

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН
ИНСТИТУТ ВОДНЫХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ СО РАН

Романов А.Н., Хвостов И.В.

КОСМИЧЕСКИЙ МИКРОВОЛНОВЫЙ МОНИТОРИНГ
ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ И СОЛЕННЫХ ОЗЕР
КУЛУНДИНСКОЙ РАВНИНЫ
(монография)

Барнаул 2017

УДК 528.46+621.371

Р 69

Рецензенты:

доктор физико-математических наук, профессор
В.Е. Павлов,

кандидат физико-математических наук
В.В. Пашинев

Утверждено к печати: *Ученым советом Института водных и экологических проблем СО РАН,*

ББК

Романов А.Н., Хвостов И.В. Космический микроволновый мониторинг засоленных почв и соленых озер Кулундинской равнины. - Барнаул. Изд-во ООО «Пять плюс», 88 с.

Монография посвящена разработке методов космического микроволнового мониторинга засоленных почв и соленых озер. Приведены результаты микроволнового космического мониторинга засоленных почв, минерализованных озер Кулундинской равнины. Разработан алгоритм валидации данных дистанционного микроволнового зондирования, включающий в себя лабораторные исследования диэлектрических свойств почв и воды в микроволновом диапазоне.

Монография предназначена для специалистов, разрабатывающих дистанционные методы зондирования, аспирантов, студентов.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ

13-05-98041 «Исследование сезонных вариаций микроволнового излучения соленых и горько-соленых озер на юге Западной Сибири»,

№ 15-45-04060 «Разработка космических микроволновых методов определения влажности содово-засоленных почв и их апробация на юге Западной Сибири»

№ 15-05-05018 «Разработка микроволновых методов космического мониторинга вечномерзлых и сезонно-мерзлых почв и апробация в условиях Западной Сибири»,

Спутниковые данные SMOS получены в рамках проекта Европейского космического агентства (ESA) № 4747 «Remote mapping of Siberian saline soils».

ISBN 978-5-9909704-4-1

© А.Н. Романов, И.В. Хвостов

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. ОСНОВНЫЕ ЭЛЕКТРОДИНАМИЧЕСКИЕ И ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ И ВОДНЫХ РАСТВОРОВ МИНЕРАЛЬНЫХ СОЛЕЙ В МИКРОВОЛНОВОМ ДИАПАЗОНЕ	12
1.1. Диэлектрические и радиоизлучательные характеристики почв и воды.....	12
1.2. Основные физические свойства минерализованных вод.....	15
1.3. Основные физические свойства почв.....	18
1.4. Классификация засоленных почв.....	23
1.5. Диэлектрические характеристики засоленных почв и минерализованной воды.....	27
1.6. Модель комплексной диэлектрической проницаемости водно-солевого раствора.....	33
1.7. Модель комплексной диэлектрической проницаемости засоленной почвы.....	38
ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИЗМЕРИТЕЛЬНАЯ АППАРАТУРА	45
2.1. Методика обработки данных спутника SMOS.....	45
2.2. Методика лабораторных измерений диэлектрических характеристик почв и воды.....	53
2.3. Алгоритм расчета радиояркой температуры.....	55
2.4. Данные спутникового зондирования в микроволновом и инфракрасном диапазонах.....	55
2.5. Объекты исследований.....	56
ГЛАВА 3. КОСМИЧЕСКИЙ МИКРОВОЛНОВЫЙ МОНИТОРИНГ ТЕРРИТОРИИ КУЛУНДИНСКОЙ СТЕПИ	60
3.1. Микроволновое излучение солончаков.....	60
3.2. Дистанционный микроволновый мониторинг минерализованных озер.....	70
3.2.1. Сезонные вариации радиояркой температуры минерализованного озера.....	70
3.2.2. Влияние температуры и минерализации воды на радиояркую температуру минерализованного озера.....	76
3.2.3. Влияние усыхания минерализованного озера на изменение радиояркой температуры подстилающей поверхности.....	77
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	79
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	80

ОПРЕДЕЛЕНИЯ, ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

- f – частота, [ГГц];
 W – объемная влажность, [см³/см³];
 W_m – массовая влажность, [г/г];
 ρ_P – плотность влажного образца, [г/см³];
 ρ_S – плотность сухого образца, [г/см³];
 ρ_B – плотность раствора, [г/см³];
 $S = M_S/M_B$ – массовая концентрация соли в воде, [г/г];
 $C = M_S/M$ – массовая доля соли в воде, [г/г];
 $Z_B = M_B/M$ – массовая доля воды в почве, [г/г];
 $Z_S = M_S/M$ – массовая доля соли в почве, [г/г];
 M_B – масса воды в образце, [г];
 M_S – масса сухого образца, [г];
 M_P – масса влажного образца, [г];
 t – температура в Цельсиях, (°C);
 T – температура в Кельвинах, (K);
 A – ослабление (дБ) электромагнитной волны в коаксиальном волноводе;,
 φ – сдвиг фазы (град.) электромагнитной волны в коаксиальном волноводе;
 $N = n + i \times \kappa$ – комплексный показатель преломления (КПП);
 n – показатель преломления;
 κ – показатель поглощения;
 $\varepsilon = \varepsilon' + i \times \varepsilon''$ – комплексная диэлектрическая проницаемость (КДП);
 ε' – действительная часть КДП;
 ε'' – мнимая часть КДП;
 $dn, d\kappa, d\varepsilon', d\varepsilon''$ – погрешности соответствующих величин;
 χ – коэффициент излучения при зондировании в надир;
 χ_V – коэффициент излучения на вертикальной поляризации;
 χ_H – коэффициент излучения на горизонтальной поляризации;
 $\text{tg}\delta$ – тангенс угла потерь.

ВВЕДЕНИЕ

В XXI веке почвенное засоление наблюдается в глобальном масштабе. Площади, занятые засоленными почвами, исчисляются миллионами гектар [Редли, 2004; Панкова, 2005; Панкова, 2006]. Действенный мониторинг таких огромных территорий возможен с использованием дистанционных методов. Засоление снижает биологическую продуктивность почв, что является угрозой продовольственной безопасности многих стран, где имеются засоленные почвы. Данная проблема актуальна и для Российской Федерации, так как часть зерносеющих регионов (Алтайский край, Новосибирская, Омская области и др.) находится в зоне рискованного земледелия, где значительное количество почв засолено, включая вторичное засоление [Добровольский, 2005].

Засоленные почвы снижают урожайность сельскохозяйственных культур, наносят существенный вред окружающей природной среде за счет массопереноса минеральных солей (в т.ч. токсичных) с поверхности солончаков, днищ высохших минерализованных озер при ветровом переносе, миграции химических элементов с водным потоком (реки, ручьи), грунтовыми водами. Эти процессы обуславливают накопление токсичных солей в незасоленных почвах и пресных озерах и ведут к деградации растительности, опустыниванию. Дистанционный мониторинг этих процессов возможен с использованием микроволновых методов зондирования [Романов, 2009].

Важными проблемами землепользования являются систематизация и картирование засоленных и вторично засоленных почв, характеризующихся значительной ландшафтной пестротой, сезонной и многолетней изменчивостью. Физико-химические свойства засоленных почв в значительной мере зависят от температуры, влажности, гранулометрического состава, типа и количества растворимых минеральных солей. Дистанционный мониторинг влажностных характеристик засоленных почв невозможен без изучения зависимостей радиоизлучательных характеристик засоленных почв от влажности, температуры, степени засоленности и типа солей.

В данной работе изложены результаты экспериментальных и теоретических исследований микроволнового излучения засоленных почв и минерализованных озер на юге Западной Сибири, приведены зависимости засоленных почв от влажности, температуры, установлено пространственно-временное распределение радиояркостных характеристик подстилающей поверхности, разработан алгоритм дистанционной оценки засоленности почвы. Объектом исследования являлись минерализованные озера и засоленные почвы Кулундинской равнины, расположенной на юге Западной Сибири и территориально входящей в состав Алтайского края, Новосибирской области

(Российская Федерация), Павлодарской области (Казахстан). Предметом исследования являлись диэлектрические и радиоизлучательные характеристики засоленных почв в микроволновом диапазоне.

Состояние исследований

Интерес к исследованию диэлектрических и радиоизлучательных характеристик земных покровов в микроволновом диапазоне, наблюдаемый с середины 60-х годов XX, века связан с разработкой высокоточной, малогабаритной радиометрической аппаратуры, устанавливаемой на летательные аппараты, с целью дистанционного зондирования подстилающей поверхности, и во многом обусловлен возникшей необходимостью интерпретации данных дистанционного зондирования [Гарбук, 1997]. Дистанционный мониторинг почвенного покрова и водной поверхности основан на закономерностях излучения и отражения электромагнитных волн различных диапазонов подстилающей поверхностью [Башаринов, 1974; Эткин, 1976; Арманд, 1977].

Большой объем исследований диэлектрических и радиоизлучательных характеристик земных покровов в микроволновом диапазоне, осуществленных до 2000 года, обобщен в ряде монографий и обзоров [Schmuge, 1980; Njoku, 1982; Ulaby, 1982; Mirle, 1984; Dobson, 1985; Шутко, 1986; Арманд, 1987; Jackson, 1989; Богородский, 1992; Njoku, 1996; Комаров, 1997; Kustas, 1998; Комаров, 2000; Lagerloef, 2000].

Дистанционное определение влажности почвы с использованием радиометрических методов зондирования было одной из первых задач в развитии дистанционного зондирования подстилающей поверхности. Физические принципы дистанционного определения влажности почвы заложены в 60 годах прошлого столетия в трудах советских ученых [Башаринов, 1968; Башаринов, 1974; Эткин, 1976; Богородский, 1977].

Влажность поверхностного слоя почвы оценивалась на основе спутниковых измерений AMSR-E [Champagne, 2011]. Приведены результаты 30-летних дистанционных наблюдений за влажностью почвы с использованием разных спутников и модели земной поверхности [Albergel, 2013]. Совместное использование спутниковых данных позволяет снизить погрешность определения влажности почвы [Su, 2013]. Использование данных спутниковых измерений AMSR-E и MODIS повышает точность оценки влажности почвы [Choi, 2012]. Сочетание данных дистанционного зондирования в микроволновом, оптическом и инфракрасном диапазонах позволяет повысить точность определения влажности почвы [Sanchez-Ruiz, 2014].

Радиоизлучательные свойства почв зависят от типа и массовой концентрации содержащихся в них растворимых минеральных солей. Во всем мире ведутся масштабные исследования по изучению возможности и эффективности использования дистанционных СВЧ-радиометрических методов (пассивных и активных) для определения засоленности почв и обнаружения районов потенциального засоления [Carver, 1977; Chaturvedi, 1983; Jackson, 1987; Armand, 1989; Реутов, 1990а; Реутов, 1990б; Csillag, 1993; Миронов, 1995; Комаров, 1997; Kleschenko, 1998; Бобров, 1999].

Дистанционное микроволновое зондирование почвенного покрова с самолета показало, что по радиоизлучательным характеристикам почвенного покрова можно выделять участки влажных почв с сильным засолением (солончаки), но почвы со слабым засолением точно не идентифицируются, так как в данном случае наблюдается сильное экранирующее влияние влажности [Реутов, 1990а, 1990б].

В лабораторных условиях измерены диэлектрические свойства модельных грунтов, содержащих добавки минеральных солей в разных концентрациях [Комаров, 2002; Романов, 2002]. Исследовано влияние минерального состава и температуры на диэлектрические свойства почв [Романов, 2003; Романов, 2004а]. Установлены зависимости диэлектрических параметров водно-солевых растворов от массовой концентрации растворенных солей [Романов, 2004б]. На основе проведенных лабораторных измерений разработана модель комплексной диэлектрической проницаемости засоленной почвы (для одного типа соли) [Романов, 2006].

Для оценки территориального распределения засоленности на региональном уровне использованы разновременные данные дистанционного зондирования, результаты наземных измерений физических и химических свойств почвы и сведения о рельефе местности. Разработана классификационная модель, позволяющая различать почвы с разным типом засоления [Metternicht, 2001]. По результатам дистанционного зондирования и наземных исследований проведена сегментация почв с выделением однородных почвенно-ландшафтных разностей, оценены влажность почвы и степень засоленности [Mulder, 2011].

Исследование засоленных почв в 2000, 2004, 2007 годах на юго-востоке Испании с помощью мультиспектрального космического термоэмиссионного и отражающего радиометра (ASTER) позволило осуществить картирование засоленных земель на основе спектров незасоленных почв и соленых растворов, в том числе спектра галита, вносящего основной вклад в спектры засоленных почвах [Melendez-Pastor, 2010]. Спектральная модель засоленной

почвы, основанная на использовании спектральных индексов, применена для тематической обработки спутниковых изображений и картографирования участков почвенного засоления [Yong-Ling, 2010].

Наличие водорастворимых солей в почве ведет к значительным пространственно-временным вариациям радиоизлучательных характеристик почвенного покрова и не позволяет с приемлемой точностью определять влажность почвы по спутниковым данным. На результаты дистанционных измерений оказывают влияние минералогический состав почвы, текстура, влажность, засоленность, содержание карбонатов [Mulder et al. 2011].

Ограничения, накладываемые на использование данных дистанционного зондирования при картографировании засоленных почв, связаны с различным поведением их излучательных характеристик в разных частях спектра, неравномерностью пространственно-временного распределения солей, сходством спектральных характеристик засоленных почв с другими типами подстилающей поверхности [Metternicht, 2003].

Для оценки пространственно-временных вариаций влажности и засоленности почв используются данные радиолокационного зондирования и наземных измерений [Yan Guo, 2013]. Картирование засоленных почв возможно с использованием поляриметрической радиолокационной системы с синтезированной апертурой. Выявление участков засоленных почв основано на различии мнимой части комплексной диэлектрической проницаемости почвы, зависящей от засоленности [Bell, 2001]. Использование контактных измерений проводимости почвы, имитационных моделей и закономерностей переноса солей в почвенном слое позволяет повысить достоверность данных дистанционного зондирования засоленных почв, ранжировать их по степени засоления [Farifteh et al. 2006].

Радиояркие температуры, измеренные на вертикальной и горизонтальной поляризациях на двух различных углах зондирования были использованы для определения влажности почвы [Albergel, 2011]. На основе данных 200 наземных станций, расположенных на разных континентах, проведена оценка дистанционного определения влажности почвы в глобальном масштабе и возможность моделирования влажностных характеристик с использованием глобальной системы наземных наблюдений [Albergel, 2012].

Проблема валидации данных спутникового зондирования засоленных почв очень актуальна, что подтверждается значительным количеством публикаций в ведущих международных научных журналах особенно в последние годы, относящихся к дистанционному зондированию засоленных почв в оптическом, инфракрасном диапазонах. В то же время, из анализа научных публикаций в

специальном выпуске журнала *Remote Sensing Environment* (2016 г.), следует, что данные микроволнового зондирования практически не используются для дистанционной оценки влажностных характеристик засоленных почв. Присутствие в почве водорастворимых минеральных солей существенно затрудняет интерпретацию данных дистанционного зондирования, независимо с какой платформы ведутся измерения (спутник, самолет, автомобиль).

В настоящее время влияние водно-растворимых солей на микроволновое излучение почв детально не изучено. Данные по диэлектрическим и радиоизлучательным характеристикам минеральных солей, засоленных почв немногочисленны или отсутствуют. Существующие модели КДП и алгоритмы не позволяют с приемлемой точностью восстанавливать по спутниковым измерениям влажность почвы, содержащей растворимые минеральные соли.

Дистанционные микроволновые методы широко используются для космического мониторинга солености Мирового океана. Для изучения крупных минерализованных озер, имеющих во многих регионах Земного шара и оказывающих заметное влияние на климатические особенности целых регионов и водосборных бассейнов, также используются микроволновые методы дистанционного зондирования, основанные на зависимостях радиоизлучательных характеристик водной поверхности от температуры и солености воды [McCulloch, 2004; Delcroix, 2005; Ballabrera-Poy, 2009; Subrahmanyam, 2011; Timothy, 2012; McCulloch, 2012; Urquhart, 2012].

Разработка дистанционных методов определения солености воды базируется на исследовании диэлектрических и радиоизлучательных характеристик водных растворов солей [Шарков, 2014]. Для описания комплексной диэлектрической проницаемости (КДП) водно-солевых растворов на разных частотах используется, в основном, дебаевская модель дисперсии и ионной проводимости [Дебай, 1934], в которой влияние физических параметров (температуры (t) и массовой концентрации(S)) учитывается путем установления аппроксимирующих зависимостей для статической диэлектрической проницаемости $\epsilon_{\text{СТАТ}}(t, S)$ и времени релаксации $\tau(t, S)$ [Митник, 1978].

Диэлектрические свойства соленой воды зависят от структурных изменений, происходящих при взаимодействии молекул воды с ионами растворенных солей [Stogryn, 1971], образовании внутренней (ближней) и внешней (дальней) гидратных оболочек [Лилеев, 1992; Засецкий, 1994], рассматриваемые, как отдельные фазы. Их объем и свойства определяются строением гидратированного раствора и структурой растворителя.

Влияние массовой концентрации S на КДП раствора, наиболее заметное в дециметровом диапазоне электромагнитных волн, проявляется разным образом для ϵ' и ϵ'' . При малых значениях S , когда в растворе имеются достаточные для образования гидратных оболочек количества свободной воды, на концентрационной зависимости $\epsilon'(S)$ наблюдается резкий спад ϵ' , обусловленный диэлектрическим насыщением молекул воды в ближних гидратных оболочках катионов и анионов. Дальнейшее увеличение концентрации солей приводит к дефициту воды и вызывает перераспределение молекул воды в гидратных оболочках ионов, что сопровождается уменьшением наклона зависимости $\epsilon'(S)$. В отличие от ϵ' , величина ϵ'' при увеличении S возрастает нелинейно, что объясняется с увеличением ионной проводимости раствора, возникающей при появлении в воде ионов растворенных солей.

Эти методы нашли широкое применение при дистанционной оценке континентальных вод и Мирового Океана [Burrage, 2003; Urquhart, 2011; Subrahmanyam, 2011]. На основе дистанционных данных разрабатываются гидрологические прогнозы: почасовой (в случае наводнения), сезонный и годовой (при эксплуатации водохранилищ, мониторинга озер), многолетний (для прогнозирования водного баланса территории) [Sorooshian, 2003].

Ведутся дистанционные исследования гидрологических процессов, включая оценку состояния поверхностных вод, водно-болотных угодий, использование воды в экосистемах, изменение облачности, водяного пара, осадков, испарения, транспирации, появление снега, льда [Su, 2011].

Спутниковые данные применяются в оперативной океанографии. Характеристики поверхностного слоя океана определяются в оптическом, инфракрасном и микроволновом диапазонах со спутников, самолетов, автомобильных платформ синхронно с наземными измерениями физических параметров почвы и воды [Font, 2003; Albergel, 2011; Tranchant, 2008; Cano, 2010; Hornbuckle, 2006; Lagerloef, 2001]. Основными дистанционно измеряемыми параметрами являются температура поверхности, цвет океана, высота волн и шероховатость (для оценки скорости ветра). Данные дистанционного зондирования используются для расчета атмосферных фронтов, вихрей, распределения водных масс, оценки качества воды [Johannessen, 2000].

Использование методов дистанционного зондирования позволяет существенно повысить точность измерения потоков тепла и пресной воды, изучить механизмы взаимодействия океана и атмосферы [Minnett, 2009]. На основе дистанционных измерений температуры и солености поверхностного слоя Мирового океана рассчитана меридиональная океаническая циркуляция,

оценены глобальные климатические изменения, происходящие в системе «океан-атмосфера» [Mulet, 2012], с помощью микроволновых датчиков оценен возраст морского льда и концентрация веществ в нем [Engelsen, 2002].

Для лучшего понимания роли воды в глобальном регулировании климата проводятся синхронные измерения радиоярких температур почвенного покрова и водной поверхности океана. Исследования показали возможность одновременного определения влажности почвы и солености океана [Talone, 2010]. Оценка глобальных изменений влажности почвы и солености воды в Мировом океане осуществляется по данным спутника SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity). Миссия SMOS использует установленный на спутнике интерферометр-радиометр MIRAS (Microwave Imaging Radiometer by Aperture Synthesis). Радиометр обеспечивает получение изображений, соответствующих интенсивности собственного излучения поверхности на частоте 1.41 ГГц, откалиброванной в единицах радиоярких температур. Разработаны методы интерпретации, позволяющие определять в глобальном масштабе влажность почвы и соленость воды в Мировом океане [Brassington, 2009; Wigneron, 2012].

При дистанционном обследовании внутренних водоемов, размеры которых меньше разрешающей способности спутниковых радиометров, важной проблемой является выделение вклада водоема в суммарное микроволновое излучение подстилающей поверхности, регистрируемое радиометром. Для учета неоднородностей подстилающей поверхности и выделения вкладов в излучение от водоемов, лесных массивов и почвенного покрова предложен алгоритм обработки космической информации, получаемой аппаратурой SMOS. Алгоритм основан на совместном анализе спутниковых данных, измерений радиояркой температуры с самолета и наземных измерений физических свойств почв и воды [Panciera, 2011].

По данным спутникового зондирования построена карта солености Мирового океана с разрешением 100 км [Lagerloef 2009]. Для этой цели использованы зависимости радиоярких температур воды от солености и температуры, измеренные в 1977 году Л.А. Клейном и С.Т. Свифтом. [Klein & Swift, 1977]. Установлены эмпирические зависимости диэлектрических характеристик воды от температуры и солености [Stogryn, 1971].

Из анализа публикаций следует, что в настоящее время идет накопление глобальной базы спутниковых данных по распределению температуры и солености воды как в Мировом океане в целом, так и в отдельных его частях. В то же время, следует отметить немногочисленность публикаций, касающихся изучения континентальных вод, в частности соленых и горько-соленых озер.

ГЛАВА 1.

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕКТРОДИНАМИЧЕСКИЕ И ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ И ВОДНЫХ РАСТВОРОВ МИНЕРАЛЬНЫХ СОЛЕЙ В МИКРОВОЛНОВОМ ДИАПАЗОНЕ

1.1. Диэлектрические и радиоизлучательные характеристики почв и воды

Основной характеристикой, описывающей диэлектрические свойства материальных сред, является комплексная диэлектрическая проницаемость (КДП) [Шарков, 2014]:

$$\varepsilon = \varepsilon' + i \cdot \varepsilon'', \quad (1.1)$$

где ε' , $\varepsilon'' = 60\sigma\lambda$ – действительная и мнимая части КДП, i – мнимая единица.

Выражение (1.1) иногда записывают в виде

$$\varepsilon = \varepsilon' \left(1 + i \cdot \frac{\varepsilon''}{\varepsilon'}\right) = \varepsilon' (1 + tg\delta), \quad (1.2)$$

где $tg\delta$ – тангенс угла потерь.

Мнимая часть КДП характеризует потери энергии на поляризационное смещение заряженных частиц и создание токов проводимости в веществе. Она содержит поляризационную часть ε''_p и вклад проводимости:

$$\varepsilon'' = \varepsilon''_p + 60\sigma\lambda, \quad (1.3)$$

где σ – удельная проводимость, λ – длина волны. При записи формул (1.1)-(1.2) использована система единиц СИ.

Наряду с диэлектрической проницаемостью используют также комплексный коэффициент преломления

$$N = \sqrt{\varepsilon} = n + i \cdot \kappa, \quad (1.4)$$

где n , κ – показатели преломления и поглощения соответственно.

