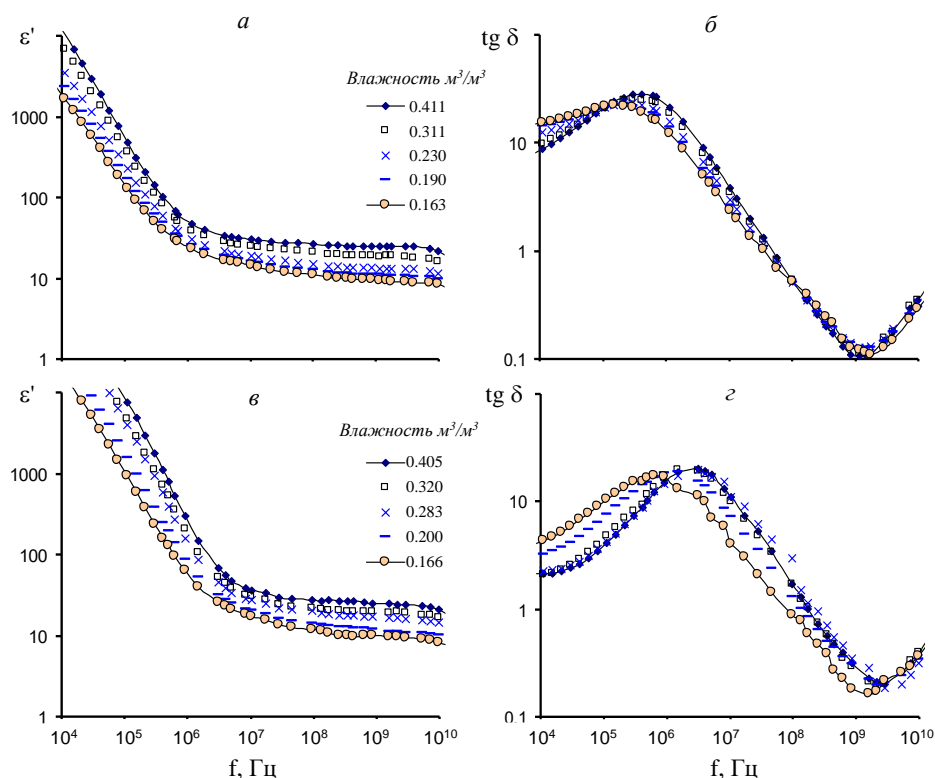


Рисунок 3.3 – Частотные зависимости действительной части КДП (а, б) и тангенса угла диэлектрических потерь (б, г) образца речного песка 250 мкм при насыщении дистиллированной водой (а, б) и солевым раствором с УЭП, равным 772 мСм/м (в, г).

Действительная часть КДП ϵ' речного песка равномерно возрастает при увеличении доли воды или раствора во всем частотном диапазоне (рис. 3.3а и 3.3в). На частотах ниже 10 МГц наблюдается возрастание значений ϵ' , более сильное при насыщении солевым раствором, вызываемое поляризацией межфазных границ и релаксационными процессами. На частоте 10 кГц значения ϵ' при насыщении солевым раствором превышают соответствующие значения при насыщении водой более, чем в 10 раз. На частотах выше 100 МГц удельная электропроводность (УЭП) раствора практически не влияет на значения ϵ' , но приводит к возрастанию мнимой части КДП ϵ'' . Это отражается в увеличении значений $\text{tg } \delta$ на этих частотах (рис. 3.3б и 3.3г). Слабое влияние УЭП раствора и релаксационных процессов проявляется на частотах до 1 – 2,5 ГГц, где наблюдается минимум $\text{tg } \delta$. Выше этой частоты преобладающее влияние на КДП оказывает ориентационная поляризация молекул свободной воды, приводящая к возрастанию значений $\text{tg } \delta$. Максимальные значения $\text{tg } \delta$ наблюдаются в мегагерцовом диапазоне, где существует сильный релаксационный процесс. Увеличение УЭП образца, вызванное как увеличением доли раствора, так и его УЭП приводит к смещению максимума $\text{tg } \delta$ вверх по частоте.

На рис. 3.4 показаны спектры значений КДП и $\operatorname{tg} \delta$ образца кварцевых гранулы 0-50 с меньшими размерами частиц. Действительная часть КДП во всем частотном диапазоне возрастает при увеличении доли дистиллированной воды (рис. 3.4а), однако при небольших значениях доли воды (0,166; 0,2) в диапазоне от 0,4 до 20 МГц наблюдается локальное возрастание значений ε' , вызванное проявлением еще одного релаксационного процесса. Оно приводит к тому, что на частоте 1,9 ГГц при изменении доли воды от 0,18 до 0,41 значение ε' возрастает только в 1,5 раза, тогда как на более высокой частоте 1 ГГц это значение возрастает в 2,5 раза.

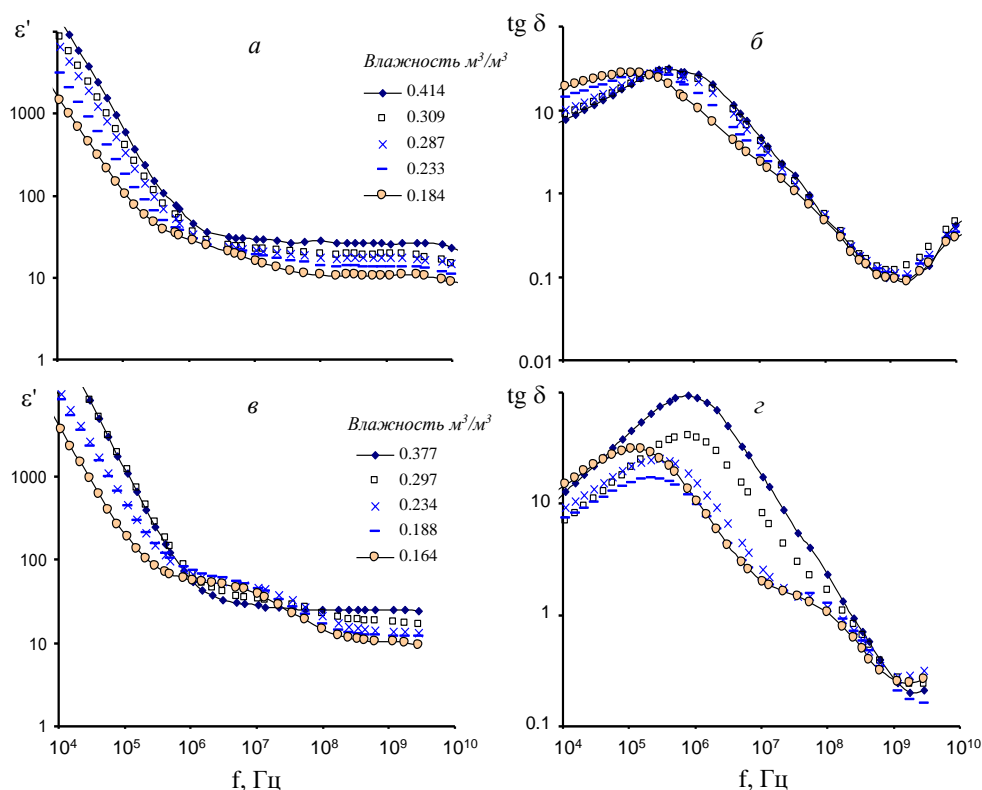


Рисунок 3.4 – Частотные зависимости действительной части КДП (а, в) и тангенса угла диэлектрических потерь (б, з) образца кварцевых гранулы 0-50 при насыщении дистиллированной водой (а, б) и солевым раствором с УЭП, равным 772 мСм/м (в, з).

Возрастание значений ε' особенно заметно при насыщении образца солевым раствором (рис. 3.4в). В диапазоне от 1,5 до 20 МГц при максимальной доле раствора, равной 0,377, значения ε' меньше, чем при всех других значениях, включая значение 0,164. Наблюдается также резкое изменение характера частотных зависимостей $\operatorname{tg} \delta$ (рис. 3.4г). При изменении влажности происходит более заметное, чем у ранее рассмотренных спектров изменение частоты максимума, а также уменьшение значений $\operatorname{tg} \delta$ при небольших влажностях в диапазоне частот, где наблюдается возрастание значений ε' .

Еще более сильным оказывается влияние среднечастотного релаксационного процесса на КДП образца кварцевых гранулы 0-20 с самыми мелкими частицами (рис. 3.5). Диапазон частот, где он проявляется (4 – 55 МГц при насыщении дистиллированной водой и 0,7 – 100 МГц при насыщении солевым раствором), шире, чем в предыдущем образце и смещен вверх по частоте. Резкие изменения частотных зависимостей ε' происходят при небольшом уменьшении доли воды от 0,329 до 0,295 (рис. 3.5а) и раствора от 0,328 до 0,318 (рис. 3.5б).

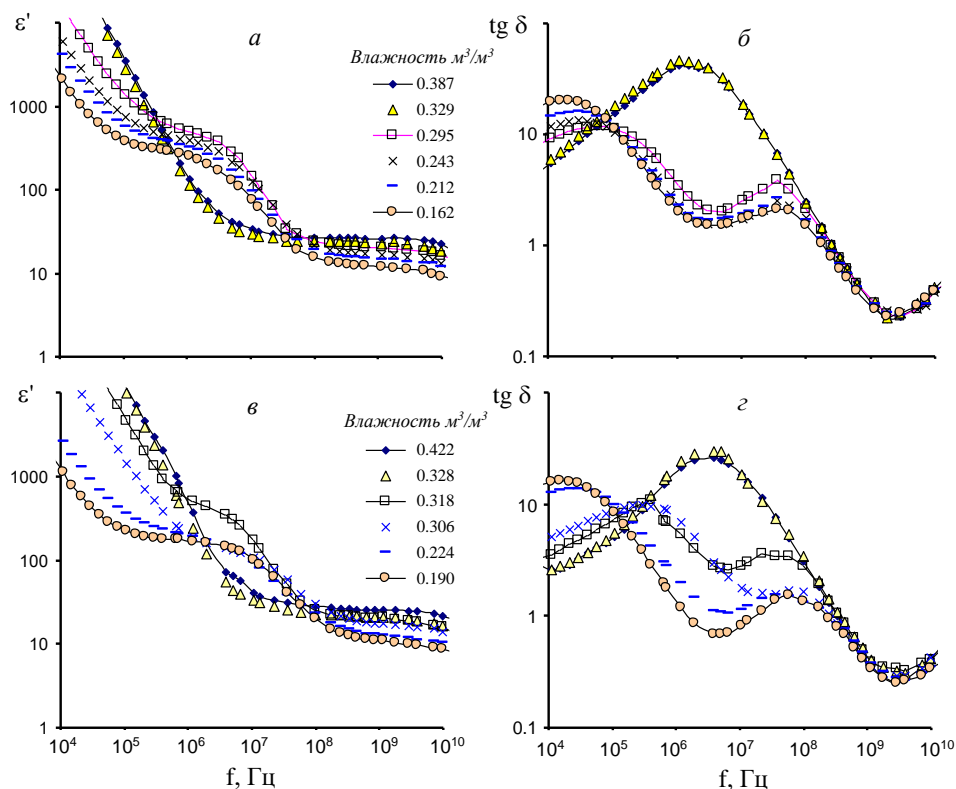


Рисунок 3.5 – Частотные зависимости действительной части КДП (а, в) и тангенса угла диэлектрических потерь (б, г) образца кварцевых гранулы 0-20 при насыщении дистиллированной водой (а, б) и солевым раствором с УЭП, равным 772 мСм/м (в, г).

Частотные зависимости $\text{tg} \delta$ при большой доле раствора или воды выглядят почти так же, как у образцов с большими размерами частиц, однако при уменьшении доли раствора вместо одного максимума возникают два четко выраженных максимума. Увеличение проводимости раствора при большой доле раствора приводит к увеличению значений ε' на частотах ниже 100 МГц, а при малой доле (менее 0,22) – к уменьшению этих значений (рис. 3.5а и 3.5в).

На частотах выше 10 МГц на значения ε' влияет в основном ориентационная поляризация молекул воды с частотой релаксации около 19,5 ГГц. На частотах, приближающихся к частоте релаксации, значения ε' уменьшаются. На частотах ниже 100

МГц основную роль играет межслойная поляризация на границе вода-воздух. Чем меньше размеры частиц, тем выше частота, на которой наблюдается резкое возрастание ε' . При уменьшении влажности образцов возникает релаксационный процесс, приводящий к возрастанию ε' на частотах ниже 40 МГц. Причиной этого релаксационного процесса является поляризация границы вода-воздух. Видно, что частота релаксации зависит от размера частиц. При увеличении размеров частиц она уменьшается.

3.1.3 Параметры релаксационных процессов и их зависимость от влажности, проводимости, размера частиц и удельной поверхности

Зависимости параметра σ_0 от влажности образцов показаны на рис. 3.6. Значения этого параметра приближенно равны реальной УЭП образцов на частоте около 5 кГц. В образцах с крупными размерами частиц (250 мкм и 130 мкм) наблюдаются близкие к линейным зависимости σ_0 от влажности. При увеличении УЭП насыщающего раствора σ_w , как правило, возрастает и УЭП образцов σ_0 . Однако есть исключения. При возрастании УЭП раствора от 0 (дистиллированная вода) до 212 мСм/м УЭП образца речного песка 250 мкм при влажности менее $0,3 \text{ м}^3/\text{м}^3$ не возрастает, а при более высокой влажности даже немного уменьшается; УЭП образца фракции речного песка 130 мкм практически не изменяется при возрастании σ_w от 212 до 320 мСм/м.

УЭП образцов возрастает при уменьшении размеров частиц. В образцах кварцевых гранул №№ 3-5 наблюдается более крутое возрастание значений σ_0 , особенно отчетливо заметное в образце № 5 с самыми мелкими частицами. При доле раствора выше $0,3 \text{ м}^3/\text{м}^3$ УЭП этого образца резко возрастает в несколько раз. Это возрастание объясняется явлением перколяции: возникновением непрерывных капилляров в объеме образца, через которые осуществляется проводимость. Доля раствора, при которой возрастает УЭП (порог перколяции), практически не зависит от концентрации раствора.

Сравним зависимости УЭП образцов от проводимости раствора при насыщении, близком к полному (при доле раствора $0,38\text{--}0,42 \text{ м}^3/\text{м}^3$). Такие зависимости приведены на рис. 3.7.

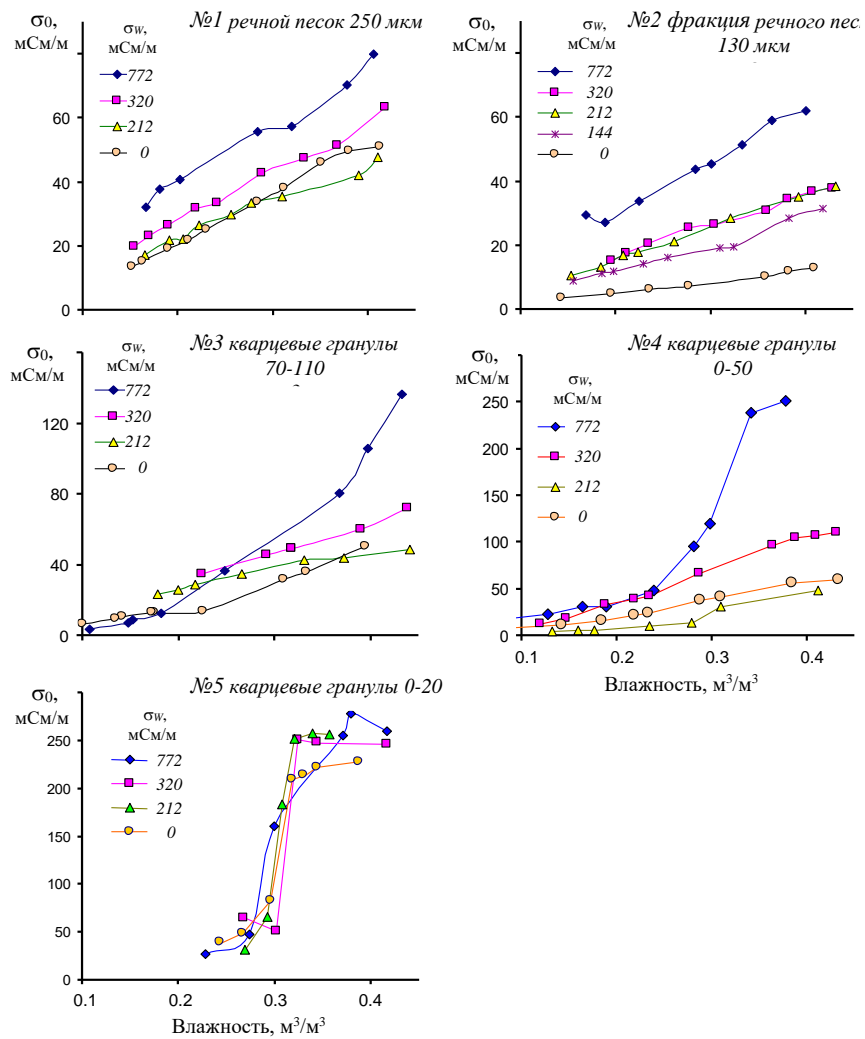


Рисунок 3.6 – Зависимость УЭП образцов от доли раствора при разных значениях УЭП раствора.

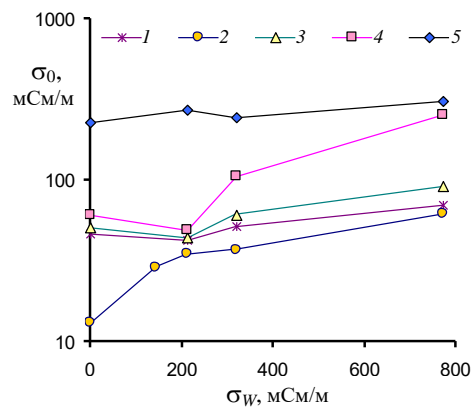


Рисунок 3.7 – Зависимость УЭП образцов от УЭП раствора при влажности, близкой к полному насыщению. Номера маркеров соответствуют номерам образцов в таблице 3.1.

При увеличении УЭП раствора нет монотонного возрастания УЭП образцов σ_0 . Минимальные значения σ_0 образцов №1, №3 и №4 наблюдаются при УЭП раствора, равной 212 мСм/м. У образца №5 минимум наблюдается при УЭП раствора 320 мСм/м. У образца

№2 такого минимума нет, но при увеличении УЭП раствора от 212 до 320 мСм/м его проводимость не изменяется. При невысокой концентрации раствора, как и в нашем случае, проводимость образца осуществляется двумя путями: через объем раствора (объемная проводимость) и через ДЭС (поверхностная проводимость). Поверхностная проводимость включает проводимость, как в слое Штерна, так и в диффузной части ДЭС. При увеличении концентрации раствора выше определенного предела толщина диффузного слоя уменьшается, приводя тем самым к уменьшению поверхностной проводимости. При этом общая проводимость может даже уменьшаться. При дальнейшем увеличении концентрации раствора возрастает роль объемной проводимости, и общая УЭП образца возрастает. Из данных, приведенных на рис. 3.7, следует, что минимумы УЭП наблюдаются в образцах, где есть мелкие частицы. Удельная поверхность образца должна быть достаточной, чтобы обеспечить заметный вклад поверхностной проводимости. В нашем случае это наблюдается, если удельная поверхность образцов превышает $0,06 \text{ м}^2/\text{г}$ (см. табл. 3.1).

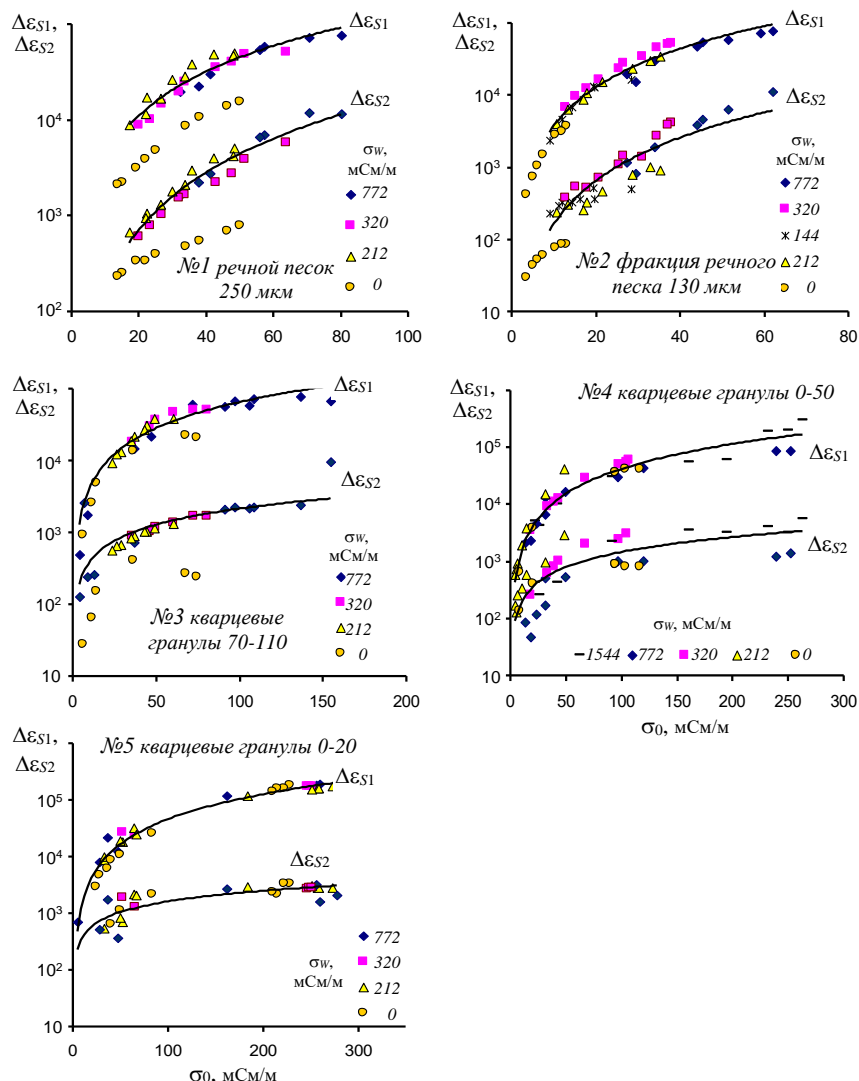


Рисунок 3.8 – Зависимости интенсивностей 1-го и 2-го релаксационных процессов от УЭП образцов.

На рис. 3.8 показаны зависимости интенсивности 1-го и 2-го релаксационных процессов от УЭП образцов, а в таблице 3.3 приведены соответствующие регрессионные уравнения. Отметим, что регрессионные зависимости на графиках и в таблице не включают данные, полученные для образцов с крупными частицами (речного песка 250 мкм, кварцевые гранулы 70-110 и 0-50 №№ 1-3), при насыщении дистиллированной водой. Видно, что соответствующие точки лежат ниже регрессионных зависимостей.

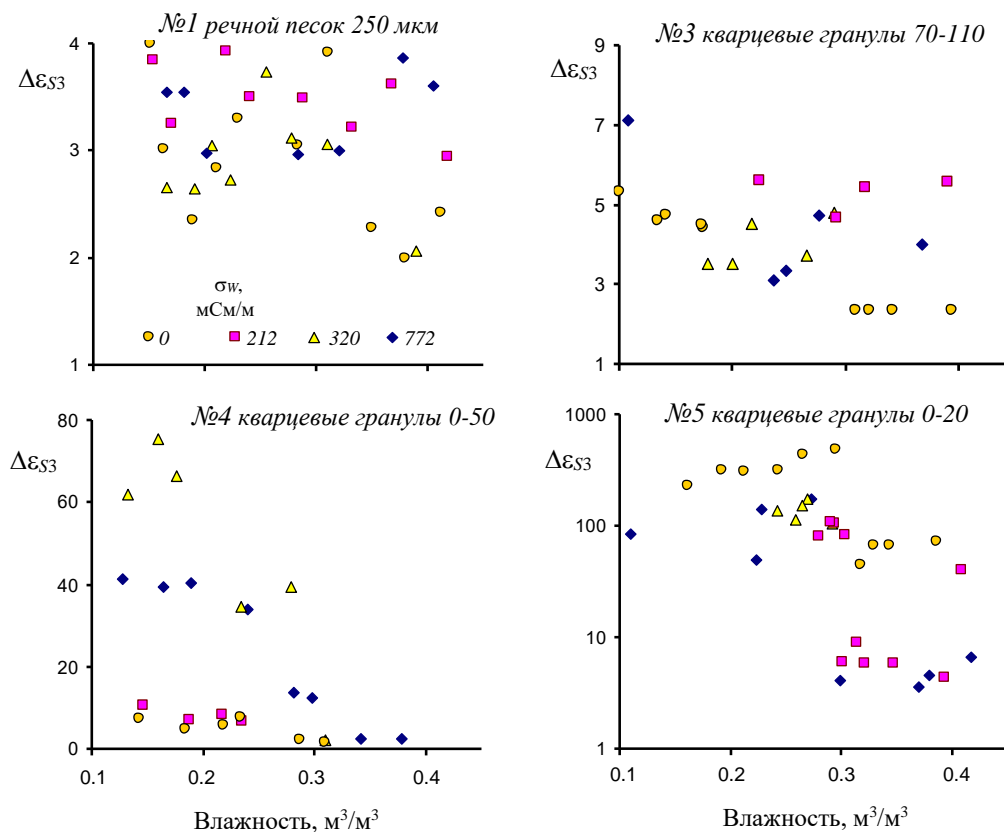


Рисунок 3.9 – Зависимости интенсивности 3-го релаксационного процесса от доли раствора при разных УЭП раствора.

Таблица 3.3 – Зависимости параметров релаксационных процессов от УЭП образцов

№	Описание	$\Delta\epsilon_{s1}$	R^2	$\Delta\epsilon_{s2}$	R^2
1	Речной песок	$116 \cdot \sigma_0^{1.58}$	0.918	$1.83 \sigma_0^{1.99}$	0.941
2	Фракция речного песка	$62.0 \cdot \sigma_0^{1.78}$	0.955	$1.67 \cdot \sigma_0^{1.99}$	0.840
3	Кварцевые гранулы 70-110	$256 \cdot \sigma_0^{1.20}$	0.824	$6.94 \cdot \sigma_0^{0.745}$	0.617
4	Кварцевые гранулы 0-50	$53.9 \cdot \sigma_0^{1.45}$	0.959	$25.6 \cdot \sigma_0^{0.879}$	0.689
5	Кварцевые гранулы 0-20	$54.1 \cdot \sigma_0^{1.46}$	0.969	$90.0 \cdot \sigma_0^{0.627}$	0.648

Зависимость интенсивностей процессов от УЭП образцов σ_0 имеет высокий коэффициент корреляции. Графики, приведенные на рис. 3.8, отражают влияние размеров частиц на интенсивность релаксационных процессов. В образцах кварцевых гранул 0-50 и 0-20 значения интенсивностей существенно выше. Интенсивность 3-го релаксационного процесса приведена на рис. 3.9, она не имеет четко выраженной зависимости от доли

раствора и его УЭП. Можно заметить лишь, что в образцах с крупными частицами №№ 1, 3 значения $\Delta\epsilon_{S3}$ выше при высокой УЭП раствора, а в образцах с мелкими частицами (кварцевые гранулы 0-50 и 0-20 №№ 4, 5) они меньше. Кроме того, в мелких частицах значения $\Delta\epsilon_{S3}$ выше при меньших влажностях. Можно обратить внимание на значительный рост интенсивности этого процесса при уменьшении размеров частиц.

Времена релаксации 1-го и 2-го процессов слабо зависят от доли и концентрации раствора и немного уменьшаются при увеличении среднего размера частиц. На рис. 3.10 приведены зависимости этих параметров от доли раствора для образцов речного песка №1 и кварцевых гранул №5, а на рис. 3.11 подобные зависимости коэффициента распределения времен релаксации второго процесса (первый процесс моделировался формулой Дебая при $\alpha_1 = 0$). Значения α_2 убывают при увеличении влажности. Особенно это заметно в образцах с мелкими размерами. Значения α_3 существенно меньше, а при насыщении солевым раствором в большинстве случаев равны 0.

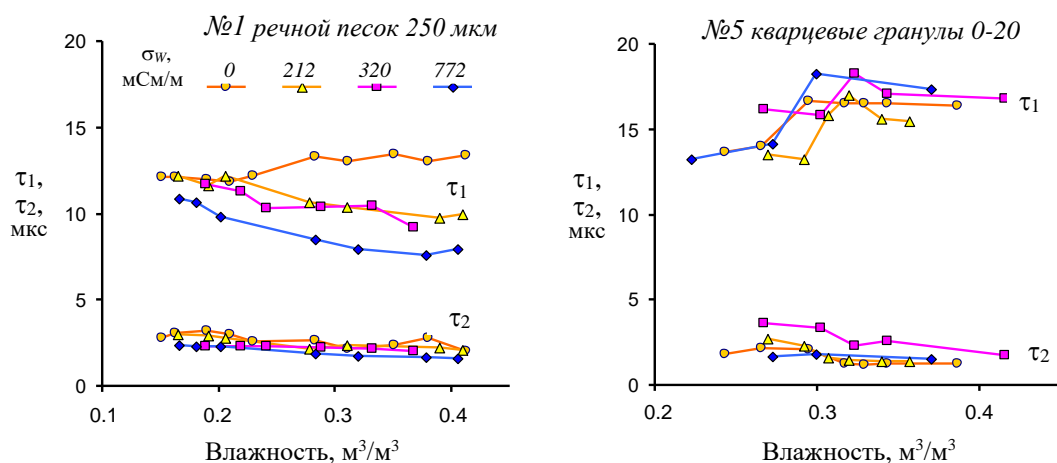


Рисунок 3.10 – Зависимости времен релаксации 1-го и 2-го процессов от доли раствора при разных УЭП раствора.

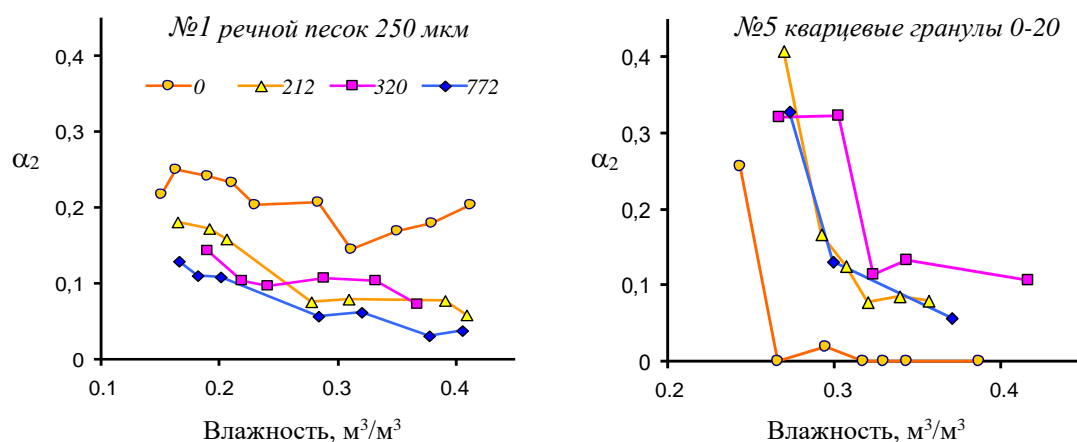


Рисунок 3.11 – Зависимости коэффициента распределения времен релаксации 2-го процесса от доли раствора.

Для выявления влияния размеров частиц на времена релаксации и интенсивность третьего процесса мы находили средние значения. Для определения средних значений времен релаксации τ_1 и τ_2 мы использовали данные, полученные при влажностях выше $0,3 \text{ м}^3/\text{м}^3$, поскольку при этих влажностях уже спектр частот релаксации (значения α меньше), а для параметров 3-го процесса, наоборот, использовали значения при влажностях меньших, чем $0,3 \text{ м}^3/\text{м}^3$, так как при меньших влажностях значения интенсивности этих процессов больше и времена релаксации определяются точнее. Полученные средние значения и стандартные отклонения приведены в таблице 3.4.

Таблица 3.4 – Средние значения и стандартные отклонения δ параметров релаксационных процессов.

№ образца	σ_w , мСм/м	τ_1 , мкс	$\delta(\tau_1)$, мкс	τ_2 , мкс	$\delta(\tau_2)$, мкс	τ_3 , нс	$\delta(\tau_3)$, нс	$\Delta\epsilon_{S3}$	$\delta(\Delta\epsilon_{S3})$
1	0	13.2	0.2	2.50	0.28	2.1	0.2	2.8	0.5
	212	10.2	0.4	2.21	0.09	2.9	1.1	2.8	0.2
	320	10.3	0.6	2.18	0.14	3.8	1.4	3.3	0.3
	772	8.0	0.4	1.74	0.11	1.5	0.8	3.4	0.5
2	0	14.3	0.1	1.85	0.27	5.6	3.2	2.5	0.9
	212	12.7	0.5	2.07	0.32	4.6	1.6	2.9	0.8
	320	11.7	0.4	2.65	0.19	2.0	0.5	3.6	0.7
	772	9.3	0.7	2.35	0.46	3.8	0.6	5.1	0.5
3	0	14.7	0.2	1.67	0.05	9.73	1.1	4.6	0.2
	212	13.5	0.3	1.81	0.04	1.1	0.3	3.7	0.6
	320	12.6	0.1	1.75	0.14	2.5	0.3	5.2	0.5
	772	10.3	0.6	1.13	0.34	3.6	2.5	3.8	0.7
4	0	15.4	0.3	3.82	0.31	15	7	6.5	1.2
	212	14.0	1.3	2.78	0.38	82	19	56	18
	320	13.4	0.5	2.36	0.41	7.0	0.8	8.3	1.6
	772	13	3	1.75	0.25	13	5	32	12
5	0	15.8	0.7	1.42	0.13	34	7	320	70
	212	18.8	1.8	2.4	1.2	10.1	1.7	140	30
	320	17.4	0.8	2.2	0.4	16.8	1.1	98	6
	772	21	3	1.9	0.3	17	2	160	20

Время релаксации τ_1 уменьшается при увеличении концентрации раствора во всех образцах, кроме образца № 5. Уменьшение τ_1 является следствием сдвига низкочастотной части спектра вверх по частоте, т.е. одновременно с возрастанием интенсивности свидетельствует о резком возрастании действительной ϵ' и мнимой ϵ'' частей КДП в низкочастотной части диапазона. В образце № 5 возрастание ϵ' и ϵ'' объясняется возрастанием только $\Delta\epsilon_{S1}$, причем возрастание наблюдается только при большой доле раствора (см. рис. 3.5 и 3.8). В этом образце при доле раствора менее $0,3$ наблюдается сильный релаксационный процесс со значениями интенсивности $\Delta\epsilon_{S3}$ более 100 ед.