Из (1.1) и (1.4) можно получить выражения, устанавливающие связь между действительной и мнимой частями КДП и показателями преломления и поглощения:

$$\begin{cases} \varepsilon' = n^2 - \kappa^2, \\ \varepsilon'' = 2n\kappa. \end{cases} \quad (1.5)$$

Переход от n и κ к $\varepsilon, \varepsilon''$ осуществляется с помощью следующих уравнений:

$$\begin{cases} n = \sqrt{\frac{1}{2} \left[\varepsilon' + \sqrt{(\varepsilon')^2 + (\varepsilon'')^2} \right]}, \\ k = \sqrt{\frac{1}{2} \left[-\varepsilon' + \sqrt{(\varepsilon')^2 + (\varepsilon'')^2} \right]}. \end{cases} \quad (1.6)$$

Для описания отражательных характеристик плоской электромагнитной волны от границы раздела «свободное пространство – диэлектрик» используются энергетические коэффициенты отражения для горизонтальной и вертикальной поляризаций падающего поля r_{Γ} и r_B :

$$r_{\Gamma} = \left| \frac{\cos\theta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}}{\cos\theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}} \right|^2, \quad (1.7)$$

$$r_B = \left| \frac{\varepsilon \cdot \cos\theta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}}{\varepsilon \cdot \cos\theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}} \right|^2, \quad (1.8)$$

где θ – угол, отсчитанный от нормали к поверхности. При зондировании в надир ($\theta = 0$), выражения (1.7), (1.8) примут следующий вид:

$$r = r_{\Gamma} = r_B = \left| \frac{\sqrt{\varepsilon} - 1}{\sqrt{\varepsilon} + 1} \right|^2. \quad (1.9)$$

Выражение (1.9) справедливо для гладких поверхностей с однородным распределением электродинамических параметров по глубине. Поверхность является гладкой, если при облучении она отражает падающую волну зеркально, и шероховатой, если отражение носит диффузный характер. Практически можно считать, что зеркальное отражение имеет место в том случае, когда для максимальных вертикальных размеров неровностей h_{max} выполняется критерий шероховатости Рэлея

$$h_{MAX} \leq \frac{\lambda}{16 \cos\theta}, \quad (1.10)$$

где λ – длина электромагнитной волны в первой среде (воздухе).

Для описания радиоизлучательных характеристик дисперсных сред используются радиояркостная температура $T_{Я}$ и коэффициент излучения χ , который может быть выражен через коэффициенты отражения (1.7) и (1.8):

$$\chi = 1 - r_{\Gamma, B}. \quad (1.11)$$

Коэффициент излучения связан с радиояркой температурой соотношением

$$T_{Я} = T_{\ominus} \cdot \chi_w(T). \quad (1.12)$$

Здесь T_{\ominus} – эффективная температура материальной среды в скин-слое L_{\ominus} , определенном как величина, обратно пропорциональная коэффициенту поглощения γ :

$$L_{\ominus} = \frac{1}{2k_0\kappa} = \frac{\lambda}{4\pi\kappa} = \frac{1}{\gamma}, \quad (1.13)$$

где k_0 – волновое число в свободном пространстве.

Эффективная температура полупространства, имеющего температурный градиент в направлении оси 0-z при приеме собственного теплового излучения, распространяющегося вдоль этой оси, может быть рассчитана по формуле

$$T_{\ominus} = T_0 + \int_0^{\infty} \frac{dT}{dz} \exp \left[-\frac{4\pi}{\lambda} \cdot \int_0^{\infty} \gamma(z') dz' \right] dz, \quad (1.14)$$

где T_0 – температура поверхности, dT/dz – локальный градиент температуры, $\gamma(z)$ – коэффициент поглощения, определяемый по формуле

$$\gamma(z) = \frac{4\pi}{\lambda} \sqrt{\frac{\varepsilon' - \sin^2 \theta}{2}} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon'}{\varepsilon' \sin^2 \theta} \right)} - 1 \right].$$

Если температурный градиент отсутствует то, как следует из (1.14), $T_{\ominus\phi} = T_0$.

Частотные зависимости действительной ε' и мнимой ε'' частей КДП могут быть описаны известными формулами Дебая, имеющими вид:

$$\varepsilon' = \varepsilon_{\text{ОПТ}} + \frac{\varepsilon_{\text{СТАТ}} - \varepsilon_{\text{ОПТ}}}{1 + (f / f_{\tau})^2}, \quad (1.15)$$

$$\varepsilon'' = \frac{(\varepsilon_{\text{СТАТ}} - \varepsilon_{\text{ОПТ}}) \cdot (f / f_{\tau})}{1 + (f / f_{\tau})^2} + 60\sigma\lambda, \quad (1.16)$$

где f – частота электромагнитного излучения, $f_{\tau} = (2\pi\tau)^{-1}$ – релаксационная частота, τ – время релаксации, $\varepsilon_{\text{СТАТ}}$, $\varepsilon_{\text{ОПТ}}$ – статическая (на частоте $f \approx 0$) и оптическая (в диапазоне оптических частот) диэлектрические проницаемости воды, соответственно.

КДП почвы обычно оценивается исходя из соотношений теории многокомпонентных смесей, учитывающих относительный объем компонент, их диэлектрические параметры, форму элементов включений. При этом КДП почвы можно рассматривать как функцию от диэлектрических проницаемостей ε и объемных долей ν , составляющих ее компонент. В связи с этим важное значение для определения КДП почвы имеет знание КДП компонент, а также влияние на них гидрофизических параметров.

В микроволновом диапазоне наилучшее соответствие расчетных данных экспериментальным результатам наблюдается при использовании рефракционной модели [Бирчак, 1974]. Для влажной незасоленной почвы, рассматриваемой как четырехкомпонентная система, состоящая из воздуха, твердых нерастворимых частиц, связанной и свободной влаги, рефракционная модель, имеет вид:

$$\sqrt{\varepsilon} = \begin{cases} \sqrt{\varepsilon_0} + (\sqrt{\varepsilon_{СВЯЗ}} - 1) \cdot W, & W \leq W_t, \\ \sqrt{\varepsilon_0} + (\sqrt{\varepsilon_{СВЯЗ}} - 1) \cdot W_t + (\sqrt{\varepsilon_{СВОБ}} - 1) \cdot (W - W_t), & W \geq W_t, \end{cases} \quad (1.17)$$

где $\varepsilon, \varepsilon_0, \varepsilon_{СВЯЗ}, \varepsilon_{СВОБ}$ – КДП влажной почвы, сухой почвы, связанной и свободной влаги соответственно, W, W_t – объемные содержания связанной и свободной влаги в почве.

Для ε_0 справедливо следующее выражение:

$$\sqrt{\varepsilon_0} = 1 + V_M (\sqrt{\varepsilon_M} - 1) \quad (1.18)$$

где $\varepsilon_M, V_M = \rho/\rho_M$ – КДП и объем твердой минеральной части сухой почвы, ρ, ρ_M – плотности сухой почвы и минерала.

1.2. Основные физические свойства минерализованных вод

Минеральные соли широко распространены в природе, что вызывает постоянный интерес к их изучению. Будучи растворенными в воде соленых озер, морей и океанов, они играют существенную роль в протекании многих глобальных климатических процессов, а находясь в почве в виде почвенного раствора и в грунтовых водах, влияют на многие физико-химические свойства почвы и, в конечном счете, на ее продуктивность.

Основными характеристиками растворов являются:

Массовая концентрация соли в растворе (S) – отношение массы растворенного вещества к массе воды

$$S = M_C / M_B, \quad (1.19)$$

где $M_B = M - M_C$ – масса воды в растворе, M , M_C – массы раствора и безводной соли.

Массовая доля растворенного вещества (C) – отношение массы растворенного вещества к общей массе раствора

$$C = M_C / M \quad (1.20)$$

Плотность раствора (ρ) – отношение массы (M) раствора к занимаемому объему (V)

$$\rho = M / V \quad (1.21)$$

Растворимость – концентрация растворённого вещества в его насыщенном растворе, выраженная в процентах, в весовых и объёмных единицах (г/100 г или см³/100 см³).

В настоящее время для описания минерализованных вод используются различные классификации. Так, например, классификация А.М. Овчинникова, основанная на различии солёности воды S (г/л), включает в себя следующие категории природных вод: ультрапресные ($S < 0.2$),

- пресные ($S = 0.2-0.5$),
- пресные воды с относительно повышенной минерализацией ($S=0.5-1.0$),
- солоноватые ($S = 1.0-3.0$),
- солёные ($S = 3.0-10.0$),
- воды повышенной солёности ($S = 10.0-35.0$).

Для описания пресных, солёных вод и рассолов применяется дробная классификация Н.И. Толстихина, включающая в себя следующие категории:

- Пресные ($S = 0.01-1.0$ г/л):
 - наиболее пресные (0.01-0.03),
 - очень пресные (0.03-0.1),
 - нормально пресные (0.1-0.5),
 - пресноватые (0.5-1.0);
- Солоноватые ($S = 1-10$):
 - слабосоленые (1-3);
 - сильносоленые (3-10);
- Солёные ($S = 10-50$):
 - слабосоленые (10-35),
 - сильносоленые (35-50);
- Рассолы ($S \geq 50$):

- слабоконцентрированные (50-100),
- крепкие (100-270),
- очень крепкие (270-350),
- сверхкрепкие (>350).

Классификация С.А. Щукарева построена на принципе преобладания одного или нескольких главных катионов (Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+}) и трех главных анионов (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-). Согласно этой классификации вода относится к одному из 49 классов, различающихся по содержанию ионов.

Одной из наиболее распространенных является классификация природных вод по химическому составу, предложенная О.А. Алекиным. В основу этой классификации положены два принципа: преобладающих ионов и соотношения между ними. Согласно этой классификации природные воды делятся по преобладающему аниону на три класса:

1) гидрокарбонатные, карбонатные (большинство маломинерализованных вод рек, озер, водохранилищ, некоторые подземные воды);

2) сульфатные воды (промежуточные между гидрокарбонатными и хлоридными водами, генетически связаны с различными осадочными породами);

3) хлоридные воды (высокоминерализованные воды Мирового океана, морей, соленых озер, подземные воды солончаковых районов).

Каждый класс вод подразделяется по преобладающему катиону на три группы: кальциевую, натриевую, магниевую.

Каждая группа в свою очередь подразделяется на четыре типа вод по соотношению содержащихся в воде ионов (в эквивалентах):

1. $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$. Воды этого типа маломинерализованные, характеризуются избытком ионов HCO_3^- . образуются в процессе химического выщелачивания изверженных пород.

2. $\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$. К этому типу относятся подземные воды, воды рек и озёр с малой и средней минерализацией.

3. $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ или $\text{Cl}^- > \text{Na}^+$. Воды этого типа сильно минерализованы. К этому типу относятся воды океанов, морей, морских лиманов.

4. $\text{HCO}_3^- = 0$. Характеризуется отсутствием гидрокарбонат-ионов. Воды этого типа являются кислыми и присутствуют только в хлоридном и сульфатном классах. Это болотные, шахтные, вулканические воды или воды сильно загрязненные промышленными стоками.

Озера классифицируются по типу минерализации на пресные и минеральные (солончатые и солёные), По химическому составу воды

минеральные озёра принято подразделять на карбонатные (содовые), сульфатные (горько-солёные), хлоридные (солёные). Диэлектрические и радиоизлучательные свойства воды в значительной мере зависят как от химического состава, так и от солёности.

1.3. Основные физические свойства почв

Почва представляет собой сложную минерально-органическую полидисперсную гетерогенную систему, состоящую из твердой, жидкой и газообразной фаз, различающуюся по минералогическому и химическому составу. Соотношение между объемами и массами твердой, жидкой и газообразной фаз, различное для разных почв и непрерывно изменяющееся под воздействием почвенно-климатических условий, характера растительности, антропогенного загрязнения определяет различие физических свойств.

Твердая фаза почвы формируется первичными минералами, которые являются остаточным материалом выветривания исходных пород и вторичными минералами, возникающими из первичных под воздействием климатических и биологических факторов. Первичные минералы представлены преимущественно частицами более 0.01 мм, вторичные – менее 0.01 мм. Наиболее распространенными первичными минералами в почвах являются кварц (40-60%), полевые шпаты (до 20%), амфиболы, пироксены, слюды.

Величиной, характеризующей состав первичных элементов, является плотность твердой фазы ρ_T (г/см³), равная отношению массы твердой фазы M_T к единице объема твердой фазы V_T .

$$\rho_T = M_T / V_T \quad (1.22)$$

Если твердая фаза представлена каким-либо одним минералом, то ρ_T равна плотности этого вещества ρ_M (плотность монолита).

В группу вторичных минералов входят преимущественно глинистые минералы: монтмориллонит, нонтронит, саптонит, каолинит, биотит, мусковит, гидрослюды, а также гидроокиси кремния, алюминия, железа, марганца и т. д., образующиеся при выветривании первичных минералов.

Для различных минералов величина ρ_T колеблется в пределах от 2.5 до 3.0, реже 4.0 г/см³. Диэлектрические проницаемости минералов в большинстве случаев не превышают 10-12.

Твердая фаза почв и почвообразующих пород состоит из дисперсных частиц, различающихся по размерам. Состав минерального скелета почвы и его дисперсность могут варьировать в широких пределах. В зависимости от

соотношения между содержанием элементарных почвенных частиц (ЭПЧ), размеры которых меньше чем 0.01 мм (физическая глина) и ЭПЧ, размеры которых больше чем 0.01 мм (физический песок) почву классифицируют по гранулометрическому составу. Общепринятой является классификация, разработанная Н.А. Качинским [Качинский, 1958].

Величиной, характеризующей гранулометрический состав почвы, является плотность сложения сухой почвы ρ_0 [г/см³], равная отношению массы твердой фазы M_T к общему объему V :

$$\rho_0 = M_T / V . \quad (1.23)$$

Значение ρ_0 изменяется от 1.0 г/см³ для глинистых почв до 1.8 г/см³ для грубо-песчаных почв. Помимо гранулометрического состава, величина ρ зависит от степени агрегирования почвы, плотности сложения агрегатов и характера их упаковки.

Плотность скелета почвы оказывает значительное влияние на диэлектрические характеристики сухой почвы. На частотах выше 0.1 МГц действительная часть КДП зависит от ρ_0 и может быть оценена по эмпирической формуле [Кротиков, 1962]:

$$\sqrt{\varepsilon} = 1 + j \cdot \rho_0 , \quad (1.24)$$

где $j = 0.4-0.6$ – численный коэффициент, зависящий от состава первичных минералов.

Для сухих почвогрунтов, состоящих из песка и глины $\varepsilon' = 3 \div 4$.

Почва с ненарушенной структурой порового пространства, находящаяся в естественных условиях и содержащая твердую, газообразную и жидкую фазы, характеризуется плотностью в естественном сложении ρ , равной отношению общей массы M к общему объему V

$$\rho = M / V . \quad (1.25)$$

Величины ρ_0 , ρ_T , ρ используются для расчета объемных содержаний твердой и газообразной фаз при моделировании диэлектрических свойств почвы.

Отдельные частицы, составляющие дисперсную смесь, неплотно прилегают друг к другу. Между ними образуются промежутки, различающиеся по величине и форме – поры. Общее количество и размеры пор зависят от размера и формы дисперсных частиц, их упаковки, наличия микро- и макроагрегатов. Величина P , представляющая собой отношение объема всех

пор и пустот к объему дисперсной смеси, находящейся в естественном сложении, называется пористостью и выражается в процентах от общего объема. Общая пористость связана с ρ_0 и ρ_T соотношением

$$P = 1 - \frac{\rho_0}{\rho_T}. \quad (1.26)$$

Как правило, почвенные поры заняты газообразной или жидкой фазами. Газообразная фаза дисперсной смеси (почвенный воздух) представлена атмосферным воздухом, насыщенным водяными парами и газами, образующимися в самой почве. Количество воздуха, находящегося в дисперсной смеси, зависит от влажности смеси и пористости P . Чем выше пористость и меньше влажность, тем больше воздуха содержится в дисперсной смеси.

Так как в микроволновом диапазоне диэлектрические проницаемости большинства газов и их смесей мало отличаются от 1 (для атмосферного воздуха $\varepsilon = 1.00057$), то влияние газообразной фазы на диэлектрические свойства почвы несущественно.

Жидкая фаза почвы (почвенная вода) представляет собой почвенный раствор, содержащий ионы растворимых минеральных солей, находящийся в непосредственном контакте с твердыми частицами.

Количественной характеристикой содержания в почве воды является массовая влажность W_M , равная отношению массы жидкой фазы M_W к общей массе M :

$$W_M = \frac{M_W}{M}. \quad (1.27)$$

Помимо W_M для количественного описания находящейся в почве воды используется объемная влажность почвы W_V равная отношению объема жидкой фазы V_W к общему объему смеси V :

$$W_V = \frac{V_W}{V}. \quad (1.28)$$

Объемная и массовая влажности связаны между собой следующим соотношением:

$$W_V = \frac{\rho}{\rho_B} \cdot W_M. \quad (1.29)$$

где ρ_B – плотность воды.

Как массовая, так и объемная влажности выражаются в долях или в процентах (при умножении выражений (1.27) и (1.28) на 100%).

Почвенная вода, находящаяся на разном удалении от поверхности минеральных частиц, становится неоднородной, что позволяет выделить в ней переходные фазы, представляющие собой адсорбированные слои, находящиеся на границе «твердая частица – почвенный раствор» и различающиеся по своим физическим свойствам. Выделяют следующие категории почвенной воды, находящейся в жидком состоянии [Роде, 1952; Роде, 1965]:

1. **Конституционная вода** входит в молекулу вещества гидроксильной группой $[\text{OH}]^-$. В процессе нагревания минералов, содержащих $[\text{OH}]^-$, вода выделяется при температуре от 150 до 1000°C.

2. **Кристаллизационная вода** входит целыми водными молекулами в состав минеральных солей, образующих кристаллогидраты (например: $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10 \cdot \text{H}_2\text{O}$ – сода, $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \cdot \text{H}_2\text{O}$ – мирабилит, $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ – гипс и др.) и удаляется при нагревании от 32 до 200°C. Так как кристаллизационная вода не образует отдельной фазы, то ее диэлектрические характеристики целесообразно рассматривать в совокупности с диэлектрическими характеристиками кристаллогидратов, в состав которых она входит.

3. **Связанная вода** образуется в результате адсорбции на поверхности почвенных частиц. Данные о диэлектрических характеристиках связанной воды противоречивы и колеблются от 3 до 27. Связанная вода подразделяется на прочносвязанную и рыхлосвязанную.

3.1. **Прочносвязанная вода**, молекулы которой прочно удерживаются адсорбционными силами, присущими почвенным частицам, образует на поверхности последних тонкую пленку толщиной в два-три диаметра молекул воды. Количество прочно связанной воды соответствует максимальной адсорбционной влагоемкости (МАВ), представляющей собой наибольшее количество воды, которое может быть удержано силами адсорбции.

3.2. **Рыхлосвязанная вода**, основным признаком которой является ориентированное расположение ее молекул, вызванное как воздействием ориентированных молекул прочно связанной воды, так и воздействием обменных катионов, образует вокруг почвенных частиц пленку толщиной в десятки диаметров молекул воды. Содержание рыхлосвязанной воды приближенно может быть положено равным влажности разрыва капилляров (ВРК), представляющей собой влажность, при которой подвешенная влага в процессе своего испарения теряет способность передвигаться к испаряющей поверхности.

4. Свободная вода. Характерным признаком данной категории влаги является отсутствие ориентировки молекул около почвенных частиц, что не исключает возможности их ориентировки вокруг ионов, находящихся в растворе. К свободной влаге относятся грунтовые, почвенно-грунтовые и почвенные воды, насыщающие почвенную толщу до величины полной влагоемкости и удерживающиеся вследствие водонепроницаемости водоупорного слоя. Свободная вода характеризуется высоким значением комплексной диэлектрической проницаемости в микроволновом диапазоне, равным на частоте 1.11 ГГц при $t = 25^{\circ}\text{C}$ $\varepsilon' = 78.1$ и $\varepsilon'' = 4.9$.

При понижении термодинамической температуры почвы ниже 0°C свободная вода замерзает, превращаясь в лед, в результате чего происходит существенное изменение физических свойств почвы. Почвы, содержащие в своем составе лед в качестве одной из компонент, называются мерзлыми.

По агрегатному составу в мерзлых почвах выделяют газообразную, твердую и жидкую фазы. Газообразная фаза мерзлых почв представлена, как и в случае незамерзших почв, водяными парами и воздухом. Твердая составляющая, помимо минерального скелета, аналогичного скелету незамерзших почв, включает лед. Лед является важнейшей составной частью мерзлых почв, обуславливающей их специфические свойства.

Важнейшей особенностью мерзлых почв является наличие значительного количества жидкой фазы, распределенной в объеме, свойства и взаимодействие которой определяют при заданной термодинамической температуре специфику их электродинамических характеристик. В незасоленных мерзлых почвах незамерзшая вода соответствует связанной воде в незамерзших почвах. Ее присутствие в дисперсной почве обусловлено изменением структуры жидкости на поверхности минеральных частиц и льда и, как следствие этого, понижением температуры замерзания. Количество незамерзшей воды в мерзлой почве, уменьшающееся при понижении температуры, в значительной степени зависит от удельной поверхности скелета почвы и его адсорбционных свойств, химического и минералогического состава, содержания и состава воднорастворимых соединений.

При наличии в мерзлой почве водорастворимых соединений общее количество незамерзшей воды складывается из связанной воды и почвенного раствора, характеризующегося разной температурой замерзания, в зависимости от типа и количества растворенных солей. В отличие от свободной воды, находящейся в объеме и замерзающей при 0°C , свободная вода в дисперсной породе, представляет собой по существу поровый раствор и замерзает при отрицательной температуре. В зависимости от концентрации растворенных

солей поровый раствор может находиться в жидком состоянии при температурах ниже - 53°C (озеро Дон Жуан, Антарктида). Связанная вода замерзает в широком спектре отрицательных температур, вплоть до -70°C. Таким образом, понятие незамерзшей воды в дисперсных породах может в зависимости от конкретных условий включать в себя практически все виды грунтовой влаги: свободную, капиллярную, адсорбционную, пленочную и кристаллизационную.

1.4. Классификация засоленных почв

Основной показатель засоленных почв и почвогрунтов – засоленность Z характеризует массовое содержание соли в единице веса высушенного почвогрунта и определяется по формуле

$$Z=M_C/M,$$

где M_C , M – массы соли и сухой почвы. Минимальная величина засоленности, при превышении которой почву следует относить к типу засоленных, определяется существенным изменением их свойств по сравнению с аналогичными незасоленными почвам.

Почвы, содержащие в своем составе минеральные соли, широко распространены на Земном шаре. К минеральным солям, накопление которых в почве неблагоприятным образом влияет на продуктивность земель, относятся хлориды ($NaCl$, KCl , $MgCl_2$, $CaCl_2$), нитраты (KNO_3 , $NaNO_3$, $Ca(NO_3)_2$, $Mg(NO_3)_2$), сульфаты (Na_2SO_4 , $MgSO_4$, $CaSO_4$), карбонаты (Na_2CO_3 , $NaHCO_3$, $MgCO_3$, $CaCO_3$). Накопление солей в почве зависит от их растворимости, которая, в свою очередь, зависит от температуры.

Наиболее растворимые соли (хлориды и нитраты) в большинстве случаев находятся в почве в виде почвенных растворов, периодически выкристаллизовываясь на поверхности почвы при высыхании. Карбонаты широко распространены в почвах и грунтовых водах пустынь, полупустынь, степей и лесостепей. Сульфаты имеются почти во всех типах почв. В значительных количествах сульфаты накапливаются в почвах и грунтовых водах пустынь, степей. Совместно с хлоридами, сульфаты являются основными солями, обуславливающими формирование засоленных почв.

Процесс накопления солей в почве начинается с повышения концентрации легкорастворимых солей в грунтовых водах и почвенном растворе и сопровождается одновременным переходом в осадок и накоплением в почве таких наименее растворимых соединений, как соединения железа, кремния, карбонаты кальция и магния. Далее, по мере увеличения общей концентрации

солей в почвенном растворе, к ним присоединяется гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, сульфаты натрия Na_2SO_4 и магния $MgSO_4$. После достижения концентраций почвенного раствора 300–350 г/л начинается выпадение в осадок хлоридов (в частности $NaCl$).

При сопоставлении высоких значений растворимости таких соединений, как $MgSO_4$, $MgCl_2$, $CaCl_2$ с предельно высокими концентрациями почвенного раствора (около 420 г/л) можно видеть, что эти соли, в большинстве случаев, не достигают насыщения и находятся в жидкой фазе. Накопление этих солей происходит в дневное время в период максимальной сухости воздуха, сопровождающейся быстрым испарением почвенной влаги. В вечерние, ночные и утренние часы при повышении влажности воздуха эти соединения снова переходят в раствор.

В основу большинства классификаций, действующих в разных регионах, для определения степени засоления почв положено количество солей, извлекаемое из почвы водной вытяжкой (при отношении воды к почве 5:1). Эти классификации отличаются разными границами (по плотному остатку) содержания солей для одной и той же степени засоления. Причиной расхождений является разный тип химизма засоления.

На величину засоленности оказывают влияние сезонные условия, связанные, в первую очередь, с процессом промерзания почвы.

В 1960 г. В.А. Ковдой была предложена классификация засоленных почв [Ковда, 1984]:

1. Соляные коры – почти чистые скопления солей на поверхности земли, без примесей землистого мелкозема, часто встречающиеся в аридных зонах. Мощность соляной коры варьирует от 3-5 см до нескольких метров. Соляные коры, отличающиеся низкой проницаемостью для растворов и корней растений, непригодные для использования в земледелии, представляют интерес для химической промышленности.

2. Солончаки – засоленные почвы, имеющие максимальное содержание легкорастворимых токсичных солей в самых верхних горизонтах почвы (0-30 см). Сумма солей превышает обычно 1-2 %, достигая иногда 10-20 %. В большинстве случаев растительность на солончаках не развивается.

По химизму легкорастворимых солей, присутствующих в солончаках, последние подразделяются на следующие категории:

2.1. Солончаки содовые, содержащие $MgCO_3$, Na_2CO_3 , $Na(OH)CO_3$. Токсичность этих солей очень велика. Карбонаты и бикарбонаты натрия значительно более токсичны, чем другие растворимые соли. Высокая щелочность почвенных растворов ($pH = 9...11$), гидрофильность коллоидов,

неблагоприятные для выращивания растений физические свойства почвы обуславливают низкое плодородие почв, подвергшихся содовому засолению. Основной фактор содового засоления – присутствие неглубоких маломинерализованных щелочных подземных вод с концентрацией $0.5 \div 5.0$ г/л. Испарение этих вод через капиллярную кайму ведет к содовому засолению почв.

Содовое засоление свойственно преимущественно степной и лесостепной зонам. Известны содовые солончаки и солонцы в Болгарии, Венгрии, Румынии, Югославии, на Украине. В России солонцы распространены в Тамбовской и Пензенской областях, Заволжье, Западной Сибири, Алтайском крае, Казахстане, Якутии, Северо-Восточном Китае [Засоленные почвы Алтая..., 1980; Курачев, Рябова, 1981; Засоленные почвы Западной Сибири..., 1984; Солонцы Сибири..., 1990].

2.2. Солончаки сульфатные, содержащие Na_2SO_4 , $MgSO_4$, $CaSO_4$. Токсичность сульфатов наименьшая среди легкорастворимых солей. Водно-физические свойства этих солей обычно благоприятные для произрастания растительности.

2.3. Солончаки хлоридные, содержащие $NaCl$, $MgCl_2$, иногда $CaCl_2$. Токсичность хлоридных солей весьма велика. Сумма солей и минерализация грунтовых вод в хлоридных солончаках очень высоки. Водно-физические свойства хлоридных солончаков зависят от наличия гипса в почве.

2.4. Солончаки нитратные содержат $NaNO_3$, KNO_3 . По токсичности и физическим свойствам нитратные солончаки близки к хлоридным солончакам.

Как правило, в природе редко встречаются химически чистые скопления тех или иных солей. Чаще представлены смеси легкорастворимых солей разных пропорциях. Поэтому широко распространены в природе солончаки сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные и т.д., в зависимости от соотношения главных компонент.

3. Солончаковатые почвы

Солончаковатыми почвами называются почвы, содержащие в корнеобитаемом горизонте легкорастворимые токсичные соли в концентрациях 0.3-0.8%. Урожайность сельскохозяйственных культур на солончаковатых почвах ниже на 30-60%, чем на незасоленных.

По химическому составу легкорастворимых солей солончаковатые почвы подразделяются на содовые, сульфатные и хлоридные или, в случае смеси солей, содово-сульфатные, содово-хлоридные, сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные. Все отрицательные свойства, характерные для солончаков, проявляются в ослабленной форме в солончаковатых почвах.

4. Солонцы

Солонцами называют своеобразную форму почвенного засоления, широко распространенную в степных и лесостепных районах. В отличие от солончаков, в солонцах легкорастворимые соли находятся не на поверхности, а на глубине 30-100 см. Грунтовые воды на солонцовых землях залегают ниже высоты капиллярного поднятия и поэтому не участвуют в перераспределении солей. По типу солонцовых комплексов выделяют луговые солончаковые солонцы, степные солонцы, солонцеватые степные и пустынные почвы, характеризующиеся плохими агрофизическими свойствами, снижающими продуктивность почв.

5. Такыры

Такырами называется особая разновидность засоленных почв, совершенно бесплодных, свойственных пустыням Азии и Северной Африки. Внешне такыры представляют собой обширные равнины, почти не имеющие никакой растительности и с поверхности покрытые глинистой коркой толщиной 3–5 см. Под коркой находится солевой горизонт, в котором содержание солей составляет 0.5-1.5%. Глубже такыр подстилается засоленной породой. Грунтовые воды залегают глубже 10–30 м. После выпадения осадков вследствие водонепроницаемости, такыр превращается в непроходимую мелководную озерную топь.

6. Вторично засоленные почвы.

Вторичным засолением почв называется быстропротекающий процесс превращения ранее незасоленной или слабозасоленной почвы в солончаковую почву с частичной или полной потерей природного плодородия. В основном, процессы вторичного засоления происходят за счет неправильного орошения земель, в результате чего происходит накопление легкорастворимых солей в поверхностном горизонте почвы.

Засоленные почвы также классифицируются по электропроводности почвенной вытяжки. Незасоленные почвы характеризуются электропроводностью почвенного раствора менее 4 мСм, слабозасоленные – 4-8, средnezасоленные – 8-16, сильнозасоленные – более 16 мСм, при хлоридно-сульфатном засолении это соответствует почвам с содержанием легкорастворимых солей меньше 0.15; 0.15–0.35; 0.35–0.65 и более 0.65% на сухую почву. Данные значения принимаются одинако

выми для всех пределов засоления.

1.5. Диэлектрические характеристики засоленных почв и минерализованной воды

При разработке методов дистанционного определения физических параметров почвенного покрова по радиоизлучательным характеристикам является важным правильным выбором частотного диапазона, в котором в наибольшей степени проявляется влияние определяемого физического параметра на КДП почвы. Частотные зависимости диэлектрических характеристик сухих и влажных почвогрунтов в микроволновом диапазоне исследовались ранее [Ноextra, 1974; Ulaby, 1982; Hallikainen, 1984].

Для моделирования частотных зависимостей диэлектрических характеристик влажных почв, содержащих в своем составе различные минералы и, в том числе, водно-растворимые соли, требуется знание диэлектрических характеристик этих минералов, а также различных категорий воды, образующихся в дисперсной почвенно-грунтовой смеси в результате взаимодействия водной и минеральной компонент на разных частотах.

Сухие почвы, а значит и составляющие их минералы, находящиеся при температуре, меньшей температуры плавления, частотной дисперсии в микроволновом диапазоне не имеют. В то же время в увлажненных дисперсных минералах и минеральных солях могут присутствовать кристаллизационная, связанная и свободная вода, различающиеся по своим диэлектрическим характеристикам:

Диэлектрическая проницаемость минералов рассчитывается по формуле, имеющей вид

$$\sqrt{\varepsilon_M} = 1 + \frac{\rho_M}{\rho_{СУХ}} (\sqrt{\varepsilon_{СУХ}} - 1), \quad (1.30)$$

где ε_M , ρ_M , $\varepsilon_{СУХ}$, $\rho_{СУХ}$ – диэлектрические проницаемости и плотности монолита и сухой дисперсной смеси, соответственно.

В табл. 1.1 приведены значения действительной части КДП сухих дисперсных минералов, измеренные в диапазоне частот 0.4÷4.0 ГГц.

Влияние объемной влажности на диэлектрические характеристики растворимых в воде минеральных солей зависит от их структурно-механических свойств, а также от специфических особенностей взаимодействия минеральных частиц с водой, обуславливающих формирование фазового состава воды, присутствующей в дисперсной смеси. В соответствии с тем, каким образом осуществляется это взаимодействие, минералы можно подразделить на следующие группы, различающиеся по поведению диэлектрических свойств при вариациях объемной влажности.

Таблица 1.1. Вариации диэлектрической проницаемости сухих минеральных смесей, минералов и минеральных солей в частотном диапазоне 0.4÷4.0 ГГц при $t = 24 \pm 1^\circ\text{C}$

Минерал	$\rho_{\text{сух}}$	$\rho_{\text{м}}$	$\varepsilon'_{\text{сух}}$	$\varepsilon'_{\text{м}}$
Каолинит	0.87	2.60	2.2÷2.3	6.0÷6.4
Кварц	1.54	2.65	2.67÷2.8	4.5÷4.8
Na_2CO_3	0.94	2.55	1.8÷2.3	3.7÷5.8
Na_2SO_4	1.32	2.66	2.5÷2.6	4.7÷5.0
CaCO_3	1.48	2.6±2.8	3.2÷3.3	6.0÷6.3
CaSO_4	1.14	2.8±3.0	2.6÷2.8	4.5÷6.5
MgCO_3	0.40	2.9±3.1	1.5÷1.64	7.2÷9.6
MgSO_4	0.99	2.57	2.3÷2.4	5.4÷5.9
NaCl	1.32	2.1±2.2	2.8÷3.0	4.4÷4.8

Минералы нерастворимые или очень слабо растворимые в воде

К этой категории относятся кварц, каолинит, монтмориллонит, кальцит, магнезит, растворимость которых в воде не превышает долей граммов на литр растворителя. Диэлектрические характеристики этих минералов зависят от присутствующей в дисперсной смеси воды. Это связано с тем, что диэлектрические характеристики воды значительно превышают значения диэлектрических характеристик минералов. Так, на частоте 1.11 ГГц при термодинамической температуре 25°C для дистиллированной воды $n = 8.5 \dots 8.7$ и $k = 0.4 \dots 0.5$, в то время как для сухих минералов в большинстве случаев $n < 3.0$ и $k < 0.1$.

Вид влажностных зависимостей $n(W)$ и $k(W)$ неодинаков для различных минералов и, помимо суммарной объемной влажности смеси, зависит от дисперсности и типа минерала. Наблюдаемое различие диэлектрических характеристик минералов с разной дисперсностью минеральных частиц связано с различием диэлектрических свойств свободной и связанной воды. Объемная доля связанной воды в дисперсном минерале зависит от суммарной площади поверхности минеральных частиц, величина которой, в свою очередь, зависит от размера минеральных частиц. Для минералов, содержащих мелкодисперсную фракцию, на влажностных зависимостях $n(W)$ и $k(W)$ наблюдается излом при некоторой влажности W_t . Во влажностных диапазонах $0 \leq W \leq W_t$ и $W_t \leq W$ зависимости $n(W)$ и $k(W)$ интерполируются прямыми линиями.

Величина W_t , определяемая по излому на влажностных зависимостях $n(W)$ и $\kappa(W)$ соответствует объемной влажности, выше которой вода изменяет свои диэлектрические характеристики до значений n и κ свободной воды. Зависимости $n(W)$ и $\kappa(W)$ дисперсной минеральной смеси были интерполированы прямыми линиями

$$n = \begin{cases} A1 + A2 \cdot W, & W \leq W_t, \\ A3 + A4 \cdot W, & W_t \leq W, \end{cases} \quad (1.31)$$

$$\kappa = \begin{cases} B1 + B2 \cdot W, & W \leq W_t, \\ B3 + B4 \cdot W, & W_t \leq W, \end{cases} \quad (1.32)$$

где $A1, \dots, B4$ – численные коэффициенты, значения которых приведены в табл. 1.2.

Таблица 1.2. Значения коэффициентов $A1 \dots A4$ в выражениях (1.31)-(1.32)

Минерал	W_t	$A1$	$A2$	$A3$	$A4$
кварц	<0.02			1.54±0.05	9.2±0.4
кальцит	<0.02	1.85±0.09	2.0±0.5	1.73±0.06	8.1±0.2
каолинит	0.12	1.9±0.1	3.3±0.9	1.1±0.1	8.0±0.2
магнезит	0.18	1.1±0.03	5.26±0.07	0.74±0.08	7.2±0.3
монтмориллонит	0.18	1.63±0.03	8.6±0.4	1.5±0.1	9.9±0.4
Минерал	W_t	$B1$	$B2$	$B3$	$B4$
кварц	<0.02			0.01±0.01	0.79±0.064
кальцит	<0.02	0.01±0.01	0.37±0.05	–	–
каолинит	0.12	0.2±0.01	0.52±0.09	0.18±0.02	0.48±0.06
магнезит	0.18	0.04±0.02	0.25±0.05	–	–
монтмориллонит	0.18	0.01±0.01	6.4±0.4	0.02±0.01	6.4±0.2

Таким образом, влияние минерального состава на диэлектрические свойства песчано-глинистых грунтов заключается в изменении фазового состава воды, появлении в дисперсной смеси связанной воды, диэлектрические характеристики которой, оцененные различными авторами [Жиленков, 1974; Гусев, 1980; Сологубова, 1985; Бобров, 1989; Комаров, 1996], оказываются существенно ниже, чем для свободной воды. Возрастание ϵ' и ϵ'' на всех частотах в исследованном диапазоне по сравнению с сухими минералами обусловлено более высокими значениями ϵ' и ϵ'' у воды, нежели у минералов. Так, например, частотная зависимость для каолинита с объемной влажностью $W = 0.06$ имеет вид:

$$\varepsilon' = (4.43 \pm 0.03) - (0.28 \pm 0.06) \cdot f + (0.03 \pm 0.01) \cdot f^2, \quad (1.33)$$

$$\varepsilon'' = (1.73 \pm 0.08) - (0.8 \pm 0.1) \cdot f + (0.13 \pm 0.02) \cdot f^2. \quad (1.34)$$

Минеральные соли, при увлажнении образующие кристаллогидраты

Общая химическая формула для данной категории солей имеет вид $K_x A_y \cdot n \cdot H_2O$, где K_x , A_y – катион и анион, x , y – число атомов составляющих катион и анион, n – число молекул воды, запасенных в кристаллогидрате. Содержащаяся в кристаллогидрате вода относится к категории кристаллизационной. К минеральным солям, формирующим почвенное засоление, относятся:

а) натрий углекислый Na_2CO_3 , образующий кристаллогидраты $Na_2CO_3 \cdot 1 \cdot H_2O$, $Na_2CO_3 \cdot 7 \cdot H_2O$ и $Na_2CO_3 \cdot 10 \cdot H_2O$ (сода);

б) натрий сернокислый Na_2SO_4 (тенардит), образующий кристаллогидрат $Na_2SO_4 \cdot 10 \cdot H_2O$ (мирабилит);

в) магний сернокислый $MgSO_4$ (кизерит), образующий кристаллогидрат $MgSO_4 \cdot 7 \cdot H_2O$ (эпсомит);

г) кальций сернокислый $CaSO_4$ (ангидрит), образующий кристаллогидраты $CaSO_4 \cdot 0.5 \cdot H_2O$ (алебастр) и $CaSO_4 \cdot 2 \cdot H_2O$ (гипс);

д) хлорид кальция $CaCl_2$, образующий кристаллогидрат $CaCl_2 \cdot 6 \cdot H_2O$.

Величина W_{KN} , характеризует максимальную объемную долю воды в N -водном кристаллогидрате. При $W > W_{KN}$ в дисперсном образце образуется насыщенный солевой раствор, возникающий за счет распада части кристаллогидратов и высвобождения кристаллизационной воды, и имеющий диэлектрические характеристики, существенно превышающие диэлектрические характеристики кристаллогидратов. Величина W_{KN} рассчитывается по формуле

$$W_{KN} = Z_{BK} \cdot \frac{\rho_{CM}}{\rho_B} = Q_K \cdot Z_C \cdot \frac{\rho_{CM}}{\rho_B}, \quad (1.35)$$

где $Z_{BK} = M_{BK}/M_{CM}$, $Z_C = M_C/M_{CM}$ – массовые доли кристаллизационной воды и соли в смеси, M_{CM} , M_C , $M_{BK} = Q_K \cdot M_C$ – массы смеси, безводной соли и кристаллизационной воды, $Q_K = m_{BK}/m_C$ – численный коэффициент, определяемый из соотношения атомных масс веществ, входящих в химическую формулу кристаллогидрата: кристаллизационной воды массой m_{BK} и безводной соли массой m_C , ρ_{CM} , $\rho_B \approx 1$ – плотности смеси и воды.

Зависимости $n(W)$ и $\kappa(W)$ в диапазоне $W=0 \div W_{KN}$ интерполируются прямыми линиями

$$n = C1 + C2 \cdot W \quad (1.36)$$

$$\kappa = C3 + C4 \cdot W, \quad (1.37)$$

где $C1 \dots C4$ – эмпирические коэффициенты, численные значения которых приведены в табл. 1.3.

Таблица 1.3. Значения коэффициентов $C1-C4$ в выражениях (1.36), (1.37)

Тип соли	ρ	W	$C1$	$C2$	$C3$	$C4$
Na_2CO_3	1.1÷1.3	0÷0.61	1.56±0.04	0.69±0.09	0.01±0.005	0.03±0.02
Na_2SO_4	1.3÷1.6	0÷0.57	1.59±0.03	0.50±0.01	0.02±0.005	0.05±0.02
$MgSO_4$	1.0÷1.3	0÷0.59	1.63±0.02	0.30±0.09	0.03±0.01	0.01±0.02

Для минеральных солей Na_2CO_3 , Na_2SO_4 , $MgSO_4$ значения ε' и ε'' в частотном диапазоне 0.4÷4.0 ГГц остаются постоянными, и частотная дисперсия не наблюдается даже при значительном увлажнении (табл.1.4). Это связано с тем, что указанные соли при увлажнении образуют кристаллогидраты, и вся запасенная в них вода относится к категории химически связанной во влажностном диапазоне от 0 до W_{KN} , где W_{KN} – объемная влажность, соответствующая максимальному содержанию кристаллизационной воды в кристаллогидрате. Из этого следует, что кристаллизационная вода не оказывает влияния на диэлектрические свойства кристаллогидрата в целом.

Таблица 1.4. Значения ε' и ε'' минеральных солей, образующих кристаллогидраты

Соль	Δf	ρ_s	W	ε'	ε''
Na_2SO_4	1.11÷3.4	1.41	0.08	2.79÷2.85	0÷0.07
$MgSO_4$	0.5÷4.0	0.96	0.05	2.6÷2.8	0.02÷0.1
Na_2CO_3	0.5÷4.0	1.03	0.31	2.6÷2.75	0÷0.10

ρ_s – плотность минеральной смеси.

Минеральные соли, не образующие кристаллогидратов

Типичным представителем данного класса является поваренная соль $NaCl$ (галит), диссоциирующая в воде на ионы Na^+ и Cl^- .

В отличие от минералов, связывающих воду физическими и химическими силами, при увлажнении дисперсной минеральной смеси, состоящей из воздуха и безводной соли $NaCl$, связанная и кристаллизационная вода не образуются, так как в этом случае поступающая в смесь вода растворяет часть соли в количестве, пропорциональном растворимости соли, с образованием насыщенного раствора. При этом существенную роль играет температура, влияющая на растворимость соли. На частоте 1.11 ГГц значения показателей преломления и поглощения соли $n = 1.8$ и $k < 0.01$, насыщенного раствора $n=14.7\div 15.1$ и $k = 13.2\div 13.5$.

Засоленные почвогрунты

Радиоизлучательные характеристики засоленных почв зависят от суммарного влияния влажности и засоленности почвы. Экспериментальные исследования диэлектрических характеристик сухих и влажных песчаных почвогрунтов, содержащих различные минеральные соли от засоленности проводились на частоте 1.11 ГГц с помощью лабораторной установки мостового типа, предназначенной для измерений диэлектрических свойств дисперсных материалов. На основе экспериментальных исследований установлены интерполяционные соотношения, описывающие поведение диэлектрических свойств засоленных почвогрунтов от влажности и засоленности.

Таблица 1.5. Интерполяционные зависимости $\chi(Z)$ для песка, содержащего различные соли

Тип соли	W	Интерполяционная зависимость
Na_2CO_3	$W_{МГ}$	$\chi=0.92$
	0.15÷0.17	$\chi=(0.77\pm 0.01)-(0.05\pm 0.01)\cdot Z+(0.01\pm 0.001)\cdot Z^2-(3.2\pm 0.6)\cdot 10^{-4}\cdot Z^3$
Na_2SO_4	$W_{МГ}$	$\chi=(0.92 \pm 0.002)-(1.0 \pm 0.1)\cdot 10^{-4}\cdot Z$
	0.15÷0.17	$\chi=(0.84 \pm 0.03)-(0.06 \pm 0.01)\cdot Z+(5.0\pm 0.7)\cdot 10^{-3}\cdot Z^2$
$MgSO_4$	$W_{МГ}$	$\chi=(0.94 \pm 0.002)-(1.0 \pm 0.1)\cdot 10^{-3}\cdot Z$
	0.15÷0.17	$\chi=(0.75 \pm 0.01)-(0.02 \pm 0.008)\cdot Z+(3.0 \pm 0.7)\cdot 10^{-3}\cdot Z^2$
$CaSO_4$	$W_{МГ}$	$\chi=(0.93 \pm 0.002)-(5 \pm 3)\cdot 10^{-4}\cdot Z$
	0.15÷0.17	$\chi=(0.78 \pm 0.003)-(0.003 \pm 0.001)\cdot Z+(6 \pm 1)\cdot 10^{-4}\cdot Z^2$
$CaCl_2$	$W_{МГ}$	$\chi=(0.78\pm 0.03)-(0.15\pm 0.02)Z+(0.02\pm 0.004)Z^2-(7\pm 2)10^{-4}Z^3$
$NaCl$	0.15÷0.17	$\chi=(0.48 \pm 0.002)+(0.30 \pm 0.005)\exp[-Z/(1.36 \pm 0.05)]$
$Mg CO_3$	$W_{МГ}$	$\chi=0.93$
	0.15÷0.17	$\chi=(0.79 \pm 0.004)+(0.01 \pm 0.01)Z$

Для исследований были взяты химически чистые образцы минеральных солей Na_2CO_3 , Na_2SO_4 , NaCl , MgCO_3 , MgSO_4 , CaSO_4 , CaCl_2 , промытый и очищенный от магнитных компонент крупнозернистый песок. В процессе эксперимента образцы засоленного песка увлажнялись до объемной влажности $W_{\text{МГ}}$ (максимальное содержание гигроскопической влаги, достигаемое путем выдерживания в эксикаторе с раствором серной кислоты до постоянного веса) и $W = 0.15-0.17$, которые соответствуют случаям связанной и свободной воды. Экспериментальные исследования проводились при температуре $24 \pm 1^\circ\text{C}$.