Более подробный анализ данных, приведенных на рис. 3.8, и в таблице 3.4, показал, что некоторые параметры релаксационных процессов имеют тесную корреляционную связь с размерами частиц и удельной поверхностью. В таблицах 3.5–3.7 приведены регрессионные уравнения, связывающие параметры первого процесса при насыщении образцов, близком к полному, а третьего процесса – при доле раствора менее $0,3 \text{ м}^3/\text{м}^3$. Приведены только те уравнения, которые обеспечивают высокие значения квадрата коэффициента корреляции. Так, интенсивность 1-го процесса $\Delta\varepsilon_{S1}$ наилучшим образом коррелирует с размерами частиц при насыщении солевым раствором с УЭП, равной 320 и 770 мСм/м, а интенсивность 3-го процесса $\Delta\varepsilon_{S3}$ – при УЭП, равной 320 мСм/м. Соответствующие графики приведены на рис. 3.12. Погрешности коэффициентов уравнения для $\Delta\varepsilon_{S3}$, приведенные в таблице 3.5, найдены методом Монте-Карло. Оказалось, что параметры 2-го процесса имеют слабые корреляционные связи с характеристиками образцов и поэтому не приводятся.

Таблица 3.5 – Уравнения зависимостей интенсивностей релаксационных процессов от среднего размера частиц d , мкм.

σ_w , мСм/м	$\Delta\varepsilon_{S1}$	R^2	$\Delta\varepsilon_{S3}$	R^2
320	$3.75 \cdot 10^5 \cdot d^{-0.439}$	0.958	$(5.2 \pm 0.6) \cdot 10^2 \cdot d^{-(0.98 \pm 0.05)}$	0.994
772	$3.01 \cdot 10^5 \cdot d^{-0.280}$	0.995	-	-

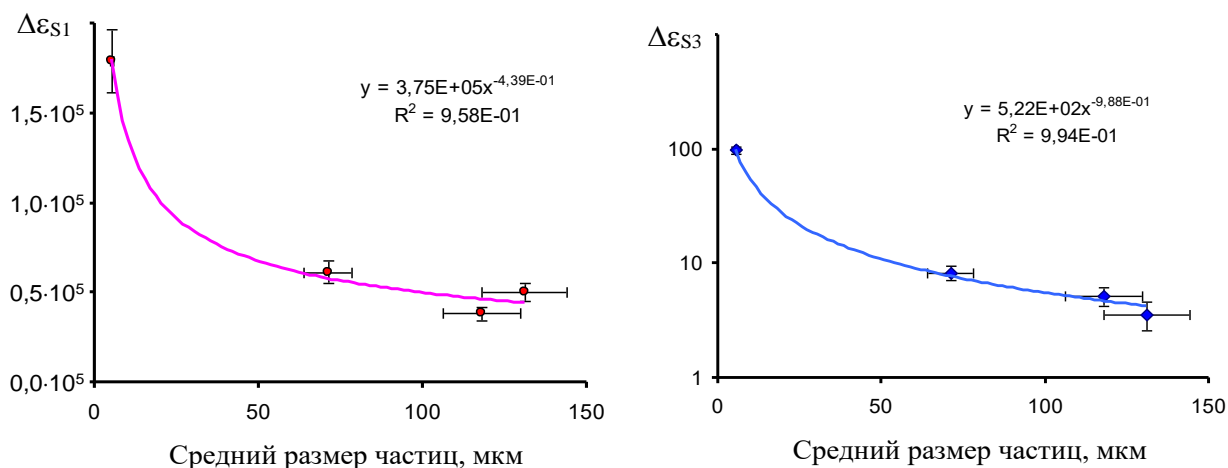


Рисунок 3.12 – Зависимость интенсивностей 1-го и 3-го релаксационных процессов от среднего размера частиц при УЭП раствора 320 мСм/м.

Времена релаксации первого и третьего процессов также связаны с размерами частиц (таблица 3.6 и рис. 3.13, 3.13а). Погрешности коэффициентов уравнения для τ_3 , приведенные в таблице 3.6 для проводимости $\sigma_w=320$ мСм/м, найдены методом Монте-Карло.

Таблица 3.6 – Уравнения зависимостей времен релаксации от среднего размера частиц d , мкм.

σ_w , мСм/м	τ_1 , мкс	R^2	τ_3 , нс	R^2
1.15	-	-	$-2.20 \cdot 10^{-1} \cdot d + 33.84$	0.994
212	$-4.87 \cdot 10^{-2} \cdot d + 18.59$	0.887	-	-
320	$-4.32 \cdot 10^{-2} \cdot d + 17.30$	0.950	$-(12.0 \pm 0.8) 10^{-2} \cdot d + (16.7 \pm 0.7)$	0.975
772	$-8.41 \cdot 10^{-2} \cdot d + 20.56$	0.980	$-1.15 \cdot 10^{-1} \cdot d + 18.67$	0.899

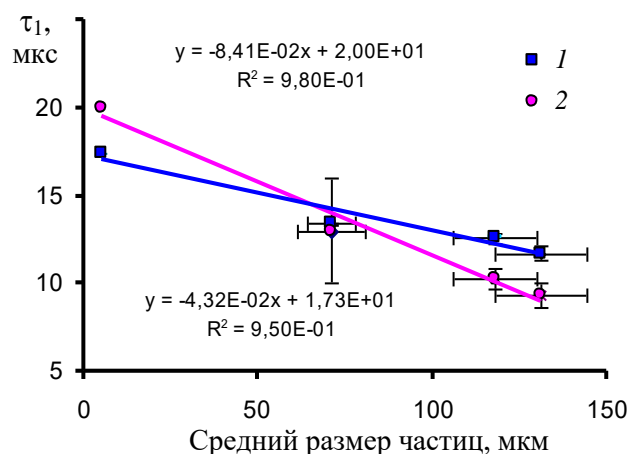


Рисунок 3.13 – Зависимость времени релаксации первого процесса от размера частиц песка при насыщении образцов солевым раствором NaCl с УЭП 0,32 См/м (1) и 0,772 См/м (2).

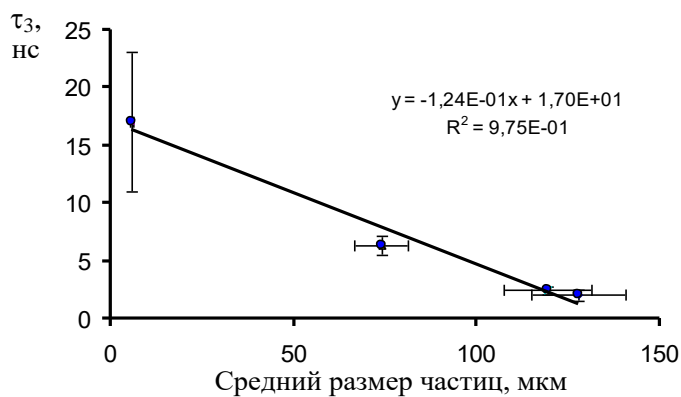


Рисунок 3.13а – Зависимость времени релаксации третьего процесса от размера частиц песка при насыщении образцов солевым раствором NaCl с УЭП 0,32 См/м.

Таблица 3.7 – Уравнения зависимостей параметров процессов от удельной поверхности S_y в м²/см³.

σ_w , мСм/м	τ_1 , мкс	R^2	$\Delta \varepsilon_{S3}$	R^2
212	$8.69 \cdot S_y^{0.102}$	0.990	$38.15 \cdot \ln S_y - 143.6$	0.965
320	$8.40 \cdot S_y^{0.097}$	0.997	$29.33 \cdot \ln S_y - 124.6$	0.998
772	$4.75 \cdot S_y^{0.196}$	0.981	$47.00 \cdot \ln S_y - 193.9$	0.979

С помощью уравнений, связывающих параметры процессов с размерами частиц d , приведенных в таблицах 3.5 и 3.6, рассчитаны средние значения размеров частиц в образце речного песка 250 мкм и фракции речного песка 130 мкм. Для первого образца получено значение (145 ± 25) мкм, для второго – (131 ± 18) мкм. Если для фракции речного песка 130 мкм рассчитанное значение хорошо согласуется с приведенным в таблице 3.1, то для речного песка 250 мкм оно значительно меньше. Речной песок 250 мкм отличается от других широким спектром распределения частиц по размерам, содержит много крупных частиц, вследствие чего средний размер, рассчитанный по массе, является высоким. Диэлектрическая релаксация обусловлена поляризацией границ раствор-минерал и зависит от удельной поверхности минерала, основной вклад в которую дают мелкие частицы. Возможно, что диэлектрическим методом лучше оценивать средний размер частиц не по массе, а по количеству.

С помощью уравнений, связывающих τ_1 с удельной поверхностью S_y (см. таблицу 3.7), приведенных в таблицах 3.5 и 3.6, рассчитаны средние значения S_y в образцах речного песка 250 мкм и фракции речного песка 130 мкм. Для первого образца получено значение $(0,008 \pm 0,005) \text{ м}^2/\text{см}^3$, для второго – $(0,034 \pm 0,006) \text{ м}^2/\text{см}^3$. При использовании уравнений связи с $\Delta\epsilon_{33}$ получены следующие значения: $(0,064 \pm 0,016)$ и $(0,065 \pm 0,016) \text{ м}^2/\text{см}^3$ для образцов речного песка 250 мкм и фракции речного песка 130 мкм, соответственно. Такое различие объясняется тем, что третий релаксационный процесс вызван поляризацией границы вода-воздух, площадь которой практически не связана с площадью поверхности минерала. Поэтому данные, полученные при использовании времени релаксации первого процесса τ_1 , являются более достоверными.

3.2 Диэлектрические характеристики образцов силикагеля с внутренней пористостью

3.2.1 Физические свойства образцов

Мы измерили КДП трех образцов порошка силикагеля для хроматографии с размерами внутренних пор 40 60 и 90 ангстрем и сравнили с КДП образца № 4 (см. табл. 3.1) кварцевых гранул, не имеющих внутренних пор. В табл. 3.8., где приведены физические характеристики образцов, он обозначен под № 1. Распределение внешних размеров частиц показано на рис. 3.14. Значения полной пористости определялись после высушивания и взвешивания образцов ранее водоносыщенных образцов. Значения внутренней пористости определялись через значения максимального количества связанной воды. Порошки силикагеля насыщали дистиллированной водой вначале в атмосфере паров воды для заполнения внутренних пор, а затем насыщали жидкой водой в вакууме для заполнения внешних пор.

Таблица 3.8 – Физические характеристики силикагелей

№	Средний размер внутрен. пор ¹ , Å	Средний размер внешн. пор ² , мкм	Средний размер частиц, мкм	Плотность сухого сложения ³ , г/см ³	Общая пористость ³	Абсорбционная емкость, объемная доля ¹	Доля связанной воды ⁴
1	-	15	71	1,3-1,4	0,48	-	0
2	40	9,6	98	0,40-0,43	0,84	> 0,27	0,32
3	60	2,5	82	0,46-0,48	0,82	> 0,27	0,34
4	90	7,2	61	0,37-0,38	0,86	> 0,27	0,33

¹По данным производителя, ²по данным ЯМР измерений, ³Измерения термостатно-весовым методом, ⁴по данным диэлектрических измерений.

Максимальное количество связанной воды W_l мы определяли, как влажность в точках излома графиков показателя преломления как функции влажности (см. рис. 3.18). Исходя из предположения о том, что вся связанная вода находится в порах, мы можем определить внутреннюю пористость как максимальное количество связанной воды.

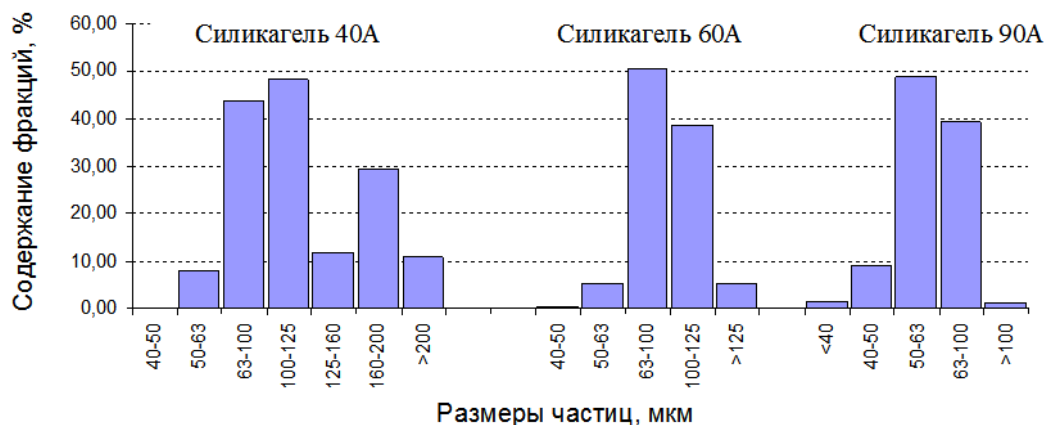


Рисунок 3.14 – Внешние размеры частиц силикагелей

3.2.2 Результаты экспериментальных измерений КДП образцов силикагелей

На рис. 3.15 приведены результаты измерений частотных зависимостей КДП образцов. Максимальные значения влажности образцов соответствуют уровню водонасыщенности около 85 %. При таком значении водонасыщенности на частоте 1 ГГц действительная часть КДП (ϵ') для образца № 1 примерно в два раза меньше, чем она для образцов №№ 2 и 4. Это соответствует отношению значений полной пористости, приведенных в табл. 5.3. При такой водонасыщенности действительная часть КДП у всех четырех образцов мало изменяется на частотах от 1 МГц до 1 ГГц. В бентоните, имеющим примерно такое же количество связанной воды, как в силикагелях, возрастание ϵ' начинается при уменьшении частоты ниже 1 ГГц [134]. Это свидетельствует о том, что спектральные характеристики связанной воды во внутренних порах силикагеля отличаются от свойств воды, связанной на поверхности частиц бентонитовой глины.

При значениях водонасыщенности от 30 до 60-70 % в образце кварцевых гранул (№ 1) существует релаксационный процесс, приводящий к возрастанию ϵ' на частотах от 0,2 до 20 МГц. Подобные релаксационные процессы в силикагеле существуют только при влажности, меньшей чем W_r . При доле воды, меньшей чем 0,1, релаксационные процессы существуют на частотах ниже 10 кГц. При доле воды от 0,2 до 0,3 м³/м³ релаксационные процессы существуют на частотах от 10 кГц до 1-3 МГц. В частотном диапазоне, где

существуют релаксационные процессы, значения ϵ' зависят от влажности и от размера внутренних пор силикагеля.

На рис. 3.16 приведены значения ϵ' четырех образцов при близких значениях влажности. В образцах силикагеля №№ 2, 4 кроме связанной (адсорбированной) воды во внутренних порах имеется небольшое количество воды на поверхности частиц. В образце № 3 вся вода находится в адсорбированном состоянии, поэтому значения ϵ' для этого образца меньше, чем у других образцов. В порошке гранул (№ 1) вся вода существует в свободном состоянии, поэтому на частотах выше 3 МГц значения ϵ' в образцах силикагеля меньше, чем в порошке гранул. На частотах ниже 3 МГц в образцах силикагеля существуют релаксационные процессы, в результате которых значения ϵ' в образцах №№ 2, 4 возрастают.

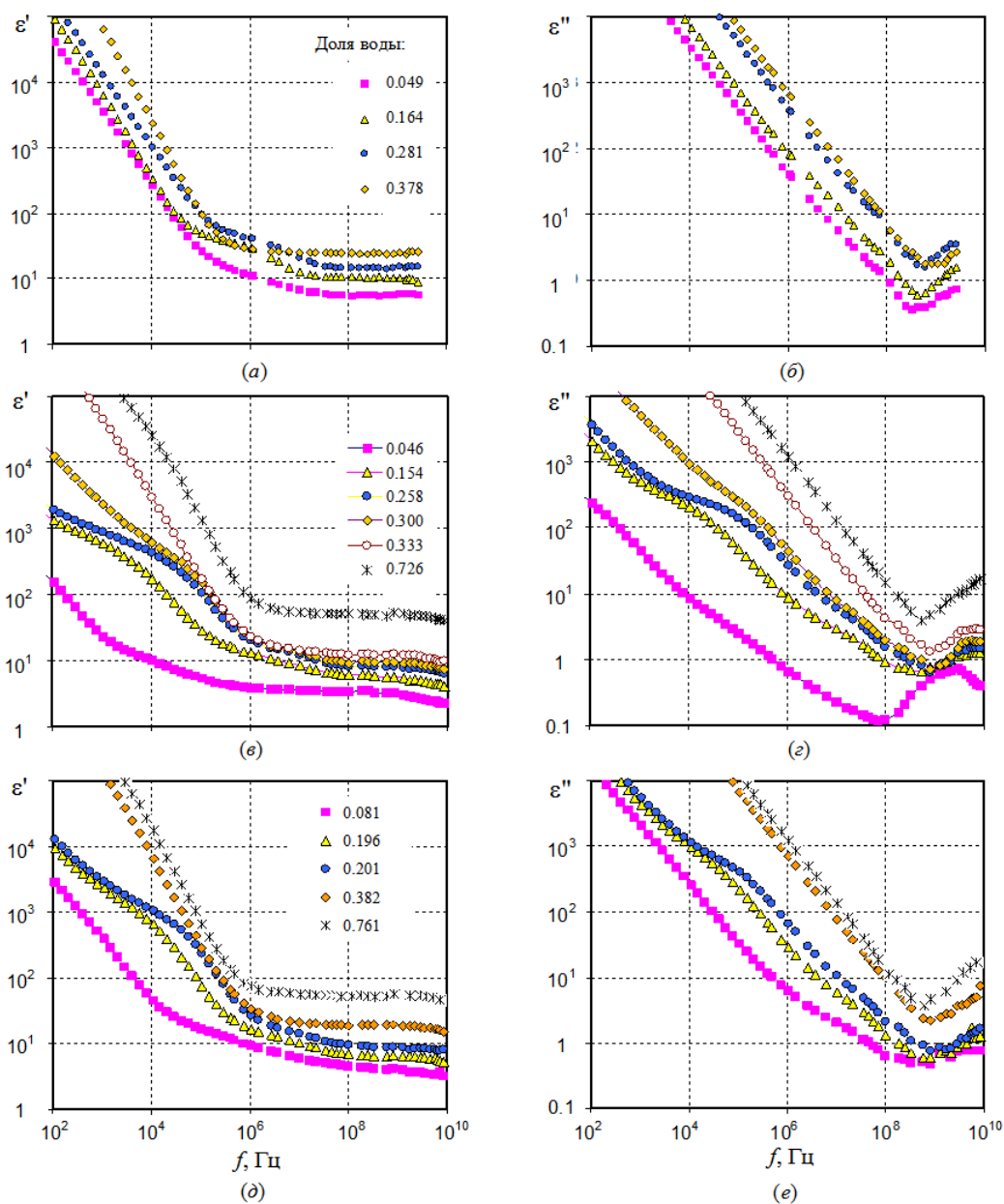


Рисунок 3.15 – Частотные зависимости КДП образца № 1 (а, б) и силикагелей №№ 2 (в, з) и 4 (д, е).

Влияние тонких пленок воды на поверхности частиц силикагеля показано на рис. 3.17. Насыщенный адсорбированной водой в атмосфере паров воды образец № 3 имел влажность 0,342. Затем в него добавили небольшое количество жидкой воды до общей влажности 0,356. При этом резко возросли значения ε' на частотах ниже 1 МГц и значения ε'' на частотах ниже 1 ГГц. Релаксационный процесс на частоте около 10 кГц сменился интенсивным релаксационным процессом с очень низкой частотой релаксации. Подобное резкое изменение значений КДП можно видеть также на рис. 3.15в и 3.15г при изменении влажности образца № 2 от 0,3 до 0,333. Возможно причиной этого процесса является миграция ионов в пленках воды на поверхности частиц. Отличие образца № 3 от других образцов силикагеля, выражающееся в большем количестве связанной воды проявляется и при высоких значениях общей влажности. Это следует из данных, приведенных на рис. 3.20б. Видно, что на частотах ниже 100 кГц значения ε' в этом образце отличаются от других образцов почти на порядок в меньшую сторону.

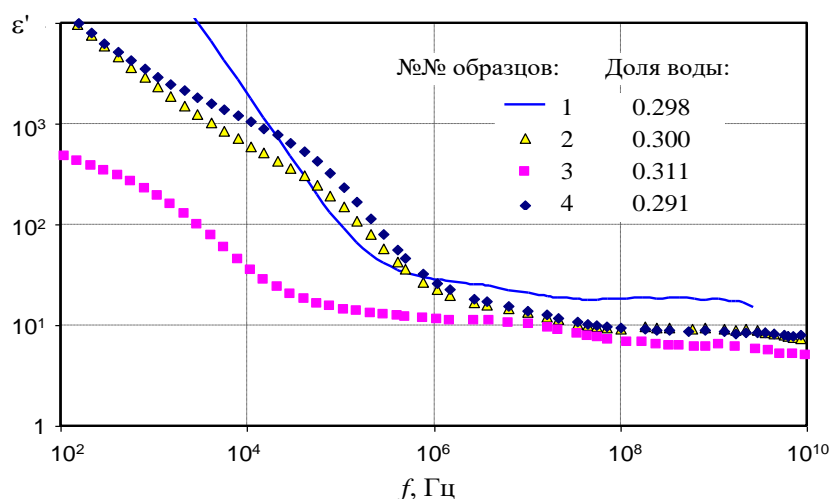


Рисунок 3.16 – Сравнение значений ε' образцов при близких значениях влажности.

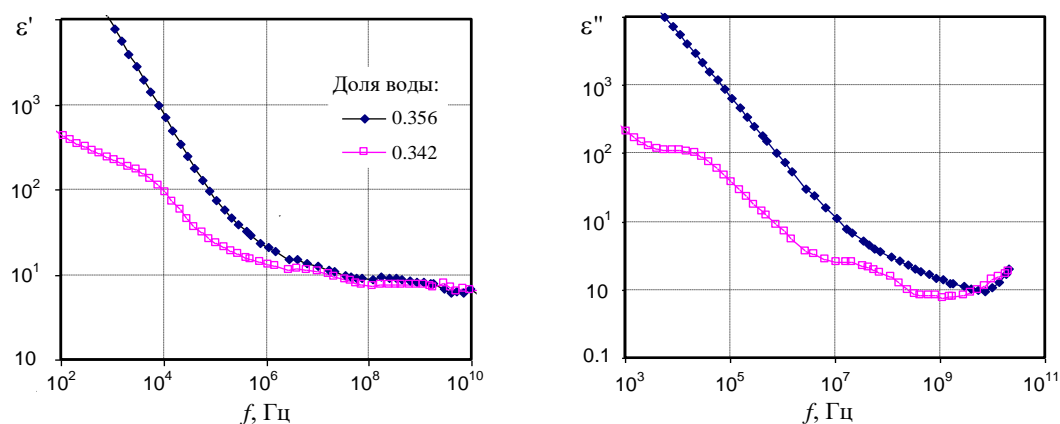


Рисунок 3.17 – Изменение значений КДП при небольшом возрастании доли воды в образце № 3.

Результаты диэлектрических измерений удобно представлять также через комплексный показатель преломления (КПП) n^* , который связан с КДП соотношением:

$$n^* = n - i\kappa = \sqrt{\varepsilon' - i\varepsilon''}. \quad (3.1)$$

Действительная часть КПП (n) показывает, во сколько раз скорость электромагнитной волны в данном веществе меньше скорости в вакууме. Мнимая часть (κ) определяет затухание электромагнитной волны. Связь КПП и КДП дается следующими выражениями:

$$n = \sqrt{\varepsilon'} \sqrt{0,5 \left(1 + \sqrt{1 + (\varepsilon''/\varepsilon')^2} \right)} \approx \sqrt{\varepsilon'}, \quad (3.2)$$

$$\kappa = \sqrt{\varepsilon'} \sqrt{0,5 \left(-1 + \sqrt{1 + (\varepsilon''/\varepsilon')^2} \right)} \approx \frac{\varepsilon''}{2\sqrt{\varepsilon'}}. \quad (3.3)$$

Приближенные соотношения справедливы при $\varepsilon'' \ll \varepsilon'$.

Действительная и мнимая части КПП силикагелей на частоте 1,5 ГГц в зависимости от содержания воды показаны на рис. 3.18. Образец силикагеля № 3 с размерами пор 60А имеет меньшие значения n при всех значениях влажности, при этом аппроксимирующая линия для ε' в области связанной воды (доля менее W_t) имеет меньший наклон, чем другие образцы. Тангенс угла наклона в соответствии с рефракционной моделью (2.1) определяет действительную часть КПП n_b связанной воды: $\operatorname{tg} \alpha = n_b - 1$. Таким образом значения n_b в образце с № 3 меньше, чем у других образцов (3.9 против 5.9).

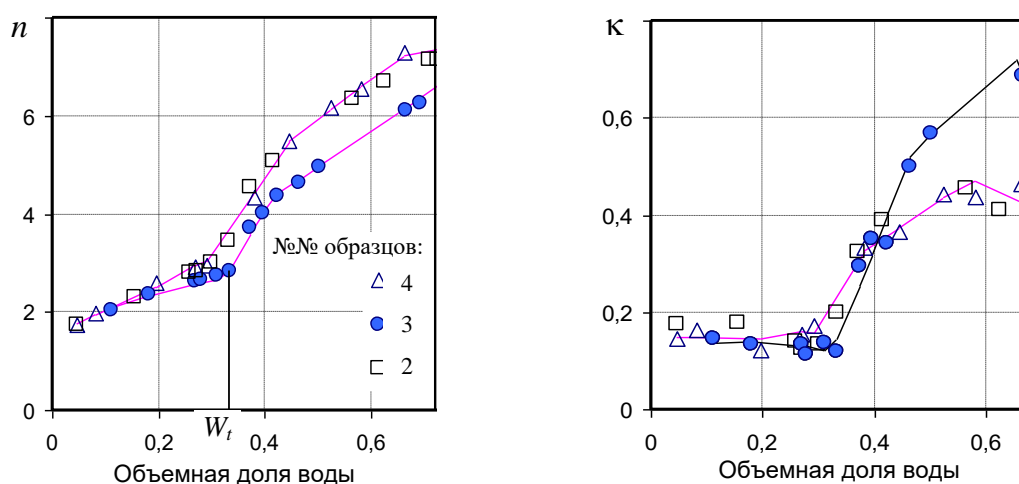


Рисунок 3.18 – Действительная (n) и мнимая части (κ) показателя преломления силикагелей на частоте 1,5 ГГц как функции влажности.

Значения коэффициента κ всех образцов силикагеля слабо уменьшаются при возрастании объемной доли связанной воды до ее максимального содержания, равного 0,32 – 0,34 (см. табл. 3.8). Такая зависимость наблюдается в относительно узком диапазоне частот приблизительно от 0,8 до 2 ГГц. Это вызвано сильной зависимостью частоты релаксации молекул связанной воды во внутренних порах от влажности.³ При малой

влажности 0,046 частота релаксации (и максимум значений ε'') приближается к частоте 1,5 ГГц (рис. 3.19а). При более высоких влажностях значения ε'' немного выше, однако за счет значительного возрастания действительной части КДП при увеличении влажности (см. рис. 3.19б) показатель затухания k уменьшается (см. формулу 3.3). Уменьшение коэффициента k при увеличении количества связанной воды в порошках частиц без внутренней пористости не наблюдается.

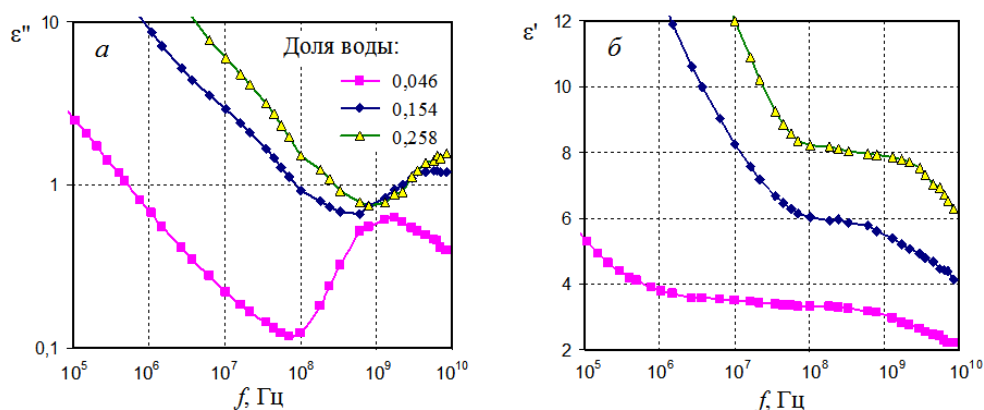


Рисунок 3.19 – Частотные зависимости мнимой (а) и действительной части (б) КДП силикагеля с размерами внутренних пор 40 Å при разных количествах связанной воды.

Регулярное влияние размеров внутренних пор силикагеля на действительную часть КДП проявляется только при влажности, близкой к абсорбционной емкости (см. табл. 3.8). В диапазоне частот 0,7-10 ГГц наблюдается уменьшение ε' при увеличении размеров пор (рис. 3.20а). На частоте 10 МГц эта связь выражается следующей зависимостью: $\varepsilon' = 12,3 - 0,33 d$, где d средний размер пор в нанометрах. При больших влажностях значения ε' у образца 3 (60А) меньше, чем у других (рис. 3.20б).

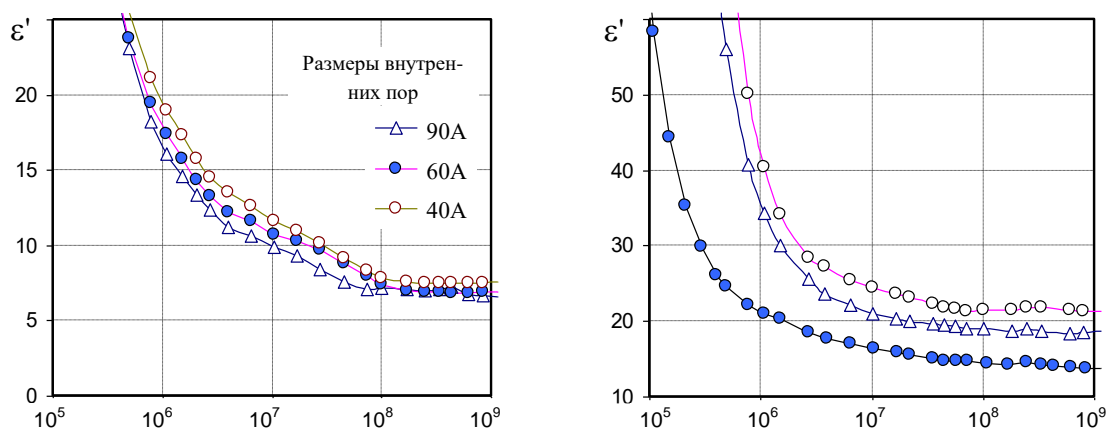


Рисунок 3.20 – Частотные зависимости действительной части КДП силикагелей при объемной доле воды 0,27 (а) и 0,37 (б).

В этом образце большая доля воды находится в связанном состоянии, которое характеризуется меньшими значениями ε' по сравнению со свободной водой.

Для выяснения причин отличия характеристик образца № 3 от других образцов силикагеля были проведены исследования поверхности частиц методом атомно-силовой микроскопии (АСМ). Результаты показаны на рис. 3.21. Изображения демонстрируют, что поверхность частицы неоднородна - чередуются выступы и впадины. К сожалению, радиус закругления зонда АСМ (10 нм) был больше размера пор, поэтому опуститься во впадину (пору) на достаточную для получения контраста глубину он не мог. Однако для образца № 3 (60 А) характерна более высокая дисперсность изображения – чередование выступов и впадин более частое, что свидетельствует о большей поверхностной плотности пор, чем в других образцах. Именно более высокая плотность пор является причиной более высокой удельной поверхности и большей доли связанной воды в этом образце.

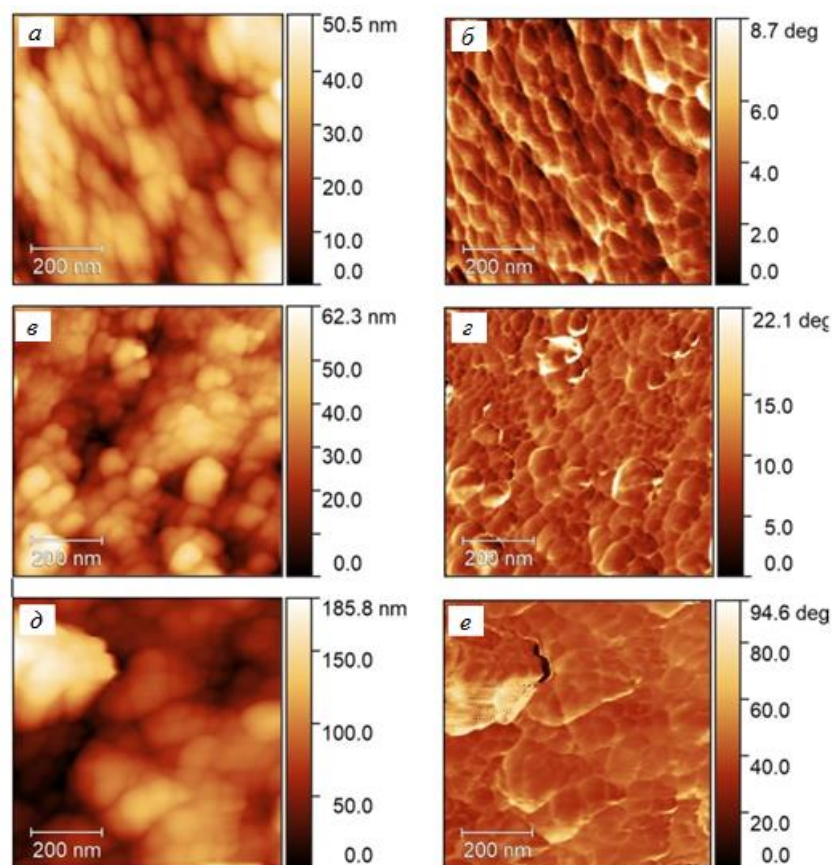


Рисунок 3.21 – Изображения поверхности частиц силикагелей, полученные методом атомно-силовой микроскопии. Образцы №№ 2 (а, б), 3 (в, г), 4 (д, е). Топография поверхности (а, в, д) и фазовый контраст (б, г, е).

3.3. Диэлектрические характеристики твердых и разрушенных песчаных пород

3.3.1 Методика подготовки образцов и измерения КДП

Были исследованы образцы кернов пород скважины № 1 Варягского месторождения, выполненные в виде цилиндров диаметром около 30 мм и высотой 8-11 мм, а также два образца разрушенного керна (шлам 17-02 и шлам 22-02). Характеристики образцов приведены в таб. 3.9 и 3.10. Основные характеристики образцов керна были измерены на оборудовании ИНГГ СО РАН им. А.А. Трофимука. В частицах шлама сохранялась внутренняя пористость, характерная для исходных твердых образцов.

Для подготовки к измерениям сухой образец керна в течение 3-5 суток насыщался дистиллированной водой или раствором в вакууме, а затем выдерживался еще 1 сутки в сосуде с раствором. Образцы разрушенного керна помещались в коаксиальную ячейку, затем также насыщались под вакуумом. Значения плотности, пористости и водонасыщенности образцов определялись термостатно-весовым методом.