Интерполяционные зависимости $\chi(Z)$ для песка с разной влажностью, содержащего различные соли, приведены в табл. 1.5.

1.6 Модель комплексной диэлектрической проницаемости водно-солевого раствора

В основе современных представлений о растворах лежат фундаментальные работы Борна, Дебая, Кирквуда, Онзагера, Лондона, Бернала, Фаулера и др. Большая часть экспериментальных и теоретических результатов по диэлектрическим и радиоизлучательным характеристикам воды, содержащей различные соли, изложена в [Митник, 1978; Ulaby et al., 1982; Ахадов, 1972; Артамонов, 1986; Засецкий, 1994; Ермаков, 1975; Потапов, 1993; Потапов, 1996; Лилеев, 1992; Лященко, 1993; Либерман, 1999].

На диэлектрические свойства растворов оказывают влияние происходящие в них структурные и гидратационные изменения, обусловленные искажением структуры чистого растворителя (в данном случае дистиллированной воды), наблюдаемым при взаимодействии ионов растворенных солей с молекулами растворителя, в результате чего вокруг ионов образуются состоящие из молекул воды внутренняя (ближняя) и внешняя (дальняя) гидратные сферы. Эти сферы рассматриваются, как отдельные фазы, объем, и свойства которых зависят от строения гидратированного раствора и структуры растворителя.

В соответствии с этим, водно-солевой раствор можно представить, как совокупность отдельных фаз, имеющих границу раздела и характеризующихся различными диэлектрическими свойствами в микроволновом диапазоне. Для описания диэлектрических характеристик соленой воды запишем рефракционную формулу в следующем виде

$$\sqrt{\varepsilon} = \sum_{i=1}^n W_i \sqrt{\varepsilon_i} \quad (1.38)$$

где ε – КДП раствора; $W_i = V_i / V_p$ – объемная доля i - фазы в растворе, $V_p = 1$ – единичный объем раствора, $V_i = Z_i \cdot \rho / \rho_i$, ε_i – парциальный объем и КДП i - фазы раствора, $Z_i = M_i / M$ – массовая доля i -фазы; M , ρ и M_i , ρ_i – массы и плотности смеси и i -фазы, соответственно.

Массовая доля Z_C и массовая концентрация S соли в растворе связаны соотношением $Z_C = S / (S + 1)$, вытекающим из определения этих величин.

В разных интервалах концентраций диэлектрические характеристики водных растворов различаются. Соответственно, выражение (1.38) будет различаться для каждого из интервалов. Рассмотрим следующие возможные случаи:

1. Интервал концентраций от 0 до границы дальней гидратации (ГДГ): $0 < S \leq S_{ГДГ}$.

Водный раствор соли может быть представлен как пятифазная система, состоящая из чистого растворителя, дальних гидратных оболочек катиона и аниона и ближних гидратных оболочек катиона и аниона, включающих в себя центральные ионы. Соответственно с этим перепишем выражение (1.38) в следующем виде:

$$\sqrt{\varepsilon} = W_B \sqrt{\varepsilon_B} + W_{ДК} \sqrt{\varepsilon_{ДК}} + W_{ДА} \sqrt{\varepsilon_{ДА}} + W_{БК} \sqrt{\varepsilon_{БК}} + W_{БА} \sqrt{\varepsilon_{БА}}, \quad (1.39)$$

где W_B , ε_B , $W_{ДК}$, $\varepsilon_{ДК}$, $W_{ДА}$, $\varepsilon_{ДА}$, $W_{БК}$, $\varepsilon_{БК}$, $W_{БА}$, $\varepsilon_{БА}$ – объемные содержания и КДП чистого растворителя (дистиллированной воды), дальних и ближних гидратных оболочек катиона и аниона, соответственно.

Для расчета диэлектрических характеристик воды, содержащейся в дальних гидратных оболочках, предположим, что $\varepsilon_{ДК} \approx \varepsilon_{ДА}$. В этом случае может быть экспериментально определен суммарный объем воды W_D , заключенной в дальних гидратных оболочках катионов и анионов и в рамках рефракционной модели, рассчитана осредненная КДП воды ε_D в этих оболочках путем выделения их вклада в КДП раствора, равную $\varepsilon = \varepsilon_{ГДГ}$ при концентрации $S_{ГДГ}$, соответствующей границе дальней гидратации. Выражение (1.39) запишем в следующем виде:

$$\sqrt{\varepsilon} = W_B \sqrt{\varepsilon_B} + W_D \sqrt{\varepsilon_D} + W_{БК} \sqrt{\varepsilon_{БК}} + W_{БА} \sqrt{\varepsilon_{БА}}, \quad (1.40)$$

где $W_B = 1 - W_D - W_{БК} - W_{БА}$.

2. Интервал концентраций от ГДГ до границы полной гидратации (ГПГ): $S_{ГДГ} < S \leq S_{ГПГ}$.

В данном интервале концентраций водный раствор может быть представлен как четырехфазная система, состоящая из дальних и ближних гидратных оболочек катионов и анионов, не содержащая чистого растворителя. В этом случае КДП раствора может быть описана следующим выражением:

$$\sqrt{\varepsilon} = W_D \sqrt{\varepsilon_D} + W_{BK} \sqrt{\varepsilon_{BK}} + W_{BA} \sqrt{\varepsilon_{BA}}, \quad (1.41)$$

где $W_D = 1 - W_{BK} - W_{BA}$.

При дальнейшем увеличении концентрации раствора в результате возникновения новых ближних оболочек и возрастающего дефицита воды происходит истощение дальних гидратных оболочек ионов до полного их исчезновения, что соответствует границе полной гидратации (ГПГ) и наблюдается при $S = S_{ГПГ}$. В этом случае КДП раствора равна $\varepsilon_{ГПГ}$.

3. Интервал концентраций от ГПГ до границы неполной гидратации (ГНГ): $S_{ГПГ} < S \leq S_{ГНГ}$

В данном интервале концентраций раствор характеризуется тем, что в нем исчезли дальние гидратные оболочки, а молекулы воды из этих оболочек перераспределились в ближние гидратные оболочки. При этом с увеличением концентрации раствора в результате возникновения новых ближних оболочек катиона и возрастающего дефицита воды происходит истощение ближних гидратных оболочек анионов до полного их исчезновения.

Выражение (1.41) в этом случае примет вид

$$\sqrt{\varepsilon} = W_{BA} \sqrt{\varepsilon_{BA}} + W_{BK} \sqrt{\varepsilon_{BK}}, \quad (1.42)$$

где $W_{BA} = 1 - W_{BK}$.

4. Граница неполной гидратации: $S = S_{ГНГ}$.

В этом случае гидратные оболочки аниона истощаются до полного исчезновения, и вся вода в растворе оказывается сосредоточенной в ближних гидратных оболочках катионов. В этом случае водный раствор становится насыщенным и его концентрация $S_H = S_{ГНГ}$ соответствует границе неполной гидратации (ГНГ), а КДП равна $\varepsilon_{ГНГ}$ и может быть измерена экспериментально.

Значения входящих в выражения (1.39)-(1.42) величин W_B , W_D , W_{BA} , $W_{BK} = W_H$ могут быть рассчитаны из объемно-массовых соотношений. Объем насыщенного раствора $V_H = M_H / \rho_H$, где $M_H = M_C + M_{BH}$ – масса насыщенного раствора, M_C , M_{BH} – массы соли и воды в насыщенном растворе, ρ_H – плотность насыщенного раствора. Учитывая, что соотношение $M_C / M_{BH} = S_H$ –

концентрация соли в насыщенном растворе, запишем выражение для V_H в следующем виде:

$$V_H = \frac{M_C}{\rho_H} \cdot \left(\frac{S_H + 1}{S_H} \right), \quad (1.43)$$

Нормировав выражение (1.43) на единичный объем раствора $V_p = M_p/\rho = 1$ и преобразовав, получим следующее выражение для нахождения объемной доли W_H насыщенного раствора:

$$W_H = Z_C \cdot \frac{\rho}{\rho_H} \cdot \left(\frac{S_H + 1}{S_H} \right), \quad (1.44)$$

где $Z_C = M_C/M$ – массовая доля соли в водном растворе, ρ – плотность раствора.

Выражая массовую долю соли через концентрацию получим следующее окончательное выражение для нахождения W_H :

$$W_H = \left(\frac{S}{S + 1} \right) \cdot \frac{\rho}{\rho_H} \cdot \left(\frac{S_H + 1}{S_H} \right) \quad (1.45)$$

Отметим, что по определению $W_H = W_{БК} = W_{ГНГ}$.

Таким образом, выражение (1.45) позволяет рассчитать объем воды в ближних гидратных оболочках катиона, включая сам катион, при любой концентрации раствора S в диапазоне от 0 до $S_{ГНГ}$. В полученном выражении не учитывается различие объемов гидратных оболочек в разбавленном и концентрированном растворах, которое может иметь место.

Расчет величин $W_{БА}$ и $W_{Д}$ проведем, исходя из предположения, что их значения в растворе не зависят от концентрации в диапазонах $0 \div S_{ГНГ}$ и $0 \div S_{ГДГ}$ до тех пор, пока не наблюдается дефицита воды для данной фазы.

При фиксированной концентрации $S_{ГНГ}$ в растворе присутствуют ближние гидратные оболочки катионов, объемная доля которых рассчитывается по формуле (1.45), и анионов, объемная доля которых может быть определена из соотношения

$$W_{БА} = 1 - W_{БК}. \quad (1.46)$$

Для раствора с любой концентрацией в диапазоне $0 \div S_{ГНГ}$, выражение (1.34) имеет вид:

$$W_{БА} = W_{ГНГ} - W_{БК}, \quad (1.47)$$

где величина $W_{ГНГ}$ определяется из выражения

$$W_{ГПГ} = \left(\frac{S}{S+1} \right) \cdot \frac{\rho}{\rho_{ГПГ}} \cdot \left(\frac{S_{ГПГ} + 1}{S_{ГПГ}} \right) \quad (1.48)$$

При фиксированной концентрации $S_{ГДГ}$ в растворе присутствуют ближние гидратные оболочки катионов и анионов, объемные доли которых рассчитываются по формулам (1.45)-(1.48), и дальние гидратные оболочки, суммарная объемная доля которых может быть определена из соотношения

$$W_{Д} = 1 - W_{ГДГ} - W_{ГПГ}. \quad (1.49)$$

Для раствора с любой концентрацией в диапазоне $0 \div S_{ГДГ}$, выражение (1.49) запишется следующим образом:

$$W_{Д} = W_{ГДГ} - W_{ГПГ} \quad (1.50)$$

где величина $W_{ГДГ}$ определяется из выражения, аналогичного (1.45) и (1.48):

$$W_{ГДГ} = \left(\frac{S}{S+1} \right) \cdot \frac{\rho}{\rho_{ГДГ}} \cdot \left(\frac{S_{ГДГ} + 1}{S_{ГДГ}} \right). \quad (1.51)$$

Величины $\varepsilon_{Н}$, $\varepsilon_{В}$, $S_{Н}$, $\rho_{Н}$, $\rho_{Д}$, $\rho_{В}$ входящие в выражения (1.45)-(1.51), являются константами, характеризующими водный раствор соли и их численные значения могут быть определены экспериментально.

Значения $\varepsilon_{БК}$, $\varepsilon_{БА}$ и $\varepsilon_{Д}$ могут быть рассчитаны из рефракционной модели путем преобразования соответствующих выражений (1.39)-(1.42), взятых при концентрациях $S_{ГНГ}$, $S_{ГПГ}$ и $S_{ГДГ}$ по следующим формулам:

$$\varepsilon_{БК} = \varepsilon_{ГНГ}, \quad (1.52)$$

$$\sqrt{\varepsilon_{БА}} = \frac{\sqrt{\varepsilon_{ГПГ}} - W_{БК} \cdot \sqrt{\varepsilon_{БК}}}{W_{ГПГ} - W_{БК}}, \quad (1.53)$$

$$\sqrt{\varepsilon_{Д}} = \frac{\sqrt{\varepsilon_{ГДГ}} - W_{БК} \cdot \sqrt{\varepsilon_{БК}} - W_{БА} \cdot \sqrt{\varepsilon_{БА}}}{W_{ГДГ} - W_{ГПГ}}. \quad (1.54)$$

Для раствора Na_2CO_3 по приведенным формулам рассчитаны оценочные значения: $\varepsilon'_{В} = 78$, $\varepsilon''_{В} = 0.24$, $\varepsilon'_{Д} = 68$, $\varepsilon''_{Д} = 86$, $\varepsilon'_{БА} = 81$, $\varepsilon''_{БА} = 253$, $\varepsilon'_{БК} = 35$, $\varepsilon''_{БК} = 130$.

1.7. Модель комплексной диэлектрической проницаемости засоленной почвы

Засоленная почва может быть представлена как многокомпонентная система, состоящая из почвенных частиц разного минерального состава и разной дисперсности, минеральных солей, различающихся по степени растворимости, и воды. При взаимодействии почвенной воды с растворимыми солями и нерастворимыми минералами происходит существенное изменение физических свойств воды. В результате этого почвенная вода становится неоднородной, что позволяет выделить в ней переходные фазы:

1) свободная вода, не взаимодействующая с минеральными частицами и солями (диэлектрические свойства такой воды аналогичны диэлектрическим свойствам дистиллированной воды),

2) связанная вода, адсорбированная на поверхности нерастворимых минеральных частиц (выделяют прочно связанную и рыхлосвязанную воду),

3) кристаллизационная вода, запасенная в кристаллогидратах солей.

4) конституционная вода (химически связанная), входящая в молекулу вещества гидроксильной группой $[\text{OH}]^-$.

Для описания зависимости КДП засоленной почвы используем рефракционную формулу (1.38).

Сухая почва

В случае сухой почвы, состоящей из обезвоженных почвенных минеральных частиц и почвенного воздуха ($\varepsilon_{\text{в}} = 1$), формула (1.38) может быть записана в следующем виде:

$$\sqrt{\varepsilon} = 1 + \rho \sum \frac{(\sqrt{\varepsilon_i} - 1)}{\rho_i}, \quad (1.55)$$

где ε , ρ и ε_i , ρ_i – КДП и плотности минеральной смеси и составляющей смеси i -компоненты.

КДП незасоленной почвы, состоящей из нерастворимых минералов, воздушных включений, связанной и свободной воды, примет вид

$$\sqrt{\varepsilon} = \begin{cases} 1 + \frac{\rho}{\rho_M} \cdot (\sqrt{\varepsilon_M} - 1) + W \cdot (\sqrt{\varepsilon_{\text{связ}}} - 1), & W \leq W_t, \\ 1 + \frac{\rho}{\rho_M} \cdot (\sqrt{\varepsilon_M} - 1) + W_t \cdot (\sqrt{\varepsilon_{\text{связ}}} - 1) + (W - W_t) \cdot (\sqrt{\varepsilon_{\text{своб}}} - 1), & W \geq W_t, \end{cases} \quad (1.56)$$

где ε , ε_M , $\varepsilon_{\text{связ}}$, $\varepsilon_{\text{своб}}$ – КДП дисперсной смеси, минерала, связанной и свободной воды, соответственно; ρ , ρ_M – плотность смеси и минерала,

соответственно. Данная модель показала хорошее совпадение теоретических расчетов и экспериментальных данных для незасоленных почв и почвообразующих минералов.

Минеральные соли, образующие кристаллогидраты

Для минеральных солей, образующих кристаллогидраты, вид выражения (1.56) изменится. Рассмотрим на примере соли Na_2CO_3 , образующей 1, 7 и 10-водные кристаллогидраты происходящие в минеральной смеси изменения компонентного состава.

При добавлении в сухую соль Na_2CO_3 массой M_S воды массой M_W вода взаимодействует с частью соли массой $M'_S = s_1 \cdot M_W$, в результате чего образуется 1-водный кристаллогидрат массой $M_{1K} = (1 + s_1) \cdot M_W$. Величина $s_1 = m_S(Na_2CO_3) / m_W(1 \cdot H_2O)$, представляющая собой растворимость, численно равна отношению атомных масс соли m_S и воды m_W .

При этом объемные доли составляющих минеральную смесь компонент могут быть определены исходя из следующих соотношений:

$$W_S = \frac{V_S}{V} = \frac{\rho}{\rho_S} \frac{(M_S - M'_S)}{M} = \frac{\rho}{\rho_S} \frac{(s - s_1)}{(s + 1)}, \quad (1.57)$$

$$W_{K1} = \frac{V_{K1}}{V} = \frac{\rho}{\rho_{K1}} \frac{(M_S + M_W)}{M} = \frac{\rho}{\rho_{K1}} \frac{(1 + s_1)}{(1 + s)}. \quad (1.58)$$

При $s = s_1$ смесь будет состоять из воздуха и 1-водных кристаллогидратов, объемная доля которых в смеси будет равна

$$W_{K1} = \frac{\rho}{\rho_{K1}}. \quad (1.59)$$

Значения объемной влажности, соответствующие образованию в смеси 1-водных кристаллогидратов могут быть определены из соотношения

$$W_{W1} = \frac{V_{W1}}{V} = \frac{\rho}{\rho_{W1}} \frac{1}{(1 + s_1)}, \quad (1.60)$$

где $\rho_{W1} = 1$ – плотность воды.

Добавление массы воды $M_W > M_{W1}$ в смесь, состоящую из воздуха и 1-водных кристаллогидратов, приводит к образованию 7-водных кристаллогидратов. При этом масса 1-водных кристаллогидратов уменьшается на величину $M'_{K1} = s_7^1 \cdot (M_W - M_{W1})$, а масса 7-водных кристаллогидратов становится равной $M_{K1} = (M_W - M_{W1}) \cdot (1 + s_7^1) / s_7^1$, где $s_7^1 = m_S(Na_2CO_3) / (m_W(7 \cdot H_2O) - m_W(1 \cdot H_2O))$.

Объемные доли составляющих минеральную смесь компонент могут быть определены исходя из соотношений

$$W_{K1} = \frac{\rho}{\rho_{K1}} \frac{(s_1 - s_7^1)}{(s_1 + 1)}, \quad (1.61)$$

$$W_{K7} = \frac{\rho}{\rho_{K7}} \frac{(M_{K1} + (M_{W7} - M_{W1}))}{(M_{K1} + (M_W - M_{W1}))} = \frac{\rho}{\rho_{K7}} \frac{(1 + s_7^1)}{(1 + s^1)}. \quad (1.62)$$

При $s^1 = s_7^1$ смесь будет состоять из воздуха и 7-водных кристаллогидратов, объемная доля которых в смеси будет равна

$$W_{K7} = \frac{\rho}{\rho_{K7}}. \quad (1.63)$$

Значения объемной влажности, соответствующие образованию в смеси 7-водных кристаллогидратов могут быть определены из соотношения

$$W_{W7} = \frac{\rho}{\rho_W} \frac{1}{(1 + s_7^1)}. \quad (1.64)$$

Аналогичным образом, добавление в смесь 7-водных кристаллогидратов массы воды свыше $M_W > M_{W7}$ приведет к образованию 10-водных кристаллогидратов. При этом масса 7-водных кристаллогидратов уменьшается на величину $M'_{K7} = s_{10}^7 \cdot (M_W - M_{W7})$, а масса 10-водных кристаллогидратов станет равной $M_{K10} = (M_W - M_{W7}) \cdot (1 + s_{10}^7) / s_{10}^7$, где $s_{10}^7 = m_S(Na_2CO_3) / (m_W(10 \cdot H_2O) - m_W(7 \cdot H_2O))$.

Объемные доли составляющих минеральную смесь компонент могут быть определены исходя из соотношений, аналогичных (1.63)-(1.64):

$$W_{K7} = \frac{\rho}{\rho_{K7}} \frac{(s^7 - s_{10}^7)}{(s^7 + 1)}, \quad (1.65)$$

$$W_{K10} = \frac{\rho}{\rho_{K10}} \frac{(1 + s_{10}^7)}{(1 + s^7)}. \quad (1.66)$$

При $s^7 = s_{10}^7$ смесь будет состоять из воздуха и 10-водных кристаллогидратов, объемная доля которых в смеси будет равна

$$W_{K10} = \frac{\rho}{\rho_{K10}}, \quad (1.67)$$

а значения объемной влажности, соответствующие образованию в смеси 10-водных кристаллогидратов определены из соотношения

$$W_{W10} = \frac{\rho}{\rho_W} \frac{1}{(1+s_{10}^7)}. \quad (1.68)$$

Таким образом, для соли Na_2CO_3 , образующей 1, 7 и 10-водные кристаллогидраты и рассматриваемой как трехкомпонентная система, состоящая из воздуха и двух последовательных типов кристаллогидратов с разным содержанием кристаллизационной воды, используя выражение (2.13) и соотношения (3.14)-(3.25), запишем рефракционную модель в следующем виде:

$$\sqrt{\varepsilon} = \begin{cases} 1 + W_S \cdot (\sqrt{\varepsilon_S} - 1) + W_{K1} \cdot (\sqrt{\varepsilon_{K1}} - 1), & W_W \leq W_{W1}, \\ 1 + W_{K1} \cdot (\sqrt{\varepsilon_{K1}} - 1) + W_{K7} \cdot (\sqrt{\varepsilon_{K7}} - 1), & W_{W1} < W_W \leq W_{W7}, \\ 1 + W_{K7} \cdot (\sqrt{\varepsilon_{K1}} - 1) + W_{K10} \cdot (\sqrt{\varepsilon_{K10}} - 1), & W_{W7} < W_W \leq W_{W10}. \end{cases} \quad (1.69)$$

Аналогичные рассуждения справедливы для соли Na_2SO_4 , образующей 10-водные кристаллогидраты, и соли $MgSO_4$, образующей 7-водные кристаллогидраты, для которых рефракционная модель (1.69) примет вид:

для Na_2SO_4 :

$$\sqrt{\varepsilon} = 1 + W_S \cdot (\sqrt{\varepsilon_S} - 1) + W_{K10} \cdot (\sqrt{\varepsilon_{K10}} - 1), \quad W_W \leq W_{W10}, \quad (1.70)$$

для $MgSO_4$:

$$\sqrt{\varepsilon} = 1 + W_S \cdot (\sqrt{\varepsilon_S} - 1) + W_{K7} \cdot (\sqrt{\varepsilon_{K7}} - 1), \quad W_W \leq W_{W7}. \quad (1.71)$$

Минеральные соли, не образующие кристаллогидратов

Проведем моделирование диэлектрических характеристик соли, не образующих кристаллогидратов на примере минеральной соли $NaCl$. Учтем, что при взаимодействии соли с водой образуется насыщенный солевой раствор, вплоть до полного растворения соли в воде.

Соответственно с учетом образующихся в увлажняемой дисперсной соли компонент рефракционную формулу в следующем виде:

$$\sqrt{\varepsilon} = 1 + W_S \cdot (\sqrt{\varepsilon_S} - 1) + W_{NS} \cdot (\sqrt{\varepsilon_{NS}} - 1), \quad W_W \leq W_{WMAX}, \quad (1.72)$$

где $W_S = (\rho/\rho_S)(s-s_{NS})/(s+1)$ – объемная доля сухой соли, остающаяся в смеси при увлажнении до влажности W_W , $W_{NS} = (\rho/\rho_{SN}) \cdot (1+s_{NS})/(1+s)$ – объемная доля насыщенного раствора в дисперсной водно-солевой смеси с объемной влажностью W_W , $s_H = m_S/m_W$ – растворимость, W_{WMAX} – объемная влажность, соответствующая полному растворению соли в воде, ε_S , ε_{NS} – КДП сухой соли и насыщенного солевого раствора.