Измерения КДП производились при постепенном уменьшении количества воды путем центрифугирования образца, находящегося в измерительной ячейке. Измерения КДП твердых кернов проводилось в конденсаторной ячейке, а разрушенных – в коаксиальных ячейках.

Таблица 3.9 – Физические свойства образцов пород кернов.

Образец	Тип породы	Плотность сухого сложения, г/см ³	Пористость	Удельная поверхность, г/м ²	Проницаемость, мД	Размеры пор		
						d _{сред} , мкм	d _{мод} , мкм	d _{мед} , мкм
17-02	Алеврит	2,13	0,206	4,13	13,4	11,7	5,47	2,07
22-02	Песчаник	2,05	0,229	1,81	205,7	21,1	14,56	12,5

Таблица 3.10 – Физические свойства образцов разрушенных кернов.

Описание	Плотность сухого сложения, г/см ³	Пористость
Шлам 17-02	1,29-1,32	0,47-0,50
Шлам 22-02	0,90-0,98	0,62-0,69

3.3.2. Экспериментальные результаты

Как видно из приведенных широкополосных спектров КДП кернов и шламов, насыщенных дистиллированной водой (рис. 3.22), действительная часть КДП во всем частотном диапазоне возрастает при увеличении доли воды.

При небольших значениях доли воды в диапазоне частот от 10^4 Гц до 10^6 Гц для кернов и в диапазоне от 10^5 Гц до 10^7 Гц для шламов наблюдается локальное возрастание значений ϵ' , вызванное проявлением релаксационного процесса, причем интенсивность этого процесса выше в твердых образцах. У шлама 17-02, полученного из образца с мелкими порами, интенсивность выше, чем у шлама 22-02.

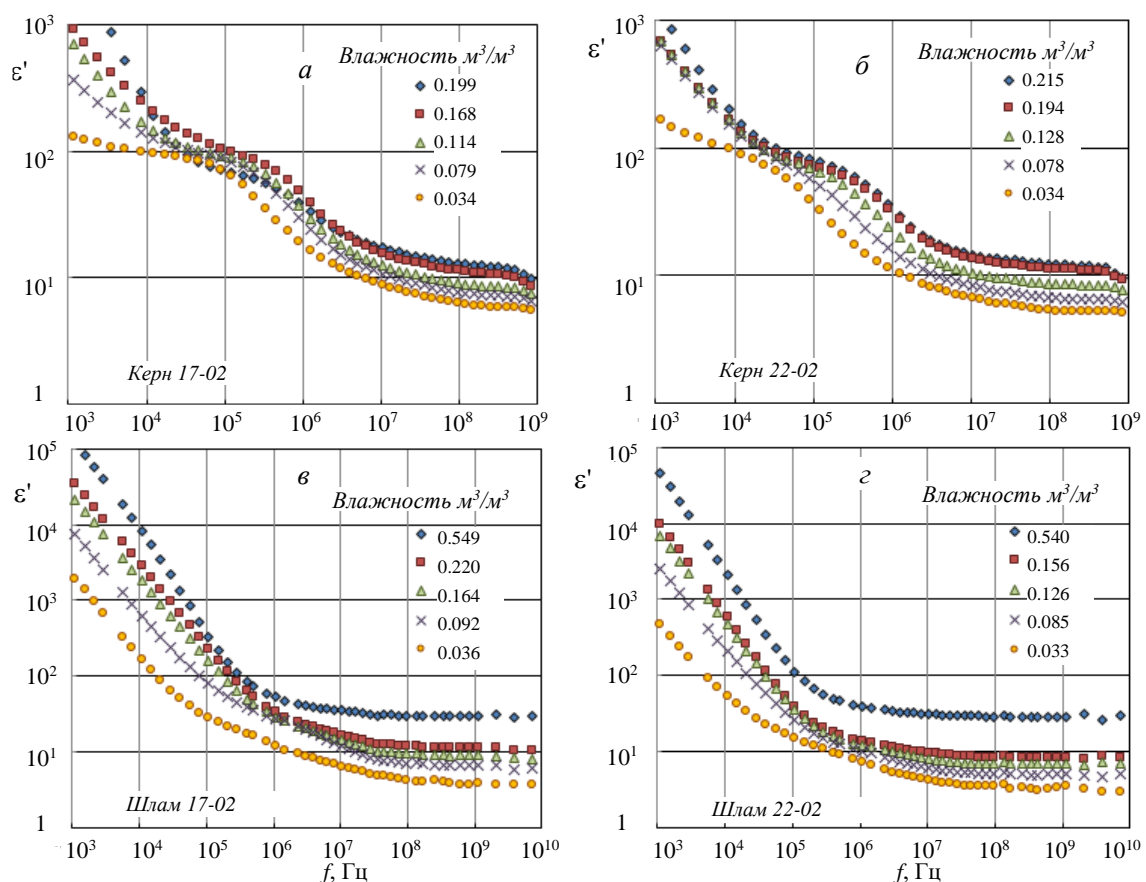


Рисунок 3.22 – Частотные зависимости действительной части КДП ϵ' образцов керна 17-02 (а), керна 22-02 (б) и образцов шлама 17-02 (в), шлама 22-02 (г) при насыщении дистиллированной водой.

На рис. 3.23 приведены зависимости действительной части КДП ϵ' и удельной электропроводности (УЭП) σ кернов и шламов 17-02 и 22-02 с близкими значениями

влажности. Видно, что керн и шлам 17-02 имеют более высокие значения ε' и σ , чем керн и шлам 22-02. При малой влажности порядка $0,033\text{--}0,036 \text{ м}^3/\text{м}^3$ значения ε' на высоких частотах имеют значительное различие, причем в образцах керна эти значения выше, в то время как проводимости в этом диапазоне имеют близкие значения. При высокой влажности порядка $0,126\text{--}0,220 \text{ м}^3/\text{м}^3$ наоборот значения ε' на высоких частотах практически неотличимы, а значения σ шламов выше, чем кернов.

Таким образом, в разрушенных образцах при близких значениях влажности интенсивность релаксационного процесса, как правило, меньше, чем в твердых образцах, из которых они получены. Тем не менее, интенсивности процесса в разных шламах различны. Это позволяет надеяться, что при дальнейших исследованиях удастся связать петрофизические характеристики твердых пород с параметрами релаксационных процессов в шламах.

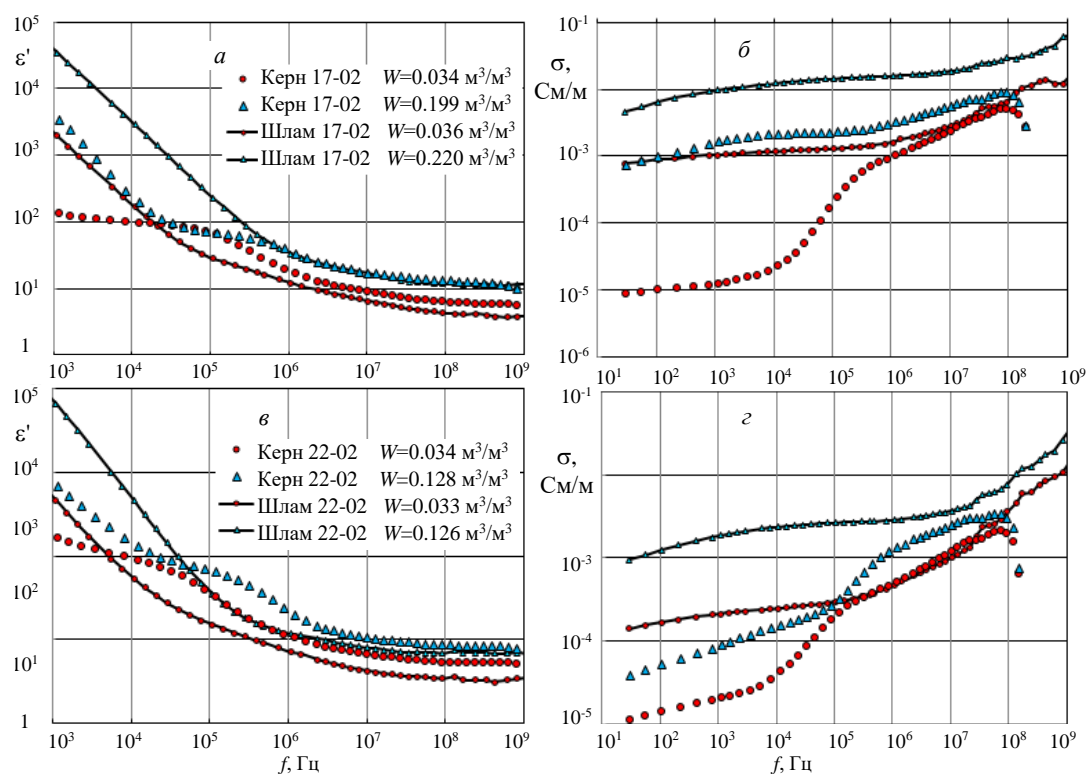


Рисунок 3.23 – Частотные зависимости действительной части КДП ε' и УЭП σ образцов керна 17-02 и шлама 17-02 (а, б); образцов керна 22-02 и шлама 22-02 (в, г) при насыщении дистиллированной водой с близкими значениями влажности.

Выводы по Главе 3

Параметры процессов диэлектрической релаксации в слабозасоленных песках зависят от размеров частиц (удельной поверхности), от концентрации насыщающего раствора и его доли в образце. Впервые установлены следующие зависимости.

- Низкочастотная УЭП образцов с мелкими размерами частиц при насыщении, близком к полному, может уменьшаться при увеличении УЭП насыщающего раствора, что объясняется уменьшением толщины ДЭС, приводящим к уменьшению вклада поверхностной проводимости в общую УЭП образца. Минимальные значения УЭП образцов наблюдаются при УЭП раствора 0,2-0,3 См/м в образцах с удельной поверхностью более 0,06 м²/см³.
- Зависимости интенсивностей двух низкочастотных релаксационных процессов от УЭП образцов имеют высокие коэффициенты корреляции. При увлажнении образцов растворами с УЭП 0,32 и 0,77 См/м почти до полного насыщения, интенсивности первого релаксационного процесса имеют тесную корреляционную связь с размерами частиц. Связь интенсивности третьего релаксационного процесса с размерами частиц имеет наиболее высокий коэффициент корреляции при доле раствора менее 0,3 м³/м³ и его УЭП, равной 0,32 См/м.
- Времена релаксации релаксационных процессов слабо зависят от УЭП и доли раствора в образцах. Средние значения времен релаксации первого (высокочастотного) при влажностях выше 0,3 м³/м³ и третьего при влажностях менее 0,3 м³/м³ процессов статистически связаны с размерами частиц. Коэффициент корреляции, как правило, выше при более высокой УЭП раствора (0,3-0,7 См/м).
- Третий релаксационный процесс проявляется в мегагерцовом диапазоне, его время релаксации на три порядка меньше времени второго релаксационного процесса. Его частотная удаленность, как от низкочастотных процессов, так и от процессов, вызванных ориентационной поляризацией молекул свободной и связанной воды, позволяет определять его параметры более точно, чем параметры низкочастотных процессов.

Исследование силикагелей с малыми размерами внутренних пор показало, что значения коэффициента поглощения электромагнитных волн во всех образцах силикагеля

слабо уменьшаются при возрастании объемной доли связанной воды до ее максимального содержания, равного 0,32–0,34. Такая зависимость наблюдается в относительно узком диапазоне частот приблизительно от 0,8 до 2 ГГц. Это вызвано сильной зависимостью частоты релаксации молекул связанной воды во внутренних порах от влажности.

Сравнение измеренных диэлектрических характеристик твердых образцов (кернов) песчаных пород нефтеносной скважины с разными размерами внутренних пор и разрушенных образцов (шламов) этих же пород показало, что как и в твердых образцах, так и в шламах, сохраняется зависимость интенсивности процесса от размера пор – чем мельче поры, тем выше интенсивность.

ГЛАВА 4. ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ СЛАБОГЛИНИСТЫХ ПЕСКОВ И ПОЧВ

4.1 Диэлектрические характеристики песчано-глинистых смесей

Зачастую горные породы содержат некоторое количество глины. Хотя исследованию глинистых песчаников посвящено достаточно большое число работ, практически все они выполнены в низкочастотном диапазоне (ниже 1 МГц). В данном разделе рассмотрено изменение диэлектрических характеристик песков и порошков кварцевых гранул при добавлении небольшого количества бентонитовой глины.

4.1.1 Физические характеристики песчано-глинистых смесей

Также были произведены измерения диэлектрических свойств песчаных смесей с содержанием бентонита 5 % и 10 % при постепенном уменьшении доли солевого раствора путем центрифугирования образца, находящегося в измерительной ячейке. Физические характеристики образцов песчаных смесей представлены в таблице 4.1. Подготовка образцов к диэлектрическим измерениям проводилась так же, как и образцов порошков кварцевых гранул и песков (см. раздел 3.1.1). Распределение частиц песчаной фракции по размерам также приведено в разделе 3.1.1.

Таблица 4.1 – Физические характеристики образцов песчаных смесей.

№	Состав песчаной фракции	Средний размер частиц, мкм	Массовая доля глины 5%		Массовая доля глины 10%	
			Плотность сухого сложения, г/см ³	Пористость (объемная доля)	Плотность сухого сложения, г/см ³	Пористость (объемная доля)
2.1	Фракция песка	130±18	1.35-1.48	0.43-0.48	1.22-1.42	0.45-0.53
2.2	Кварцевые гранулы 70-110	118 ± 12	1.27-1.37	0.47-0.51	1.37-1.44	0.47-0.45
2.3	Кварцевые гранулы 0-20	5.3 ± 0.5	1.12-1.32	0.49-0.54	1.20-1.27	0.51-0.54

4.1.2 Результаты измерений комплексной диэлектрической проницаемости образцов песчаных смесей

Спектры действительной ε' и мнимой ε'' частей КДП образцов с содержанием бентонита 5% при различных значениях объемной доли насыщающего раствора и его УЭП приведены на рис. 4.1–4.3. В высокочастотной части спектра (выше 200 МГц) значения ε' и ε'' возрастают при увеличении доли раствора при всех значениях его УЭП, причем значения ε' от проводимости раствора не зависят. У образцов с размерами песчаной фракции 130 мкм и 70-110 мкм подобные зависимости наблюдаются и в низкочастотной части диапазона. Следует отметить, что при изменении доли раствора от минимальной до максимальной значения ε' на частоте 1 ГГц возрастают примерно в 2,2 раза, тогда как на частотах 4–6 МГц они возрастают примерно в 1,8 раза. В мегагерцовом диапазоне существует релаксационный процесс, интенсивность которого максимальна при доле раствора 0,2–0,3 м³/м³, а при насыщении, близком к полному, он практически отсутствует. Именно поэтому различия в значениях ε' при большой и малой доле раствора уменьшаются.

Увеличение УЭП раствора от 0 до 0,77 См/м приводит к возрастанию значений ε' и ε'' на частотах ниже 10 МГц. Если на частоте 10 МГц возрастание значений ε' образца с песчаной фракцией 130 мкм составляет 20%, то на частоте 100 кГц значения возрастают в 7–17 раз (при разной доле раствора). Подобным образом ведут себя значения КДП образца, содержащего кварцевые гранулы 70-110 мкм.

Спектры действительной ε' и мнимой ε'' частей КДП образцов с содержанием бентонита 10% при различных значениях объемной доли насыщающего раствора и его УЭП приведены на рис. 4.4–4.6. В высокочастотной части спектра (выше 200 МГц) значения ε' и ε'' также монотонно возрастают при увеличении доли раствора при всех значениях его УЭП, причем значения ε' от проводимости раствора зависят слабо, немного уменьшаясь при увеличении УЭП.

На низких частотах значения ε' в образцах с фракциями песка 130 мкм и кварцевых гранул 70-110 мкм зависят от доли раствора в меньшей степени, чем при содержании глины 5%. В образце кварцевых гранул 0-20 мкм релаксационный процесс в мегагерцовом диапазоне выражен слабее, чем в чистых песках и песках с содержанием глины 5 %; уже нет аномальной зависимости от доли раствора. При этом зависимость от доли раствора на частотах 6–10 МГц выражена слабее, чем на других частотах.

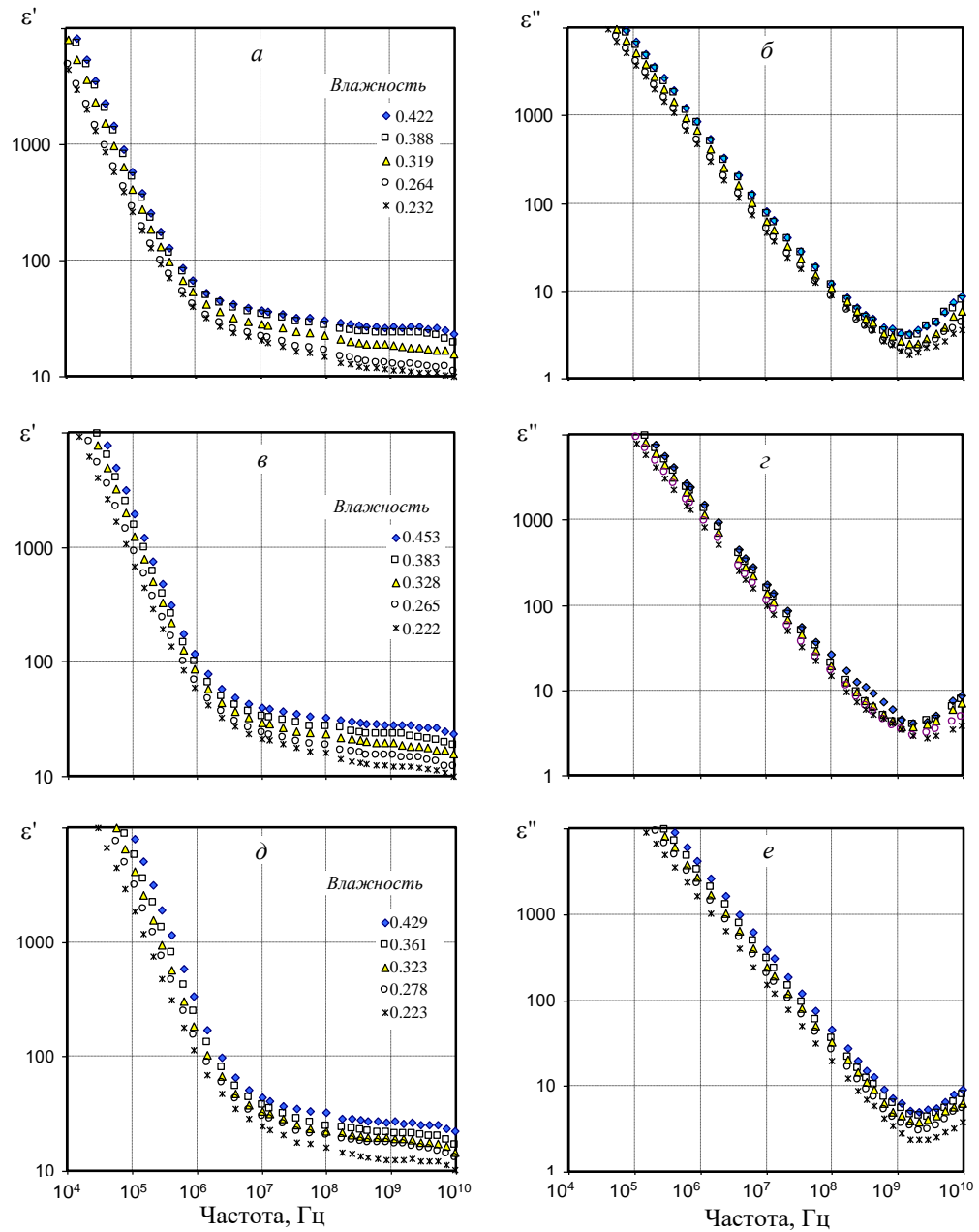


Рисунок 4.1 – Действительная и мнимая части КДП образца фракции песка 130 мкм при содержании бентонита 5 %.

УЭП насыщающего раствора 0 (*a*, *б*); 212 мСм/м (*в*, *г*); 772 мСм/м (*д*, *е*).

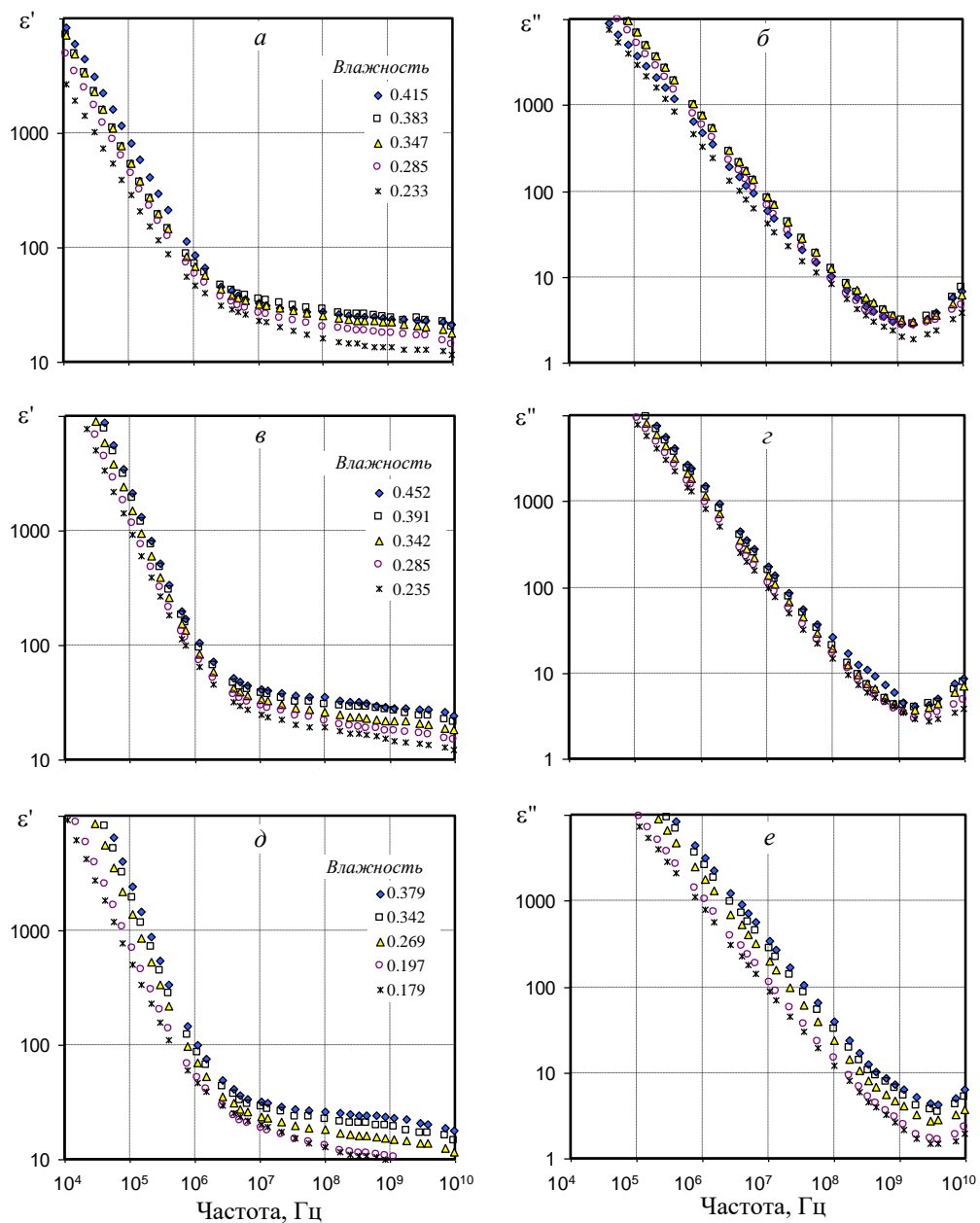


Рисунок 4.2 – Действительная и мнимая части КДП образца кварцевых гранул 70-110 при содержании бентонита 5 %.

УЭП насыщающего раствора 0 (*a*, *б*); 212 мСм/м (*в*, *г*); 772 мСм/м (*д*, *е*).

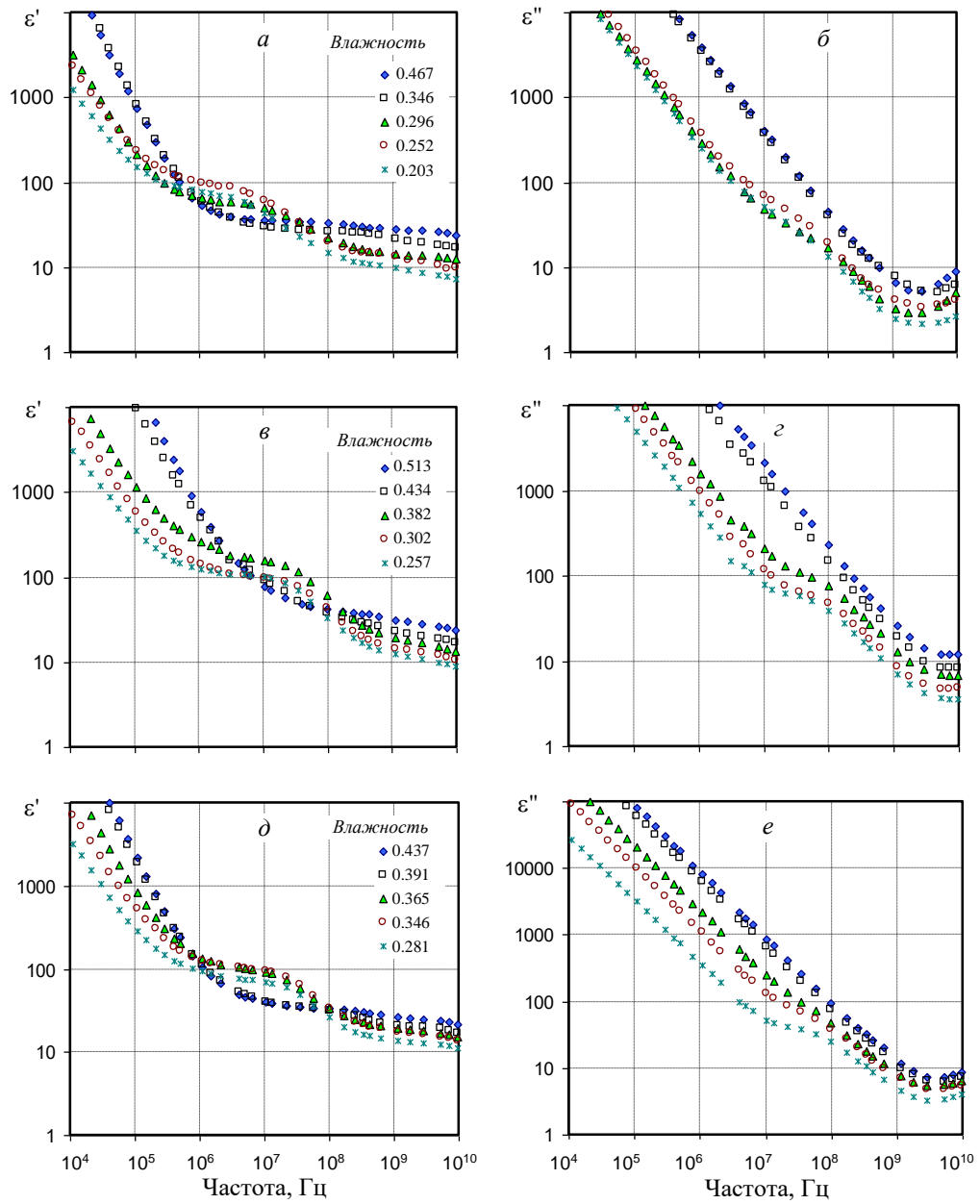


Рисунок 4.3 – Действительная и мнимая части КДП образца кварцевых гранул 0-20 при содержании бентонита 5 %.

УЭП насыщающего раствора 0 (*a*, *б*); 212 мСм/м (*в*, *г*); 772 мСм/м (*д*, *е*).

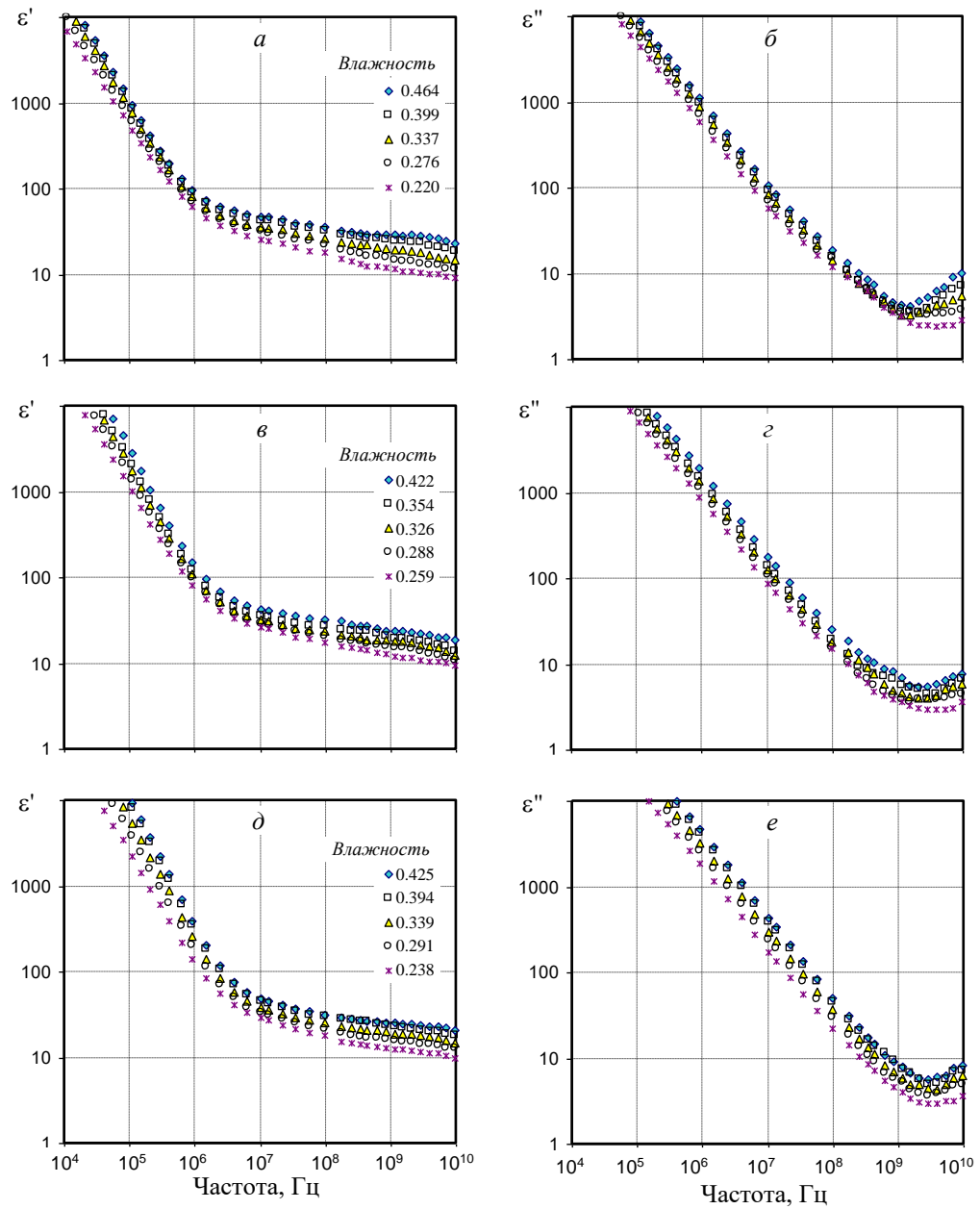


Рисунок 4.4 – Действительная и мнимая части КДП образца фракции песка 130 мкм при содержании бентонита 10 %.

УЭП насыщающего раствора 0 (*a*, *б*); 212 мСм/м (*в*, *г*); 772 мСм/м (*д*, *е*).

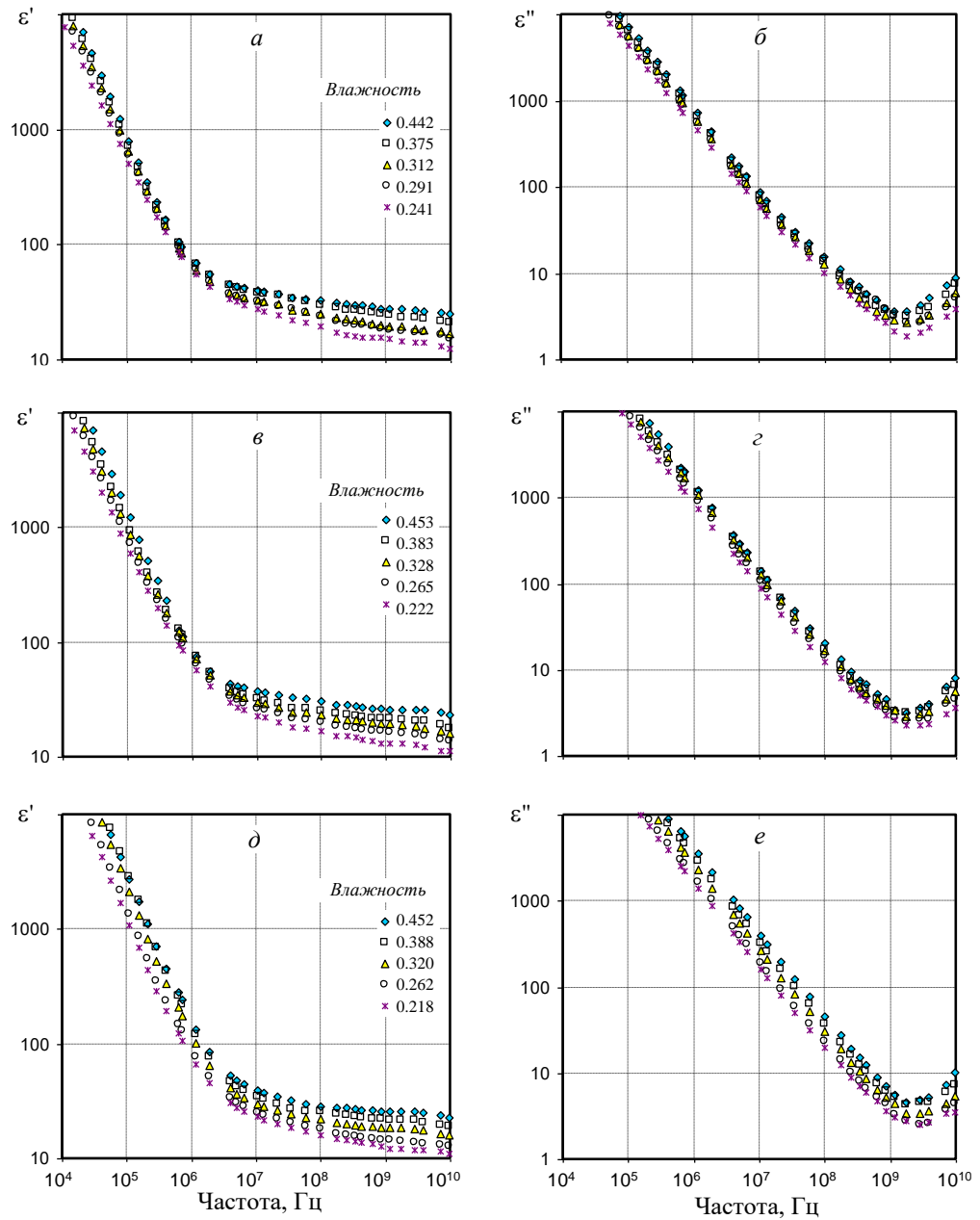


Рисунок 4.5 – Действительная и мнимая части КДП образца кварцевых гранул 70-110 при содержании бентонита 10 %.