Установленные теоретические зависимости могут быть использованы при интерпретации данных дистанционного радиометрического зондирования почв, содержащих в своем составе указанные соли.

Почва с разной влажностью и засоленностью

Для засоленной почвы с влажностью $W = 0$, представляющей собой дисперсную смесь, состоящую твердых частиц почвы, кристаллов безводной соли, измельченных до порошкообразного состояния, и воздуха, рефракционная формула примет вид

$$\sqrt{\varepsilon} = \sqrt{\varepsilon_0} + W_C(\sqrt{\varepsilon_C} - 1), \quad (1.73)$$

где $\sqrt{\varepsilon_0} = 1 + W_M(\sqrt{\varepsilon_M} - 1)$ – КДП сухой незасоленной почвы, $W_M = Z_M \cdot \rho / \rho_M$ и $Z_M = M_M / M$, $W_C = Z_C \cdot \rho / \rho_C$ и $Z_C = M_C / M$ – объемные и массовые доли минеральных частиц и соли в засоленной почве, соответственно, M_M и ρ_M , M_C и ρ_C , M и ρ – массы и плотности минеральных частиц, соли и засоленной почвы соответственно; ε_M , ε_C – КДП минеральных частиц и безводной соли.

При добавлении в сухую засоленную почву воды до влажности $W \leq W_{НО}$ (НО – нерастворяющий объем) в почве появляется связанная вода, имеющая отличающиеся от сухой почвы и соды диэлектрические характеристики. В этом случае выражение (3.43) переписывается в следующем виде:

$$\sqrt{\varepsilon} = \sqrt{\varepsilon_0} + W(\sqrt{\varepsilon_{СВЯЗ}} - 1) + W_C(\sqrt{\varepsilon_C} - 1), \quad 0 < W \leq W_{НО}. \quad (1.74)$$

При $W > W_{НО}$, вода начинает взаимодействовать с солью. В этом случае вид модельных формул будет зависеть от типа соли. В случае содового засоления кристаллогидраты, образующиеся в результате взаимодействия воды и безводной соли Na_2CO_3 , представляют собой новое химическое соединение, описываемое химической формулой $Na_2CO_3 \cdot mH_2O$, где $m = 1, 7, 10$ – количество химически связанных безводной солью молекул воды, образующих кристаллогидрат. В зависимости от объемной влажности, в почве могут одновременно находиться кристаллогидраты с несколькими близкими значениями m , имеющие разную кристаллическую форму. Для соды характерны 1, 7, 10-водные кристаллогидраты: ($Na_2CO_3 \cdot H_2O$, $Na_2CO_3 \cdot 7H_2O$, $Na_2CO_3 \cdot 10 \cdot H_2O$), с образованием которых происходит изменение объемных и массовых долей содержащихся в засоленной почве компонент.

Для простоты моделирования предположим, что с ростом влажности происходит постепенное насыщение кристаллогидратов водой, с образованием, вначале, из сухой соли 1-водных кристаллогидратов (при этом в засоленной

почве присутствуют безводная соль и 1-водные кристаллогидраты), затем 7-водных (присутствуют 1-водные и 7-водные кристаллогидраты) и 10-водных (присутствуют 7-водные и 10-водные кристаллогидраты), до тех пор, пока вся соль не перейдет в 10-водный кристаллогидрат. Подобное условие выполнимо при тщательном перемешивании компонент, составляющих засоленную почву.

Для данного состояния засоленной почвы выражение (1.74) примет следующий вид:

$$\sqrt{\varepsilon} = \sqrt{\varepsilon_{HO}} + \begin{cases} (W_Z - W'_Z)(\sqrt{\varepsilon_Z} - 1) + W_{K1} \cdot (\sqrt{\varepsilon_{K1}} - 1), & W_{HO} < W \leq W_{K1}, \\ (W_{K1} - W'_{K1})(\sqrt{\varepsilon_{K1}} - 1) + W_{K4} \cdot (\sqrt{\varepsilon_{K4}} - 1), & W_{K1} < W \leq W_{K4}, \\ (W_{K4} - W'_{K4})(\sqrt{\varepsilon_{K4}} - 1) + W_{K7} \cdot (\sqrt{\varepsilon_{K7}} - 1), & W_{K4} < W \leq W_{K7}, \\ (W_{K7} - W'_{K7})(\sqrt{\varepsilon_{K7}} - 1) + W_{K10} \cdot (\sqrt{\varepsilon_{K10}} - 1), & W_{K7} < W \leq W_{K10}. \end{cases} \quad (1.75)$$

где $\sqrt{\varepsilon_{HO}} = \sqrt{\varepsilon_0} + W_{HO} \cdot (\sqrt{\varepsilon_{СВЯЗ}} - 1)$ – КДП засоленной почвы с влажностью W_{HO} , $W_{Ki} = Z_{Ki} \cdot \rho / \rho_{Ki}$, $Z_{Ki} = M_{Ki} / M$, M_{Ki} , ρ_{Ki} , ε_{Ki} – объемная и массовая доли, масса, плотность и КДП i -водного кристаллогидрата, W_{Ki}' – объемная доля, на которую уменьшается объемная доля i -водного кристаллогидрата при добавлении в засоленную почву объема воды W и образовании высшего кристаллогидрата, численные значения величин W_{Ki} и W_{Ki}' рассчитываются, исходя из соотношений атомных масс и плотностей образующихся химических веществ.

При объемной влажности $W > W_{K10}$ происходит распад кристаллогидратов и образование насыщенного раствора соды.

В этом случае выражение (3.45) примет следующий вид:

$$\sqrt{\varepsilon} = \sqrt{\varepsilon_{HO}} + (W_{K10} - W'_{K10})(\sqrt{\varepsilon_{K10}} - 1) + W'_{HP} \cdot (\sqrt{\varepsilon_{HP}} - 1), \quad W_{K10} < W \leq W_{HP}, \quad (1.76)$$

где W'_{HP} – объемная доля насыщенного раствора, образующаяся в результате добавления воды и перехода в раствор части распавшегося кристаллогидрата, ε_{HP} – КДП насыщенного раствора.

При дальнейшем добавлении в почву воды свыше $W > W_{HP}$, раствор становится разбавленным и в нем появляются фазы, соответствующие дальним и ближним гидратным оболочкам катионов и анионов и чистому растворителю (воде). В этом случае выражение (3.45) примет вид

$$\sqrt{\varepsilon} = \sqrt{\varepsilon_{HO}} + \sqrt{\varepsilon_{PP}}, \quad W_{HP} < W, \quad (1.77)$$

где ε_{PP} – КДП разбавленного раствора.

Приведенные модельные соотношения комплексной диэлектрической проницаемости могут быть использованы для разработки методов дистанционной оценки влажности почв, содержащих в своем составе соду.

ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИЗМЕРИТЕЛЬНАЯ АППАРАТУРА

Исследование Земли из космоса является одной из важнейших задач современности. Вывод на околоземную орбиту космических аппаратов, оснащенных высокоточной измерительной аппаратурой дистанционного зондирования в оптическом, инфракрасном и микроволновом диапазонах, позволяет: 1) приступить к решению ряда новых глобальных задач по инвентаризации и крупномасштабному тематическому картированию земных покровов и атмосферы; 2) проводить космическую съемку отдельных участков земной поверхности в различных спектральных диапазонах с разрешением до нескольких метров и периодичностью до нескольких раз в сутки; 3) осуществлять оперативную диагностику состояния расположенных на земной поверхности объектов естественного и искусственного происхождения для возможности долгосрочного прогнозирования их развития.

Особенно важным является использование микроволновых методов при дистанционной диагностике состояния почвенного покрова, что объясняется наблюдаемым в современную эпоху интенсивным загрязнением почв многочисленными химическими препаратами, отходами промышленности (в т.ч. тяжелыми металлами), избытком удобрений и т.д.

Однако разработанные к настоящему времени микроволновые методы применимы, в основном, только для незасоленных почв, так как присутствие в почве химических соединений и водно-растворимых солей существенным образом меняет существующие взаимосвязи и делает невозможным определение с приемлемой точностью требуемых физических параметров.

Основная проблема заключается в недостаточной исследованности диэлектрических характеристик водно-растворимых солей и, в связи с этим, невозможности достаточно точной оценки их влияния на диэлектрические свойства засоленной почвы. В свою очередь, недостаточность знаний не позволяет создать модель, адекватно описывающую диэлектрические свойства засоленных почв в микроволновом диапазоне.

2.1. Методика обработки данных спутника SMOS

Миссия SMOS

Проект SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) стал вторым из миссий серии Earth Explorers, задачей которых является изучение важнейших параметров Земли в рамках программы «The Living Planet Programme»

Европейского космического агентства (ESA) (<http://www.esa.int>). Основная цель миссии SMOS состоит в глобальном наблюдении за двумя климатическими параметрами, влияющими на погоду и климат: влажностью почвы и соленостью океанических и морских вод. Эти данные служат основой для более глубокого понимания процесса круговорота воды в природе. Они позволяют расширить знания в области водного цикла Земли и построить более совершенные гидрологические и метеорологические модели, необходимые, прежде всего, для прогнозирования погоды, климатических изменений, а также чрезвычайных метеорологических явлений (стихийных бедствий). Помимо составления глобальных высокоточных карт влажности почвы и солености Мирового Океана, SMOS также позволяет проводить мониторинг глобального влагосодержания растительности, вести наблюдение за снежным покровом и состоянием ледового покрова на внутренних водоемах, морях.

Космический аппарат SMOS разработан и изготовлен консорциумом научно-исследовательских учреждений и производственных предприятий [<https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/s/smos>]. Основой конструкции космического аппарата стала многоцелевая космическая платформа PROTEUS (Plateforme Reconfigurable pour l'Observation, les Te'le'communications Et les Usages Scientifiques), разработанная в 2001 году компанией Alcatel Alenia Space (Франция) при поддержке французского космического агентства (CNES). Платформа предназначена для конструирования низкоорбитальных (500-1500 км) спутников массой от 300 до 800 кг, функционирующих на околокруговых гелиосинхронных орбитах, с проектируемым сроком эксплуатации до пяти лет.

Развертываемые солнечные панели платформы имеют суммарную выходную мощность до 900 Вт, что допускает максимальное энергопотребление бортовой аппаратуры до 525 Вт. Платформа оснащена батареей литий-ионных аккумуляторов емкостью 78 Ач и четырьмя маневровыми двигателями. Контроль положения на орбите обеспечивают звездные датчики, гироскопы, магнетометры, датчики Солнца и GPS. Трехосная высокоточная система ориентации аппарата предоставляет возможность изменения ориентации по команде с Земли. SMOS стал пятым космическим аппаратом, использующим эту платформу. [http://space.skyrocket.de/doc_sat/alcatel_proteus.htm].

Основным рабочим инструментом космического аппарата SMOS является 2-D интерференционный радиометр MIRAS (Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis), имеющий в своем составе антенну с тремя раскрываемыми четырёхметровыми плечами. Расположенные на них 69

пассивных приемников L-диапазона регистрируют восходящее от поверхности Земли микроволновое излучение на частоте 1400-1427 МГц.

Вывод спутника на орбиту выполнен совместным российско-германским предприятием EUROCKOT Launch Services GmbH, осуществляющим маркетинг и коммерческую эксплуатацию российской ракеты-носителя легкого класса «Рокот» (<http://www.eurockot.com/missions/launch-record/smos-proba-2/>). На момент запуска общая масса космического аппарата SMOS составляла 658 кг, из них 275 кг – масса платформы, 355 кг – модуль полезной нагрузки, 28 кг – топливо для маневровых двигателей. Габаритные размеры аппарата в стартовом состоянии: длина - 2.4 м, диаметр – 2.3 м.

Запуск космического аппарата SMOS состоялся 2 ноября 2009 года. Ракета-носитель «Рокот» с разгонным блоком «Бриз-КМ» и космическими аппаратами SMOS и Proba-2 стартовала в 01:51 UTC с российского космодрома Плесецк (62°58' с.ш., 40°41' в.д.). В расчетное время космические аппараты были успешно выведены на целевую орбиту. Впоследствии спутнику SMOS были присвоены идентификаторы NORAD ID: #36036 и NSSDC ID: 2009-059A.

Для получения оптимальных результатов измерений гелиосинхронная орбита космического аппарата SMOS проходит над терминатором (границей света и тени). Наклонение орбиты составляет 98.449°. При высоте орбиты 767.1 км в апогее и 765.8 км в перигее спутник совершает один полный оборот вокруг планеты за 100.2 минуты. Период повторного посещения (revisit time) составляет 72 часа, период повторения орбиты (repeat time) – 23 суток. Полное глобальное покрытие обеспечивается каждые трое суток. Текущее положение спутника SMOS и параметры орбиты можно определить с помощью одного из многочисленных он-лайн сервисов, например: www.infosatellites.com или www.n2yo.com/satellite/?s=36036.

В течение первых месяцев функционирования SMOS на орбите проводились его приемо-сдаточные и калибровочные мероприятия. В феврале 2010 года были получены первые калиброванные изображения подстилающей поверхности. С июля 2010 года информация о радиояркостной температуре подстилающей поверхности стала доступна для конечных пользователей. Владельцем и оператором данных является Европейское космическое агентство.

Радиометр MIRAS

Поляризационный 2-D интерферометр MIRAS работает в L-диапазоне (1.41 ГГц) и выдает после соответствующей обработки информацию о

радиояркой температуре на двух поляризациях и/или о значениях параметров вектора Стокса.

Основной задачей миссии SMOS является исследование возможностей картографирования на больших территориях полей влажности суши и солёности вод океанов с высоким пространственным и временным разрешением. Влажность и солёность уменьшают радиоизлучательную способность почвы и воды, и таким образом влияют на микроволновое излучение подстилающей поверхности. Рабочий инструмент SMOS регистрирует в виде снимков это излучение в узком зарезервированном для пассивных измерений диапазоне частот около 1.41 ГГц. С этой целью MIRAS оснащён 69-тью микроволновыми приёмниками и использует широко известный в радиоастрономии принцип интерферометрии.

Окончательный вид и архитектура радиометра MIRAS являются итогом нескольких лет предшествующих самолетных испытаний с различными авиационными прототипами (более 10 наземных и авиационных программ от WISE в 2000 году до AMIRAS в 2006 году). Конструкция космического радиометра имеет три разнесённых на угол 120° компланарных луча (плеча) с набором из 69 равномерно распределённых (со смещением на 0.875λ) элементарных антенн. Каждое плечо является раскладным и состоит из 3-х одинаковых сегментов. Длина плеча составляет около 3.6 м, что с учетом центрального концентратора (хаба) даёт общую длину цепочки около 4.1 м.

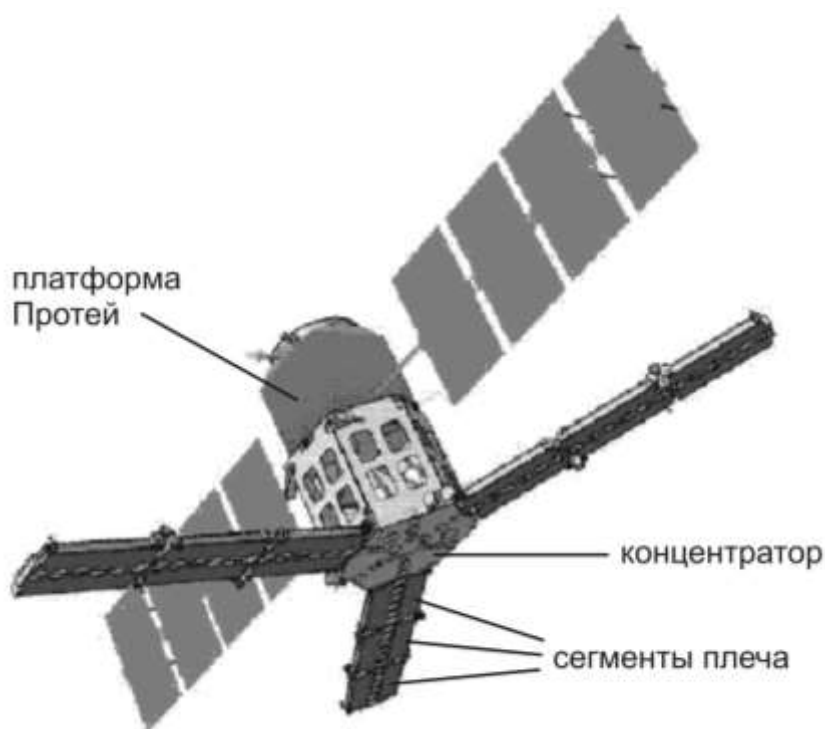


Рис. 2.1. Спутник SMOS и конфигурация антенн 2-D радиометра MIRAS.

Каждая из 69-и элементарных антенн построена по технологии LICEF (Lightweight Cost-Effective Front-end) и является сложно-интегрированной patch-ячейкой, содержащей 2-х поляризационную 4-х входовую антенну, систему коммутации и поляризационной развязки, частотные фильтры (полоса 1404-1423 МГц), цепи приемника и аналого-цифровые преобразователи. Каждый LICEF модуль имеет довольно широкую диаграмму направленности: ширина главного лепестка по уровню половинной мощности составляет около 70°, коэффициент направленного действия (КНД) – около 8 db. Единновременно каждый модуль может работать только с одной поляризацией H или V, обеспечивая высокую поляризационную селективность (коэффициент кросс-поляризации составляет около 25 db). Измерения на горизонтальной и вертикальной поляризациях чередуются.

В соответствии с общепринятой концепцией интерферометрического Фурье-синтеза итоговые изображения строятся на основе корреляций между каждой парой элементарных практически независимых антенн. В отличие от сканирующих систем инструментальная запись (синтез) изображения (сцены) делается практически одновременно. Для сигналов со всех пар приёмников вычисляются коэффициенты кросс-корреляции, а изображение строится посредством применения двумерного преобразования Фурье к полю коэффициентов корреляции. Расчёт коэффициентов кросс-корреляции для каждой поляризации выполняется в течение периода 0.3 с. Дальнейшая обработка данных может выполняться в одном из двух режимов. В режиме Dual-polarization mode пять полученных последовательно изображений усредняются. В итоге каждые три секунды формируется по одному изображению для каждой поляризации. В режиме Full polarimetric mode измерения на горизонтальной и вертикальной поляризациях чередуются с измерениями на кросс поляризациях. В результате каждые 1.2 секунды формируется набор из четырех изображений. Сформированные изображения передаются с орбиты на Землю для дальнейшей обработки. В настоящее время MIRAS работает в режиме Full polarimetric mode.

Поле яркостной температуры восстанавливается с пространственным разрешением, соответствующим расстоянию между самыми удалёнными друг от друга приемниками. В развернутом состоянии, величина синтезированной апертуры радиометра MIRAS составляет 8 метров, что соответствует пространственному разрешению 35 км в середине зоны обзора (так называемой "Field Of View" или FOV). Плоскость, в которой расположены плечи радиометра, наклонена на орбите в направлении движения спутника на угол

32.5° от надира. Такой наклон призван максимизировать размеры зоны обзора при заданных пространственном разрешении и расстоянии между элементарными приемниками.

С высоты орбиты в диаграмму направленности приёмников попадают участки поверхности Земли размером до 3000 км. Однако с учётом принципов интерферометрии и благодаря Y образной конфигурации размещения приёмников, зона обзора радиометра ограничивается областью около 900 км в поперечнике и по форме близка к неправильному шестиугольнику. С точки зрения интерферометрии наблюдения в границах этой области свободны от фазовой неоднозначности (так называемая "alias-free" зона). Зона обзора формируется совокупностью взаимно-перекрывающихся зон обзора элементарных приёмников, каждая из которых представляет собой область шестиугольной формы с изогнутыми сторонами. Все элементарные зоны обзора имеют различные площади и углы наблюдения. Как следствие и радиометрическое разрешение не остается постоянным, составляя в среднем около 5 К в диапазоне измеренных значений яркостной температуры выше 200 К.

В результате движения спутника по орбите каждая конкретная точка земной поверхности, попадающая в поле зрения приемников, наблюдается с разных углов обзора. Получаемая в результате серия измерений (до 380 измерений за 1 пролёт) после соответствующей обработки позволяет повысить точность восстановления параметров подстилающей поверхности. Алгоритмы обработки полученных со спутника изображений должны учитывать все вариации в условиях наблюдения. Наземный сегмент обработки данных координируется центром European Space Astronomy Centre (ESAC) в Испании.

Продукты SMOS

Принимаемый со спутника необработанный поток данных (Raw data) в формате CCSDS-пакетов содержит результаты измерений радиометра и данные телеметрии. После предварительной сортировки и добавления необходимой служебной информации данные предстают в виде продукта SMOS Level 0 [http://earth.esa.int/documents/10174/479378/SMOS_Level-0_product_specifications].

Для целей калибровки и валидации предназначена серия продуктов SMOS Level 1. Они формируются в результате обработки продукта предыдущего уровня процессором L1OP и доступны в формате Earth Explorer. Продукты L1A представляют собой сопровождаемые данными телеметрии откалиброванные в технических единицах изображения с отдельных элементарных приемников [https://earth.esa.int/documents/10174/1854456/SMOS_L1a-Data-Processing-Models].

Продукты L1B представляют собой изображения, полученные в результате реконструкции измеренных величин, в виде Фурье-компонент яркостной температуры, где разделение поляризаций представлено в растре антенны [https://earth.esa.int/documents/10174/1854456/SMOS_L1b-Data-Processing-Models].

Наиболее интересным с практической точки зрения является продукт L1C, который содержит измеренные на различных углах зондирования значения яркостных температур на верхней границе атмосферы. Данные имеют географическую привязку к дискретной геодезической сетке ISEA 4H9. Продукт представлен в виде двух отдельных наборов данных: для поверхности суши (L1CL) и для поверхности океана (L1CS). Продукты L1C доступны в формате Earth Explorer и NetCDF. Для каждого продукта L1C формируется также обзорная версия, содержащая значения яркостных температур, интерполированные для угла наблюдения 42.5°.

[https://earth.esa.int/documents/10174/1854456/SMOS_L1c-Data-Processing-Models]

Продукты серии SMOS Level 2 предназначены для исследовательских целей. Они генерируются процессором L2OP и доступны в форматах Earth Explorer и NetCDF. Продукт Level 2 soil moisture (L2SM) содержит восстановленную влажность почвы, оптическую толщину растительности и другие полученные в процессе обработки вспомогательные данные (температура, диэлектрическая проницаемость и параметры шероховатости поверхности, яркостная температура на верхней границе атмосферы и на поверхности суши), с соответствующими погрешностями. Продукт Level 2 ocean salinity (L2OS) содержит восстановленные несколькими способами значения солёности морской поверхности (SSS), а также яркостную температуру на верхней границе атмосферы и на поверхности воды, с соответствующими погрешностями. Данные продуктов серии SMOS Level 2 также привязаны географически к сетке ISEA 4H9.

Геодезическая сетка ISEA 4H9

При выборе системы представления результатов измерений яркостной температуры подстилающей поверхности Европейское космическое агентство руководствовалось как целями самой миссии SMOS, так и особенностями измерительной аппаратуры: разрешающей способностью, размерами и шестиугольной формой зон видимости антенн. Среди прочих дискретных сеток с равновеликими ячейками, предпочтение было отдано икосаэдрической сетке Шнайдера – Icosahedral Snyder Equal Area (ISEA) grid 4H9. Икосаэдральная симметрия лучше всего подходит для представления сферы методом рекурсивного разбиения, поскольку икосаэдр содержит наибольшее среди

Платоновых тел количество граней, и, следовательно, искажение получающихся на сфере многоугольников будет минимально (рис. 2.2-а). Название 4Н9 (гексагональная с апертурой 4 и разрешением 9) означает, что сетка построена в результате 9 шагов рекурсивного разбиения исходного икосаэдра шестиугольниками (hexagon) при четырехкратном уменьшении площадей шестиугольников на каждом шаге (рис. 2.2-б). В результате такого разбиения сетка ISEA 4Н9 состоит из 2 621 450 ячеек равной площади (194.57 км²) с почти равномерными интервалами между ними (около 15 км). Большинство ячеек сетки являются шестиугольниками, 12 ячеек являются пятиугольниками (рис. 2.2-в).

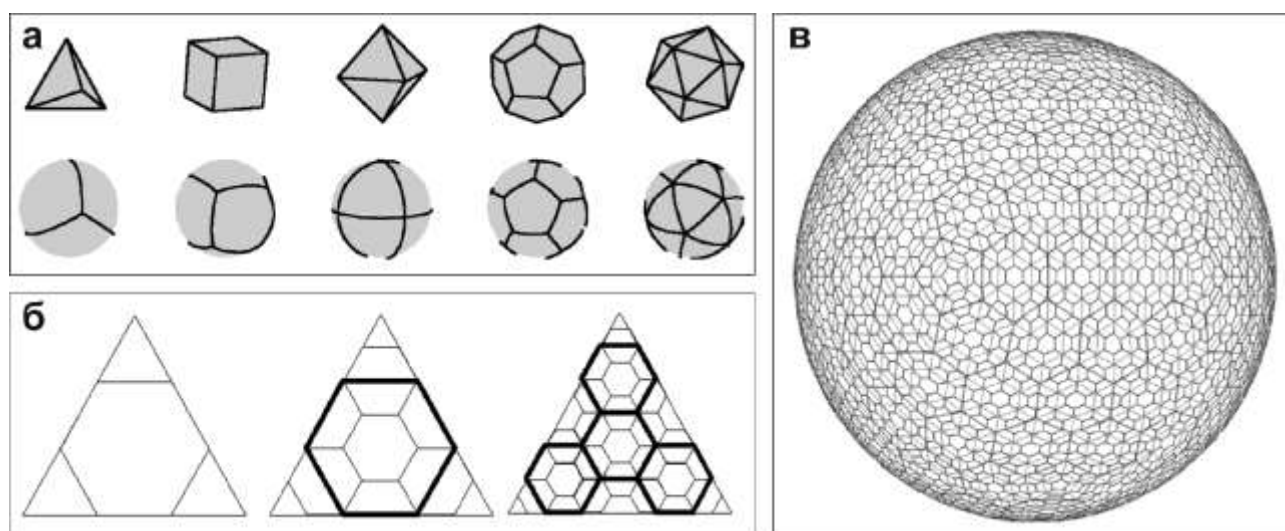


Рис. 2.2. Формирование дискретной сетки ISEA 4Н9.

Доступ к данным SMOS и программное обеспечение

Архив продуктов SMOS первого и второго уровня обработки за весь период функционирования спутника доступен для зарегистрированных пользователей ESA EO-SSO через сервис распределения (SMOS Online Dissemination Service) [<https://smos-ds-02.eo.esa.int/oads/access>]. Загрузка файлов возможна по протоколам HTTP и FTP. Данные в формате Earth Explorer представляют собой файловую пару (метаданные и бинарные данные) помещённую в zip-архив. Данные в формате NetCDF представлены единым файлом. Архив каталогизирован по продуктам и датам наблюдения. В каждом файле содержатся результаты измерений, выполненных в течении одного полуоборота спутника (от полюса до полюса). Имя файла содержит название продукта, границы охваченного временного интервала, версию процессора обработки, и версию обработки данных конкретного полу-витка. Например: SM_OPER_MIR_SCLF1C_20170331T003215_20170331T012534_620_001_1.zip.

При поддержке Европейского космического агентства созданы несколько свободно распространяемых программных продуктов, пригодных для работы с данными SMOS [https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/smos/content/-/asset_publisher/t5Py/content/data-reader-software-7633].

SMOS View – для просмотра бинарных файлов в текстовом виде. **BEAM Visat** и **SNAP** – для визуализации отдельных мгновенных изображений (snapshot) и полных сцен, а также для выполнения некоторых вычислительных операций, в том числе для пространственного статистического анализа.

На практике, как правило, возможностей этих программ оказывается недостаточно для решения конкретных задач. В этом случае приходится обращаться к описанию схемы бинарных файлов конкретного продукта и разработке собственного приложения для извлечения и последующей обработки данных.

2.2. Методика лабораторных измерений диэлектрических характеристик почв и воды

Экспериментальные исследования зависимостей КДП водных растворов от массовой концентрации проводились на лабораторной установке мостового типа, характеристики точности измерений которой, вместе с описанием источников возможных погрешностей приведены в работе [Комаров, 1997].

Лабораторная установка позволяет измерять диэлектрические характеристики дисперсных смесей и водных растворов мостовым методом в диапазоне частот от 0.3 до 10.0 ГГц. Блок-схема установки, приведенная на рис. 2.3, выполнена с использованием измерительного и опорного каналов промышленного фазометра ФК2-18. В состав установки входят следующие элементы: Г – генератор сигналов высокочастотный (для перекрытия сантиметрового и дециметрового диапазонов длин волн использовались генераторы типа Г4: Г4-76 (0.40-1.20 ГГц); Г4-78 (1.16-1.78 ГГц); Г4-79 (1.78-2.56 ГГц); Г4-80 (2.56-4.00 ГГц)); ДМ – делитель мощности согласованный; ЛПД – линия переменной длины; А1, А2, А3 – аттенюаторы согласующие коаксиальные; И – измерительный блок фазометра; К – контейнер для образца.

Процесс измерений заключался в следующем. В начале измерений производилась балансировка мостовой схемы, в плечо которой устанавливался пустой эталонный контейнер, по амплитудным и фазовым характеристикам идентичный измерительному. Сигнал от генератора подается на ДМ и делится поровну между опорным (А) и измерительным (Б) каналами. В начале измерений, при отсутствии в контейнере исследуемого образца, устанавливается нулевое значение разности фаз и амплитуд на фазометре.

Для начальной балансировки моста использовался эталонный пустой контейнер, конструктивно эквивалентный рабочему и с такими же метрологическими характеристиками. Затем вместо эталонного устанавливается контейнер с образцом и по индикатору измерителя ФК2-18 отсчитываются значения разности фаз и затухание. Установка имела следующие технические характеристики: диапазон однозначных измерений фазы ± 180 ; диапазон измерения затуханий от 0 до 60 дБ; погрешность измерений ослабления 0.5 дБ; погрешность измерения фазы 2 град.

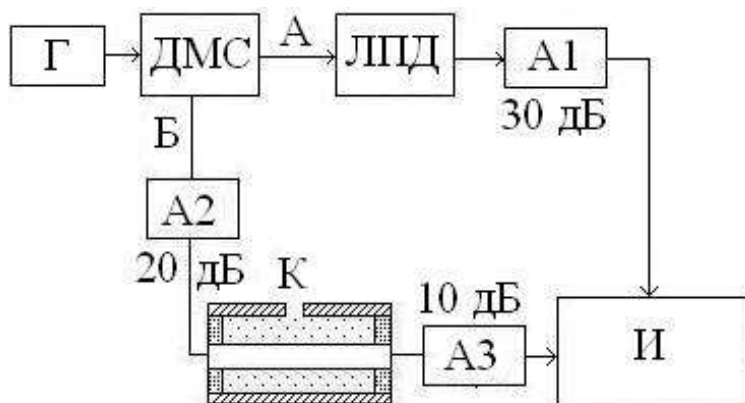


Рис. 2.3. Блок-схема лабораторной установки мостового типа на основе измерителя фаз ФК2-18

Методика измерения диэлектрических характеристик почв заключалась в следующем. Перед измерением диэлектрических характеристик исследуемые образцы высушивались в термостате в течение трех часов при температуре 105°C . После этого производилось взвешивание образцов, не успевших насытиться атмосферной влагой. Первый образец закладывался в контейнер сразу же после высушивания, и измерялись его диэлектрические характеристики, соответствующие нулевой влажности. Затем в оставшиеся образцы добавлялось некоторое количество дистиллированной воды и после их взвешивания определялось значение весовой влажности с учетом воды, поглощенной из атмосферы. Приготовленные образцы тщательно перемешивались и закладывались в герметизированные бьюксы. Измерения диэлектрических характеристик производились через 3-24 часа, для того, чтобы вода равномерно распределилась по образцу.

Значение W определялось гравиметрическим способом, основанным на высушивании и взвешивании исследуемых образцов. Для этого образец помещался в сушильный шкаф и выдерживался в течение 3 часов при температуре 105°C , после чего взвешивался на аналитических весах с

точностью до 0.001 г. Измерения диэлектрических параметров соленой воды проводились при температуре $24 \pm 1^\circ\text{C}$.

2.3. Алгоритм расчета радиояркостной температуры

Радиояркостные температуры T_B участков водной поверхности или участков поверхности суши со слабо развитой растительностью могут быть рассчитаны по формуле, имеющей для плоской слабошероховатой подстилающей поверхности следующий вид [Njoku & Kong, 1977]:

$$T_B = \chi \cdot T_{ef}$$

Радиояркостная температура T_B подстилающей поверхности, включающей в себя участки с разными радиоизлучательными характеристиками, может быть рассчитана на основе принципа суперпозиции по формуле

$$T_B = \sum_{j=1}^n T_B^j S_j, \quad (2.1)$$

где T_B^j, S_j – радиояркостные температуры отдельных участков, а также их площади.

Радиояркостная температура T_B^i отдельного i -того участка площадью S_i , при известных значениях T_B^j и S_j для прочих участков, может быть рассчитана по формуле

$$T_B^i = \left(T_B - \sum_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^n T_B^j S_j \right) / S_i. \quad (2.2)$$

где $T_B, T_B^i, T_B^j, S_j, S_i$ – радиояркостные температуры ячейки и входящих в нее i, j участков, а также их площади.

2.4. Данные спутникового зондирования в микроволновом и инфракрасном диапазонах

Для определения T_B использовался продукт SMOS Level 1C, в котором содержатся значения T_B , полученные для угла зондирования 42.5° на горизонтальной и вертикальной поляризациях. В этом исследовании используются только значения яркостной температуры на горизонтальной

поляризации $T_{BH,42.5^\circ}$. Данные географически привязаны к дискретной геодезической сетке ISEA 4Н9, фрагмент которой приведен на рис. 2.4 (цветная вставка). Линейный размер ячейки составляет ~ 15 км, площадь ~ 195 км². Продукт L1C строится на основе данных пассивного микроволнового ($\lambda = 0.21m$) 2D-радиометра, продольная и поперечная разрешающая способность которого для угла зондирования 42.5° составляют ~ 64 и ~ 35 км соответственно. Таким образом, значение $T_{BH,42.5^\circ}$ для любой ячейки продукта L1C сформировано участком подстилающей поверхности площадью ~ 1760 км². В случае пространственно-неоднородной подстилающей поверхности в диаграммы направленности принимающих антенн попадают объекты с разной излучательной способностью.

Радиояркостьная температура исследуемых объектов рассчитывалась по формуле (2.2) с использованием радиоярковых температур подстилающей поверхности на двух тестовых участках.

Температура подстилающей поверхности определялась по ежедневным данным инфракрасного радиометра MODIS (спутник Terra, продукт MOD11A1), полученным из открытой базы LP DAAC (<https://lpdaac.usgs.gov>). В этом продукте представлены значения термодинамических температур поверхности с разрешением ~ 1 км и заявленной погрешностью ± 1 К, указано время их измерения. Для восстановления температур использовались алгоритмы MODIS [Wan, 1999], основанные на результатах пассивного сканирования восходящего излучения с длиной волны 10-12 мкм.

Разница во времени между измерениями MIRAS и MODIS не превышала 2 часов. Разрешающие способности радиометра MIRAS (40 км²) и радиометра MODIS (1 км²) существенно различались. Анализ данных MODIS показывает несущественные (~ 2 К) вариации температуры подстилающей поверхности в пределах каждой из рассматриваемых ячеек сетки SMOS. Поэтому разрешение продуктов MODIS может быть понижено до уровня данных SMOS путем усреднения. Вместе с тем средние температуры для водной поверхности и почвенного покрова отличаются от средних значений для прилегающих степных территорий. При усреднении водные объекты рассматривались отдельно.

2.5. Объекты исследований

Исследования проводились на территории Кулундинской равнины, расположенной на юге Западной Сибири. Кулундинская равнина характеризуется наличием большого количества засоленных почв и бессточных

соленых и горько-соленых мелководных озер, значительная часть которых периодически пересыхает в летний период. Для рельефа характерно чередование высоких (50-60 м) грив, вытянутых с северо-востока на юго-запад, и разделяющих их понижений, занятых реками Бурла, Кулунда, Кучук, и бессточными озёрами с солёной или горько-солёной водой. В озёрах содержатся большие запасы соды, глауберовой и поваренной солей. В центральной части равнины расположены крупные соленые и горько-соленые озёра Бурлинское, Большое и Малое Яровые, Кулундинское, Кучук, Малиновое, Топольное. Небольшие по площади и мелководные озера в течение года частично или полностью пересыхают.

Крупнейшим озером Кулундинской равнины является Кулундинское озеро, входящее в число двадцати крупнейших озер Российской Федерации. Площадь его водной поверхности в течение года изменяется от 770 до 615 км². Массовая концентрация солей (Z) в воде различна в разные сезоны года и изменяется от 0.04 до 0.14 г/г. По химическому составу вода из озера относится к сульфатно-натриевому типу с присутствием всех сульфатных солей. В зимний период на поверхности озера возможно образование начальных видов льда (шуга, нилас и др.). Прилегающая к озеру территория представляет собой степь. Древесная и кустарниковая растительность отсутствует.

Климат континентальный, отличается жарким засушливым летом и холодной малоснежной зимой. Средняя температура января – от -17°С до -19°С, июля – 19-22°С. Годовое количество осадков 250-350 мм. Зимой часто дуют сильные степные ветра. В Кулундинской степи часты резкие переходы от тепла к холоду. Преобладают степные ландшафты: на севере и востоке – злаковые степи на южных чернозёмах, на юге и западе – полынно-злаковые на каштановых почвах лёгкого механического состава. Под ленточными сосновыми борами и берёзово-осиновыми колками – оподзоленные и дерновые почвы.

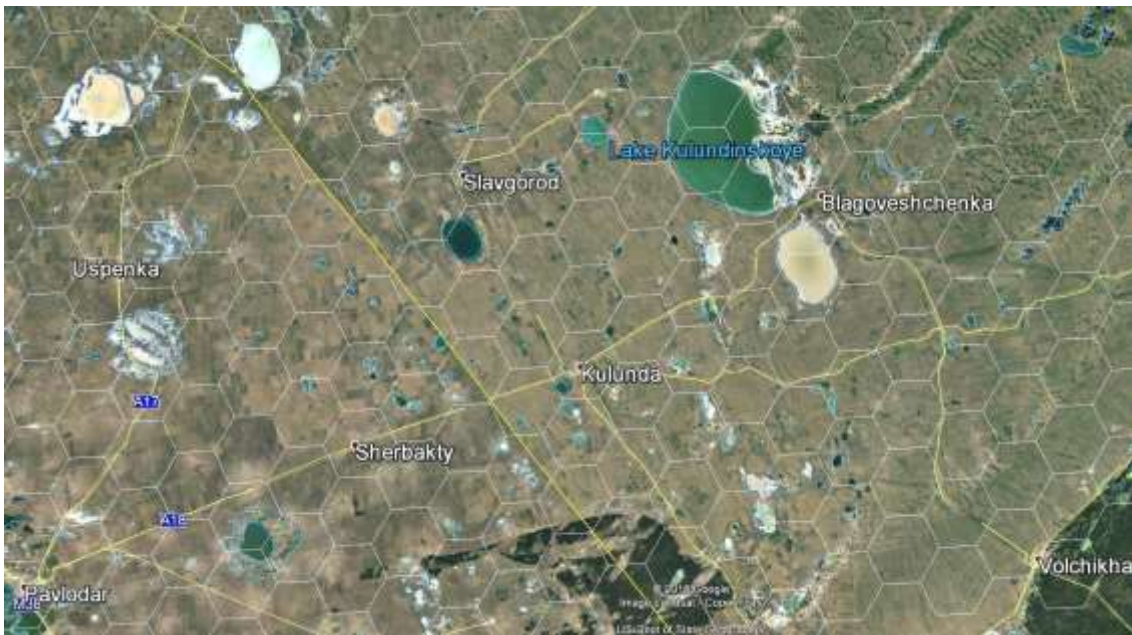


Рис. 2.4. Фрагмент геодезической сетки ISEA 4Н9.



Рис. 3.1. Фотографии солончака (а) и степи (б).



Рис. 3.7. Карта-схема исследуемой территории с ячейками геодезической сетки ISEA 4Н9.

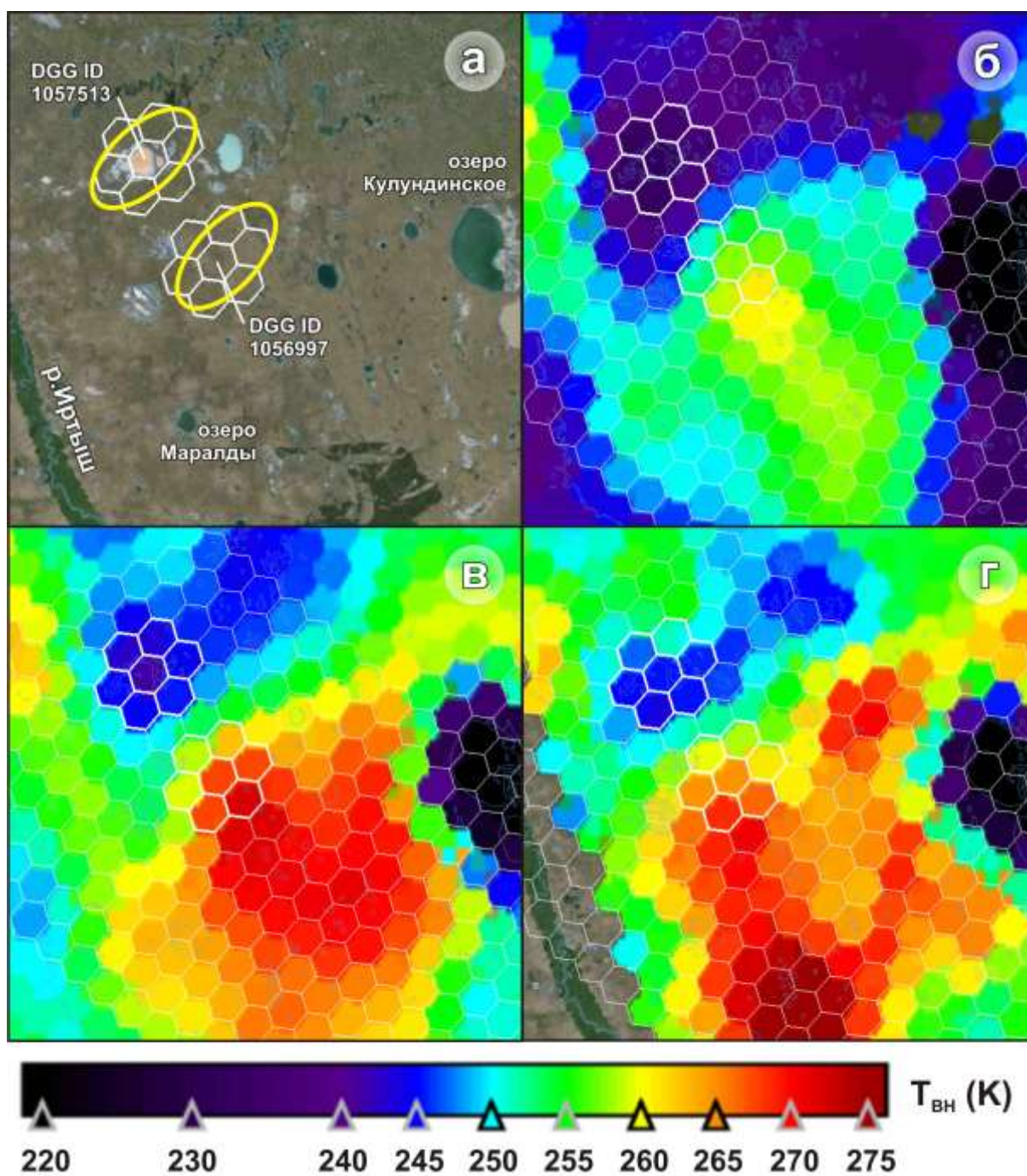


Рис. 3.2. Карта-схема исследуемой территории (а) и пространственное распределение величины $T_{BH,42.5^\circ}^{LIC}$ по данным SMOS L1C по состоянию на 06:00 02.08.2014 (б), 20:00 02.08.2014 (в) и 06:00 03.08.2014 (г). Объяснения в тексте.

ГЛАВА 3.

КОСМИЧЕСКИЙ МИКРОВОЛНОВЫЙ МОНИТОРИНГ ТЕРРИТОРИИ КУЛУНДИНСКОЙ СТЕПИ

3.1. Микроволновое излучение солончаков

В качестве основных объектов исследования были выбраны участок степи и солончак, образовавшийся на дне котловин высохших горько-соленых озер Большой и Малый Ажбулат. Оба участка находятся в одинаковых природно-климатических условиях. Расстояние между ними составляет 50 км. Почвы степного участка незасоленные. Древесная и кустарниковая растительность отсутствует, травяной покров слабо развитый. Поверхность солончака полностью лишена растительности. В разные периоды времени на его поверхности выступает соль и образуется солевая корка толщиной до 0.5-1 см. Под соляной коркой находится слой переувлажненного ила с высоким содержанием минеральных солей (засоленный грунт). Сумма солей в почвенной вытяжке составляет 117.7 г/кг. Тип засоления: по анионам – хлоридно-сульфатный, по катионам – натриевый. Высокоминерализованные грунтовые воды залегают на глубине от 60 до 10 см. На рис. 3.1 (цветная вставка) приведены фотографии солончака (а) и степи (б).

В ходе исследований проводился отбор проб грунтовой воды, степной почвы и донного грунта, взятого с высохшего участка дна. Измерялась температура (T_w) и минерализация (Z) воды, а также температура (T_s) и объемная влажность (W) донных отложений. В лабораторных условиях измерялись на частоте 1.41 ГГц диэлектрические характеристики образцов воды, почвы, донного грунта в интервале температур 280-320К. По результатам диэлектрических измерений определялись значения скин-слоя L_{ef} , рассчитывались коэффициенты излучения χ_n на горизонтальной поляризации для угла визирования 42.5° . Для минерализованной воды значения L_{ef} не превышали 0.1 см, а для степной почвы и донного грунта в зависимости от объемной влажности W от 0.06 до 0.26 г/г значения L_{ef} уменьшались от 19 до 7 см и от 1.2 до 0.15 см соответственно.

Использовались радиояркие температуры подстилающей поверхности, измеренные со спутника SMOS (продукт L1C SMOS) при угле зондирования 42.5° на горизонтальной поляризации, и привязанные к дискретной геодезической сетке DGG ISEA 4N9 [Sahr et al., 2003], фрагмент которой приведен на рис. 3.2а. На рис. 3.2а желтый контур иллюстрирует радиометрический уровень мощности антенны 3 дБ на уровне земли. Таким

образом, есть разница между потенциальной разрешающей способностью радиометра и размером ячеек сетки.