УЭП насыщающего раствора 0 (*a*, *б*); 212 мСм/м (*в*, *г*); 772 мСм/м (*д*, *е*).

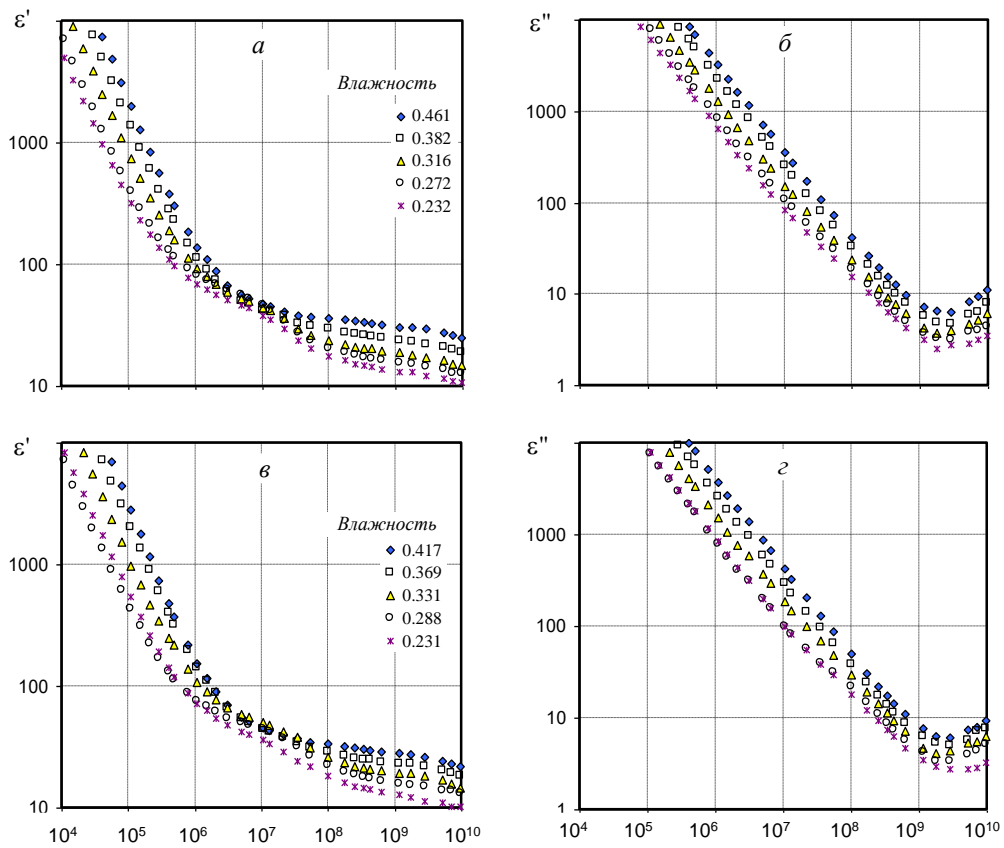


Рисунок 4.6 – Действительная и мнимая части КДП образца кварцевых гранул 0-20 при содержании бентонита 10 %. УЭП насыщающего раствора 0 (а, б); 212 мСм/м (в, г).

Таким образом, добавление глины к песчаной фракции приводит к увеличению значений ε' на частотах 30 МГц, а на частотах выше 200 МГц – к их уменьшению (рис. 4.7а). Увеличение удельной поверхности приводит к возрастанию интенсивности низкочастотных релаксационных процессов, определяющих КДП на низких частотах, и к увеличению доли связанной воды, количество которой заметнее всего влияет на КДП на высоких частотах. Кроме того, добавление глины приводит к небольшому возрастанию интенсивности третьего релаксационного процесса $\Delta\varepsilon_{S3}$. Поведение КДП образца с кварцевыми гранулами 0-20 мкм существенным образом отличается (рис. 4.7б). Размеры гранул в этом образце близки к размерам крупных глинистых частиц. В мегагерцовом диапазоне существует настолько сильный релаксационный процесс, что значения ε' при средней влажности больше, чем при насыщении близком к полному. Такое явление существует и в исходном песчаном образце без наличия глины (см. рис. 3.5 из главы 3), причем выражено оно сильнее. Добавление некоторого количества более мелких частиц, наоборот, приводит к уменьшению интенсивности $\Delta\varepsilon_{S3}$ (к ослаблению этого релаксационного процесса).

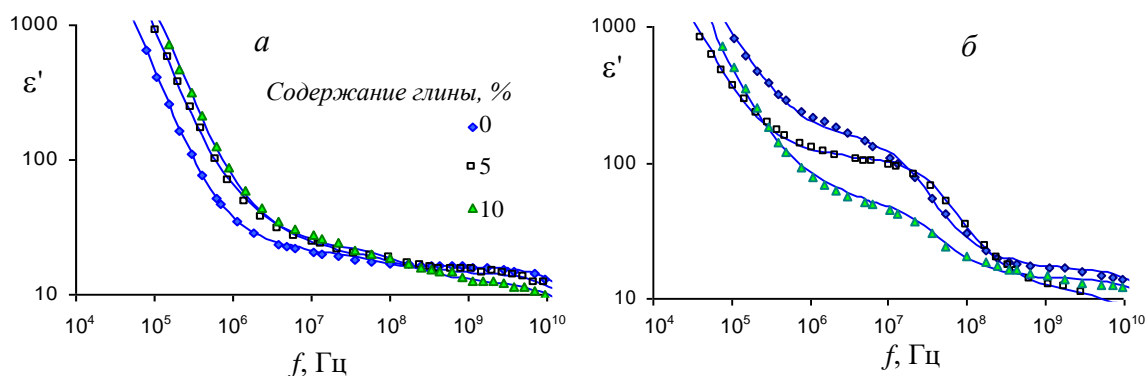


Рисунок 4.7 – Частотные зависимости действительной части КДП образцов 2.1 фракции песка 130 мкм (а) и 2.3 кварцевых гранул 0-20 (б) при доле солевого раствора 0,261-0,265 (а) и 0,257-0,263 (б). Концентрация раствора 1 г/л ($\sigma_w=212$ мСм/м). Сплошные линии – расчет по модели.

На частотах выше 300–400 МГц при увеличении содержания глины значения действительной и мнимой частей КДП немного уменьшаются. Это связано с небольшим увеличением удельной поверхности и количества связанной воды, имеющей меньшие значения диэлектрической проницаемости. На частотах ниже 1 МГц имеется тенденция к возрастанию КДП при увеличении содержания глины, особенно заметное при большей УЭП раствора. В промежуточном частотном диапазоне зависимость определяется свойствами релаксационного процесса, интенсивность которого уменьшается при увеличении содержания глины.

4.1.3 Параметры релаксационных процессов и их зависимость от влажности, УЭП раствора и их связь с размерами частиц песчаной фракции и содержанием глины в образцах смесей

На рисунках 3.6 и 3.7 из главы 3 были показаны зависимости УЭП образцов песка от доли насыщающего раствора в образцах и от его удельной электропроводности. УЭП образцов не возрастает пропорционально УЭП раствора, а при некоторых значениях УЭП раствора у образцов (кроме образца с самыми крупными частицами) в диапазоне 200–300 мСм/м наблюдаются минимумы УЭП образцов.

Аналогичные зависимости УЭП образцов от УЭП раствора наблюдаются в песчано-глинистых смесях (см. рис. 4.8, 4.9). Видно, что на УЭП образцов с крупными размерами частиц песчаной фракции (130 мкм и 70-110 мкм) наличие небольшого количества глины влияет слабо. Как и в чистом песке, при увеличении УЭП раствора УЭП образца с фракцией 130 мкм, по крайней мере, не уменьшается. Есть диапазон значений УЭП раствора, при которых УЭП этого образца остается почти неизменной. При разном содержании глины эти диапазоны различны. Как и в чистом песке, УЭП образца с фракцией 70-110 мкм имеет минимум при средней УЭП раствора. Существенно повлияло наличие глины на УЭП образца с фракцией 0-20 мкм. Во-первых, значительно уменьшилась УЭП образца (при состоянии, близком к полному насыщению, более чем в два раза). Во-вторых, отсутствует четко выраженный порог перколяции. Хотя возрастание УЭП этого образца при увеличении доли раствора является более резким, чем в других образцах, оно является более плавным, чем в образце, не содержащим глины (см. рис. 3.6 из главы 3). В-третьих, при увеличении УЭП раствора до 320 мСм/м УЭП образца уменьшается почти в 2 раза и мало изменяется при УЭП раствора от 320 до 1544 мСм/м. Только при увеличении УЭП раствора до 3280 мСм/м значения УЭП образца возрастают до тех значений, которые были при УЭП раствора 144–212 мСм/м (см. рис. 4.9в,г и 4.10б). Такое поведение УЭП образца можно объяснить мембранной поляризацией [52]. Заряды на поверхности минерала препятствуют движению ионов раствора в узких горловинах между мелкими частицами.

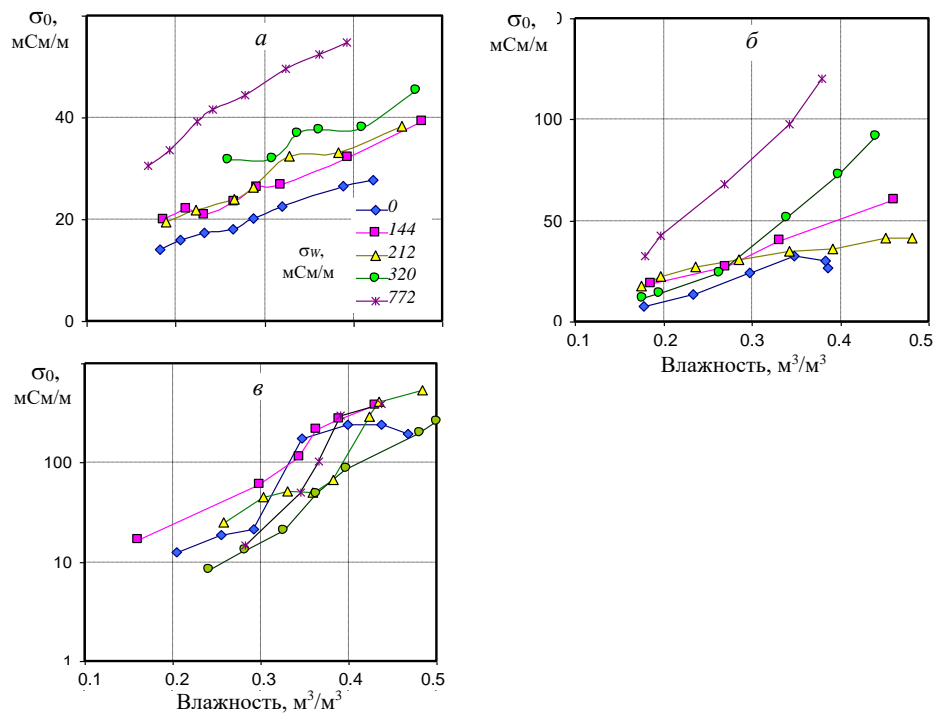


Рисунок 4.8 – Зависимости УЭП образцов при содержании бентонита 5% от доли раствора при разных значениях УЭП (σ_w) насыщающего раствора. Образец фракции песка 130 мкм (а); образец кварцевых гранул 70-110 (б); образец кварцевых гранул 0-20 (в).

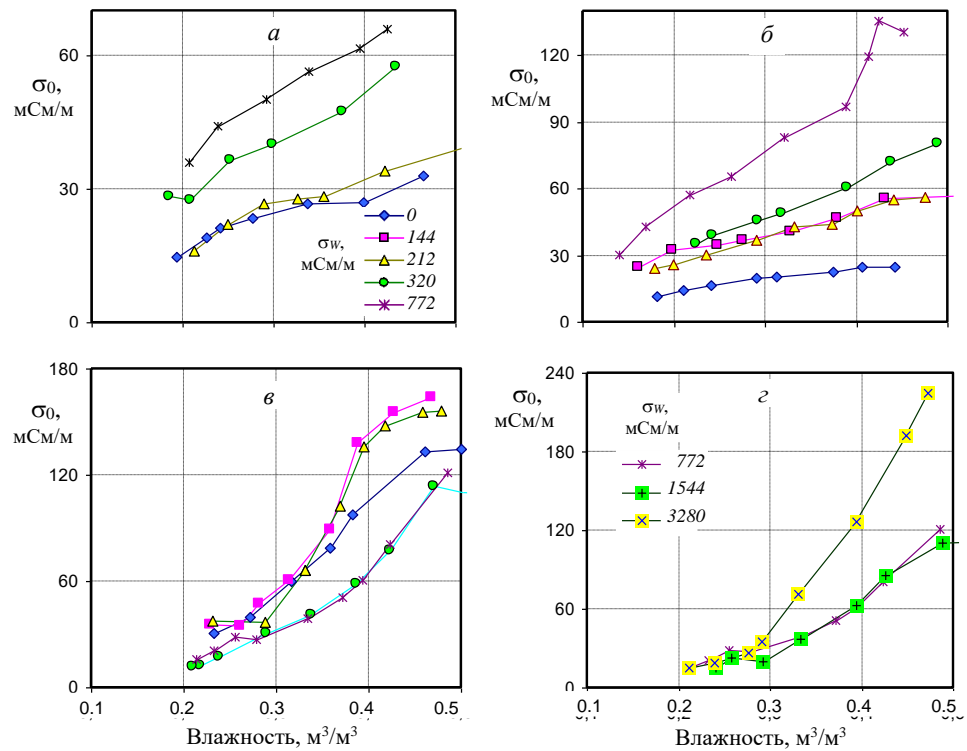


Рисунок 4.9 – Зависимости УЭП образцов при содержании бентонита 10% от доли раствора при разных значениях УЭП (σ_w) насыщающего раствора. Фракция песка 130 мкм (а); кварцевые гранулы 70-110 (б); кварцевые гранулы 0-20 (в, г).

Если при содержании бентонита 5 % есть отчетливое возрастание УЭП образца при уменьшении размеров частиц песчаной фракции при УЭП раствора 320 и 772 мСм/м (см. рис. 4.10а), то при содержании бентонита 10 % такая зависимость наблюдается при меньшей УЭП раствора 0 и 320 мСм/м (см рис. 4.10б).

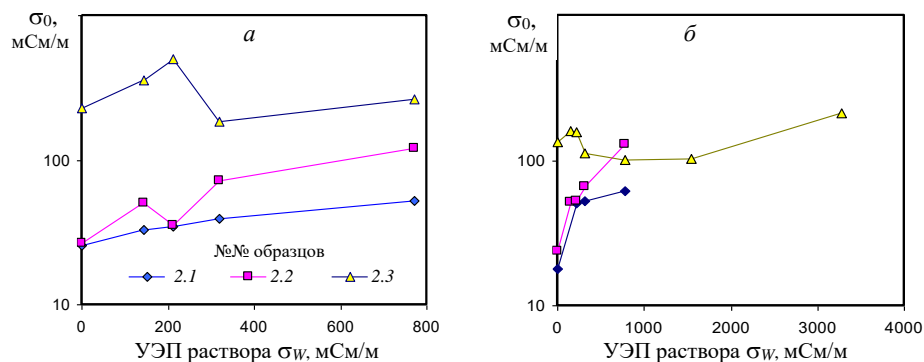


Рисунок 4.10 – Зависимость УЭП образцов от УЭП раствора при насыщении, близком к полному. Содержание бентонита в образцах 5 % (а) и 10 % (б). Номера кривых соответствуют номерам образцов в таблице 4.1.

Зависимость УЭП образцов от содержания бентонита показана на рис. 4.11. УЭП образца с крупными размерами частиц песчаной фракции (130 мкм) возрастает при увеличении содержания глины, УЭП образца с самыми мелкими частицами (0-20) мкм

максимальна при содержании глины 5 %, а при содержании глины 10 % меньше, чем при ее отсутствии.

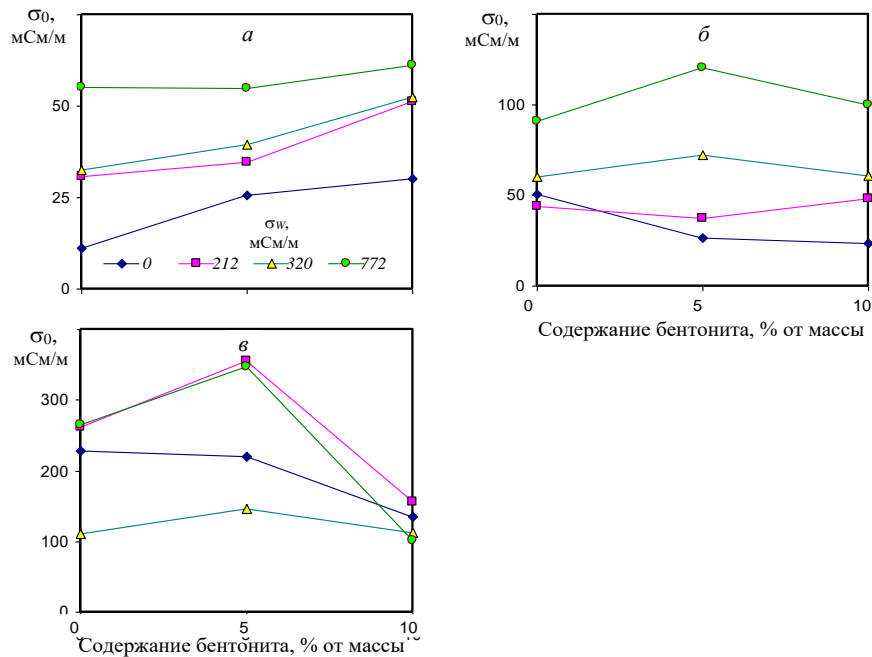


Рисунок 4.11 – Зависимость УЭП образцов при насыщении, близком к полному, от содержания бентонита. Фракция песка 130 мкм (а); кварцевые гранулы 70-110 мкм (б); кварцевые гранулы 0-20 мкм (в).

Как и в чистых песках зависимость интенсивностей релаксационных процессов от низкочастотной УЭП σ_0 образцов имеет более высокий коэффициент корреляции, чем зависимость от доли раствора.

На рис. 4.12 – 4.14 показаны зависимости релаксационных процессов от УЭП образцов σ_0 в образцах, содержащих 5 % глины, а на рис. 4.15 – 4.18 – в образцах, содержащих 10 % глины. На рисунках также приведены регрессионные уравнения для интенсивностей релаксационных процессов $\Delta\epsilon_{S1}$ и $\Delta\epsilon_{S2}$. Интенсивности третьего релаксационного процесса и времени релаксации имеют слабую корреляционную связь как с долей раствора, так и с низкочастотной УЭП образца. Однако времена релаксации слабо изменяются при изменении УЭП образца, что позволяет использовать их средние значения при насыщении, близком к полному, для определения влияния размеров частиц песчаной фазы и содержания глины. Из данных, приведенных, на рис. 4.12, следует, что для образца фракции песка 130 мкм связь параметра $\Delta\epsilon_{S2}$ с σ_0 имеет невысокий коэффициент корреляции и лишь немного выше в других образцах. Зависимости параметров $\Delta\epsilon_{S1}$ от σ_0 немного отличаются от соответствующих значений в образцах, не содержащих глины. Однако, с учетом того, низкочастотная УЭП σ_0 образцов с содержанием глины 5 % выше (см. рис. 4.11), при одной и той же доле раствора, интенсивности релаксационных

процессов $\Delta\epsilon_{S1}$ и $\Delta\epsilon_{S2}$ при одинаковой доле раствора в этих образцах выше. Добавление глины в количестве 5 % в песчаные образцы приводит к слабому возрастанию интенсивности третьего релаксационного процесса в образцах с крупными частицами песчаной фракции и ослаблению его в образце с гранулами 0-20 (см. рис. 4.12в, 4.14в и таблицу 3.5).

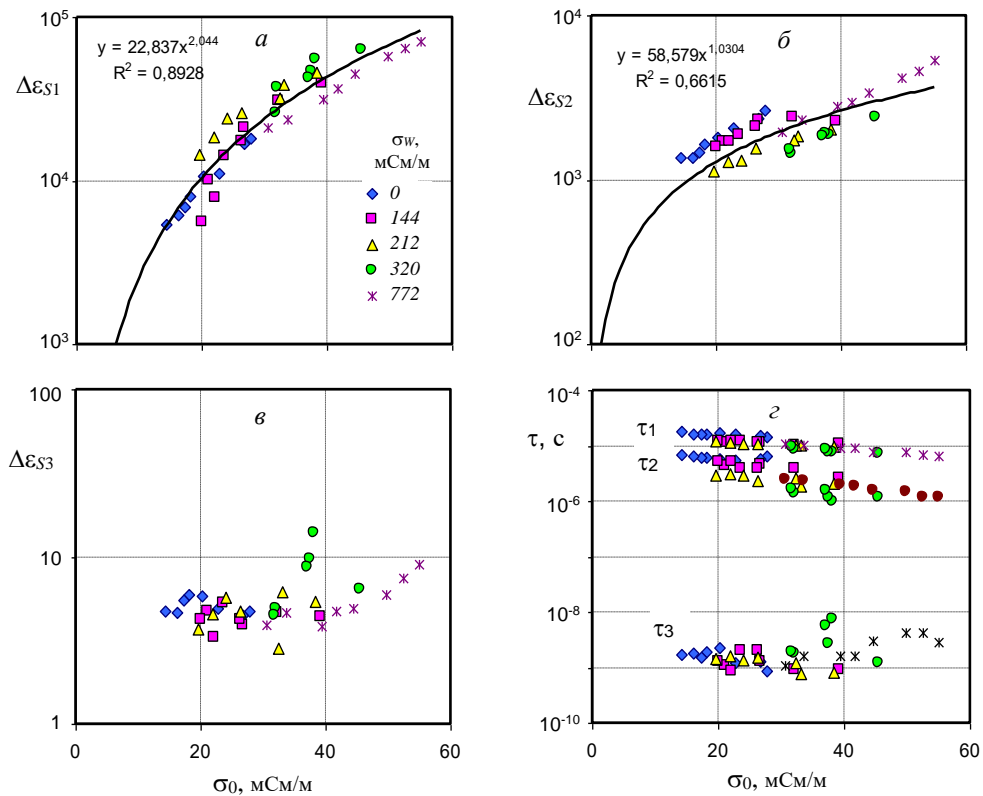


Рисунок 4.12 – Зависимость параметров релаксационных процессов в образце фракции песка 130 мкм при содержании бентонита 5 % от низкочастотной УЭП образца при разных УЭП раствора σ_w . Уравнение регрессии для $\Delta\epsilon_{S2}$ не включает данные, полученные для нулевой УЭП раствора.

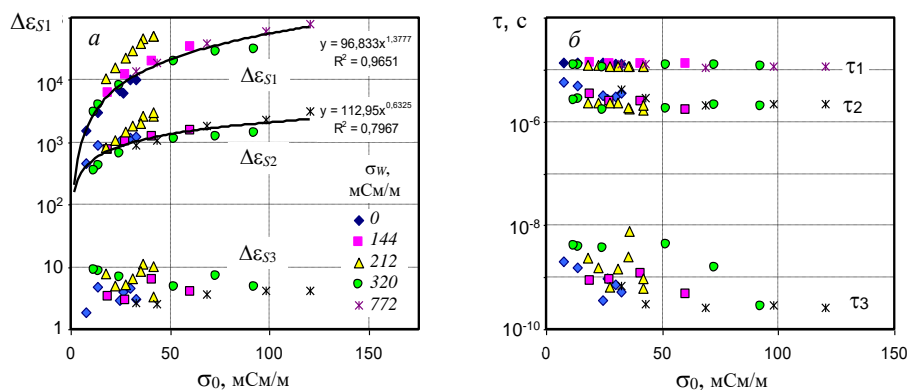


Рисунок 4.13 – Зависимость параметров релаксационных процессов в образце кварцевых гранул 70-110 при содержании бентонита 5 % от низкочастотной УЭП образца при разных УЭП раствора σ_w . Уравнение регрессии для $\Delta\epsilon_{S2}$ не включает данные, полученные для УЭП раствора 212 мСм/м.

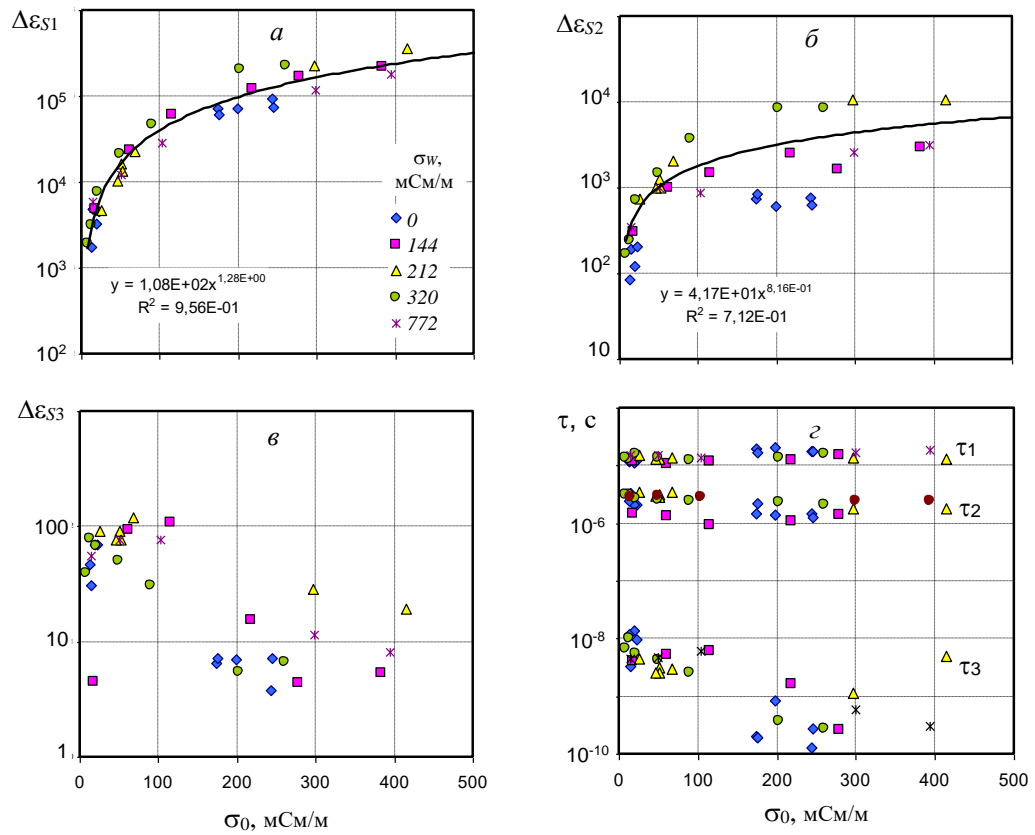


Рисунок 4.14 – Зависимость параметров релаксационных процессов в образце кварцевых гранул 0-20 при содержании бентонита 5% от низкочастотной УЭП образца при разных УЭП раствора σ_w . Уравнение регрессии для $\Delta\epsilon_{S2}$ не включает данные, полученные для нулевой УЭП раствора.

На рис. 4.15 – 4.18 показаны зависимости релаксационных процессов от УЭП образцов σ_0 в образцах, содержащих 10 % глины. Увеличение содержания глины приводит к увеличению интенсивностей $\Delta\epsilon_{S1}$ и $\Delta\epsilon_{S2}$ при доле раствора менее 0,25 (при УЭП образцов в первой половине значений на графиках). При большей насыщенности значения интенсивностей $\Delta\epsilon_{S1}$ и $\Delta\epsilon_{S2}$ немного меньше, чем в образцах с содержанием глины 5 % при соответствующих значениях доли раствора.

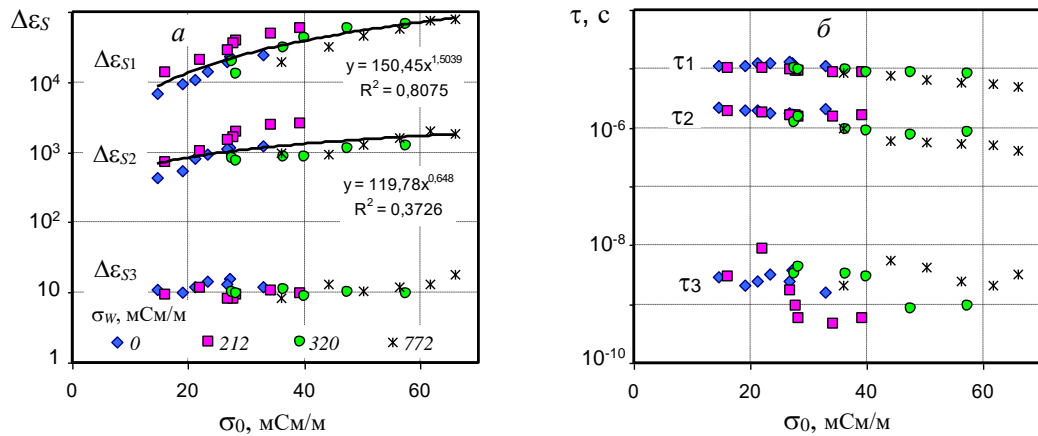


Рисунок 4.15 – Зависимость параметров релаксационных процессов в образце фракции песка 130 мкм при содержании бентонита 10 % от низкочастотной УЭП образца при разных УЭП раствора σ_w .

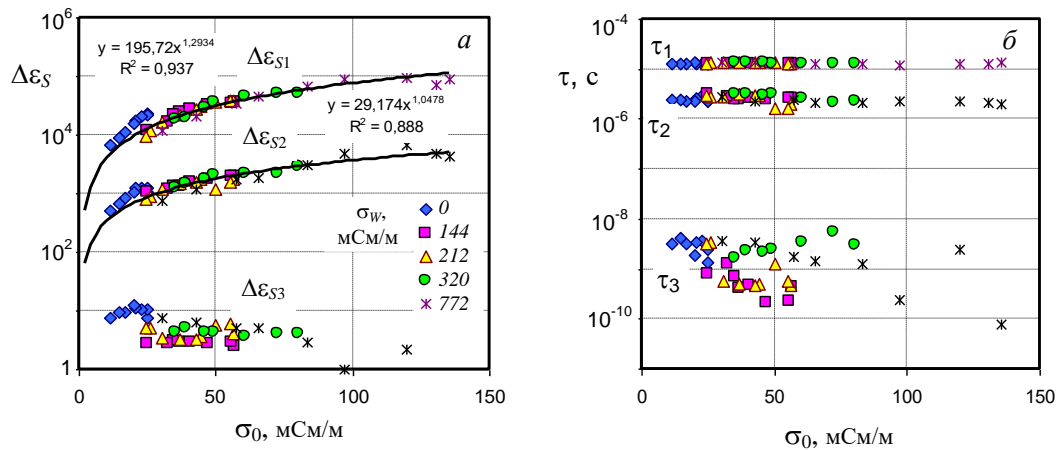


Рисунок 4.16 – Зависимость параметров релаксационных процессов в образце кварцевых гранул 70-110 при содержании бентонита 10 % от низкочастотной УЭП образца при разных УЭП раствора σ_w . Уравнения регрессии для $\Delta\epsilon_{S1}$ и $\Delta\epsilon_{S2}$ не включают данные, полученные для нулевой УЭП раствора.

Наибольшие значения интенсивности имеют при УЭП насыщающего раствора в диапазоне 0,32 – 0,77 См/м. Дальнейшее увеличение УЭП раствора приводит к уменьшению $\Delta\epsilon_{S3}$ (см. рис. 4.18). Времена релаксации первого τ_1 и второго τ_2 , процессов, как правило, уменьшаются при увеличении содержания глины, а третьего τ_3 – возрастают.

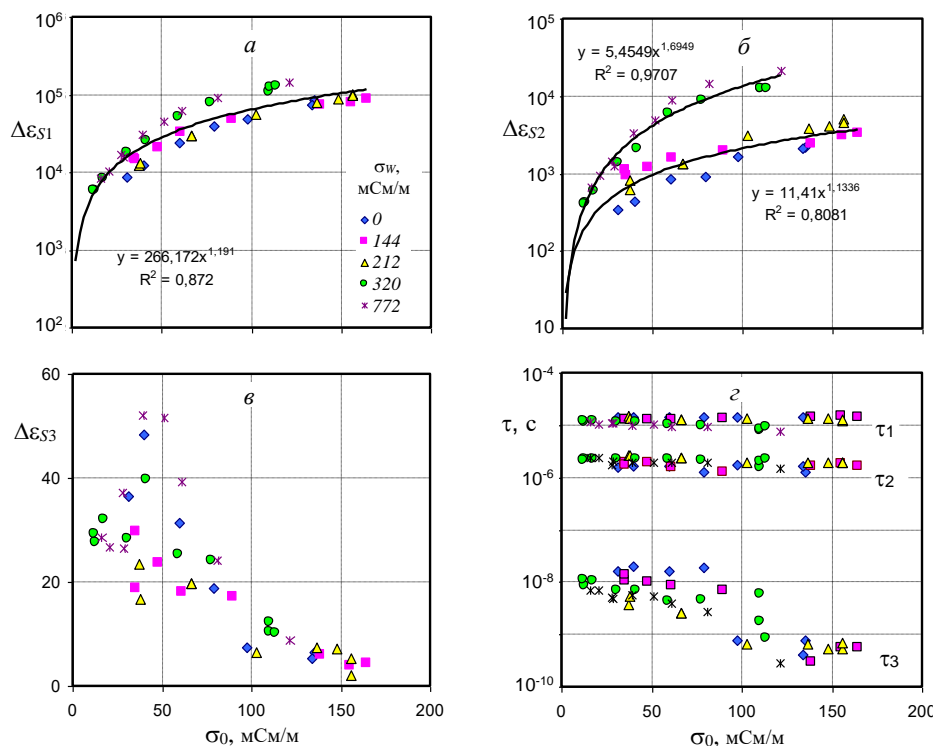


Рисунок 4.17 – Зависимость параметров релаксационных процессов в образце кварцевых гранул 0-20 при содержании бентонита 10 % от низкочастотной УЭП образца при разных УЭП раствора σ_w . Уравнения регрессии для $\Delta\epsilon_{S2}$ составлены отдельно для разных УЭП раствора.

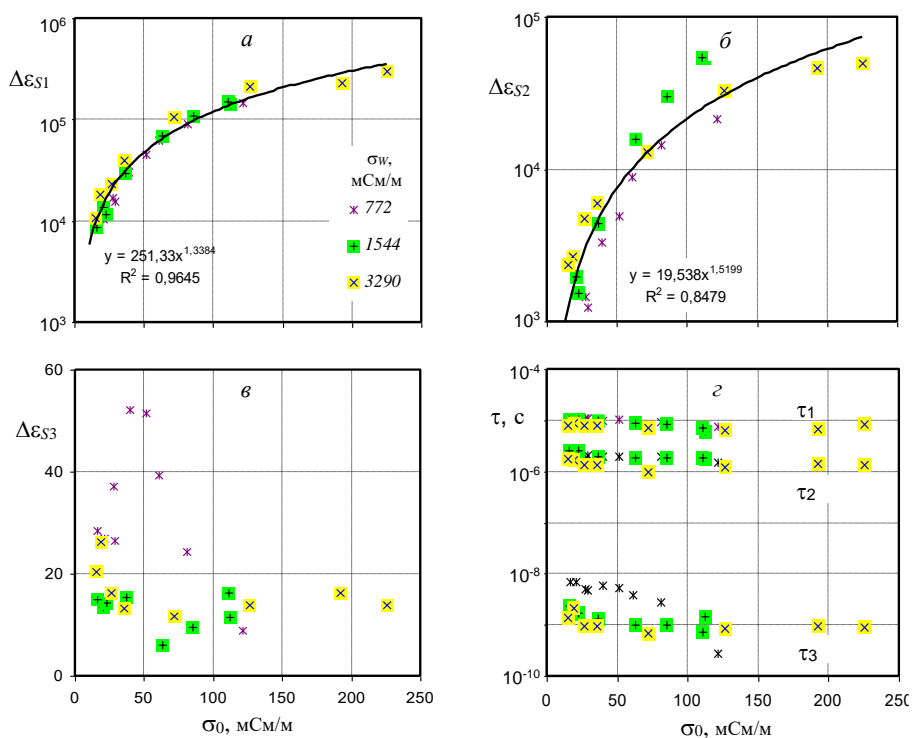


Рисунок 4.18 – Зависимость параметров релаксационных процессов в образце гранул 0-20 при содержании бентонита 10 % от низкочастотной УЭП образца при увеличенных УЭП раствора σ_w .

Рассмотрим влияние на процессы диэлектрической релаксации размеров частиц песчаной фракции в песчано-глинистой смеси. На рис. 4.19 и 4.20 приведены зависимости параметров релаксационных процессов от среднего размера песчаных частиц в смеси с бентонитом в количестве 5 % от массы. На графиках приведены также регрессионные уравнения связи. Если интенсивности процессов имеют высокие коэффициенты корреляции, то времена релаксации связаны с размерами частиц слабее. Причем даже такая связь наблюдается не при всех значениях УЭП насыщающего раствора, особенно для времени τ_2 (см. рис. 4.20б).

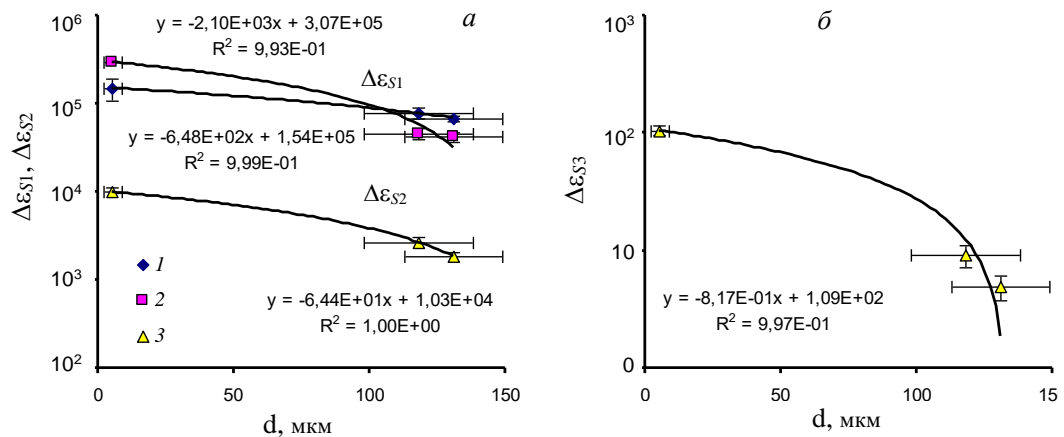


Рисунок 4.19 – Зависимость интенсивностей релаксационных процессов при насыщении, близком к полному, от среднего размера частиц песчаной фракции при содержании бентонита 5%. УЭП раствора 772 мСм/м (1) и 212 мСм/м (2,3).

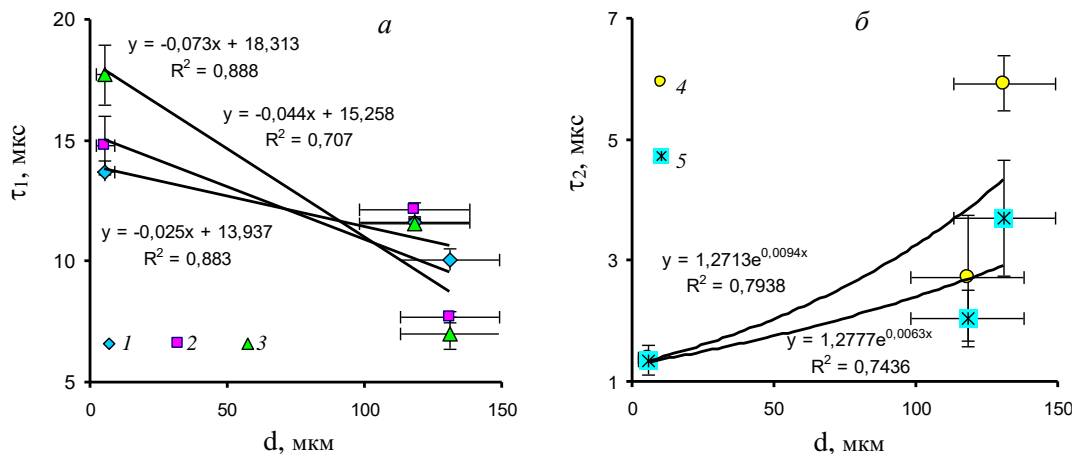


Рисунок 4.20 – Зависимость времен релаксации при насыщении, близком к полному, от среднего размера частиц песчаной фракции при содержании бентонита 5%. УЭП раствора 212 мСм/м (1), 320 мСм/м (2), 772 мСм/м (3), 0 мСм/м (4) и 144 мСм/м (5).

При увеличении содержания глины корреляционная связь интенсивностей первого и второго процессов с размерами частиц песчаной фракции становится слабее (см. рис.

4.21а). Интенсивность третьего релаксационного процесса в образце кварцевых гранул 0-20 с мелкими размерами частиц уменьшается (см. рис. 4.21б и рис. 4.19б). Корреляционная связь параметра $\Delta\epsilon_{S3}$ является значительной только при нулевой УЭП раствора. При других значениях УЭП параметр $\Delta\epsilon_{S3}$ в образце кварцевых гранул 70-110 значительно меньше, чем в других образцах и корреляционная связь слабая. Связь времен релаксации с размерами частиц песчаной фракции имеет низкий коэффициент корреляции и здесь не приводится.

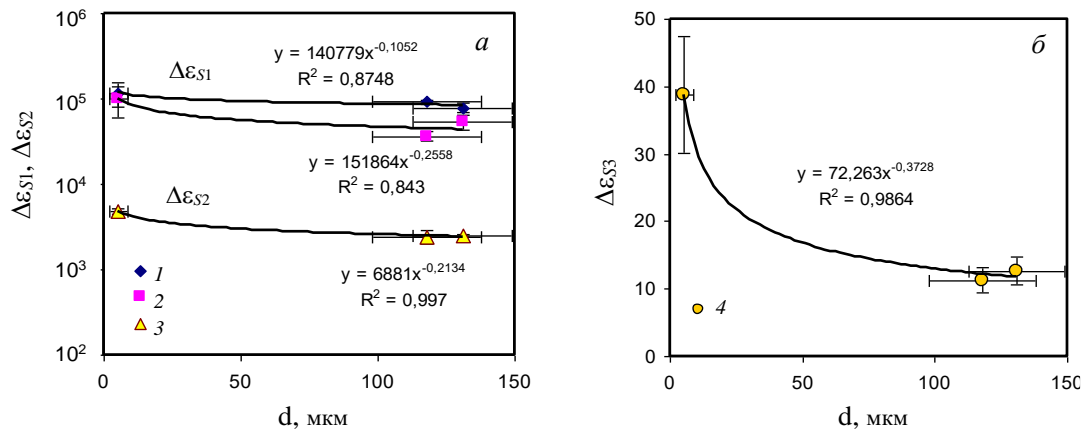


Рисунок 4.21 – Зависимость интенсивностей релаксационных процессов при насыщении, близком к полному, от среднего размера частиц песчаной фракции при содержании бентонита 10%. УЭП раствора 772 мСм/м (1); 212 мСм/м (2,3); 0 мСм/м (4).

На рис. 4.22 приведены данные о зависимости интенсивности первого релаксационного процесса при насыщении, близком к полному, от содержания глины в образцах.

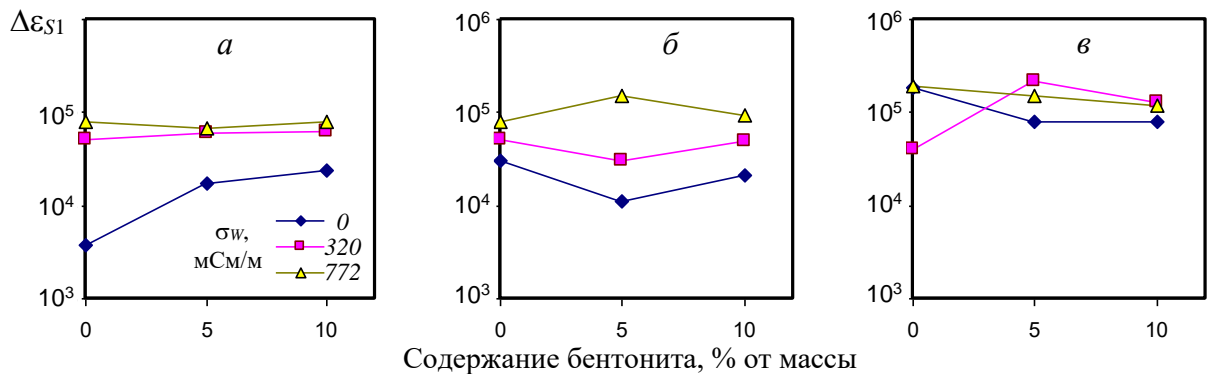


Рисунок 4.22 – Зависимость интенсивности первого релаксационного процесса при насыщении, близком к полному, от содержания бентонита в образцах фракции песка 130 мкм (а), кварцевые гранул 70-110 (б), кварцевые гранулы 0-20 (в).

Не наблюдается регулярной зависимости параметра $\Delta\epsilon_{S1}$. При разных значениях УЭП раствора σ_w параметр $\Delta\epsilon_{S1}$ может как увеличиваться, так и уменьшаться. Поскольку параметр $\Delta\epsilon_{S1}$ зависит от низкочастотной УЭП образца, зависимость его от содержания глины коррелирует с зависимостью УЭП образца от содержания глины (см. рис. 4.11).

Остальные параметры релаксационных процессов, связанные с УЭП, зависят от содержания глины таким же образом.

Параметры третьего релаксационного процесса (см. рис. 4.23) не имеют корреляционной связи с УЭП образца, однако интенсивности этого процесса принимают наибольшие значения при долях раствора, меньших 0,25-0,3, при которых УЭП образцов меньше, чем при насыщении, близком к полному. В образце фракции песка 130 мкм с крупными размерами частиц песчаной фазы увеличение содержания глины приводит к слабому возрастанию параметра $\Delta\epsilon_{S3}$, а в образце кварцевых гранул 0-20 с самыми мелкими частицами – к его уменьшению. Но даже при содержании глины в 10 % значения $\Delta\epsilon_{S3}$ в образце кварцевых гранул 0-20 выше, чем в других образцах.

В образце кварцевых гранул 70-110 нет четко выраженной тенденции изменения параметра $\Delta\epsilon_{S3}$ при изменении содержания глины. Возможной причиной отсутствия тенденции является то, что в эксперименте при насыщении образцов разными растворами не удастся поддерживать постоянной плотность сухого сложения. Однако поведение параметра $\Delta\epsilon_{S3}$ в образце кварцевых гранул 0-20 свидетельствует о "резонансном" характере третьего релаксационного процесса. По-видимому, существует некоторый размер частиц, при котором интенсивность этого процесса является максимальной.

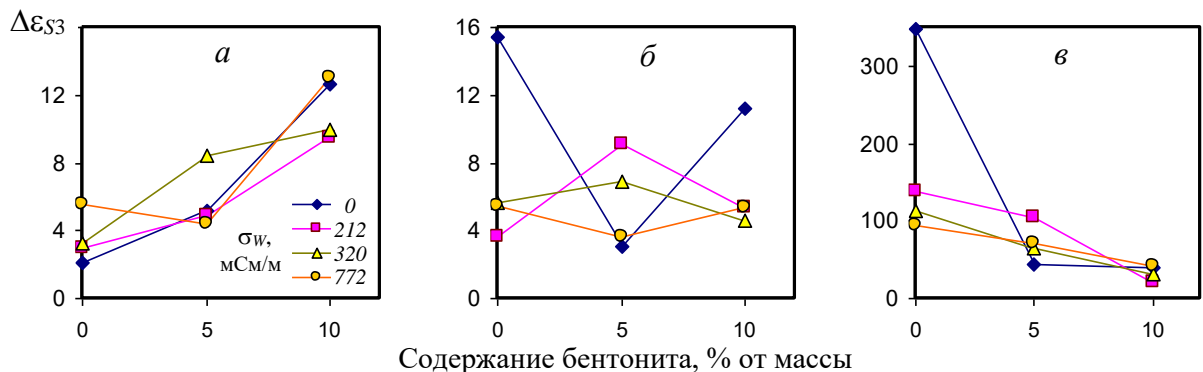


Рисунок 4.23 – Зависимость интенсивности третьего релаксационного процесса при доле раствора меньшей 0,3, от содержания бентонита в образцах фракции песка 130 мкм (а), кварцевые гранул 70-110 (б), кварцевые гранулы 0-20 (в).

4.2 Диэлектрические характеристики почв

4.2.1 Физические свойства образцов почв

Для исследований были отобраны несколько образцов сельскохозяйственных почв Омской и Томской областей с разным содержанием глины и органического углерода и песка из природного месторождения Тевризского района Омской области. Физические свойства образцов приведены в таблице 4.2. Образец № 6 является смесью песка и почвы № 2 в соотношении 50/50. Гранулометрический состав почв определялся методом лазерной дифракции, речного песка и бентонита – по методу Качинского, содержание органического углерода – по методу Тюрина (по окисляемости хромовой смесью), емкость катионного обмена (СЕС) – по методу Бобко-Аскинази. Наименьший предел пластичности определялся путем использования стандартного метода раскатывания в шнур.

Поскольку в зарубежной литературе для классификации почв по гранулометрическому составу используется система американского департамента сельского хозяйства (USDA), для сопоставления результатов наших диэлектрических измерений с приводимыми в зарубежной литературе, мы приводим также приближенное распределение частиц по размерам в соответствии с этой классификацией. Содержание глины (clay – C_{USDA}) по классификации USDA мы определяли по приближенной формуле с учетом фракций (F) частиц размером $<0,01$ мм и $<0,001$ мм:

$$C_{USDA} \approx F_{<0,001} + 0,23(F_{<0,01} - F_{<0,001}). \quad (4.1)$$

Эта формула была получена путем обработки данных о гранулометрическом составе почв, приведенных в [145]. В дальнейшем при обсуждении результатов диэлектрических измерений мы будем рассматривать глину, как частицы размером $<0,002$ мм (столбец "глина" в таблице 4.2).

Таблица 4.2 – Физические свойства исследованных образцов.

Номера образцов	Содержание фракций по Качинскому в % , размером, мм				Содержание фракций по классификации USDA			Тип почвы по классификации USDA	Предел пластичности, %	Емкость катионного обмена, ммоль/100г	Органический углерод C _{tot} , %
					глина	ил	песок				
	0,05-2	0,01-0,05	< 0,01	<0,001	<0,002	0,002-0,05	0,05-2				
1	93,9	4,4	1,65	0	≈0,4	≈5,7	93,9	песок	0	6,0 ± 1,7	0
2	5,3	37,89	56,81	7,48	≈18,8	≈75,9	5,3	илистый суглинок	24,2	38 ± 11	3,9
3	4,6	48,7	46,69	8,38	≈17,2	≈78,2	4,6	илистый суглинок	15,7	14,0 ± 3,9	0,5
4	25,5	22,8	51,7	30,8	≈35,6	≈38,9	25,5	суглинок	22,4	31,3 ± 8,9	1,6
5	6,9	25,9	67,2	51,2	≈54,9	≈38,2	6,9	глина	21,1	19,8 ± 5,5	0,7
6	49,1	21,05	29,1	4,57	≈10,2	≈40,7	49,1	песчаный суглинок	18,4	22,0 ± 6,5	1,9

Минералогический состав почв приведен в таблице 4.3.

Таблица 4.3 – Минералогический состав почв (в % от массы).

Состав	№	1	2	3	4	5	6
Кварц		55	30	30	23	15	42
Плагиоклаз		20	15	15	15	25	18
Полевые шпаты		10	5	5	7		7
Смектит		-	-	-	17	25	-
Слюда		3	7	7	10	10	5
Кальцит		-	20	20	-	-	10
Хлорит		-	10	10	10	10	5
Амфибол		-	-	-	3	1	-
Другие		12	13	13	15	14	13

Из-за большого содержания глины в почвах и низкой гидравлической проницаемости не удастся изменять влажность путем центрифугирования. Поэтому для изменения влажности использован другой подход. Перед измерением почвенные образцы в достаточно большом объеме замачивались дистиллированной водой почти до полного капиллярного насыщения и выдерживались в течение 7-9 дней. Установлено, что после добавления воды в высушенные образцы в течение нескольких суток происходит изменение прочности почв, капиллярно-сорбционного потенциала и электросопротивления на низких частотах [139]. Эти свойства авторы объясняют существованием в почвах органо-минерального геля, который при высушивании разрушается, а после увлажнения медленно восстанавливается. На необходимость выдержки увлажненных почв в течение нескольких суток перед измерениями указано в работе [140]. Экспериментально было установлено, что значения КДП образцов одинаковой влажности, достигаемой при постепенном увлажнении и при высушивании, различаются. На зависимость гидрофизических свойств почв от предыстории образца указано в работе [141]. Явление гистерезиса КДП при увлажнении и высушивании было изучено для речного песка и порошков кварцевых гранул разного размера [113]. Нами все измерения проводились только при постепенном высушивании замоченных ранее образцов. От постепенно высыхающего образца отбиралась небольшая часть, тщательно перемешивалась, затем ею заполнялась измерительная ячейка, в которой почва выдерживалась перед измерениями еще в течение одних суток. Влажность и сухая плотность почвы после измерения КДП определялась термогравиметрическим методом.

4.2.2 Результаты экспериментальных измерений диэлектрических свойств образцов почв

Влияние содержания глины на диэлектрические спектры.

Вначале сравним диэлектрические характеристики песка (образец №1) и образца № 6 с содержанием глины (по Качинскому) около 30 %. На рис. 4.24 приведены результаты измерения КДП песка (образец № 1 в таблице 4.2) в широком диапазоне частот и при разных значениях влажности. На частотах выше 10 МГц значения действительной части КДП (ϵ') возрастают при увеличении влажности и слабо зависят от частоты. При уменьшении частоты ниже 1–10 МГц начинается медленное возрастание ϵ' , вызванное релаксационным процессом Максвелла-Вагнера. Параметры этого процесса зависят от влажности и плотности почвы, поэтому на низких частотах (менее 300 кГц) нарушается монотонная зависимость значений ϵ' от влажности. Значения ϵ' при влажности $0,276 \text{ м}^3/\text{м}^3$ выше, чем при влажности $0,347 \text{ м}^3/\text{м}^3$, а при влажностях $0,083 \text{ м}^3/\text{м}^3$ и $0,226 \text{ м}^3/\text{м}^3$ они почти равны. Слабое влияние этого релаксационного процесса проявляется на частотах до $0,6 - 1 \text{ ГГц}$, где наблюдается минимум мнимой части КДП (ϵ''). Выше этой частоты преобладающее влияние на КДП оказывает ориентационная поляризация молекул свободной воды.

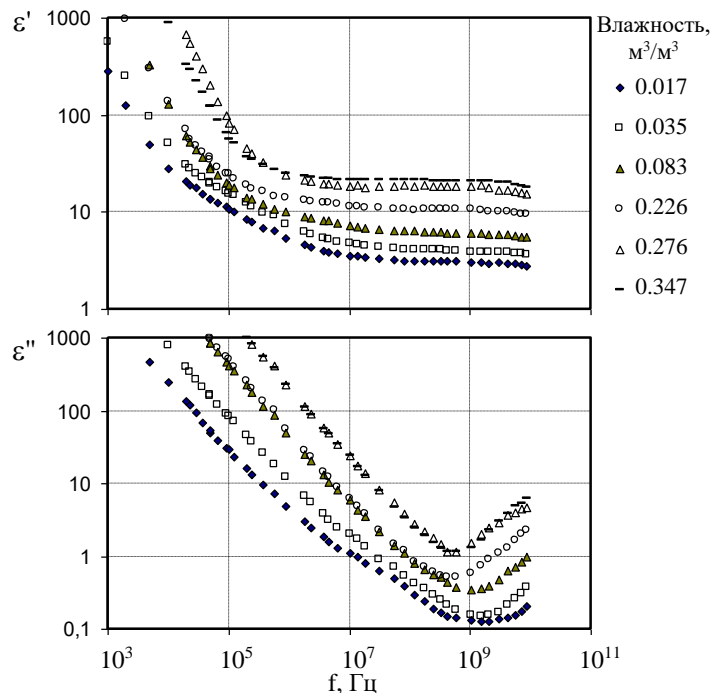


Рисунок 4.24 – Частотные зависимости КДП песка (образец № 1 в таблице 4.2).

На рис. 4.25 приведены зависимости КДП почвы № 6. Значения ε' возрастают уже на частотах ниже 100 МГц. На более высоких частотах, чем у песка, нарушается монотонная зависимость ε' от влажности. Увеличение удельной поверхности за счет добавления глины приводит к возрастанию интенсивности релаксационных процессов. Влияние этих процессов распространяется на более высокие частоты, поэтому минимумы значений ε'' смещаются вверх по частоте до 1,5-2 ГГц. В этом образце содержится связанная вода в количестве около $0,05 \text{ м}^3/\text{м}^3$. Так как ε' связанной воды меньше, чем у свободной, значения ε' этого образца на частоте 1 ГГц при равных значениях влажности меньше, чем у песка.

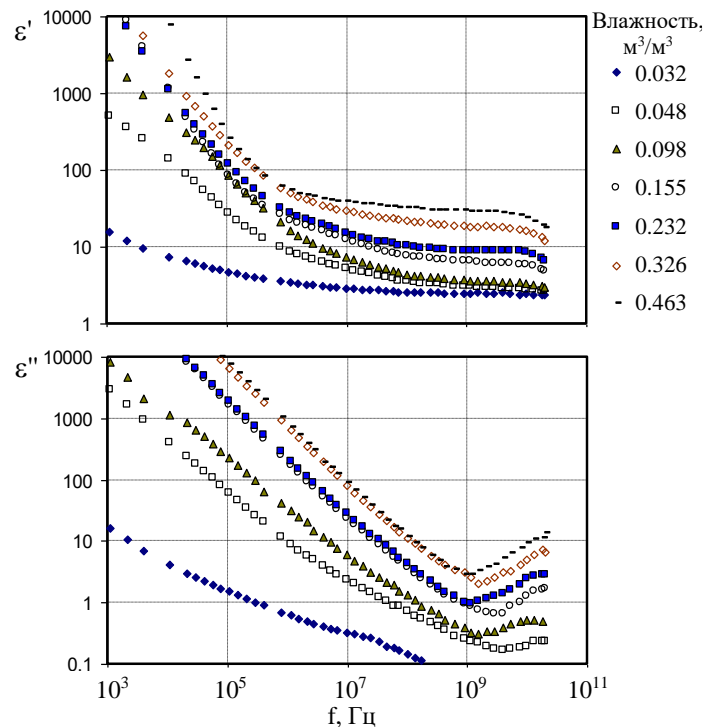


Рисунок 4.25 – Частотные зависимости КДП образца № 6 (смеси песка и суглинка).

Чем больше в почве глины (очень мелких частиц), тем больше интенсивность релаксационных процессов. На рис. 4. 26а, б приведены результаты измерений КДП глины при наличии только связанной воды. Влияние релаксационных процессов Максвелла-Вагнера проявляется во всем исследованном диапазоне частот. Значения ε' возрастают на частотах ниже 3-4 ГГц, а минимумы значений ε'' наблюдаются на частотах 4-5 ГГц. Монотонная зависимость ε' от влажности нарушается на частотах ниже 30 МГц. Значения ε' при влажности 0.158 меньше, чем они при влажности $0,137 \text{ м}^3/\text{м}^3$ на частотах от 0,5 до 30 МГц и при влажности $0,133 \text{ м}^3/\text{м}^3$ на частотах от 0,5 до 1,5 МГц. При дальнейшем уменьшении частоты возрастание значений ε' при влажностях $0,133$ и $0,137 \text{ м}^3/\text{м}^3$ замедляется и на частоте около 10 кГц они почти совпадают со значениями ε' при влажности $0,105 \text{ м}^3/\text{м}^3$.

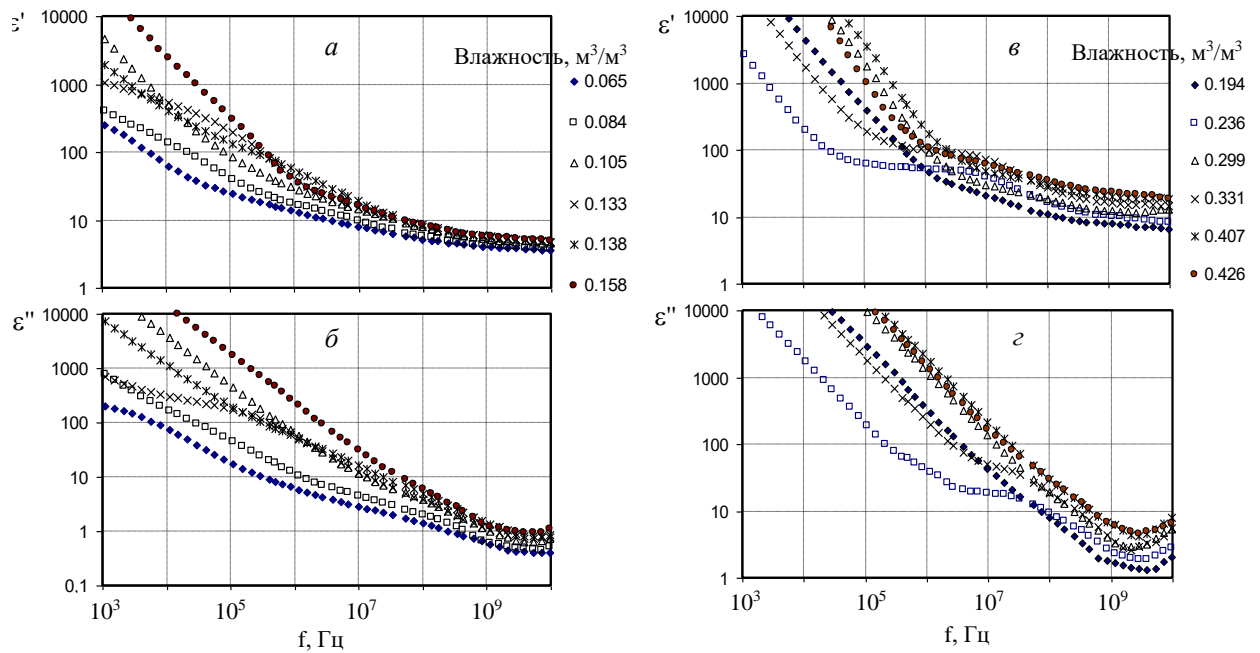


Рисунок 4.26 – Частотные зависимости КДП глины (№ 5 в таблице 4.2) при наличии только связанной воды (*а, б*) и при наличии связанной и свободной воды (*в, г*).

При наличии свободной воды в почве релаксационный процесс Максвелла-Вагнера особенно отчетливо проявляется при влажностях 0,236 и 0,331 м³/м³ (рис. 4.26*в, г*). Ускоренный рост значений ε' при уменьшении частоты ниже 500 МГц сменяется очень медленным ростом на частотах 0,1-10 МГц. В результате этого значения ε' на частотах ниже 0,5 МГц меньше, чем при всех других влажностях. Похожее явление наблюдается при влажностях 0,133 и 0,138 м³/м³ (рис. 4.26*а, б*). Для этих случаев характерны малые значения электропроводности, что хорошо видно на графиках мнимой части КДП.

Почвы № 4 и № 5 имеют сходный минералогический состав, содержат почти одинаковое количество пыли (silt) – частиц, размером 0,002-0,05 мм, однако различаются количеством глины и песка. Кроме того, в почве № 4 содержится больше органического углерода. Именно за счет этого в почве № 4 немного выше значение предела пластичности. Спектры КДП почвы № 4 похожи на спектры почвы № 5 (см. рис.4.27), однако благодаря меньшему количеству глины и большему количеству органического углерода значения ε' и ε'' в этой почве меньше, чем в почве № 5. Частоты, на которых наблюдаются минимальные значения ε'' , также ниже (около 2-3 ГГц), что свидетельствует о меньшей интенсивности релаксационных процессов.

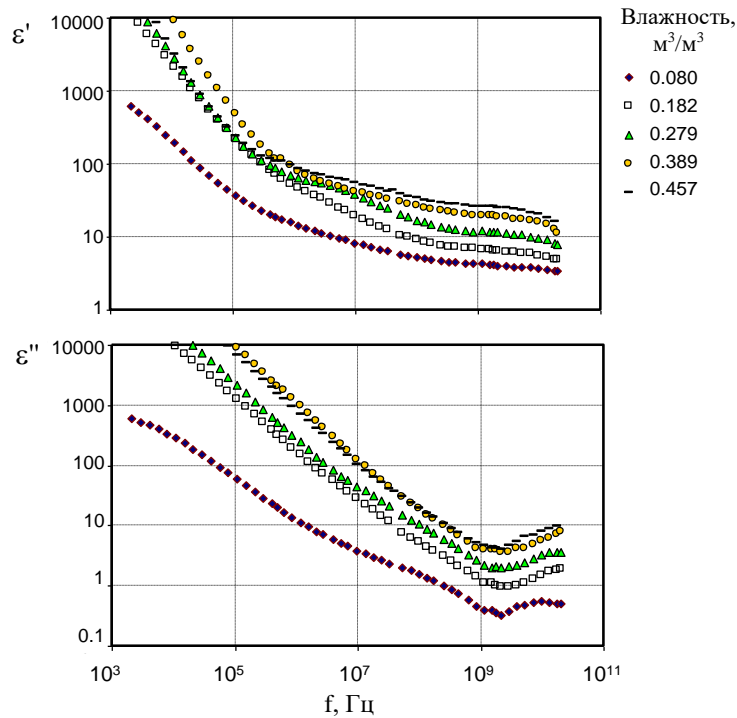


Рисунок 4.27 – Частотные зависимости КДП почвы (образец № 4 в таблице 4.2).

Как уже было показано выше, увеличение удельной поверхности за счет добавления глины приводит к возрастанию интенсивности релаксационных процессов. На рис. 4.28 приведены спектры образцов песка (№ 1 в Табл. 4) и образца № 6, содержащего 29,1% глины (частиц размером менее 0,01мм) при близких значениях влажности. Наличие глины приводит к возрастанию значений ε' на частотах ниже 100 МГц. В этом образце содержится связанная вода в количестве около $0,05 \text{ м}^3/\text{м}^3$. Так как ε' связанной воды меньше, чем у свободной, значения ε' этого образца на частотах выше 1 ГГц при равных значениях влажности немного меньше, чем у песка.

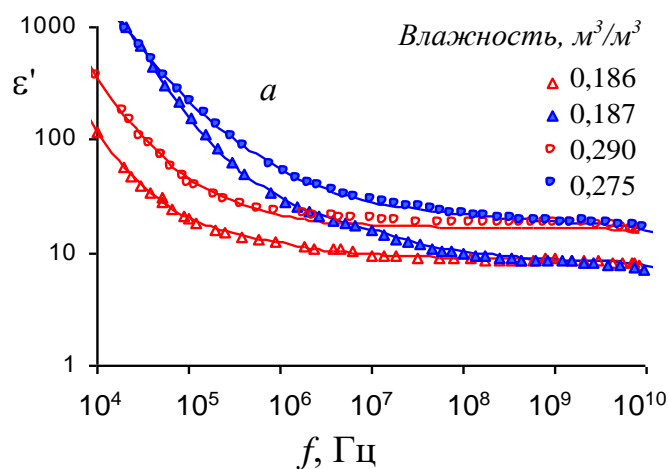


Рисунок 4.28 – Влияние глины на действительную часть КДП образцов №1 (светлые маркеры) и №6 (темные маркеры) из таблицы 4.2. Сплошные линии – расчет по модели.

Различное влияние релаксационных процессов иллюстрируется графиками, приведенными на рис. 4.29. Действительные части КДП почв на частотах 1,5 и 8,5 ГГц почти не различаются. Меньшее количество связанной воды в почве № 4 компенсируется большим количеством углерода, который, как мы покажем ниже, уменьшает ε' значения. Мало различаются также значения ε'' на частоте 8,5 ГГц, однако они существенно выше у почвы № 5 на частоте 1,5 ГГц. Причиной этого является более сильное влияние высокочастотного релаксационного процесса в почве с большим содержанием глины.

Таким образом, при небольшом содержании глины (как в почве № 6) значения ε' и ε'' на частотах выше 1,5 ГГц определяются ориентационной поляризацией молекул связанной и свободной воды. При большом содержании глины (как в почве № 5) влияние релаксационного процесса распространяется до частот 4-5 ГГц, особенно заметное на мнимой части КДП. В модели Миронова [144] влияние релаксационных процессов не учитывается, а возрастание мнимой части КДП моделируется нереально высокими значениями удельной проводимости свободной и связанной воды.