В случае пространственно-однородной подстилающей поверхности это не создает трудностей. Значение $T_{BH,42.5^\circ}^{LIC}$ для ячейки 1056997 формируется только степью, поскольку в пределах телесного угла диаграммы направленности антенны нет иных объектов. Либо они находятся на периферии диаграммы направленности, где чувствительность в антенны намного меньше, чем в центре.

В случае пространственно-неоднородной подстилающей поверхности в диаграмму направленности принимающей антенны попадают объекты с разной излучательной способностью. Площадь солончака Ажбулат составляет около 220 км^2 . В тоже время значение $T_{BH,42.5^\circ}^{LIC}$ любой ячейки продукта LIC сформировано участком подстилающей поверхности площадью $\sim 1760 \text{ км}^2$ (площадь эллипса с осями 64 и 35 км). Таким образом, значение $T_{BH,42.5^\circ}^{LIC}$ для ячейки 1057513, в границах которой расположен солончак Ажбулат, формируется как самим солончаком, так и прилегающей степью.

Для расчета радиояркостной температуры солончака использовались значения радиояркостных температур подстилающей поверхности на двух тестовых участках: только степь и степь с солончаком (рис. 3.2а) (цветная вставка). По измеренным радиояркостным температурам первого и второго участков рассчитывалась радиояркостная температура солончака по формуле (2.2).

Полевые измерения

Полевой эксперимент длился с 05:00 02.08.2014 по 06:00 03.08.2014 и проводился на двух тестовых участках: в степи и на солончаке. На тестовых участках в течение 25 часов (с периодом 1 час) измерялись температуры на поверхности и на глубинах 1, 5, 10, 18 см. Результаты измерений температуры использовались для определения градиентов температур dT/dz и расчета T_{ef} .

В моменты пролета спутника SMOS над исследуемой территорией (3 раза за все время эксперимента) на тестовых участках производился отбор проб. На первом участке отбирались пробы степной почвы с поверхностного слоя 0-5 см. На втором участке отбирались пробы засоленного грунта с поверхностного слоя 0-5 см, а также пробы соляной корки. Образцы, отобранные на одних и тех же участках в разное время, различались по влажности и по температуре.

За четверо суток до начала эксперимента в районе его проведения прошли ливневые дожди, во время которых выпало в сумме 7 мм осадков. После этого

установилась сухая жаркая погода. За время проведения эксперимента W поверхностного слоя степной почвы понизилась с 0.07 до 0.02 см³/см³. W засоленного грунта в поверхностном слое 0-5 см понизилась с 0.42 до 0.28 см³/см³. Температура поверхности солончака варьировала от 288 (в ночное время) до 320 К (в дневное время). В период с высокими дневными температурами наблюдалось иссушение поверхности солончака в слое 0-1 см с понижением W до 0.1 см³/см³.

На поверхности солончака в течение 25 часов наблюдались суточные вариации соленакопления, связанные с испарительным концентрированием соли, происходящим в наиболее жаркое время суток. В результате испарения почвенной влаги на поверхности солончака выступала соль, которая в зависимости от влажности и температуры находилась в обезвоженном состоянии или в виде кристаллогидрата. При понижении температуры почвы скорость испарения уменьшалась, и капиллярный подъем минерализованных грунтовых вод в поверхностный слой восстанавливался. Соответственно, соль, отложившаяся ранее на поверхности, растворялась теперь в поднявшейся грунтовой влаге. В результате на поверхности солончака образовывался насыщенный или разбавленный водно-солевой раствор с разной концентрацией. Этот процесс определял изменения влажности и засоленности в поверхностном слое.

Лабораторные измерения

В лабораторных условиях на частоте 1.41 ГГц проводились измерения диэлектрических характеристик образцов степной почвы, засоленного грунта и солевой корки в интервале температур 280-320 К. Сначала измерения проводились при тех значениях влажности образцов, которые были зафиксированы на момент пролета спутника SMOS над исследуемой территорией. Затем образцы высушивались, повторно увлажнялись, и измерения проводились при различных заранее определённых значениях влажности образцов. Измерялись ослабление и сдвиг фазы электромагнитной волны, прошедшей через исследуемый образец засоленной почвы, помещенный в коаксиальный волновод [Romanov, 2006].

По результатам диэлектрических измерений определялись значения скин-слоя L_{ef} , рассчитывались коэффициенты излучения $\chi_{H,42.5^\circ}$ на горизонтальной поляризации для угла визирования 42.5° с относительной погрешностью не более 7%. Для малоувлажненной степной почвы и засоленного грунта значения L_{ef} составляли 7-19 см и 0.1-2 см соответственно. По данным контактных и

лабораторных измерений проводился расчет эффективной температуры подстилающей поверхности по формуле (2.1).

Результаты исследований

Наложение на карту-схему (рис. 3.2а) радиоярких температур, измеренных со спутника SMOS в разные моменты времени, позволяет выявить различия в микроволновом излучении засоленных и незасоленных почв. На рис. 3.2б-г (цветная вставка) приведено пространственно-временное распределение радиоярких температур $T_{BH,42.5}^{LIC}$ подстилающей поверхности на площади более 40000 км². Сравнительный анализ полей распределения $T_{BH,42.5}^{LIC}$ на исследуемых участках показал, что величина радиояркого контраста $\Delta T_{BH,42.5}^{LIC} = T_{BH,42.5}^{LIC, ID 1} - T_{BH,42.5}^{LIC, ID 2}$ зависит от времени суток и варьирует в пределах 25-40 К. Наблюдаемое различие обусловлено несколькими факторами: разной интенсивностью испарения воды с поверхности солончака и степной почвы, разным фазовым составом почвенной влаги, разной температурой поверхности, изменчивостью положения радиометра по отношению к площадкам.

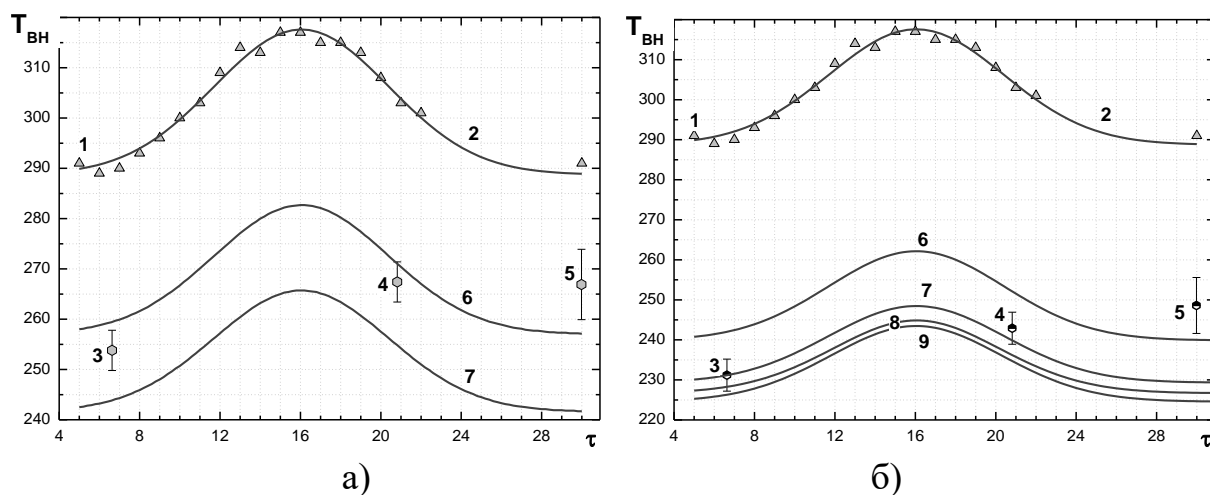


Рис. 3.3. Суточная динамика температуры солончака в поверхностном слое 0-1 см по данным контактных измерений (1), кривая Гаусса (2), значения $T_{BH,42.5}^{LIC}$ (3-5), расчетная динамика $T_{BH,42.5}$ (6-9) для степной почвы (а) и солончака (б) с разной влажностью. Объяснения в тексте.

Для более детального исследования особенностей микроволнового излучения засоленных почв проводилось сравнение суточных вариаций T и $T_{BH,42.5}$ солончака. На рис. 3.3 приведены измеренные контактным способом значения температуры T солончака в поверхностном слое 0-1 см (маркеры 1).

Данные контактных измерений аппроксимированы функцией Гаусса (кривая 2):

$$T(\tau) = A + \frac{B}{w\sqrt{\pi/2}} \exp\left(-2\frac{(\tau - \tau_c)^2}{w^2}\right) \quad (3.1)$$

где численные коэффициенты $A = 289 \pm 1$, $B = 314 \pm 24$, $w = 8.69 \pm 0.45$, $\tau_c = 16 \pm 0.13$.

За время проведения эксперимента спутник SMOS троекратно пролетал над исследуемой территорией. Значения $T_{BH,42.5^\circ}$, определенные по данным L1C SMOS (3-5) сравнивались с радиояркими температурами, рассчитанными по формуле (2.2) с использованием зависимостей (6, 7), $T_{BH,42.5^\circ}(\tau) = \chi_{BH,42.5^\circ}(T, W, \tau) \cdot T_{ef}(\tau)$, где значения $\chi_{BH,42.5^\circ}(T, W, \tau)$ определялись по лабораторным зависимостям $\chi_{H,42.5^\circ}(T)$ и $\chi(W)$ для солончака и степной почвы. По данным диэлектрических измерений образцов степной почвы установлено, что в температурном интервале 280...320 К величина $\chi_{H,42.5^\circ} = 0.94$ не зависит от температуры.

На рис. 3.3а приведены значения $T_{BH,42.5^\circ}^{LIC}$ для геодезической ячейки 1056997 (3-5) и расчетная динамика $T_{BH,42.5^\circ}$ для сухой степной почвы (6) и степной почвы с влажностью $0.063 \text{ см}^3/\text{см}^3$ (7), наблюдавшейся во время первого пролёта SMOS.

На рис. 3.3б приведены значения $T_{BH,42.5^\circ}^{LIC}$ для геодезической ячейки 1057513 (3-5), а также расчетная динамика $T_{BH,42.5^\circ}$ для композиции степной почвы с влажностью 0.063 и солончака при $W = 0.099$ (6), 0.229 (7), 0.266 (8), 0.281 $\text{см}^3/\text{см}^3$ (9). Эти значения W были зафиксированы во время эксперимента в разные периоды времени.

Из рис. 3.3а-б видно, что значения $T_{BH,42.5^\circ}$, восстановленные на основе диэлектрических измерений, удовлетворительным образом согласуются со значениями $T_{BH,42.5^\circ}^{LIC}$, измеренными со спутника. Таким образом, влияние засоленных почв и солончаков на микроволновое излучение подстилающей поверхности может быть учтено путем использования лабораторных зависимостей $\chi(T)$ и $\chi(W)$.

Из визуальных наблюдений в ходе эксперимента установлено, что при некотором соотношении между температурой, влажностью и засоленностью, происходит кристаллизация солей на поверхности солончака и появляется соляная корка, наличие которой приводит к значительным изменениям радиоярких характеристик солончака.

На рис. 3.4 приведены лабораторные зависимости $\chi_{H,42.5^\circ}(T)$ для двух типов образцов: засоленного грунта (а) и соли, выступившей на поверхности солончака (б). Измерения проводились в диапазоне T от 263 до 320К при различных значениях влажности W , в том числе при измеренных на момент отбора проб значениях W . Видно, что для обоих типов образцов величина $\chi_{H,42.5^\circ}$ уменьшается как при возрастании T , так и при увеличении W . Для образцов засоленного грунта это изменение происходит плавно, а для образцов соляной коры наблюдается скачкообразное изменение $\chi_{H,42.5^\circ}$ при температуре около 290 К.

Зависимости $\chi_{H,42.5^\circ}(T)$ для засоленного грунта в диапазоне температур 280÷320 К были аппроксимированы полиномами 1 и 2 степеней. Значения параметров аппроксимации $\chi_{H,42.5^\circ}(T) = A + B \cdot T + C \cdot T^2$ приведены в табл. 3.1. Видно, что с возрастанием W зависимость $\chi_{H,42.5^\circ}(T)$ становится нелинейной. При совокупном влиянии W и T подобное поведение зависимости $\chi_{H,42.5^\circ}(T)$ может быть связано с изменением растворимости почвенных солей, приводящим к изменению массовых долей нерастворенной и растворенной соли, изменению концентрации почвенного раствора и, соответственно, к изменению коэффициентов излучения.

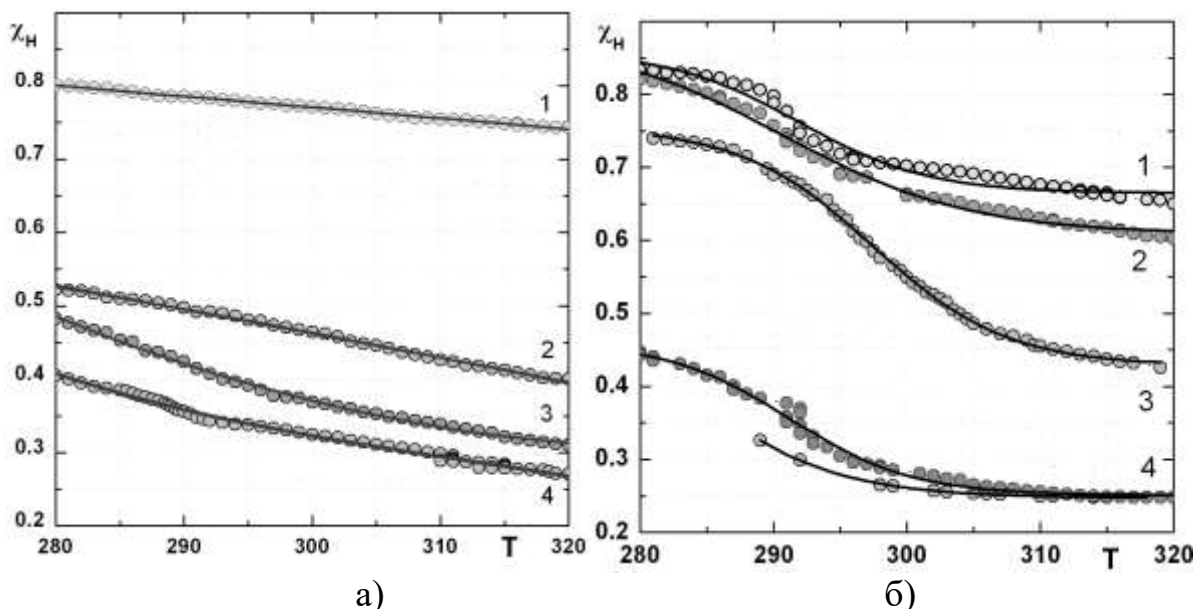


Рис.3.4. Лабораторные зависимости $\chi_{H,42.5^\circ}$ от температуры для образцов засоленного грунта (а) и соляной корки (б) с разной объемной влажностью W .

На лабораторных зависимостях $\chi_{H,42.5^\circ}(T)$ для соли выделяются три температурных интервала (280 ÷ 290К, 290 ÷ 305..310К и 305..310 ÷ 320К) с

разным поведением радиоизлучательных характеристик. Это может быть связано с изменением растворимости одной или нескольких присутствующих в образце солей. В результате этого в одном и том же образце при разных температурах будет содержаться разное количество солей, находящихся в твердом состоянии и в виде насыщенного раствора. Так как диэлектрические и радиоизлучательные характеристики нерастворенной соли и ее насыщенного раствора кардинально различаются, то в результате изменения температуры солончака будут также происходить значительные изменения его радиояркой температуры.

Таблица 3.1. Результаты аппроксимации лабораторных зависимостей $\chi_{H,42.5^\circ}(T)$

Curve	W, m ³ /m ³	A	B	C	σ / R^2
Fig4a (1)	0.099	1.22	$-1.49 \cdot 10^{-3}$	0	0.0011 / 0.998
Fig4a (2)	0.229	1.45	$-3.30 \cdot 10^{-3}$	0	0.0025 / 0.998
Fig4a (3)	0.266	7.79	$-45.14 \cdot 10^{-3}$	$6.79871 \cdot 10^{-5}$	0.0031 / 0.997
Fig4a (4)	0.281	4.64	$-25.46 \cdot 10^{-3}$	$3.69054 \cdot 10^{-5}$	0.0035 / 0.993

σ – среднеквадратическая погрешность, R – коэффициент корреляции.

Влияние температуры является одной из отличительных особенностей микроволнового излучения солончака от излучения незасоленной почвы и может быть использовано для обнаружения засоленных почв по изменению радиоярких характеристик почвенного покрова.

Зависимости $\chi_{H,42.5^\circ}(T)$ для соляной корки в диапазоне температур от 280 до 320 К могут быть аппроксимированы сигмоидальной функцией вида:

$$\chi(T) = \frac{\chi_1 - \chi_2}{1 + \exp\left[\frac{T - T_0}{dT}\right]} + \chi_2, \quad (3.2)$$

где χ_1 , χ_2 – начальное и конечное значения коэффициентов излучения, T_0 , dT – температура и ширина фазового перехода. Значения параметров аппроксимации приведены в табл. 3.2.

Полученные в лабораторных условиях кривые $\chi_{H,42.5^\circ}(T)$ можно использовать в качестве изолиний для определения влажности конкретного участка подстилающей поверхности. Для этого достаточно измерить одновременно величины $\chi_{H,42.5^\circ}$ и T для данного участка. Значения $\chi_{H,42.5^\circ}$ и T могут быть определены по данным дистанционного зондирования в микроволновом и инфракрасном диапазонах, соответственно.

Таблица 3.2. Результаты аппроксимации лабораторных зависимостей $\chi_{H,42.5^\circ}(T)$ для соли с поверхности солончака

Curve	W, m3/m3	χ_1	χ_2	T_0	dT	$\sigma / R2$
Fig4b (5)	0.422	0.57048	0.24729	282.68	5.5709	$6.9 \cdot 10^{-7} / 0.999$
Fig4b (4)	0.355	0.46219	0.25139	290.96	4.5813	$3.5 \cdot 10^{-5} / 0.993$
Fig4b (3)	0.191	0.75551	0.42864	297.48	5.0117	$1.2 \cdot 10^{-5} / 0.999$
Fig4b (2)	0.146	0.87907	0.60835	290.82	7.0993	$4.3 \cdot 10^{-5} / 0.992$
Fig4b (1)	0.102	0.84188	0.66769	292.75	4.0266	$8.0 \cdot 10^{-5} / 0.986$

Помимо температуры значительное влияние на микроволновое излучение засоленных и незасоленных почв оказывает их объемная влажность. На рис. 3.5 приведены зависимости $\chi_{H,42.5^\circ}(W)$, аппроксимированные полиномами 1 и 2 степеней. Измерения проводились при температуре образцов 298 ± 1 К.

Для степной незасоленной почвы:

$$\chi_{H,42.5^\circ}(W) = 0.89 - 0.97 \cdot W, \sigma = 0.017$$

Для засоленного грунта с солончака:

$$\chi_{H,42.5^\circ}(W) = 0.84 - 2.48 \cdot W + 2.59 \cdot W^2, \sigma = 0.03$$

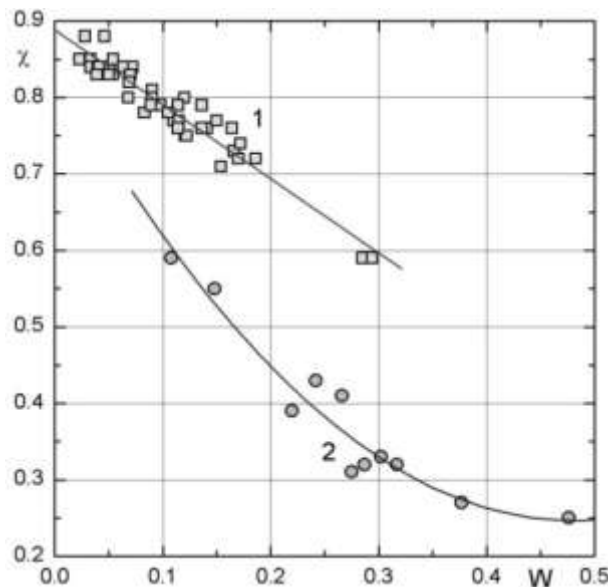


Рис. 3.5. Лабораторные зависимости $\chi_{H,42.5^\circ}$ от влажности W для образцов степной почвы (1) и засоленного грунта (2)

Различие радиоизлучательных характеристик засоленной и незасоленной почв связано с разным фазовым составом почвенной влаги. В засоленной почве почвенная влага представляет собой водно-солевой раствор, диэлектрические характеристики которого существенно зависят от типа и массовых

концентраций растворенных солей, их ионной проводимости и растворимости. Ионная проводимость и растворимость зависят от температуры. Влияние влажности почвы заключается в том, что при разных соотношениях влажности и засоленности, соль в почве может находиться в виде кристаллогидрата или насыщенного раствора с разной концентрацией растворенных солей.

Зависимости $T(\tau)$ и $\chi_{H,42.5^\circ}(T)$ использовались для восстановления радиояростной температуры по формуле (2.1). При расчете $T_{BH,42.5^\circ}$ значения $\chi_{H,42.5^\circ}$ определялись на основе зависимостей $\chi_{H,42.5^\circ}(T)$, измеренных в лабораторных условиях при разных значениях объемной влажности, а температура для каждого момента времени рассчитывалась по формуле (3.1). Для возможности сравнения величин $T_{BH,42.5^\circ}$, измеренных со спутника и рассчитанных по данным диэлектрических измерений, выбирались значения $\chi_{H,42.5^\circ}$ засоленной и незасоленной почв с той же влажностью W и температурой T , которые были зафиксированы в момент пролета спутника над тестовой территорией.

Величина $T_{BH,42.5^\circ}$ для ячейки, включающей в себя солончак (12,5%) и степь (87,5%), рассчитывалась как сумма радиояростных температур степи и солончака, взятая в соответствующих пропорциях.

В соответствии с формулой (2.2) радиояростная температура солончака рассчитывалась из соотношения

$$T_{BH}^{saline} = (T_{BH} - T_{BH}^{step} S_{step}) / S_{saline}, \quad (3.5)$$

где T_{BH} , T_{BH}^{step} , T_{BH}^{salin} , S_{step} , S_{salin} – радиояростные температуры геодезической ячейки №1057513 и входящих в нее участков степи и солончака, а также их площади.

В качестве T_{BH}^{step} в выражении (3.5) может быть использована радиояростная температура ячейки 1056997. Возможная поправка на различие температуры и объемной влажности степной почвы в разных ячейках может быть сделана на основе лабораторных зависимостей $\chi_{H,42.5^\circ}(T)$ и $\chi_{H,42.5^\circ}(W)$.

Значения T_{BH}^{salin} , рассчитанные по данной методике, приведены на рис. 3.6. На том же графике приведены зависимости $T_{BH,42.5^\circ}(\tau)$, рассчитанные по данным диэлектрических измерений аналогично изложенной выше методике. Видно, что значения T_{BH}^{salin} , определенные со спутника и рассчитанные по результатам диэлектрических измерений, удовлетворительным образом согласуются. Наблюдаемое расхождение не превышает 10 К, что сравнимо с заявленной погрешностью SMOS (3 К в центре и 6 К на краях полосы зондирования).

Таким образом, из совместного анализа результатов дистанционных, полевых и лабораторных измерений следует, что радиоизлучательные характеристики солончака и незасоленной почвы существенным образом различаются. Коэффициенты излучения зависят от температуры, объемной влажности, засоленности и типа почвенного засоления. Непрерывные изменения этих величин, происходящие в естественных условиях, обуславливают заметные вариации микроволнового излучения и затрудняют дистанционную оценку влажностных характеристик почвенного покрова при наличии участков почвенного засоления.