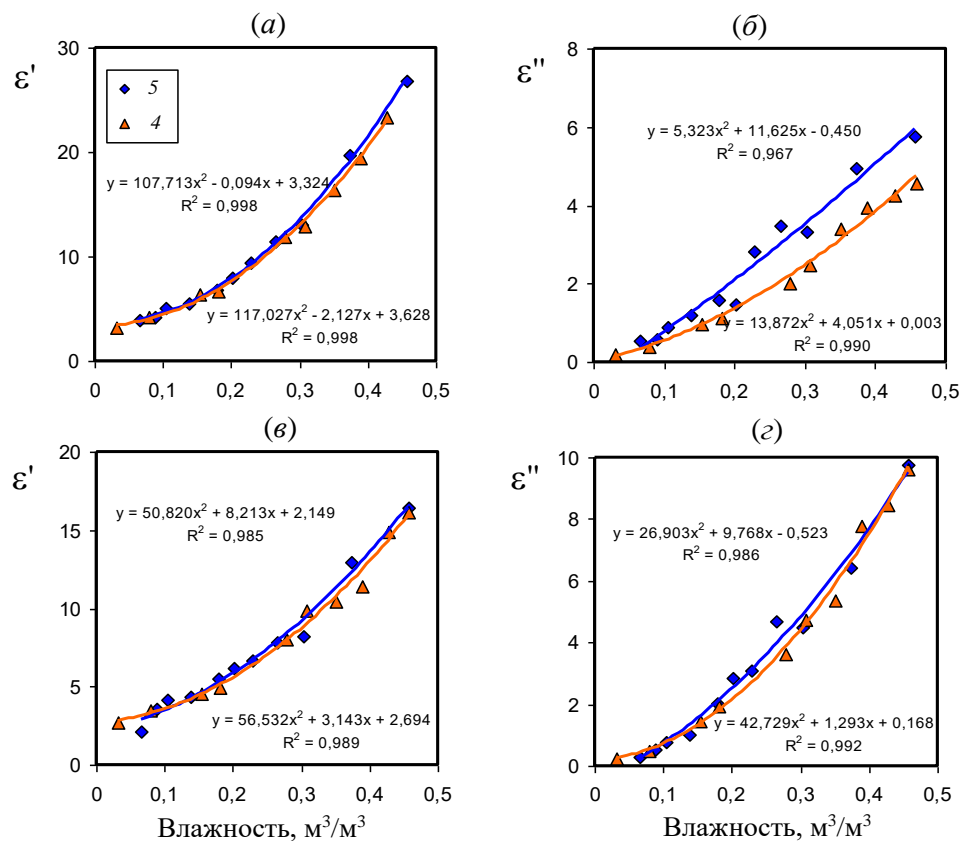


Рисунок 4.29 – Сравнение значений ε' и ε'' почвы № 4 и глины № 5 в зависимости от влажности: (а, б) на частоте 1,5 ГГц и (в, г) на частоте 8,5 ГГц.

Влияние содержания органического углерода на диэлектрические спектры.

Обратим внимание на почвы № 2 и № 3 с близкими содержаниями глины (clay), но разным содержанием органического углерода. Органическое вещество (гумус) тонким слоем покрывает частицы почвы. В результате даже при небольшом его содержании в почве № 2 резко увеличиваются значения СЕС и предела пластичности (см. таблицу 4.2). Поскольку границы раздела образованы водой с органическим веществом, то поляризация таких границ раздела слабее, чем у границ раздела вода-минерал. Поэтому интенсивности релаксационных процессов и значения ε' в образце №2 меньше, чем в образце № 3 (см. рис. 4.30 – 4.31).

При влажности $0,21 \text{ м}^3/\text{м}^3$ наибольшая разница (15 – 22 %) наблюдается на частотах ниже 100 МГц. При влажностях $0,38 - 0,41 \text{ м}^3/\text{м}^3$ наибольшая разница (40 %) наблюдается на частотах ниже 0,2 МГц. Минимальная разница наблюдается на частотах 1 – 10 МГц. Если почвы содержат только связанную воду, разница еще больше. При влажности $0,04 - 0,05 \text{ м}^3/\text{м}^3$ превышение ε' образца № 3 над соответствующими значениями образца № 2 в диапазоне частот выше 1 ГГц составляет 20-30%, на частоте 100 МГц - 40%, а на частоте 100 кГц наблюдается превышение в 10 раз.

Гумус имеет пористую структуру и значительно увеличивает удельную поверхность почвы, поэтому почва № 2 содержит больше связанной воды, чем образец № 3. Кроме того, время релаксации связанных молекул воды в этой почве больше. Минимальные значения ε'' наблюдаются на частотах 1,5-2 ГГц для почвы № 2 и на 2-3 ГГц для почвы № 3. В результате на частотах выше 1,5–2 ГГц, где основное влияние оказывает ориентационная поляризация молекул связанной и свободной воды, значения ε' в образце № 2 также меньше, чем в образце № 3 (см. рис. 4.33). Подобное влияние органического вещества почвы на КДП, но только на высоких частотах (выше 1 ГГц) было отмечено ранее в работах [142], [143], [A4].

Таким образом, при прочих идентичных условиях увеличение содержания органического вещества (гумуса) приводит к уменьшению действительной и мнимой частей КДП. В высокочастотном диапазоне это вызвано увеличением доли связанной воды, а на средних и низких частотах - различием параметров релаксационных процессов.

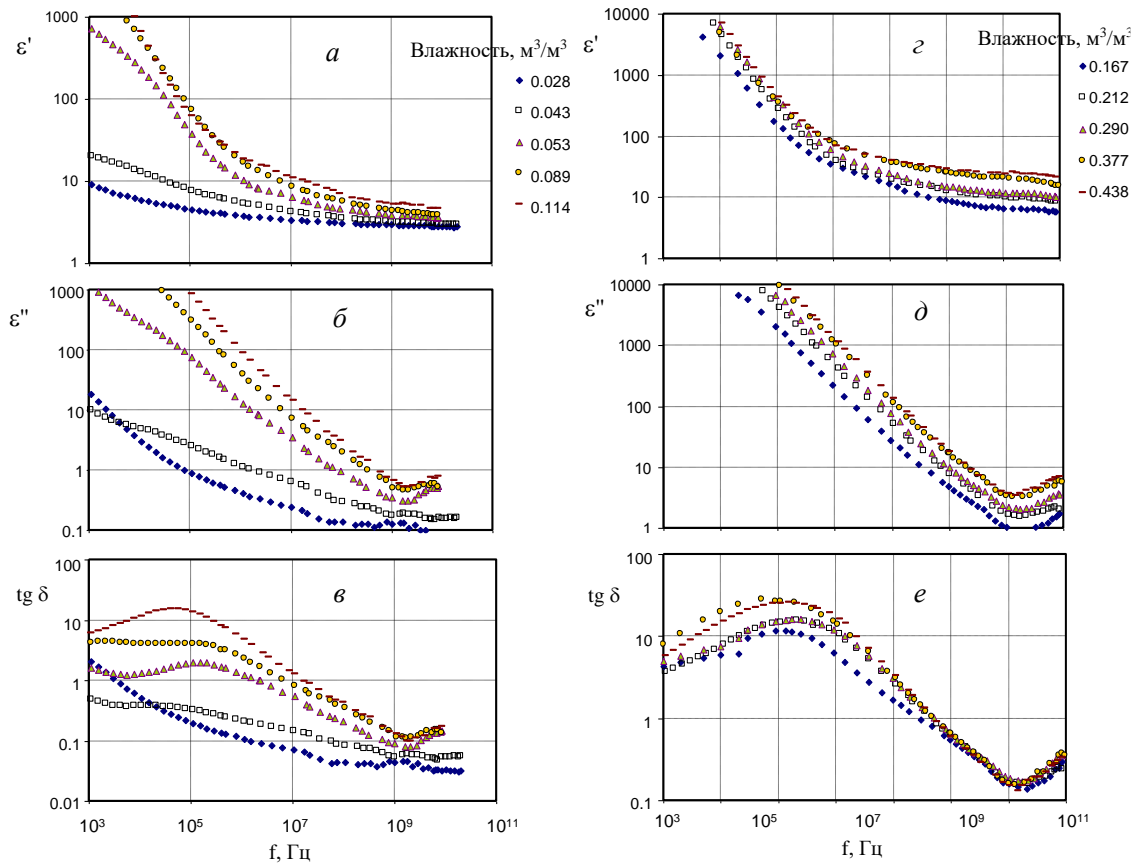


Рисунок 4.30 – Частотные зависимости КДП илистого суглинка (№ 2 в таблице 4.2) при наличии только связанной воды (*a, б, в*) и при наличии связанной и свободной воды (*z, д, е*).

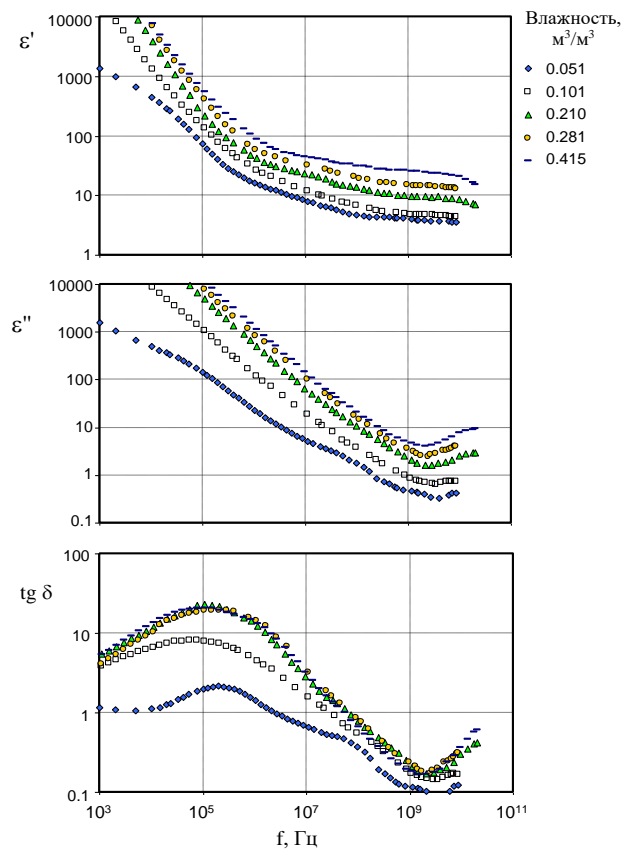


Рисунок 4.31 – Частотные зависимости КДП илистого суглинка (№ 3 в таблице 4.2).

Влияние гумуса (органического углерода) наглядно показано на рис. 4.32. Значения ε' образца №2 с высоким содержанием гумуса меньше, чем у образца №3 во всем частотном диапазоне, несмотря на то что в образце №3 глины немного меньше. В высокочастотном диапазоне уменьшение ε' вызвано увеличением доли связанной воды (в гумусных почвах удельная поверхность больше), а на средних и низких частотах – уменьшением интенсивности релаксационных процессов на границах органика-вода в сравнении с границами минерал-вода в почвах, бедных гумусом.

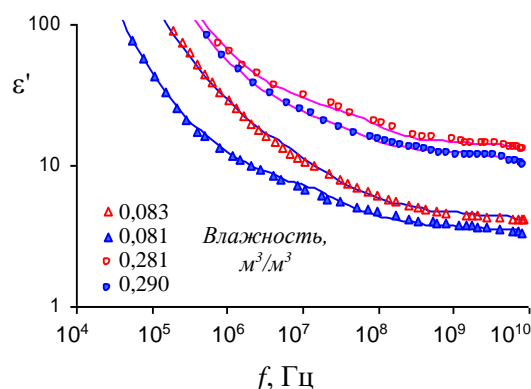


Рисунок 4.32 – Влияние гумуса на ε' образцов №2 (темные маркеры) и №3 (светлые маркеры) из таблицы 4.2. Сплошные линии – расчет по модели.

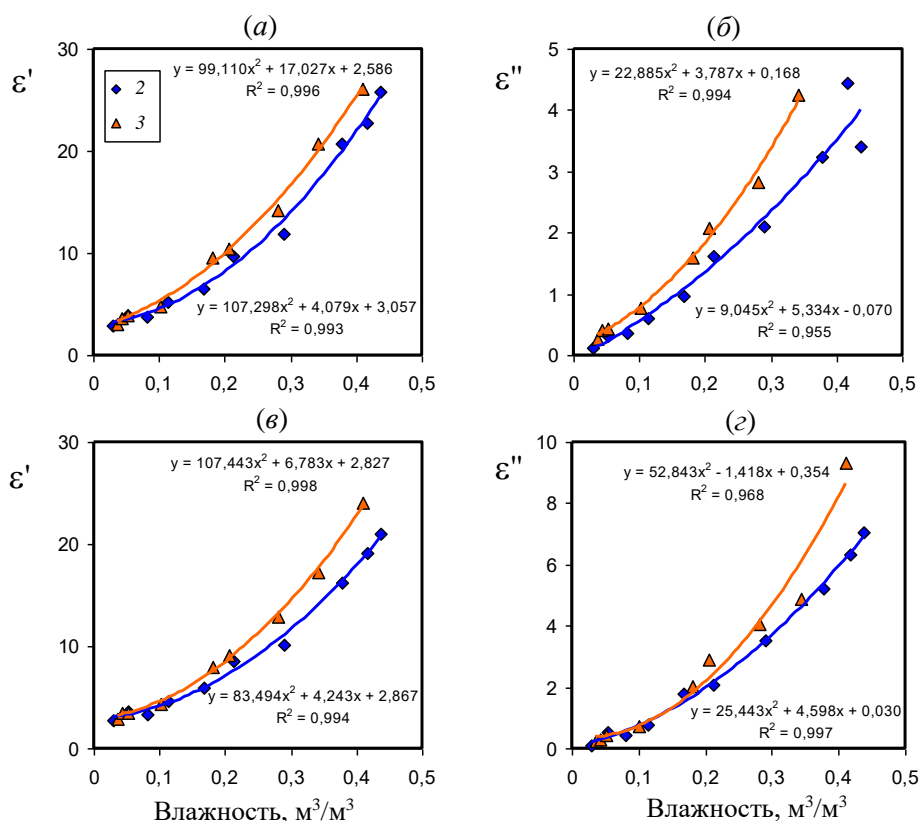


Рисунок 4.33 – Сравнение значений ε' и ε'' илистого суглинка №2 и №3 в зависимости от влажности: (а, б) на частоте 1,5 ГГц и (в, г) на частоте 8,5 ГГц.

4.2.3 Параметры процессов диэлектрической релаксации в почвах

Для определения параметров релаксации здесь мы используем комбинированную модель, которая подобно описана выше в разделе 2.3.2, учитывающую диэлектрические свойства связанной и свободной воды и релаксационные процессы Максвелла-Вагнера (МВ). Первый релаксационный процесс оказывает влияние на низкочастотную часть диэлектрического спектра (ниже 40-50 кГц). На этих частотах не исключается наложение на МВ-эффект релаксации противоионов и электродной поляризации. Второй, среднечастотный, релаксационный процесс проявляется в диапазоне частот от 10-40 кГц до 30-50 МГц и третий, высокочастотный, процесс действует на частотах от 10-30 МГц до 1-3 ГГц.

Параметры рефракционной части модели

Рефракционная часть модели описывает влияние на КДП почв ориентационной поляризации молекул свободной и связанной воды в частотном диапазоне, где отсутствует влияние релаксационных процессов.

Для определения параметров модели мы использовали экспериментальные данные на частотах выше 2-5 ГГц. Подобно тому, как это было сделано в [17], из графиков $n(W)$ и $k(W)$ мы определяли значения W_t , как влажность в точках излома графиков и значения показателя преломления сухой почвы (коэффициенты A и B). При значениях влажности $W < W_t$ мы определяли ε_{sb} и τ_b путем подгонки расчетных значений действительной и мнимой частей КДП почв к измеренным на частотах выше 2 – 3 ГГц. Как показано далее, при таких значениях влажности третий релаксационный процесс почти не влияет на КДП на этих частотах.

Стандартное отклонение значений параметров было оценено с использованием метода Монте-Карло. Значения ε' изменялись в диапазоне $\pm 3 \%$ и значения ε'' в диапазоне $\pm 6 \%$ случайным и независимом друг от друга образом.

Параметры связанной воды зависят от ее количества [A3]. При увеличении влажности значения ε_{sb} имеют тенденцию к возрастанию, а τ_b к уменьшению. При моделировании КДП при влажности $W > W_t$ мы использовали значения ε_{sb} и τ_b , полученные при $W \approx W_t$, считая их неизменными при всех влажностях выше W_t . Найденные параметры для каждого из шести образцов приведены в таблице 4.4.

Таблица 4.4 – Параметры рефракционной части модели

№ образца	W_t м ³ /м ³	ρ_d г/см ³	A см ³ /г	B см ³ /г	ε_{sb}	τ_b , пс
1	0	1.4-1.6	0.45	0.020	-	-
2	0.12	1.2-1.5	0.48	0.024	36.4±0.9	14.5±1.3
3	0.08	1.3-1.7	0.49	0.025	32.6±1.7	11.2±2.4
4	0.13	1.2-1.5	0.45	0.026	26.5±1.2	14.3±1.6
5	0.17	1.2-1.5	0.47	0.047	30.4±0.8	9.6±0.9
6	0.05	1.4-1.9	0.46	0.015	23.8±1.3	10.7±1.9

Молекулы связанной воды непосредственно контактируют с поверхностью почвенных частиц, поэтому параметры модели Дебая зависят от физических свойств почв. Найдены регрессионные формулы связывающие W_t и τ_b с содержанием глины (C), органического углерода C_{tot} и емкостью катионного обмена (CEC):

$$W_t = 0,27 \cdot C + 1,07 \cdot C_{tot} + 0,02 \cdot CEC + 1,33, \text{ при } R^2 = 0,948, \quad (4.2)$$

$$\tau_b = 0,08 \cdot C + 2,16 \cdot C_{tot} + 0,46 \cdot CEC + 6,41, \text{ при } R^2 = 0,910, \quad (4.3)$$

Здесь W_t выражено в процентах, а τ_b в пикосекундах. Не удалось найти регрессионного уравнения для ε_{sb} при $R^2 > 0.3$. Возможной причиной является высокая погрешность измерения CEC .

Параметры релаксационных процессов

Найденные параметры в почвах при нескольких значениях влажности приведены в таблице 4.5. В ней также приведены данные о средних и максимальных относительных различиях расчетных и экспериментальных данных:

$$\delta' = ABS(\varepsilon'_{calc} - \varepsilon'_{exp}) / \varepsilon'_{exp}, \quad (4.4)$$

$$\delta'' = ABS(\varepsilon''_{calc} - \varepsilon''_{exp}) / \varepsilon''_{exp}, \quad (4.5)$$

Средние отклонения не превышают 6-8%, а максимальные могут достигать 20%. Большие значения δ' и δ'' получены для грунтов с высоким содержанием песка (образцы № 1 и № 6). Параметры $\Delta\varepsilon_3$, τ_3 и α_3 для образца № 1 в таблицах не приводятся, так как третий релаксационный процесс в песке отсутствует, что указывает на то, что третий, высокочастотный релаксационный процесс существует только в системах, содержащих мелкие частицы. Мы видим, что интенсивности, времена релаксации и коэффициенты распределения времен релаксации имеют разные значения в разных грунтах. В некоторых случаях наблюдаются значительные изменения параметров при небольших изменениях влажности. Это объясняется сильной зависимостью параметров от плотности образцов в сухом состоянии, которую нельзя поддерживать постоянной при изменении влажности.

Таблица 4.5 – Параметры релаксационных процессов.

#	W, М ³ /М ³	ρ, г/см ³	σ, мС/М	Δε _{S1} · 10 ⁻³	τ ₁ , мкс	Δε _{S2} · 10 ⁻¹	τ ₂ , мкс	α ₂	Δε _{S3}	τ ₃ , нс	α ₃	δ' _{avg} , %	δ' _{ma} x, %	δ'' _{av} g, %	δ'' _{ma} x, %
1	0,035	1,557	0,33	0,19	18,9	1,22	1,2	0,516	-	-	-	4,4	13	7,4	16
	0,139	1,567	2,30	0,14	13,8	1,60	2,5	0,501	-	-	-	3,4	6,4	8,5	17
	0,290	1,598	8,72	0,59	15,4	3,23	2,6	0,449	-	-	-	5,8	11	8,2	16
	0,387	1,418	7,69	0,94	13,6	4,34	3,3	0,480	-	-	-	3,7	10	7,2	19
2	0,167	1,200	6,43	3,90	15,8	23,93	2,7	0,264	13,2	24,8	0,384	4,6	10	7,6	13
	0,213	1,356	20,0	8,04	14,8	40,78	2,7	0,284	7,3	9,18	0,445	4,8	11	5,6	10
	0,377	1,497	51,6	29,4	19,0	35,86	1,4	0,258	9,7	4,30	0,296	2,5	10	5,4	12
	0,438	1,456	54,8	12,7	15,2	50,05	1,7	0,265	10,5	4,59	0,315	3,7	7	2,6	10
3	0,182	1,652	18,3	6,68	15,2	49,93	3,2	0,219	13,4	6,29	0,232	4,8	8	4,1	10
	0,281	1,873	41,7	12,6	16,0	54,17	2,3	0,292	9,8	4,12	0,336	5,4	10	4,2	11
	0,378	1,701	62,4	39,7	15,5	65,27	1,4	0,209	14,0	4,42	0,444	3,7	7	5,4	10
	0,476	1,299	56,7	9,90	15,9	60,66	2,9	0,299	8,8	1,93	0,000	4,2	9	3,1	9
4	0,182	1,186	4,51	2,07	14,1	112,6	9,5	0,314	8,9	22,5	0,420	1,8	4	6,9	13
	0,279	1,566	9,95	4,22	14,2	48,16	4,9	0,318	33,1	14,73	0,306	3,2	7	2,8	6
	0,389	1,579	40,1	16,4	15,4	77,93	2,6	0,254	17,1	6,05	0,364	4,1	8	3,6	9
	0,457	0,994	39,8	6,26	17,1	32,37	2,9	0,382	30,7	13,6	0,449	4,3	11	7,1	18
5	0,178	1,298	11,8	6,14	11,1	76,42	1,5	0,172	10,0	7,94	0,395	5,3	13	2,5	5
	0,229	1,346	32,6	18,4	12,7	98,83	1,9	0,160	12,7	4,41	0,368	3,9	7	1,9	4
	0,373	1,564	75,4	43,9	14,6	113,6	3,0	0,246	20,2	4,55	0,376	3,1	6	4,5	9
	0,456	1,405	81,2	47,1	15,3	145,2	2,9	0,259	24,3	2,94	0,266	2,3	6	2,1	4
6	0,108	1,279	3,1	23,1	26,1	104,1	2,5	0,254	11,9	90,9	0,461	3,3	7	3,2	11
	0,208	1,515	14,0	4,40	13,7	18,3	2,4	0,363	4,23	8,9	0,091	5,6	11	6,3	14
	0,375	1,743	48,9	3,20	12,8	22,2	1,6	0,339	5,74	5,8	0,293	3,3	9	6,0	13
	0,463	1,374	33,2	33,2	17,2	59,5	9,6	0,380	3,4	5,0	0,421	6,0	9	6,8	10

Зависимость параметров релаксационных процессов от удельной электропроводности почв.

Зависимости УЭП почвы (σ) от влажности показаны на рис. 4.34. Наименьшее значение УЭП наблюдается в песке (образец № 1), максимальное - в глине (образец № 5). В некоторых случаях наблюдается уменьшение УЭП с увеличением влажности. Это связано с изменением плотности образцов, которая не может оставаться постоянной при измерении образцов с разной влажностью. В большинстве образцов наиболее резкие изменения УЭП происходят при значениях влажности от 0,2 до 0,3 м³ / м³, что вызвано перколяцией - образованием сплошных капилляров, заполненных водой. В диапазоне повышенной влажности наблюдаются менее значительные изменения УЭП. На рис. 4.35 показаны зависимости интенсивностей первого и второго релаксационных процессов от УЭП почвы, а в таблице 4.6 приведены соответствующие уравнения регрессии. Мы обнаружили, что, как и в исследованных ранее образцах (см. гл.3 и раздел 4.1.3), зависимость этих параметров от УЭП имеет более высокий коэффициент корреляции, чем зависимость от влажности.

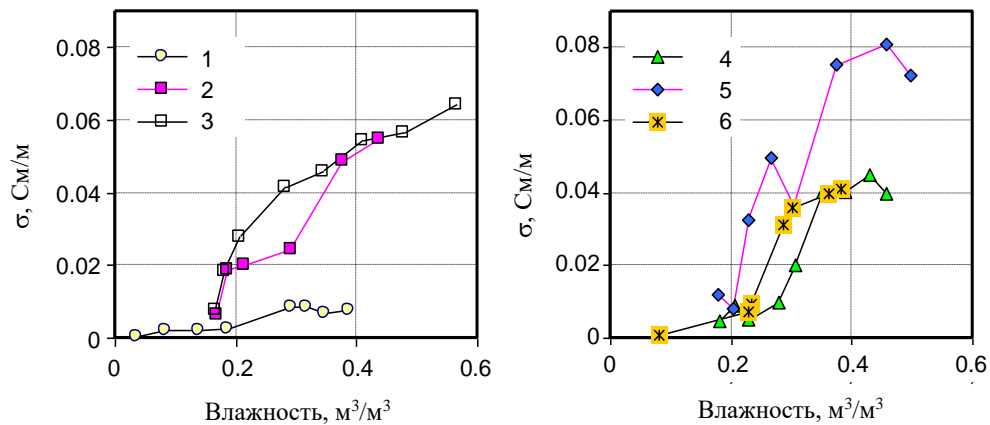


Рисунок 4.34 – Зависимости УЭП (σ) почвы от влажности. Номера кривых соответствуют номерам образцов в таблице 4.2.

Таблица 4.6 – Регрессионные уравнения для параметров релаксационных процессов.

№	$\Delta\epsilon_{S1}$	R^2	$\Delta\epsilon_{S2}$	R^2
1	$3.83 \cdot 10^6 \sigma^{1.66}$	0.81	$9.93 \cdot 10^2 \sigma^{0.680}$	0.88
2	$8.77 \cdot 10^4 \sigma^{0.602}$	0.92	$1.11 \cdot 10^3 \sigma^{0.268}$	0.71
3	$2.05 \cdot 10^5 \sigma^{0.846}$	0.83	$2.62 \cdot 10^3 \sigma^{0.456}$	0.63
4	$1.50 \cdot 10^5 \sigma^{0.806}$	0.89	$1.01 \cdot 10^3 \sigma^{0.983}$	0.54
5	$6.41 \cdot 10^5 \sigma^{1.05}$	0.99	$2.09 \cdot 10^3 \sigma^{0.247}$	0.43
6	$6.01 \cdot 10^4 \sigma^{0.853}$	0.88	$3.94 \cdot 10^2 \sigma^{0.153}$	0.82

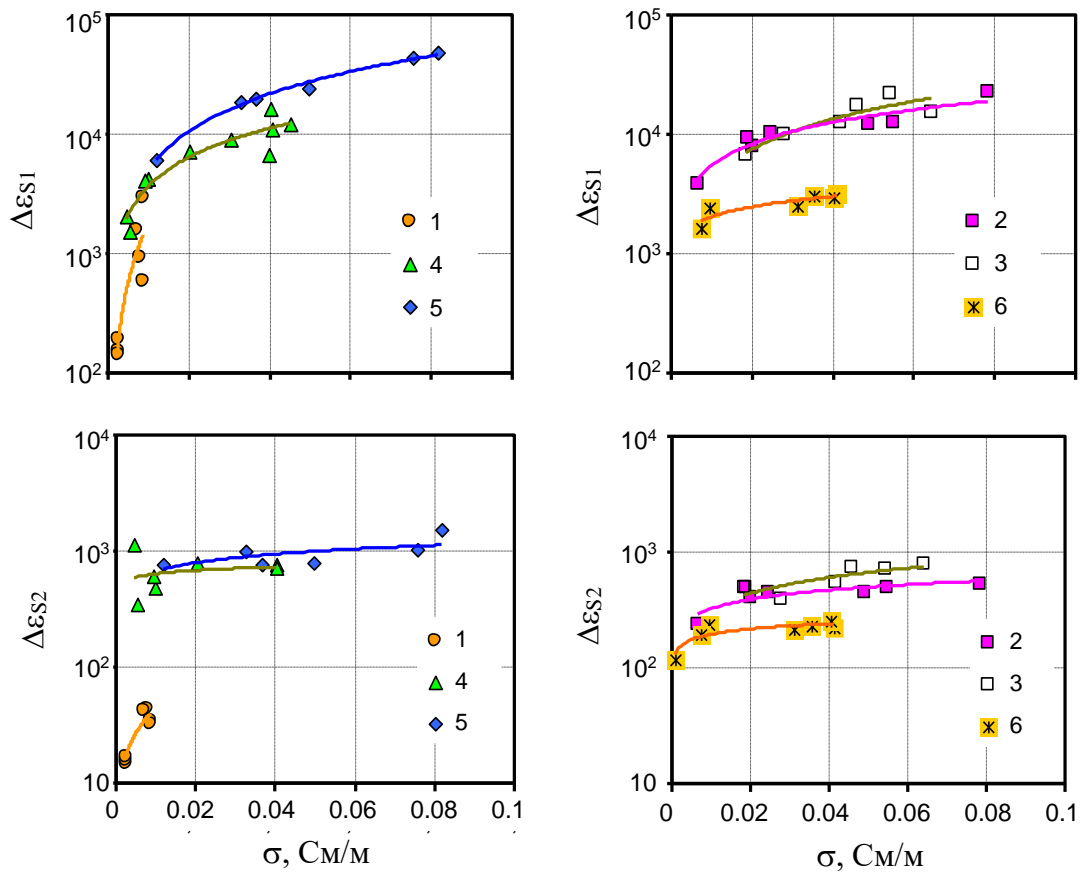


Рисунок 4.35 – Зависимости интенсивности 1-го и 2-го релаксационных процессов от УЭП (σ). Номера кривых соответствуют номерам образцов в таблице 4.2.

Интенсивность первого, низкочастотного процесса релаксации имеет более высокую корреляцию с УЭП, чем интенсивность второго процесса, поскольку поляризация двойного слоя более выражена на низких частотах. Отметим еще одну особенность. Интенсивность первого процесса релаксации имеет более высокую корреляцию в образцах, содержащих много глины (образцы № 2–5), тогда как интенсивность второго процесса имеет более высокую корреляцию в образцах, содержащих много песка (образцы № 1 и № 6).

Зависимости времен релаксации от УЭП показаны на рис. 4.36. Эти зависимости имеют низкие коэффициенты корреляции; однако значения времен релаксации мало меняются с изменением проводимости или влажности и могут характеризоваться средними значениями. В таблице 4.7 показаны средние значения времен релаксации для влажности выше $0,2 \text{ м}^3 / \text{м}^3$, при которой в почвах есть свободная вода. Мы видим небольшие различия этих значений в разных почвах.

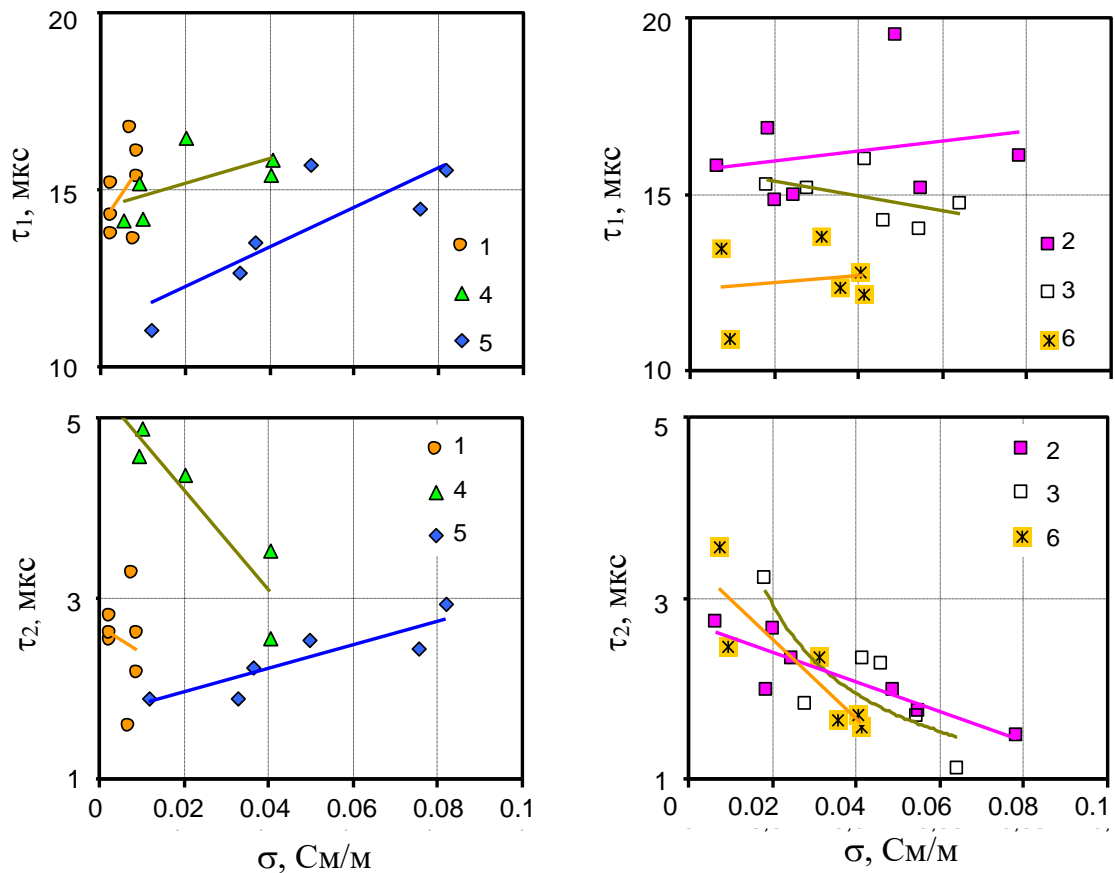


Рисунок 4.36 – Зависимости времен релаксации 1-го и 2-го релаксационных процессов от УЭП (σ). Номера кривых соответствуют номерам образцов в таблице 4.2.

Таблица 4.7 – Средние значения и стандартные отклонения δ времен релаксации.

#	τ_1 , мкс	$\delta(\tau_1)$, мкс	τ_2 , мкс	$\delta(\tau_2)$, мкс	τ_3 , нс	$\delta(\tau_3)$, нс
1	15.1	1.97	2.43	0.54	-	-
2	16.9	2.2	2.20	0.50	7.9	4.5
3	14.9	0.89	2.04	0.3	4.1	0.8
4	15.6	1.2	4.2	1.5	9.0	4.8
5	13.0	0.32	2.2	0.86	3.7	0.7
6	14.4	1.5	2.3	0.5	7.4	4.5

Коэффициенты распределения времени релаксации α_2 и α_3 также слабо связаны с влажностью и УЭП. Частично это связано с тем, что разные образцы были измерены при разных уровнях влажности, которые не поддерживали одинаковую плотность в сухом состоянии (см. Таблицу 4.5), кроме того, были разные условия смачиваемости. Относительно высокие значения этих коэффициентов, приведенные в таблице 4.5,

указывают на широкий диапазон частот индивидуальных релаксационных процессов, что типично для систем с широким диапазоном размеров частиц. Средние значения коэффициентов α_2 и α_3 приведены в таблице 4.8.

Таблица 4.8 – Средние коэффициенты распределения времен релаксации и стандартные отклонения δ .

№	α_2	$\delta(\alpha_2)$	α_3	$\delta(\alpha_3)$
1	0,41	0,14	-	-
2	0,30	0,02	0,38	0,05
3	0,26	0,04	0,27	0,151
4	0,32	0,06	0,29	0,01
5	0,19	0,01	0,32	0,01
6	0,35	0,03	0,46	0,28

Зависимость параметров релаксационных процессов от содержания глины и органического углерода.

Графики, приведенные на рис. 4.35, представляют влияние содержания глины и органического вещества на интенсивности релаксационных процессов. Чем больше глины в образце, тем выше интенсивность первого и второго процессов. На частотах выше 1 ГГц самые низкие значения ε' наблюдаются в образцах № 4 и № 5, содержащих наибольшее количество глины (см. таблицу 4.2). В этих образцах наибольшая доля воды находится в связанном состоянии и ее статическая проницаемость меньше, чем у других образцов (за исключением образца № 6, где из-за малого содержания связанной воды ее параметры определяются с большой погрешностью, см. таблицу 4.3).

В песке (образец № 1) наименьшие значения ε' наблюдаются на частотах ниже 250 МГц, а наименьшие значения $\tan \delta$ - на частотах выше 1–4 МГц. В песке нет мелких частиц, удельная поверхность мала, поэтому параметры $\Delta\varepsilon_{S1}$ и $\Delta\varepsilon_{S2}$ меньше, чем в других грунтах. Из-за отсутствия связанной воды при малых и средних влажностях значения ε' на частотах более 2 ГГц выше, чем в почвенных образцах, содержащих связанную воду. Третий релаксационный процесс в песке отсутствует, и значения ε' и ε'' увеличиваются только на частотах ниже 1 МГц. Высокое содержание органического вещества приводит к снижению интенсивности релаксационных процессов (сравните кривые для образцов № 2 и № 3).

4.2.4 Общая характеристика процессов диэлектрической релаксации в почвах

Как показано выше, широкополосные спектры КДП можно моделировать тремя релаксационными процессами. Параметры этих процессов существенным образом зависят от соотношения содержащихся в почвах двух форм воды. При наличии только связанной воды интенсивность и время релаксации сильно зависят от влажности. При увеличении влажности время релаксации уменьшается, а интенсивность возрастает. При наличии свободной воды зависимость параметров от влажности не столь сильна.

В почвах, содержащих глину, интенсивности релаксационных процессов имеют тенденцию возрастания при увеличении влажности и проводимости, а времена релаксации изменяются в зависимости от влажности и проводимости существенно в меньшей степени как в сторону возрастания, так и в сторону уменьшения. Именно возрастание интенсивности 1-го и 2-го релаксационных процессов приводит к резкому возрастанию значений ϵ' на низких частотах при увеличении влажности.

Значения интенсивности третьего релаксационного процесса зависят от глинистости и варьируются от 3,4 в образце № 6 до 10–30 ед. в образцах № 4 и № 5 (см. таблицу 4.5).

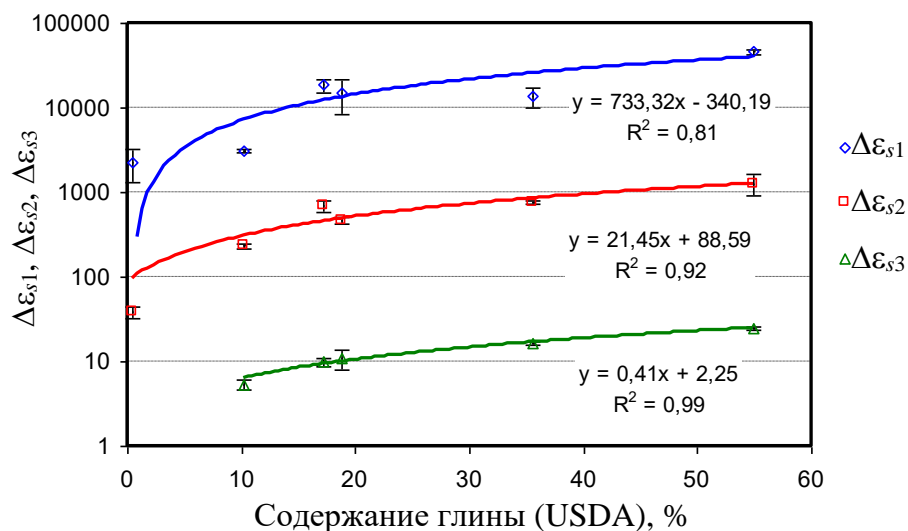


Рисунок 4.37 – Зависимости интенсивности релаксационных процессов при высокой влажности от содержания глины.

Наибольшая изменчивость значений интенсивностей как третьего, так и первых двух релаксационных процессов наблюдается в диапазоне влажности от 0,2 до 0,3 м³/м³, при

котором наблюдаются резкие изменения удельной проводимости. В диапазоне влажности 0,35–0,45 м³/м³ изменения интенсивностей релаксационных процессов минимальны. Средние значения в этом диапазоне влажности имеют тесную корреляционную связь с содержанием глины (см. рис. 4.37).

Эти зависимости можно аппроксимировать уравнениями линейной регрессии. Наибольший коэффициент корреляции имеет зависимость интенсивности третьего релаксационного процесса, не учитывающая этот параметр для песка.

При возрастании содержания глины область действия релаксационных процессов распространяется на более высокие частоты. На рис. 4.38 показано, что их влияние на высоких частотах сказывается в первую очередь на мнимой части КДП. С увеличением количества глины частота, на которой наблюдается минимальное значение мнимой части и разделяющая диапазоны преимущественного влияния на КДП релаксационных процессов и ориентационной поляризации молекул воды, увеличивается при увеличении содержания глины в образцах.

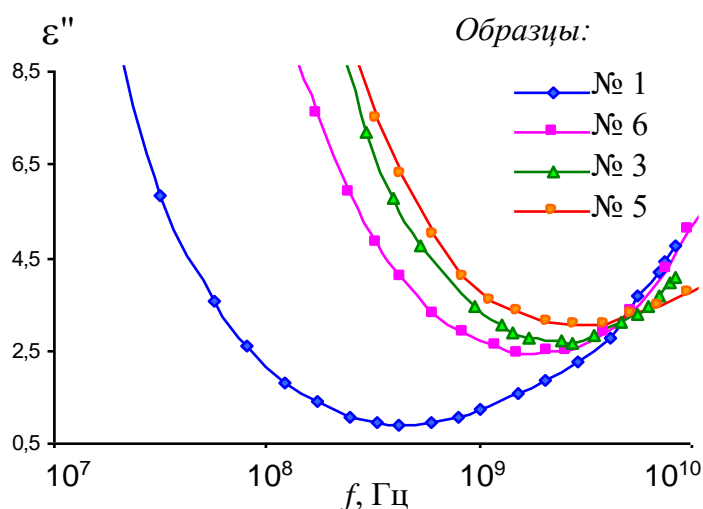


Рисунок 4.38 – Положение минимума ε'' в образцах с разным содержанием глины.

Значения влажности 0,28–0,30 м³/м³.

На рис. 4.39 показано как смещается эта частота, соответствующая минимальному значению ε'' , разделяющая область преобладающего влияния релаксационных процессов и область преобладающего влияния ориентационной поляризации молекул воды. Поскольку эта частота еще слабо зависит от влажности, на графике указаны также диапазоны изменения этой частоты для каждой почвы. Уравнение регрессии, приведенное на этом рисунке, не включает результат, полученный для почвы № 2, содержащей наибольшее количество гумуса. Гумус не только уменьшает интенсивности релаксационных процессов, но и снижает верхнюю частоту их влияния.

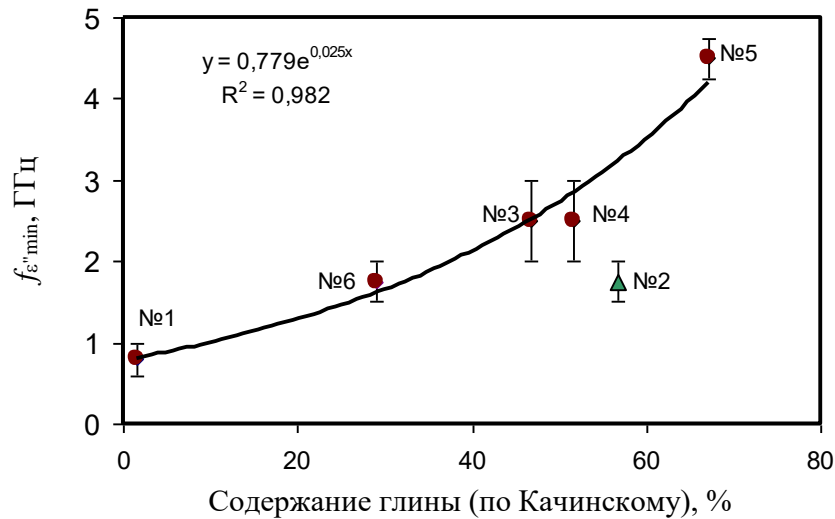


Рисунок 4.39 – Зависимость частоты, соответствующей минимальному значению ε'' , от содержания глины.

4.2.5 Влияние релаксационных процессов на комплексную диэлектрическую проницаемость почв на частоте 1,4 ГГц

Выше показано, что релаксационные процессы оказывают влияние на КДП на частотах выше 1 ГГц. Представление о таком влиянии позволяет объяснить некоторые недостатки четырехкомпонентной рефракционной модели почв, используемой в алгоритме SMOS [86].

Параметры этой модели определяются путем подгонки экспериментальных данных. Найденная таким образом КДП свободной воды отличается от получаемой по модели Дебая. В частности, для свободной воды в песчаной почве при температуре 22-24 °С для песчаной почвы получено значение $\varepsilon_u^* = 85.7 - i12.8$, для натуральной почвы – $\varepsilon_u^* = 106.8 - i29.2$ [17]. В статье [86] приведено значение статической проницаемости $\varepsilon_{Su} = 100$. Если вычислить проводимость свободной воды по формуле, приведенной в этой работе, можно получить следующие значения: $\sigma_u = 0.59$ См/м при содержании глины 10% и $\sigma_u = 1.41$ См/м при содержании глины 55%. Подобные значения ε_{Su} и σ_u приведены в статье [117]. В работе [90] приведены формулы для расчета КДП свободной воды на частоте 1.4 ГГц. При температуре 25°С получаем значения $\varepsilon_u^* = 97.3 - i13.8$ при содержании глины 10%

и $\varepsilon_u^* = 97.9 - i27.1$ при содержании глины 55%. Согласно модели Дебая при температуре 25°C на частоте 1.4 ГГц $\varepsilon_u^* = 77.96 - i5.21$, а статическая проницаемость $\varepsilon_{su} = 78.3$. Объяснения указанных расхождений в этих работах не дается.

На рис. 4.40 приведены результаты эксперимента и моделирования комплексного показателя преломления $n^* = n - ik$ почв с разным содержанием гумуса (образцы № 2 и № 3 в таблице 4.2). В результате подгонки (кривая 2) получены значения $\varepsilon_u^* = 93.0 - i14.2$ для образца №. 2 и $\varepsilon_u^* = 93.4 - i15.3$ для образца №. 3. Превышение значений действительной и мнимой частей КДП над значениями, получаемыми в модели Дебая, можно объяснить влиянием 3-го релаксационного процесса. Если использовать в рефракционной части комбинированной модели $\varepsilon_u^* = 77.96 - i5.21$ по модели Дебая, то получим заниженные относительно экспериментальных данных значения действительной и мнимой частей показателя преломления (кривая 3). Отметим, что мы пренебрегли ионной проводимостью связанной и свободной воды. Использование комбинированной модели, учитывающей релаксационные процессы, позволяет получить хорошее согласие с экспериментом, применяя КДП свободной воды по модели Дебая.

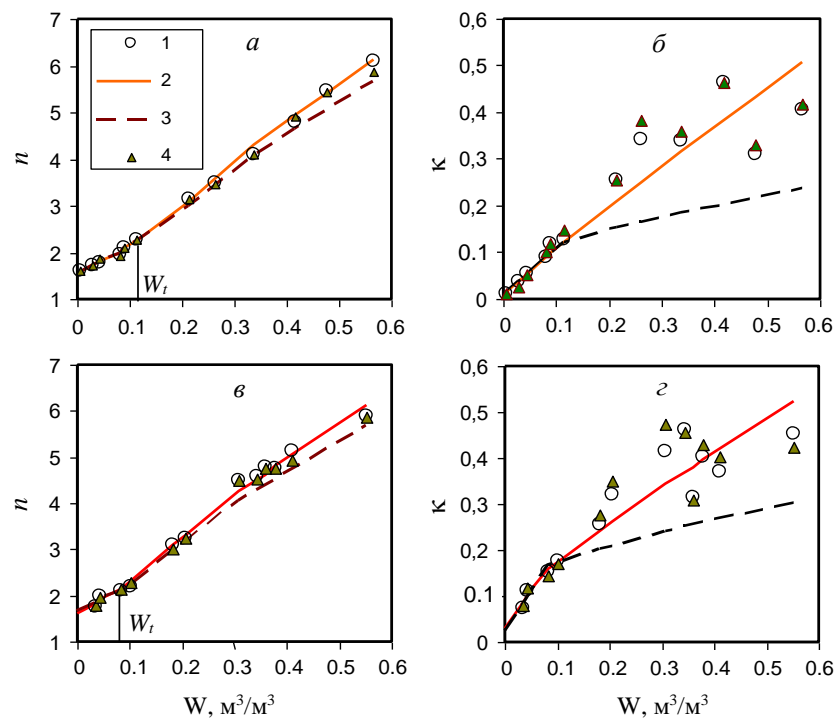


Рисунок 4.40 – Зависимости от влажности действительной и мнимой частей показателя преломления почв с разным содержанием органического вещества: № 2 (а, б), № 3 (в, г) в таблице 4.2 на частоте 1.4 ГГц при температуре 25°C.

1 – эксперимент; 2 – результат подбора; 3 – рефракционная часть модели (2.9), (2.10); 4 – комбинированная модель (2.11)

Выводы по Главе 4

При рассмотрении диэлектрических исследований песчаных смесей установлено, что добавление небольшого количества глины в песчаные образцы не приводит к значительному возрастанию УЭП σ_0 образцов с крупными размерами частиц песчаной фазы (образцы фракции песка 130 мкм и кварцевых гранул 70-110), причем в ряде случаев это возрастание заметнее при содержании глины в 5 %, чем при ее содержании в 10 %. В образце кварцевых гранул 0-20 с мелкими частицами максимальные значения проводимости σ_0 , причем более значительные, чем в других образцах, наблюдаются при содержании глины 5 %. При этом существует сильная зависимость от концентрации раствора. При увеличении содержания глины до 10 % значения σ_0 резко уменьшаются и становятся даже меньшими, чем в образце, не содержащем глины. Такое поведение УЭП σ_0 образцов обусловлено наличием разных конкурирующих механизмов электропроводности – поверхностной – движением ионов внутри двойного электрического слоя (ДЭС) и объемной – движением ионов в объеме раствора. Увеличение концентрации раствора приводит к уменьшению толщины ДЭС и к уменьшению поверхностной проводимости, но к увеличению объемной проводимости. Добавление небольшого количества глины приводит к небольшому увеличению удельной поверхности и возрастанию поверхностной проводимости. Когда количества глины достаточно для образования узких горловин между мелкими частицами (что, по-видимому, наблюдается в образце кварцевых гранул 0-20), вступает в силу механизм мембранной поляризации, уменьшающий объемную электропроводность. Добавление глины приводит к возрастанию действительной и мнимой частей КДП на низких частотах, обусловленную увеличением интенсивностей низкочастотных релаксационных процессов. Значения интенсивностей $\Delta\epsilon_{S3}$ в образцах с крупными частицами песчаной фракции слабо увеличиваются при увеличении содержания глины в сравнении с образцами, не содержащими глины, а в образце кварцевых гранул 0-20 с малым размером частиц песчаной фракции слабо уменьшаются. Интенсивности этого релаксационного процесса максимальны в образцах с мелкими частицами песчаной фазы, однако добавление небольшого количества глины, частицы которой имеют меньшие размеры, приводит к уменьшению интенсивности этого процесса (см. рис. 4.23). Судя по всему, этот процесс имеет "резонансный" характер, т.е. его интенсивность имеет максимальные значения при определенном размере частиц. Увеличение содержания глины

приводит к увеличению доли связанной воды и уменьшению действительной и мнимой частей КДП на частотах выше 1 ГГц.

Для описания результатов измерения спектров КДП в диапазоне частот 10 кГц – 8,5 ГГц шести образцов влажных почв с различным содержанием глины и органического углерода, была использована комбинированная рефракционно-релаксационная модель. В рефракционной части модели параметры модели Дебая связанной воды находились путем подбора на частотах выше 3 ГГц. Диэлектрические свойства свободной воды определялись по стандартной модели Дебая. Релаксационная часть модели включает три релаксационных процесса. Первый, низкочастотный процесс моделируется формулой Дебая, а два других формулами Коула-Коула. Эти два процесса характеризуются широким распределением времен релаксации. Влияние третьего релаксационного процесса объясняет, почему в модели Миронова [86], используемой в алгоритме SMOS, диэлектрические свойства свободной воды на частоте 1,4 ГГц отличаются от предсказываемых моделью Дебая. Проводимость образцов при малых значениях влажности, когда вся вода находится в связанной форме, тем меньше, чем больше в почве глины. При более высоких влажностях при наличии свободной воды проводимость слабо возрастает при увеличении содержания глины.

Наибольшие интенсивности первого и второго релаксационных процессов наблюдаются в почвах с большим содержанием глины и отражают быстрое возрастание действительной и мнимой частей КДП в глинистых почвах при уменьшении частоты. Наибольшая изменчивость значений интенсивностей как третьего, так и первых двух релаксационных процессов наблюдается в диапазоне влажности от 0,2 до 0,3 м³/м³, при котором наблюдаются резкие изменения удельной проводимости. В диапазоне влажности 0,35–0,45 м³/м³ изменения интенсивностей релаксационных процессов минимальны. Средние значения в этом диапазоне влажности имеют тесную корреляционную связь с содержанием глины. Эти зависимости можно аппроксимировать уравнениями линейной регрессии. Влияние органического вещества при прочих равных условиях заключается в уменьшении действительной и мнимой частей КДП во всем исследованном частотном диапазоне. При возрастании содержания глины область действия релаксационных процессов распространяется на более высокие частоты. Зависимость частоты $f_{\varepsilon''min}$, соответствующей минимальному значению ε'' , разделяющей область преобладающего влияния релаксационных процессов и область преобладающего влияния ориентационной поляризации молекул воды от содержания глины в малогумусных почвах имеет вид $f_{\varepsilon''min} = A \cdot \exp(B \cdot C)$, где $f_{\varepsilon''min}$ – частота в ГГц, $A = (0,779 \pm 0,019)$ ГГц, $B = (0,025 \pm 0,001)$, C – содержание глины по Качинскому в процентах от массы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе были рассмотрены некоторые петрофизические характеристики почв и пород, такие как плотность, пористость, влажность, проницаемость, а также уравнения их связывающие. Была рассмотрена важная электродинамическая характеристика почв и грунтов – комплексная диэлектрическая проницаемость (КДП), являющаяся одной из важнейших электродинамических характеристик почв и грунтов (дисперсных смесей), и ее зависимость от физических свойств минерала, формы и размеров почвенных частиц, влажности, температуры и солености, а также электрофизические методы исследования свойств горных пород в разных частотных диапазонах.

Так же в работе были рассмотрены методы измерения комплексной диэлектрической проницаемости в широком диапазоне частот. Авторы различных работ рекомендуют сочетание различных методов для измерения диэлектрической проницаемости в широком диапазоне частот. Была рассмотрена конструкция ячейки и методика измерения КДП консолидированных пород в диапазоне частот 100 Гц – 0,5 ГГц.

Также были кратко описаны разные подходы к моделированию: модель, в которой параметры, характеризующие породу, являются суммой соответствующих параметров компонентов, составляющих породу с учетом их объемной доли; модель, учитывающую лишь ориентационную поляризацию молекул связанной и свободной воды; модель с двумя релаксационными процессами, где учитывается поляризация двойного слоя на границе вода-минерал; модель, основанную на аддитивности поляризованности. Описаны различные варианты подходов для моделирования влияния релаксационных процессов на КДП в широком диапазоне частот, которые мы исследовали, начиная от самых простых. А также описана процедура определения параметров релаксационных процессов.

В ходе работы были проведены диэлектрические измерения в широком диапазоне частот кварцевых гранул с различными средними диаметрами (по массе), двух фракций речного песка, образцов силикагелей, образцов кернов и разрушенных кернов скважины № 1 Варягского месторождения, песчаных смесей с содержанием бентонита 5 % и 10 %, а также несколько образцов сельскохозяйственных почв Омской и Томской областей. При исследовании диэлектрических спектров и параметров процессов диэлектрической релаксации было установлено:

1. Действительная и мнимая части КДП песчаных образцов возрастают при увеличении их низкочастотной электропроводности.

Параметры процессов диэлектрической релаксации имеют корреляционную связь с размерами частиц и удельной поверхностью песчаных образцов. Наиболее тесные связи обнаружены у параметров высокочастотного релаксационного процесса при увлажнении солевым раствором NaCl с концентрацией 1,5 г/л. Найдены соотношения связи интенсивности процесса со средним размером частиц, связи времени релаксации процесса со средним размером частиц имеет вид.

Добавление небольшого количества (5 % и 10 %) глины в песчаные образцы приводит к возрастанию действительной и мнимой частей КДП на низких частотах, обусловленную увеличением интенсивностей низкочастотных релаксационных процессов. Значения интенсивностей высокочастотного процесса в образцах с крупными частицами песчаной фракции слабо увеличиваются при увеличении содержания глины в сравнении с образцами, не содержащими глины, а в образце кварцевых гранул с малым размером частиц песчаной фракции слабо уменьшаются. Интенсивности этого релаксационного процесса максимальны в образцах с мелкими частицами песчаной фазы, однако добавление небольшого количества глины, частицы которой имеют меньшие размеры, приводит к уменьшению интенсивности этого процесса, что свидетельствует о "резонансном" характере этого процесса, т.е. его интенсивность имеет максимальные значения при определенном размере частиц.

2. Исследование силикагелей с малыми размерами внутренних пор показало, что значения коэффициента поглощения электромагнитных волн во всех образцах силикагеля слабо уменьшаются при возрастании объемной доли связанной воды до ее максимального содержания, равного 0,32–0,34. Такая зависимость наблюдается в относительно узком диапазоне частот приблизительно от 0,8 до 2 ГГц. Это вызвано сильной зависимостью частоты релаксации молекул связанной воды во внутренних порах от влажности. Сравнение измеренных диэлектрических характеристик твердых образцов (кернов) песчаных пород нефтеносной скважины с разными размерами внутренних пор и разрушенных образцов (шламов) этих же пород показало, что как и в твердых образцах, так и в шламах, сохраняется зависимость интенсивности процесса от размера пор – чем мельче поры, тем выше интенсивность.
3. В сельскохозяйственных почвах нарушается монотонная зависимость действительной и мнимой частей КДП от влажности на частотах ниже 300 кГц в песке и 3 МГц в почве с содержанием глины 67% от массы (по Качинскому). При насыщении близком к полному (влажности 0,35–0,45 м³/м³) средние значения интенсивностей трех релаксационных процессов возрастают при увеличении содержания глины по линейному закону. Увеличение содержания органического вещества (гумуса) при

прочих равных условиях приводит к уменьшению действительной и мнимой частей КДП. В высокочастотном диапазоне это вызвано увеличением доли связанной воды, а на средних и низких частотах – уменьшением интенсивностей релаксационных процессов.

Найдена зависимость частоты $f_{\varepsilon''min}$, соответствующей минимальному значению ε'' , разделяющей область преобладающего влияния релаксационных процессов и область преобладающего влияния ориентационной поляризации молекул связанной и свободной воды от содержания глины в малогумусных почвах. Эта частота в почвах с высоким содержанием глины достигает 3–4 ГГц.

ЛИТЕРАТУРА

Публикации автора

Статьи в журналах из перечня ВАК:

- A1. *Репин, А. В.* Способы уменьшения погрешности измерения комплексной диэлектрической проницаемости материалов с высокой электропроводностью / А. В. Репин, Т. А. Беляева, О. В. Родионова, Е. С. Крошка // Известия вузов. Физика. – 2015. – Т. 58. № 8/2. – С. 32-35.
- A2. *Бобров, П. П.* Моделирование процессов диэлектрической релаксации во влажных песчаных породах / П. П. Бобров, В. Н. Красноухова, Е. С. Крошка, А. С. Лапина // Известия высших учебных заведений. Физика. – 2017. – Т. 60. № 4. – С. 135-140.
Bobrov, P. P. Modeling of Dielectric Relaxation Processes in Moist Sand Rocks / P. P. Bobrov, V. N. Krasnoukhova, E. S. Kroshka, A. S. Lapina // Russian Physics Journal. – 2017. – V.60, № 4. – P. 711-716. (Q3, IF=0.664, Scopus, WoS)
- A3. *Belyaeva, T. A.* The effect of very low water content on the complex dielectric permittivity of clays, sand-clay and sand rocks / T. A. Belyaeva, P. P. Bobrov, E. S. Kroshka, A. S. Lapina, O. V. Rodionova // Measurement Science and Technology. – 2017. – V. 28. – P. 014005. (Q2, IF=2.046, Scopus, WoS)
- A4. *Бобров, П. П.* Определение влажности образцов почв диэлектрическим методом / П. П. Бобров, Т. А. Беляева, Е. С. Крошка, О. В. Родионова // Почвоведение. – 2019. – № 7. – С. 859-871.
Bobrov, P. P. Soil moisture measurement by the dielectric method / P. P. Bobrov, T. A. Belyaeva, E. S. Kroshka, O. V. Rodionova // Eurasian Soil Science. – 2019. – V. 52, № 7. – P. 822-833 (Q2, IF=1.369, Scopus, WoS).
- A5. *Bobrov, P. P.* Combined dielectric model of sandy soils in the frequency range from 10 kHz to 8 GHz / P. P. Bobrov, T. A. Belyaeva, E. S. Kroshka // Journal of Applied Geophysics. – 2018. – V. 159. – P. 616-620 (Q2, IF=2.121, Scopus, WoS).
- A6. *Бобров, П.П.* Диэлектрическая спектроскопия слабозасоленных песков / П.П. Бобров, Т.А. Беляева, Е.С. Крошка, О.В. Родионова // Геология и геофизика. – 2021.

DOI: 10.15372/GiG2021107 (Q2, IF=1.206, Scopus, WoS).

A7. *Бобров, П. П.* Связь низкочастотной диэлектрической проницаемости с проводимостью слабозасоленных образцов песка / П. П. Бобров, Т. А. Беляева, Е. С. Крошка, О. В. Родионова // Техника радиосвязи. Омский научно-исследовательский институт приборостроения. Омск. – 2020. – Выпуск 3 (46). – С. 85-94.

A8. *Репин, А. В.* Моделирование диэлектрической релаксации в глинах при отрицательных и положительных температурах / А. В. Репин, О. В. Родионова, Е. С. Крошка // Известия вузов. Физика. – 2021. – Т. 64, № 1. – С. 58-63.

Repin, A.V. Modeling of Dielectric Relaxation in Clays at Negative and Positive Temperatures / A.V. Repin, O.V. Rodionova, E.S. Kroshka, // Russian Physics Journal. – 2021. – V. 64. № 1. – P. 67–73. (Q3, IF=0.664, Scopus, WoS)

A9. *Бобров, П. П.* О параметрах диэлектрической модели почв, используемой в алгоритме SMOS / П. П. Бобров, Т. А. Беляева, Е. С. Крошка, О. В. Родионова / Техника радиосвязи. Омск. – 2021. – Выпуск 1 (48). – С. 85-94.

В сборниках трудов конференций и прочих изданиях:

A10. *Belyaeva, T. A.* Complex dielectric permittivity of saline soils and rocks at frequencies from 10 kHz to 8 GHz / T. A. Belyaeva, P. P. Bobrov, E. S. Kroshka, A. V. Repin // Proceedings of 2017 Progress in Electromagnetics Research Symposium - Spring (PIERS). St Petersburg, Russia. – 22-25 May, 2017. – P. 3046-3051 (Scopus, WoS).

A11. *Bobrov, P. P.* Relaxation model of complex relative permittivity of sandstones for the frequency range from 10 kHz to 1 GHz / P. P. Bobrov, E. S. Kroshka, A. S. Lapina, A. V. Repin // Proceedings of 2017 Progress in Electromagnetics Research Symposium - Spring (PIERS). St Petersburg, Russia. – 22-25 May 2017. – P. 3046-3051 (Scopus, WoS).

A12. *Kroshka, E. S.* Dielectric Relaxation in Clays in a Wide Range of Frequencies at Temperatures from -15°C to 25°C / E. S. Kroshka, A. V. Repin, O. V. Rodionova // 2019 PhotonIcs & Electromagnetics Research Symposium - Spring (PIERS-Spring). Rome, Italy, 17-20 June, 2019. – 2019. – P. 2167-2172 (Scopus, WoS).

A13. *Bobrov, P. P.* Dielectric Relaxation in Wet Soils at Frequencies from 10 kHz to 10 MHz / P. P. Bobrov, T. A. Belyaeva, E. S. Kroshka, O. V. Rodionova // 2019 PhotonIcs & Electromagnetics Research Symposium - Spring (PIERS-Spring). Rome, Italy, 17-20 June, 2019. – 2019. – P. 2160-2166 (Scopus, WoS).

A14. *Kroshka, E. S.* Effect of Internal Pore Sizes of the Silica Gel on the Dielectric Permittivity in the Frequency Range from 100 Hz to 8 GHz / E. S. Kroshka, P. P. Bobrov // 2019 PhotonIcs & Electromagnetics Research Symposium - Spring (PIERS-Spring). Rome,

- Italy, 17-20 June, 2019. – 2019. – P. 3464-3468 (Scopus, WoS).
- A15. *Bobrov, P. P.* Dielectric Spectroscopy of Slightly Saline Sandy-Clay Mixtures in the Frequency Range from 10 kHz to 10 GHz / P. P. Bobrov, T. A. Belyaeva, E. S. Kroshka, O. V. Rodionova // 13th International Conference on Electromagnetic Wave Interaction with Water and Moist Substances (ISEMA). Kiel, Germany. – 26-30 July, 2021. – P. 122-127 (Scopus, WoS).
- A16. *Беляева, Т. А.* Проявление растворяющей способности связанной воды в диэлектрической проницаемости засоленного бентонита / Т. А. Беляева, П. П. Бобров, Е. С. Крошка, А. В. Репин // Материалы Всероссийской молодежной научной конференции с участием иностранных ученых «Трофимуковские чтения – 2015». Новосибирск: РИЦ НГУ. – 2015. – С. 245-248.
- A17. *Крошка, Е. С.* О диэлектрической проницаемости почвы антенных полигонов / Е. С. Крошка // Сборник тезисов, материалы Двадцать первой Всероссийской научной конференции студентов-физиков и молодых ученых (ВНКСФ-21, Омск): материалы конференции, тезисы докладов: В 1 т.Т.1 – Екатеринбург - Омск: издательство АСФ России, – 2015. – С. 454–455.
- A18. *Беляева, Т. А.* Влияние релаксационных процессов на комплексную диэлектрическую проницаемость почв при положительных и отрицательных температурах / Т. А. Беляева, П. П. Бобров, Е. С. Крошка // Материалы V Международной научной конференции «Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли». Красноярск: Сибирский федеральный университет. Институт космических и информационных технологий. – 2018. – С. 77-81.
- A19. *Репин, А. В.* Диэлектрическая релаксация в глинах в широком диапазоне частот при отрицательных и положительных температурах / А. В. Репин, О. В. Родионова, Е. С. Крошка // Материалы V Международной научной конференции «Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли». – Красноярск: Сибирский федеральный университет. Институт космических и информационных технологий. – 2018. – С. 194-198.
- A20. *Крошка, Е. С.* О возможности определения размеров пор силикагелей и буровых шламов по данным диэлектрических и ЯМР-измерений / Е. С. Крошка, П. П. Бобров, О. В. Родионова, М. Й. Шумскайте // Материалы Всероссийской молодежной научной конференции с участием иностранных ученых «Трофимуковские чтения – 2019». Новосибирск: ИНГГ СО РАН. – 2019. – С. 176-179.
- A21. *Бобров, П. П.* Связь низкочастотной диэлектрической проницаемости с проводимостью слабозасоленных образцов песка / П. П. Бобров, Т. А. Беляева, Е. С.

- Крошка, О. В. Родионова // Тезисы докладов I Российской научной конференции «Радиофизика, фотоника и исследование свойств вещества». Омск. – 6-8 октября, 2020. – С. 69-70.
- A22. Бобров, П. П. О параметрах диэлектрической модели почв, используемой в алгоритме SMOS / П. П. Бобров, Т. А. Беляева, Е. С. Крошка, О. В. Родионова // Тезисы докладов I Российской научной конференции «Радиофизика, фотоника и исследование свойств вещества». Омск. – 6-8 октября, 2020. – С. 67-68.
- A23. Репин, А. В. Физические принципы моделирования спектров диэлектрической проницаемости глин в широком частотном диапазоне / А. В. Репин, Е. С. Крошка, О. В. Родионова // Приоритетные направления инновационной деятельности в промышленности: сборник научных статей второй международной научной конференции. Часть 2. Казань: ООО «Конверт». – 28-29 февраля, 2020. – С. 18-21.
- A24. Бобров, П. П. Учет частотной зависимости диэлектрической проницаемости грунтов при проектировании и моделировании приземных антенн / П. П. Бобров, С. В. Кривальцевич, Е. С. Крошка // Техника радиосвязи. – 2015. – №4 (27). – С. 72-79.

Сторонние источники

1. Зинченко, В. С. Петрофизические основы гидрогеологической и инженерно-геологической интерпретации геофизических данных: учебное пособие для студентов вузов / В. С. Зинченко – М. Тверь: Изд. АИС, 2005. – 392 с.
2. Campbell, J. E. Dielectric properties and influence of conductivity in soils at one to fifty megahertz / J. E. Campbell // Soil Science Society of America Journal. – 1990. – V.54. – P.332-341.
3. Воронин, А. Д. Основы физики почв / А. Д. Воронин – М.: МГУ. 1986. – 243 С.
4. Роде, А. А. Основы учения о почвенной влаге. Том 1: Водные свойства почв и передвижение почвенной влаги / А. А. Роде – Ленинград: Гидрометеиздат, 1965. – 664 с.
5. Качинский, Н. А. Физика почвы. Часть 2, Водно-физические свойства и режимы почв / Н. А. Качинский – М.: Высшая школа, 1970. – 359 с.
6. Кауричев, И. С. Почвоведение. Под ред. И. С. Кауричева. 4-е перераб. и доп. изд. / И.

- С. Кауричев, Н. П. Панов, Н. Н. Розов и др. – М.: Агропромиздат, 1989. – 719 с.
7. *Вахромеев, Г. С.* Петрофизика: учебник для вузов / Г. С. Вахромеев, Л. Я. Ерофеев, В. С. Канайкин, Г. Г. Номоконова – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1997. – 462 с.
 8. *Darcy, Henry.* Les fontaines publiques de la ville de Dijon: exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau.... / Darcy Henry – Paris: V. Dalmont, 1856. – VII+647 с.
 9. *Никольский, В. В.* Электродинамика и распространение радиоволн: учебное пособие / В. В. Никольский – М.: Наука. 1978. – 544 с.
 10. *Shivola, A. H.* How strict are theoretical bounds for dielectric properties of mixtures / A.H. Shivola // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. – 2002. – V.40, № 4. – P. 880–886.
 11. *Wobschall, D.* A theory of the complex dielectric permittivity of soil containing water: the semidisperse model / D. Wobschall // IEEE on Geoscience Electronics. – 1977. – V.GE-15, № 1. – P.49–57.
 12. *Bruggeman, D. A. G.* Berechnung verschiedener physikalischer Konstanten von heterogenen Substanzen / D. A. G. Bruggeman // Ann. Phys. – 1935. – V. 416, № 7. – P. 636-679.
 13. *Cosenza, P.* Differential effective medium schemes for investigating the relationship between high-frequency relative dielectric permittivity and water content of soils / P. Cosenza, C. Camerlynck, A. Tabbagh // Water Resour. Res. – 2003. – V. 39, № 9. – P. 1230
 14. *Tuncer, E.* Dielectric mixtures: electrical properties and modeling / E. Tuncer, Y. V. Serdyuk, S. M. Gubanski // IEEE Trans. Dielec. Electr. Insul. – Oct 2002. – V. 9, № 5. – P. 809-828.
 15. *Shutko, A. M.* Mixture formulas applied in estimation of dielectric and radiative characteristics of soils and grounds at microwave frequencies / A.M. Shutko, E. M. Reutov // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. – 1982. – V. GE-20, № 1. – P. 29-31.
 16. *Birchak, J. R.* High dielectric constant microwave probes for sensing soil moisture / J. R. Birchak, G. G. Gardner, J. E. Hipp, J. M. Victor // Proceeding IEEE. – 1974. – V. 62, № 1. – P. 93-98.
 17. *Mironov, V. L.* Generalized refractive mixing dielectric model for moist soils / V. L. Mironov, M. C. Dobson, V. H. Kaupp, S. A. Komarov, V. N. Kleshchenko // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2004. – V. 42, №4. – P. 773-785
 18. *Lin, C.-P.* Frequency domain versus travel time analyses of TDR waveforms for soil moisture measurements / C.-P. Lin // Soil Sci. Soc. Am. J. – 2003. – V. 67, № 3. – P. 720-729.
 19. *Brovelli, A.* Effective permittivity of porous media: A critical analysis of the complex

- refractive index model / A. Brovelli, G. Cassiani // *Geophys. Prospecting*. – 2008. – V. 56, № 5. – P. 715-727.
20. *Brovelli, A.* Combined estimation of effective electrical conductivity and permittivity for soil monitoring / A. Brovelli, G. Cassiani // *Water Resour. Res.* – 2011. – V. 47, W08510.
 21. *Cole, K.S.* Dispersion and absorption in dielectrics / K. S. Cole, R. H. Cole // *J. Phys. Chem.* – 1941. – V. 9. – P. 341-351.
 22. *Davidson, D. W.* Dielectric relaxation in glycerol, propylene glycol and n-propanol / D. W. Davidson, R. H. Cole // *J. Chem. Physics*. – 1951. – V. 19. – P. 1484–1490.
 23. *Havriliak, S.* A complex plane analysis of α -dispersion in some polymer systems / S. Havriliak, S. Negami // *J. Polym. sci. C*. – 1966. – V. 14. – P. 99-117.
 24. *Дахнов, В.Н.* Интерпретация каротажных диаграмм / В. Н. Дахнов – М.: Гостеолтехиздат, 1941. – 496 с.
 25. *Archie, G. E.* The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics / G. E. Archie // *Tran. AIME*. – 1942. – V. 146. – P. 54-62.
 26. *Еникеев, Б. Н.* 70 лет уравнению Дахнова–Арчи / Б. Н. Еникеев // *Каротажник*. – 2011. – Вып. 205, № 7. – С. 209-226.
 27. *Maxwell.* Philosophical Transactions of the Royal Society of London / Maxwell, J. C. Garnett // Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character. – 1904. – V. 203. – P. 385-420.
 28. *Нестерова, Г. В.* Математические модели электропроводности двухкомпонентных сред и формула Арчи (по материалам публикаций) / Г. В. Нестерова // *Каротажник*. – 2008. – Вып. 175, № 10. – С. 81-101.
 29. *Worlington, P. F.* Petrophysical Type Curves for Identifying the Electrical Character of Petroleum Reservoirs / P. F. Worlington // *SPE Reservoir Evaluation & Engineering*. – 2007. – P. 711-729.
 30. *Sen, P. N.* Self-similar model for sedimentary rocks with application to the dielectric constant of fused glass beads / P. N. Sen, C. Scala, M. H. Cohen // *Geophysics*. – 1981. – V. 46. – P. 781-795.
 31. *Mendelson, K. S.* The effect of grain anisotropy on the electrical properties of sedimentary rocks / K. S. Mendelson, M. H. Cohen // *Geophysics*. – 1982. – V. 47. – P. 257-263
 32. *Кринари, А. И.* О зависимости между удельным сопротивлением и коллекторскими свойствами водоносных терригенных пород / А. И. Кринари // *Геология нефти и газа*. – 1958. – № 07. – С. 52-56.
 33. *Котяхов, Ф. И.* Основы физики нефтяного пласта / Ф. И. Котяхов – М.: Гостоптехиздат, 1956. – 364 с.

34. *Комаров, С. Г.* Определение пористости пород по удельному сопротивлению / С. Г. Комаров // Прикладная геофизика, Гостоптехиздат. – 1956. – Вып. 14.
35. *Эйдман, И. Е.* Удельное электрическое сопротивление / И. Е. Эйдман // Прикладная геофизика. – 1956. – Вып. 15.
36. *Морозов, Г. С.* Метод определения плотности осадочных пород по данным каротажа / Г. С. Морозов // Ученые записки Казанского гос. Университета. – 1956. – Т. 116, Кн. 5.
37. *Ельцов, И. Н.* Обобщение формулы Арчи и типы радиального распределения удельного электрического сопротивления в прискважинной зоне / И. Н. Ельцов, А. А. Кашеваров, М. И. Эпов // Геофизический вестник. – 2004. – № 7. – С. 9-14.
38. *Ellis, M. H.* An anisotropic model for the electrical resistivity of two-phase geologic materials / M. H. Ellis, M. C. Sinha, T. A. Minshall, J. Sothcott, A. I. Best // Geophysics. – 2010. – V. 75, № 6. – P. E161-E170.
39. *Lima, de O.A.L.* A grain conductivity approach to shaly sandstones / Lima de O.A.L., M. M. Sharma // Geophysics. – 1990. – V. 55, № 10. – P. 1347-1356.
40. *Lima, de O.A.L.* Water saturation and permeability from resistivity, dielectric and porosity log / Lima de O.A.L. // Geophysics. – 1995. – V. 60, № 6. – P. 1756-1764.
41. *Lima, de O.A.L.* Estimation of hydraulic parameters of shaly sandstone aquifers from geoelectrical measurements / Lima de O.A.L., S. Niwas // J. Hydrol. – 2000. – V. 235. – P. 12-26.
42. *Hendary, Z.*, Improved estimation of mineral and volumetric concentrations from well logs in thinly bedded and invaded formations / Z. Hendary, C. Torres-Verdín, W. E. Preeg // Geophysics. – 2012. – V. 77, № 3. – P. WA79-WA98.
43. *Wang, Zh.* Modeling of seabed logging data for a sand-shale reservoir / Zh., Wang, L.-J. Gelius // PIERS Online. – 2007. – V. 3, № 2. – P. 236-240.
44. *Herrick, D. C.* On the quagmire of «shaly sand» saturation equations / D. C. Herrick, W. D. Kennedy // SPWLA 50th Annual Logging Symposium. The Woodlands, Texas. – June 21-24, 2009.
45. *Kennedy, W. D.* Conductivity models for Archie rocks / W. D. Kennedy, D. C. Herrick // Geophysics. – 2012. – V. 77, № 3. – P. WA109-WA128.
46. *Пеньковский, В. И.* Проникновение пресной воды в насыщенную электролитом глину (эксперимент) / В. И. Пеньковский, Н. К. Корсакова // ПМТФ. – 2012. – Т. 53, № 3. – С. 90-98.
47. *Yue, W. Z.* A new non-Archie model for pore structure: numerical experiments using digital rock models / W. Z. Yue, G. Tao // Geophysics. J. Int. – 2013. – V. 195, № 1. – P. 282-291.

48. Глинских, В. Н. Моделирование и инверсия данных электромагнитного каротажа с использованием петрофизических моделей электропроводности / В. Н. Глинских, Г. В. Нестерова, М. И. Эпов // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 5-6. – С. 1001-1010.
49. Glover, P. W. J. A generalized Archie's law for n phases / P. W. J. Glover // Geophysics. – 2010. – V. 75, № 6. – P. E247-E265.
50. Li, K. In situ estimation of relative permeability from resistivity measurements / K. Li, M. Shapiro, R.N. Home et al. // Petroleum Geoscience. – 2014. – V. 20. – P. 143-151.
51. Revil, A. Effective conductivity and permittivity of unsaturated porous materials in the frequency range 1 mHz–1GH / A. Revil // Water Resources Research. – 2013. –V. 49. –P. 306-327.
52. Tarasov, A. Relaxation time distribution from time domain induced polarization measurements / A. Tarasov, K. Titov // Geophysics. J. Int. – 2007. – V.170. – P. 31-43.
53. Шлюмберже, К. Подземная электрическая разведка / К. Шлюмберже – М-Л.: Объед. науч.-техн. изд-во, 1932. – 74 с.
54. Schwarz, G. A theory of the low-frequency dispersion of colloidal particles in electrolyte solution / G. Schwarz // J. Phys. Chem. – 1962. – V. 66. – P. 2636-2642.
55. Kemna, A. An overview of the spectral induced polarization method for near-surface applications / A. Kemna, A. Binley, G. Cassiani, E. Niederleithinger, A. Revil, L. Slater, K. H. Williams, A. F. Orozco, F.-H. Haegel, A. Hördt, S. Kruschwitz, V. Leroux, K. Titov, E. Zimmermann // Near Surface Geophysics. – 2012. – V. 10, № 6. – P. 453-468.
56. Kruschwitz, S. Textural controls on low- frequency spectra of porous media / S. Kruschwitz, A. Binley, D. Lesmes, A. Elshenawy // Geophysics. – 2010. – V. 75. – P. 113-123.
57. Revil, A. Predicting permeability from the characteristic relaxation time and intrinsic formation factor of complex conductivity spectra / A. Revil, A. Binley, L. Mejus, P. Kessouri // Water Resources Research. – 2015. – V.51. – P. 6672-6700.
58. Niu, Q. Textural control on the quadrature conductivity of porous media / Q. Niu, M. Prasad, A. Revil, M. Saidian // Geophysics. – 2016. – V. 81. – P. E297-E309.
59. Каменецкий, Ф. М. Три лекции о вызванной поляризации геологической среды / Ф. М. Каменецкий, Г. М. Тригубович, А. В. – Чернышев Мюнхен, Вела Ферлаг, 2014. – 58 с.
60. Рыжов, А. А. Основные закономерности вызванной поляризации горных пород / А. А. Рыжов // В сб. Применение метода вызванной поляризации при поисках месторождений полезных ископаемых. М.: изд. МГРИ. – 1987. – С.179-191.

61. *Binley, A.* Relationship between spectral induced polarization and hydraulic properties of saturated and unsaturated sandstone / A. Binley, L. D. Slater, M. Fukes, G. Cassiani // *Water Resources Research*. – 2005. – V. 41. – P. W12417.
62. *Koch, K.* Relating the permeability of quartz sands to their grain size and spectral induced polarization characteristics / K. Koch, A. Revil, K. Holliger // *Geophysics. J. Int.* – 2012. – V. 190 (1). – P. 230-242.
63. *Koch, K.* Impact of changes in grain size and pore space on the hydraulic conductivity and spectral induced polarization response of sand / K. Koch, A. Kemna, J. Irving, K. Holliger // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* – 2011. – V. 15. – P. 1785-1794.
64. *Barreto, A. N.* Fluid salinity, clay content, and permeability of rocks determined through complex resistivity partition fraction decomposition / A. N. Barreto, C. A. Dias // *Geophysics*. – 2014. – V. 79, № 5. – P. D333-D347.
65. *Kavian, M.* A new empirical complex electrical resistivity model / M. Kavian, E. C. Slob, W. A. Mulder // *Geophysics*. – 2012. – V. 77, № 3. – P. E185-E191.
66. *Robinson, J.* SIP time constant based petrophysical relations for two sandstone formations: the role of pore volume normalized surface area / J. Robinson, L. Slater, K. Keating et al. // 4th International Workshop on Induced Polarization(IP2016). Aarhus, Denmark. – 6-8 June 2016.
67. *Weller, A.* Effect of changing water salinity on complex conductivity spectra of sandstones / A. Weller, K. Breede, L. Slater et al. // *Geophysics*. – 2011. – V. 76. – P. F315-F327.
68. *Hördt, A.* The dependence of induced polarization on fluid salinity and pH, studied with an extended model of membrane polarization / A. Hördt, K. Bairlein, A. Bielefeld et al. // *Journal of Applied Geophysics*. – 2016. – V. 135. – P. 408-417.
69. *Kruschwitz, S.* Towards a better understanding of electrical relaxation [Электронный ресурс] / S. Kruschwitz, M. Halisch, C. Prinz et al. // Intern. Symp. Soc. Core Analysts (SCA2017-080). Vienna, Austria. – 27 Aug. - 1 Sept. 2017. – Режим доступа URL: <http://jgmaas.com/SCA/2017/SCA2017-080.pdf>
70. *Weller, A.* Induced polarization and pore radius – a discussion / A. Weller, Z. Zhang, L. Slater, S. Kruschwitz, M. Halisch // *Geophysics*. – 2016. – V. 81. – P. D519-D526.
71. *Kruschwitz, S.* Toward a better understanding of low-frequency electrical relaxation – An enhanced pore space characterization / S. Kruschwitz, M. Halisch, R. Dlugosch, C. Prinz // *Geophysics*. – 2020. – V. 85. – P. MR257-MR270.
72. *Osterman, G.* A laboratory study to estimate pore geometric parameters of sandstones using complex conductivity and nuclear magnetic resonance for permeability prediction / G. Osterman, K. Keating, A. Binley, L. Slater // *Water Resour. Res.* – 2016. – V. 52. – P. 4321-

- 4337.
73. *Lundien, J. R.* Terrain analysis by electromagnetic means: Technical report 3-727 / J. R. Lundien – U. S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS. – 1971.
 74. *Newton, R. W.* Microwave remote sensing and its application to soil moisture detection: Technical report RSC-81 / R. W. Newton – Texas A&M University, College Station, TX. – 1977.
 75. *Wang, J.* Dielectric constants of soils at microwave frequencies – II: Technical report 1238 / J. Wang, T. Schmugge, D. Williams – National Administration, NASA. – 1978.
 76. *Лещанский, Ю. И.* Электрические параметры песчаного и глинистого грунтов в диапазоне сантиметровых, дециметровых и метровых волн / Ю. И. Лещанский, Г. Н. Лебедева, В.Д. Шумилин // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. – 1971. – Т.14, № 4. – С. 562-569.
 77. *Hipp, J.E.* Soil electromagnetic parameters as function of frequency, foil density, and soil moisture / J.E. Hipp // Proceedings of the IEEE. –1974. – V.62, № 1. – P. 98-103.
 78. *Wang, J. R.* An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content / J. R. Wang, T. J. Schmugge // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 1980. – V.GE-18. – № 4. – P. 288-295.
 79. *Peplinski, N. R.* Dielectric properties of soils in the 0.3-1.3 GHz range / N. R. Peplinski, F. T. Ulaby, M. C. Dobson // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 1995. – V.33, №3. – P. 803-807.
 80. *Curtis, J. O.* Moist effect on the dielectric properties of soils / J. O. Curtis // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2001. – V.39, №1. – P. 125-128.
 81. *Комаров, С. А.* Исследование диэлектрического спектра комплексной диэлектрической проницаемости влажных почвогрунтов / С. А. Комаров, В. Л. Миронов, Ю. И. Лукин // Известия высших учебных заведений. Физика. – 2006. – Т. 49, № 9. – С. 29-34.
 82. *Беляева, Т. А.* О выборе диэлектрической модели при определении диэлектрической проницаемости связанной воды в грунтах / Т. А. Беляева, А. П. Бобров, П. П. Бобров, В. Н. Мандрыгина // Тезисы доклада Второй открытой Всероссийской конференции Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Москва. – 16-18 ноября 2004. – С. 181.
 83. *Hallikainen, M. T.* Microwave dielectric behavior of wet soil – part II: dielectric mixing models / M. T. Hallikainen, M. C. Dobson, F. T. Ulaby, M. A. El-Rayes // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 1985. – V.GE-23. – №1. – P. 35-45.
 84. *Бобров, П.П.* Спектроскопическая модель диэлектрической проницаемости почв,

- использующая стандартизованные агрофизические показатели / П. П. Бобров, В. Л. Миронов, О. А. Ивченко, В. Н. Красноухова // Исследование Земли из космоса. – 2008. – № 1. – С. 15-23.
85. *Mironov, V. L.* Temperature dependable microwave dielectric model for moist soils / V. L. Mironov, S. V. Fomin // PIERS Proceedings. Beijing, China. – March 23-27, 2009. – P. 831-835.
 86. *Mironov, V. L.* Temperature and mineralogy dependable model for microwave dielectric spectra of moist soils / V. L. Mironov, S. V. Fomin // PIERS Online. – 2009. – V. 5, № 5. – P. 411-415.
 87. *Миронов, В.Л.* Простая температурная диэлектрическая модель влажных почв на частоте 1,4 ГГц / В. Л. Миронов, Л. Г. Косолапова // Известия высших учебных заведений. Физика. – 2012. – Т. 55, № 8/3. – С. 120–123.
 88. *Миронов, В. Л.* Зависимости диэлектрических спектров связанной и свободной почвенной воды в диапазоне частот от 0,3 до 26,5 ГГц от минерального состава почв / В. Л. Миронов, С. В.Фомин, F. Demontoux // Известия высших учебных заведений. Физика. – 2010. – Т. 53, № 9/3. – С. 235-240.
 89. *Mironov, V. L.* Temperature and mineralogy dependable model for microwave dielectric spectra of moist soils / V. L. Mironov, S. V. Fomin // PIERS Proceedings. Moscow, Russia. – Aug. 18-21, 2009. – P. 938-942.
 90. *Mironov, V. L.* Temperature and texture dependent dielectric model for moist soils at 1.4 GHz / V. L. Mironov, Y. H. Kerr, J.-P. Wigneron, L. Kosolapova, F. Demontoux // IEEE Geosci. Remote Sens. Letters. – 2013. – V. 10, № 3, – P. 419-423.
 91. *Mironov, V.* A temperature-dependent multi-relaxation spectroscopic dielectric model for thawed and frozen organic soil at 0.05–15 GHz / V. Mironov, I. Savin // Phys. Chem. Earth A/B/C. – 2015. – V. 83-84. – P. 57-64.
 92. *Mironov, V. L.* Joint studies of water phase transitions in Na-bentonite clay by calorimetric and dielectric methods / V. L. Mironov, A. Yu. Karavayski, Yu. I. Lukin, E. Pogoreltsev // I Source: Cold Regions Science and Technology. – 2018. – V. 153. – P. 172-180.
 93. *Mironov, V. L.* Experimental Analysis and Empirical Model of the Complex Permittivity of Five Organic Soils at 1.4 GHz in the Temperature Range From -30 °C to 25 °C / V. L. Mironov, L. G. Kosolapova, S. V. Fomin, I. V. Savin // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. – 2019. – V. 57, №. 6. – P. 3778-3787, 2019
 94. *Беляева, Т. А.* Диэлектрические свойства капиллярно-менисковой почвенной влаги / Т. А. Беляева, П. П. Бобров, О. В. Кондратьева, А. В. Репин // Исследование Земли из космоса. – 2011. – № 3. – С. 55-64.

95. *Беляева, Т. А.*, Зависимость диэлектрической проницаемости связанной воды в бентоните от влажности и температуры / Т. А. Беляева, П. П. Бобров, В. Л. Миронов, О. В. Родионова // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2014. – Т. 11. – № 3. – С. 288-300.
96. *Беляева, Т. А.* Определение параметров моделей диэлектрической проницаемости почв с различной плотностью и различным содержанием гумуса по данным экспериментальных измерений в частотном диапазоне 0,1-20 ГГц / Т. А. Беляева, А. П. Бобров, П. П. Бобров, О. В. Галеев, В. Н. Мандрыгина // Исследование Земли из космоса. – 2003. – № 5. – С. 28-34.
97. *Бобров, П. П.* Моделирование динамики почвенной влаги при испарении с учетом влияния гумуса на гидрофизические свойства почв и на динамику собственного радиотеплового излучения / П. П. Бобров, В. И. Убогов, О. В. Галеев // Омский науч. вест. Омск: ОмГТУ. – 2003. – Вып. 2 (23). – С. 84-87.
98. *Park, C.-H.* A Dielectric Mixing Model Accounting for Soil Organic Matter / C.-H. Park, C. Montzka, T. Jagdhuber, F. Jonard, G. De Lannoy, J. Hong, T. J. Jackson, V. Wulfmeyer // Vadose Zone Journal. – 2019. – V. 18, issue 1. – P. 1-19.
99. *Myers, M. T. A.* Pore Geometry Dependent Dispersion Model for the Dielectric Constant [Электронный ресурс] / М. Т. А. Myers // SCA Conference. – 1996. – Paper Number 9626. – Режим доступа URL: <http://www.ux.uis.no/~s-skj/ipt/Proceedings/SCA.1987-2004/1-SCA1996-26.pdf>
100. *Wagner, N.* On the relationship between matric potential and dielectric properties of organic free soils: a sensitivity study / N. Wagner, A. Scheuermann // Can. Geotech. J. – 2009. – V. 46, № 11. – P. 1202-1215.
101. *Wagner, N.* Dielectric relaxation behavior of callovo-oxfordian clay rock: a hydraulic-mechanical-electromagnetic coupling approach / N. Wagner, T. Bore, J-C. Robinet, D. Coelho, F. Taillade, S. Delepine-Lesoille // J. Geophys. Res.: Solid Earth. – 2013. – V. 118. № 9. – P. 4729-4744.
102. *Wagner, N.* On the coupled hydraulic and dielectric material properties of soils: combined numerical and experimental investigations / N. Wagner, A. Scheuermann, M. Schwing, F. Bonitz, K. Kupfer // Proc. 9th International Conference on Electromagnetic Wave Interaction with Water and Moist Substances, ISEMA 2011. – May 31-June 3, 2011. – P.152-161.
103. *Hilhorst, M.* Dielectric relaxation of bound water versus soil matric pressure / M. Hilhorst, C. Dirksen, F. Kampers, R. Feddes // Soil Sci Soc Am J. – 2001. – V. 65. – P. 311-314.
104. *Flaschke, T.* Dielectric soil water content measurements independent of soil properties / T.

- Flaschke, H.-R. Trankler // IEEE Transactions on Instrumentation and Measurement. – 1999. – V.48. – № 1. – P. 37-41.
105. *Hu, Q.* Microwave Dielectric Behavior of Moist Salt Soil – Experimental Observations and Improved Dielectric Models / Q. Hu, Y. Shao, H. Guo // Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Toulouse, France. – 21-25 July, 2003. – P. 1685-1687.
106. *Loewer, M.* Ultra-broad-band electrical spectroscopy of soils and sediments – a combined permittivity and conductivity model / M. Loewer, T. Günther, J. Igel, S. Kruschwitz, T. Martin, N. Wagner // Geophys. J. Intern. – 2017. – V. 210, № 3. – P. 1360-1373.
107. *Skierucha, W.* A FDR Sensor for Measuring Complex Soil Dielectric Permittivity in the 10–500 MHz Frequency Range / W. Skierucha, A. Wilczek // Sensors. – April, 2010. – № 10. – P. 3314-3329.
108. *Bobrov, P. P.* Wideband Frequency Domain Method of Soil Dielectric Properties Measurements / P. P. Bobrov, A. V. Repin, O. V. Rodionova // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2015. – V. 53, № 5. – P. 2366-2372.
109. *Chen, Y.* Effects of Maxwell-Wagner polarization on soil complex dielectric permittivity under variable temperature and electrical conductivity / Y. Chen, D. Or // Water Resources Research. – 2006. – V. 42. – P.1-14.
110. *Chelidze, T. L.* Electrical spectroscopy of porous rocks: A review–I. Theoretical models / T. L. Chelidze, Y. Gueguen // Geophys. J. Int. – April, 1999. – V. 137, № 1. – P. 1-15.
111. *Maineult, A.* Variations of petrophysical properties and spectral induced polarization in response to drainage and imbibition: a study on a correlated random tube network / A. Maineult, D. Jougnot, A. Revil // Geophysical Journal International. – 2018. – V. 212. – P. 1398-1411.
112. *Lapina, A. S.* Electromagnetic Waves Attenuation in the Sandstones with Grains of Different Size at Imbibition and Drying / A. S. Lapina, P. P. Bobrov // Progress in Electromagnetics Research M. – 2016. – V. 45. – P. 9-16.
113. *Lapina, A. S.* Hysteresis of the NMR response and the complex relative permittivity of the quartz granules powders and solid sandstones during the water imbibition and drainage / A. S. Lapina, P. P. Bobrov, N. A. Golikov, A. V. Repin, M. Y. Shumskayte // Measurement Sci. Technol. – 2017. – V. 28, № 1. – P. 014007.
114. *Лапина, А. С.* Гистерезис диэлектрической проницаемости и эквивалентной удельной электропроводности увлажненных порошков кварцевых гранул разных размеров / А. С. Лапина, П. П. Бобров // Известия вузов. Физика. – 2015. – Т. 58. № 8/2. – С. 17-21.

115. *Dexter, A. R.* Changes in the matric potential of soil water with time and temperature / A. R. Dexter, G. Richard, E. A. Czyz, G. Giot // *Soil Science*. – 2010. – V. 175(7). – P. 320-328.
116. *Миронов, В. Л.* Обобщенная рефракционная диэлектрическая модель влажных почв, учитывающая ионную релаксацию почвенной воды / В. Л. Миронов, П. П. Бобров, С. В. Фомин, А. Ю. Каравайский // *Известия Вузов. Физика*. – 2013. – Т.56 № 3. – С.75-79.
117. *Mironov, V. L.* Multirelaxation generalized refractive mixing dielectric model of moist soils / V. L. Mironov, P. P. Bobrov, S. V. Fomin // *IEEE Geosci. Remote Sens. Letters*. – 2013. – V. 10, № 3. – P. 603-606.
118. *Бобров, П. П.* Спектры диэлектрической проницаемости нефтеводонасыщенных песчано-глинистых пород различного минералогического состава и релаксационные свойства воды в этих породах / П. П. Бобров, В. Л. Миронов, А. В. Репин // *Геология и геофизика*. – 2015. – Т. 56. № 7. – С. 1359-1368.
119. *Бобров, П. П.* Влияние связанной воды на комплексную диэлектрическую проницаемость нефте-водонасыщенных песчано-глинистых пород / П. П. Бобров, А. С. Лапина, А. В. Репин // *НТВ “Каротажник”*. Тверь: Изд. АИС. – 2013. – Вып. 230, № 8. – С. 56-68.
120. *Лукин, Ю. И.* Диэлектрическая спектроскопия воды в минеральных почвогрунтах при положительных и отрицательных температурах: диссертация на соискание уч. степени к. ф.-м. наук: 01.04.01 / Лукин Юрий Иванович. – Красноярск, 2011. – 200 с.
121. *Bobrov, P. P.* Effect of the rock/water/air interaction on the complex dielectric permittivity and electromagnetic waves attenuation in water-saturated sandstones / P. P. Bobrov, A. S. Lapina, A. V. Repin // *Progress in Electromagnetics Research Symposium (PIERS) Proceedings*. Prague. – July 6-9, 2015. – С. 1877-1879. 6.
122. *Arcone, S. A.* Maxwell-Wagner relaxation in two desert soils at medium and high water contents: Interpretation from modeling of time domain reflectometry data / S. A. Arcone, S. A. Grant, G. E. Boitnott // *IEEE J. Sel. Topics Appl. Earth Observ. Remote Sens*. – 2016. – V. 9, № 1. – P. 201-211.
123. *Бобров, П. П.* Диэлектрическая спектроскопия – перспективный метод исследования петрофизических характеристик кернов / П. П. Бобров, Н. А. Голиков, А. В. Репин // В книге: *Геомодель 2020. 22-я научно-практическая конференция по вопросам геологоразведки и разработки месторождений нефти и газа*. – 2020. – С. 17.
124. *Lima, de O. A. L.* A generalized Maxwell- Wagner theory for membrane polarization in shaly sands / O. A. L. de Lima, M. M. Sharma // *Geophysics*. – 1992. – V. 57, № 3. – P.

- 431-440.
125. *Roth, K.* Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach / K. Roth, R. Schulin, H. Fluhler, W. Attinger // *Water Resources Research*. – 1990. – V. 26, № 10. – P. 2267-2273.
 126. *Alvarez, R.* Complex dielectric permittivity in rocks: A method for its measurement and analysis / R. Alvarez // *Geophysics*. – 1973. – V. 38, № 5. – P. 920-940.
 127. *Buff, P. M.* Cole-Cole dispersion models for aqueous gelatin-syrup dielectric composites / P. M. Buff, M. B. Steer, G. Lazzi // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2006. – V. 44, № 2. – P. 351-355.
 128. *Эпов, М. И.* Диэлектрическая релаксация в глинистых нефтесодержащих породах / М. И. Эпов, П. П. Бобров, В. Л. Миронов, А. В. Репин // *Геология и геофизика*. – 2011. – Т. 52, № 9. – С. 1302-1309.
 129. *Van Beek, L. K. H.* The Maxwell-Wagner-Sillars effect, describing apparent dielectric loss in inhomogeneous media / L. K. H. Van Beek // *Physica*. – January, 1960. – V. 26, № 1. – P. 66-68.
 130. *Arcone, S. A.* Maxwell-Wagner relaxation in common minerals and a desert soil at low water contents / S. A. Arcone, G. E. Boitnott // *J. Appl. Geophys.* – 2012. – V. 81. – P. 97-105.
 131. *Родионова, О. В.* Метод измерения комплексной диэлектрической проницаемости почвогрунтов в широкой полосе частот: диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук: 01.04.03 / Родионова Ольга Васильевна; науч. рук. Бобров П. П.; Омск. гос. пед. ун-т. – Омск: [б. и.], 2016. – 136 с.
 132. *Бобров, П.П.* Измерение комплексной диэлектрической проницаемости образца в одной ячейке от десятков герц до единиц гигагерц / П. П. Бобров, О. В. Кондратьева, А. В. Репин // *Известия вузов. Физика*. – 2012. – № 8/3. – С. 23-26.
 133. *Талалов, А. Л.* Модель электрических свойств водонасыщенных горных пород для частотного диапазона 103 - 109 Гц / А. Л. Талалов // *Известия вузов. Геология и разведка*. – 2003. – № 1. – С. 75–80.
 134. *Ishida, T.* Dielectric-relaxation spectroscopy of kaolinite, montmorillonite, allophane and imogolite under moist conditions / T. Ishida, T. Makino C. Wang // *Clays and Clay Minerals*. – 2000. – V. 48, № 1. – P. 75-84.
 135. *Kavian, M.* Measured electric responses of unconsolidated layered and brine-saturated sand and sand-clay packs under continuous fluid flow conditions / M. Kavian, E. C. Slob, W. A. Mulder // *Journal of Applied Geophysics*. – 2012. – Vol. 80. – P. 83-90.
 136. *Stogrin, A.* Equations for calculating the dielectric constant for saline water / A. Stogrin //

- IEEE Trans. Microwave Theory and Techniques. – 1971. – V. 19, № 8. – P. 733-736.
137. *Titov, K.* Relationships between induced polarizationrelaxation time and hydraulic properties of sandstone / K. Titov, A. Tarasov, Yu. Ilyin, N. Seleznev, A. Boyd // *Geophysical Journal International*. – 2010. – V.180. – P. 1095-1106.
 138. *Mavko, G.* The Rock Physics Handbook, Second Edition. Tools for Seismic Analysis of Porous Media / G. Mavko, T. Mukerji, J. Dvorkin – Cambridge: Cambridge University Press, 2009. – 511 p.
 139. *Fedotov, G. N.* The role of organomineral gel in the origin of soil resistivity: Concept and experiments / G. N. Fedotov, D. V. Zhukov, Yu. D. Tret'yakov, A. I. Pozdnyakov // *Eurasian Soil Science*. – 2005. – V. 38, № 5. – P. 492-500.
 140. *Fedotov, G. N.* Structural transition in the humic matrix of soil gels and its effect on the soil properties / G. N. Fedotov, S. A. Shoba, A. I. Pozdnyakov, A. E. Puzanova // *Eurasian Soil Science*. – 2014. – V. 47, № 9. – P. 873-883.
 141. *Shein, E. V.* Soil hydrology: stages of development, current state, and nearest prospects / E. V. Shein // *Eurasian Soil Science*. – 2010. – V. 43, № 2. – P. 158-167.
 142. *Mironov, V. L.* Soil dielectric spectroscopic parameters dependence on humus content / V. L. Mironov, P. P. Bobrov // in *Proc. IEEE Int. Geosci. Remote Sensing. Symp. (IGARSS)*. Toulouse, France. – 21-25 July, 2003. – V. 2. – P. 1106-1108.
 143. *Liu, J.* The influence of organic matter on soil dielectric constant at microwave frequencies (0.5-40 GHz) / J. Liu, S. Zhao, L. Jiang, L. Chai, F. Wu // in *Proc. IEEE Int. Geosci. Remote Sensing. Symp. (IGARSS)*. Melbourne, Victoria, Australia. – 21-26 July 2013. – P. 13-16.
 144. *Mironov, V. L.* Physically and mineralogically based spectroscopic dielectric model for moist soils / V. L. Mironov, L. G. Kosolapova, S. V. Fomin // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens*. – 2009. – V. 47, № 7. – P. 2059-2070.
 145. *Curtis, J. O.* Effect of soil composition on dielectric properties / J. O. Curtis, C. A. Weiss, Jr. and J. B. Everett // *U.S. Army Corps Eng. Waterways Experiment Station. Vicksburg, MS, Tech. Rep.* – Dec. 1995. – EL-95-34.