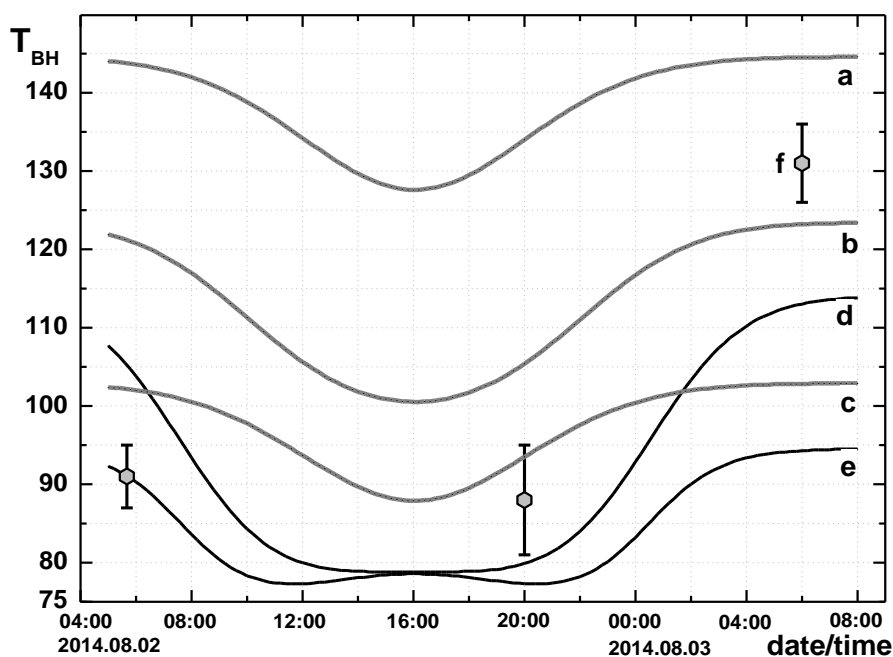


Рис. 3.6. Суточная динамика $T_{BH 42.5^\circ}$ солончака с объемной влажностью 0.229(a), 0.266 (b), 0.281 (c), 0.355 (d), 0.422 cm^3/cm^3 (e) при наличии соляной корки (d, e) и без нее (a, b, c), рассчитанная по данным натурных и лабораторных измерений, (f) – значения $T_{BH 42.5^\circ}$ солончака, рассчитанные по формуле (4) на основе данных SMOS L1C.

Корректировка данных дистанционного микроволнового зондирования может быть осуществлена на основе использования лабораторных зависимостей microwave emission от температуры, влажности для засоленных и незасоленных почв с разной влажностью, находящихся при разных температурах. Расхождение радиоярких температур солончака, определенных по данным спутника SMOS и рассчитанных по результатам лабораторных измерений не превышает 10K, что сопоставимо с заявленной погрешностью SMOS.

Установленные зависимости коэффициентов излучения от температуры, влажности могут быть использованы для разработки дистанционных методов микроволнового мониторинга засоленных почв. Совместное использование спутниковых и лабораторных данных позволяет учесть вклад солончаков в суммарное микроволновое излучение подстилающей поверхности, а также определить их влажностные характеристики.

3.2. Дистанционный микроволновый мониторинг минерализованных озер

3.2.1. Сезонные вариации радиояркостной температуры минерализованного озера

На рис. 3.7 (цветная вставка) приведена карта-схема исследуемой территории с нанесенной геодезической сеткой DGG ISEA 4H9. На рис. 3.8. приведены вариации радиояркостной температуры $T_B^{1059037}$ ячейки DGG ID 1059037, формируемой только степью, и радиояркостной температуры $T_B^{1059554}$ ячейки DGG ID 1059554, формируемой Кулундинским озером (35%) и прилегающими к нему степными территориями (65%). К данным L1C предварительно применялся критерий селекции, исключающий данные с радиометрической погрешностью более 5 К (единичные случаи). Для примера представлены данные за период с 01.01.2013 (0 JD2013) по 30.11.2013 (334 JD2013).

Видно, что в период отрицательных температур вариации T_B для двух ячеек совпадают в пределах погрешности измерений ($\Delta T_B \leq 5K$). Это связано с тем, что почва находится в мерзлом состоянии, а водная поверхность озера покрыта льдом. При этом не исключается возможность существования открытых линз воды, незамерзающих в течение всего холодного периода. Диэлектрические характеристики льда и мерзлой почвы имеют близкие значения. Поэтому при толщинах мерзлого слоя почвы и льда, превышающих скин-слои мерзлой почвы и льда, радиоизлучательные характеристики этих типов подстилающей поверхности различаются незначительно. Соответственно их радиояркостные температуры будут зависеть от разности температур.

В период положительных температур вариации $T_B^{1059037}$ связаны с увлажнением почвы за счет атмосферных осадков. Аналогичные (синхронные) вариации $T_B^{1059554}$ но с меньшей амплитудой, наблюдаемые для DGG ID 1059554, могут быть связаны как с увлажнением почвы, так и с опреснением

воды озере за счет дождя. При интенсивных осадках возможно чрезмерное увлажнение почвенного покрова на всей территории, прилегающей к озеру. Так как скин-слои соленой воды и сильно увлажненной засоленной почвы не превышают долей сантиметра, то вся территория может восприниматься как водная поверхность, площадь которой значительно превосходит площадь озера.

Диэлектрические и радиоизлучательные характеристики соленой воды и засоленной почвы в значительной мере зависят от температуры. Наиболее значительные вариации радиоизлучательных характеристик наблюдаются в интервалах температур, соответствующих изменениям структуры и агрегатного состояния (замерзание пресной и соленой воды, образование пресного или соленого льда, изменение растворимости солей, замерзание почвы).

Рассчитаем радиояркую температуру минерализованного озера T_B^W по формуле (2.2), преобразованной к следующему виду:

$$T_B^W = (T_B^{1059554} - T_B^S S_S) / S_W, \quad (3.6)$$

где $T_B^{1059554}$, T_B^S , T_B^W , S_S , S_W – радиояркие температуры геодезической ячейки DGG ID 1059554 и входящих в нее участков степи и воды, а также их площади, взятые в процентном отношении от общей площади зондируемого участка. В качестве T_B^S использовалась измеренная со спутника SMOS радиояркая температура $T_B^{1059037}$ геодезической ячейки DGG ID 1059037, соответствующей степному участку.

На рис. 3.9 приведены вычисленные значения T_B^W озера и динамика температуры водной поверхности оз. Кулундинское (T^W), определенной по данным MODIS. Значения T^W усреднены по территории озера. Годовые графики температуры водной поверхности $T^W(JD)$ (а) имеют характерный вид полусфер с минимумом в декабре-январе и максимумом в июле-августе. Положение минимальных и максимальных температур на временной шкале зависит от погодных и климатических условий данной местности, и в разные годы может меняться.

Сезонные вариации T_B^W весьма значительны и зависят от температуры, минерализации, наличия льда на поверхности воды и его толщины. На зависимости $T_B^W(JD)$ (б) в течение года выделяются четыре временных периода с различным поведением радиоизлучательных характеристик минерализованного озера. Цифрами 1-4 обозначены точки, соответствующие качественным изменениям характеристик микроволнового излучения подстилающей поверхности.

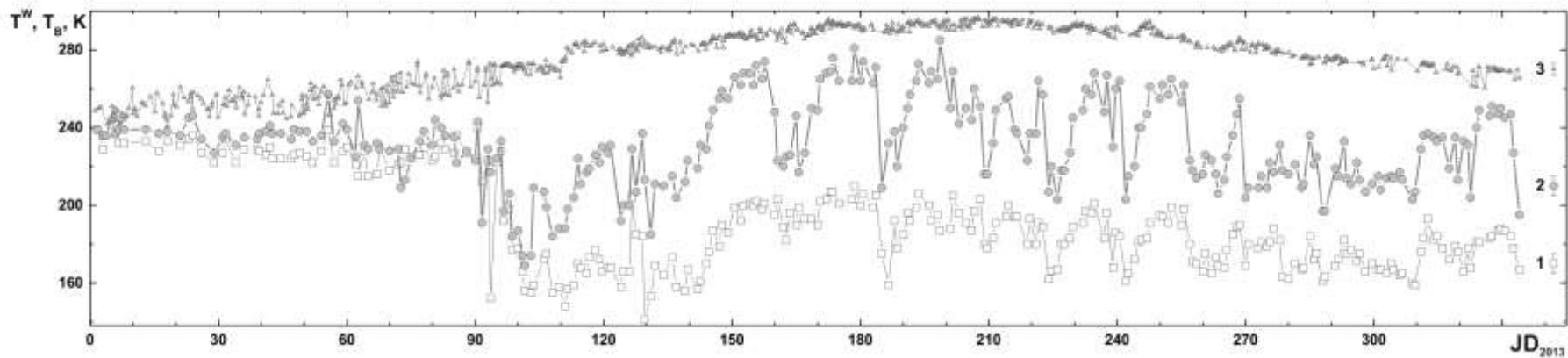


Рис. 3.8. Сезонные вариации радиояростных температур для ячеек DGG ID 1059554 (1) и DGG ID 1059037 (2), вариации термодинамической температуры поверхности озера (3).

72

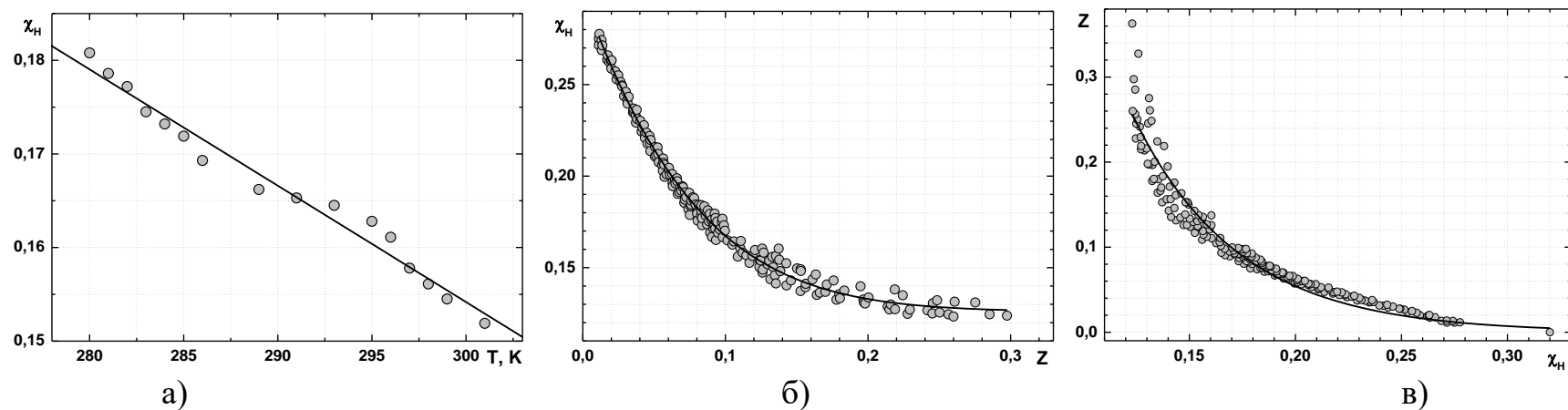


Рис. 3.10. Зависимости коэффициента излучения соленой воды от температуры (а) и минерализации (б), зависимость минерализации от коэффициента излучения (в).

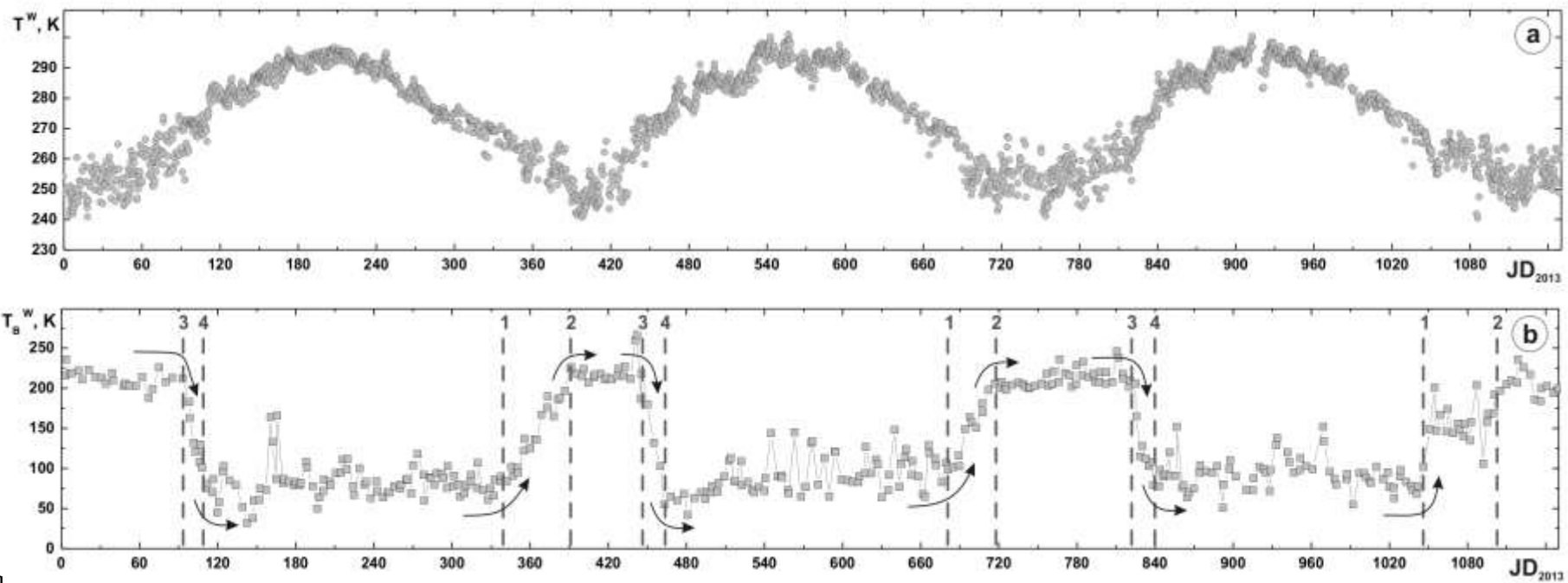


Рис. 3.9. Радиояркостная температура водной поверхности Кулундинского озера, вычисленная путем исключения вклада (65%) прилегающих степных территорий (b) и температура озера, определенная по данным MODIS (a).

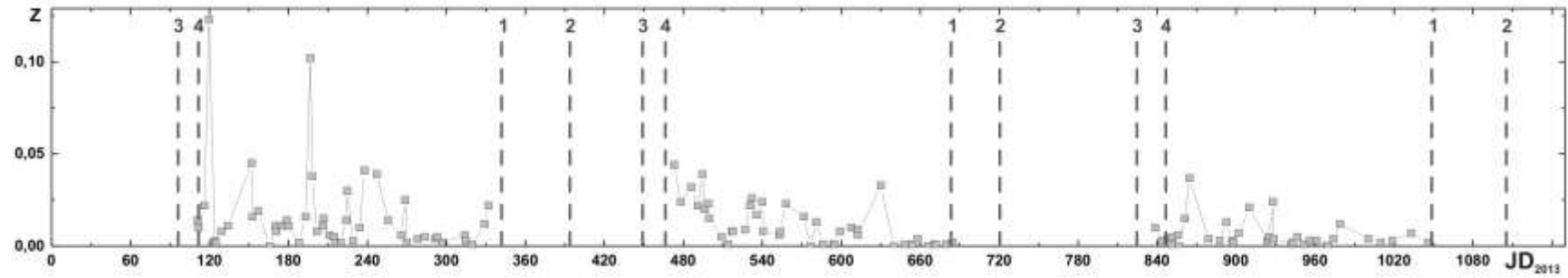


Рис. 3.11. Вариации значений Z , рассчитанные по формуле (3.10).

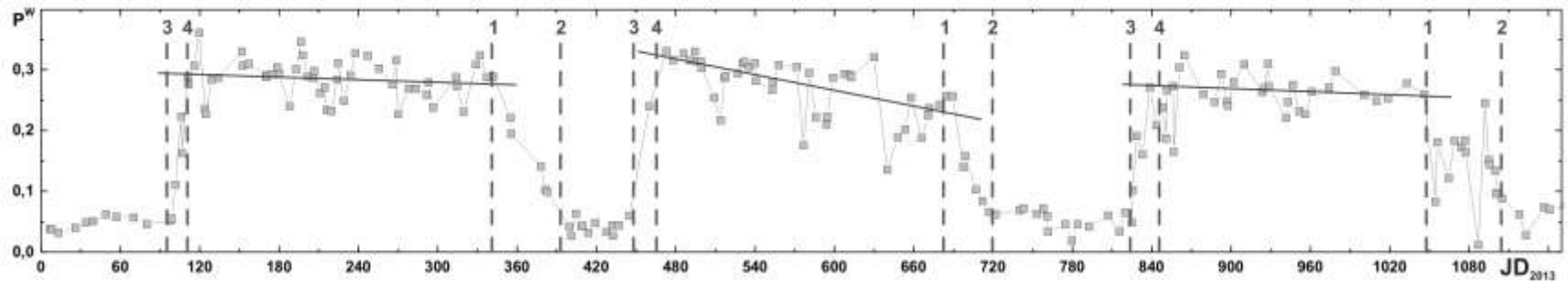


Рис. 3.12. Вариации доли площади водной поверхности P^W , рассчитанные по формуле (3.11).

Сопоставление зависимостей $T_B^w(JD)$ и $T^w(JD)$ указывает на то, что изменения радиоярких температур в точке 1 соответствуют температуре начала замерзания соленой воды и обусловлены изменением ее агрегатного состояния в результате образования льда. Соответственно, точка 2 соответствует моменту, когда толщина льда превысит толщину скин-слоя. Дальнейшее увеличение толщины льда не ведет к заметному изменению T_B^w . Величина T_B^w зависит от вариаций температуры льда, а также от наличия снежиц на поверхности льда во время оттепелей. Точки 3 и 4 соответствуют началу и окончанию таяния соленого льда.

В соответствии с точками изломов 1-4 возникают следующие временные периоды, в которых поведение зависимостей $T_B^w(JD)$ не изменяется:

Период от точки 1 до точки 2, начинается с момента понижения температуры соленой воды ниже температуры ее замерзания и заканчивается в тот момент, когда толщина льда (d) на поверхности воды превысит толщину скин-слоя L . Величина L , обратная коэффициенту затухания, зависит от диэлектрических характеристик подстилающей поверхности и длины волны λ , на которой ведется зондирование [Шарков, 2014]. Наличие начальных форм льда на поверхности Кулундинского озера установлено в результате натурального обследования. В этот период значения T_B^w возрастают от 80 до 240К. Вариации T_B^w связаны с изменением минерализации воды при изменении ее температуры, выпадением отдельных солей в осадок, появлением на поверхности воды льда, увеличением его толщины d и, соответственно, возникновением интерференции при изменении соотношения (λ/d) . Скорость изменения $\partial T_B^w / \partial JD$ характеризует скорость ледообразования.

Период от точки 2 до точки 3 характерен для отрицательных температур, при наличии на поверхности воды снежно-ледового покрова толщиной $d > L$. Вариации T_B^w изменяются в пределах от 200 до 250 К и зависят от температуры и типа льда (нилас, снежура, шуга и др.), наличия на его поверхности снежиц, возникающих во время оттепелей. Данные о наличии и толщине льда на поверхности озера могут быть использованы для уточнения и прогнозирования мезо-климатических особенностей территории.

Период от точки 3 до точки 4 является переходным от отрицательных температур к положительным. Значения T_B^w понижаются с 200–250 до 90К. Вариации T_B^w обусловлены таянием ледяного покрова, наполнением озера внешними водами, соответственно, затоплением берегов, увеличением площади водного зеркала, опреснением. Так как скин-слой для воды на частоте 1.41 ГГц составляет доли сантиметра, то появление снежиц на поверхности льда

оказывает сильное экранирующее влияние на микроволновое излучение подстилающей поверхности.

Период от точки 4 до точки 1 следующего временного цикла характерен для положительных температур. В этот период значения T_B^W изменяются от 90 до 150К. Вариации T_B^W в значительной мере зависят от температуры T и минерализации Z воды, а также от уменьшения площади водной поверхности в результате усыхания озера.

3.2.2. Влияние температуры и минерализации воды на радиояркостную температуру минерализованного озера

Радиоизлучательные характеристики соленой воды зависят от совокупного влияния температуры воды, типа и массовых концентраций растворенных солей. По результатам лабораторных измерений диэлектрических характеристик воды из Кулундинского озера на частоте 1.41 ГГц для угла зондирования 42.5° установлены зависимости коэффициентов излучения от температуры $\chi_H(T)$ (при $Z = 0.12$) и от массовой концентрации солей $\chi_H(Z)$ (при $T = 298$ К), а также обратная зависимость $Z(\chi_H)$. Выбор вида экспериментальной зависимости осуществлялся путем подбора аппроксимирующей функции с наименьшим значением среднеквадратической погрешности σ (рис. 3.10):

$$\chi_H(T) = 0.527 - 1.24 \cdot 10^{-3} \cdot T, \quad \sigma = 10^{-3}, \quad 280\text{К} < T < 303\text{К}. \quad (3.7)$$

$$\chi_H(Z) = 0.126 + 1.503 \cdot e^{-\frac{2(Z+0.345)^2}{0.332}}, \quad \sigma = 10^{-5}, \quad 0.01 < Z < 0.30, \quad (3.8)$$

$$Z(\chi_H) = 3.08 \cdot e^{\frac{\chi_H}{0.05}}, \quad \sigma = 3 \cdot 10^{-4}, \quad 0.12 < \chi_H < 0.32 \quad (3.9)$$

Выражение (3.9) применимо для оценки минерализации воды в широком диапазоне: от пресной воды ($\chi_H^{\text{sweet}} = 0.32$) до насыщенного раствора ($\chi_H^{\text{sat}} = 0.12$).

Учитывая, что $\chi_T = T_B^W / T$, запишем соотношение (3.9) в следующем виде:

$$Z(\chi_H) = 3.08 \cdot e^{\frac{T_B^W}{0.05T}}, \quad 0.12 < \frac{T_B^W}{T} < 0.32, \quad (3.10)$$

где T_B^W – радиояркостная температура озера, определенная по формуле (5) на основе данных спутника SMOS, T – температура озера, определенная по данным MODIS.

Сравнение значений Z , рассчитанных по формуле (3.9), установленной на основе лабораторных зависимостей $\chi(T)$, и определенных по формуле (3.10) с

использованием спутниковых данных позволяет провести валидацию данных дистанционного зондирования, оценить точность дистанционного определения Z , выявить источники возможных погрешностей. Следует отметить, что применимость полученных зависимостей ограничена временными периодами, когда усыхание озера не происходит, либо незначительно и площадь водного зеркала не изменяется.

На рис. 3.11 приведены вариации Z , рассчитанные по формуле (3.10) с использованием данных SMOS и MODIS для периодов с 110 по 340, с 470 по 690 и с 840 по 1050 дни. Низкие значения Z связаны с опреснением озера за счет притока пресных речных вод. Погрешность определения Z может быть связана с неточностью определения площади водной поверхности при разных процентных соотношениях площадей озера и степи, попадающих в диаграмму направленности приемных антенн радиометра в разные пролеты спутника SMOS.

3.2.3. Влияние усыхания минерализованного озера на изменение радиояркостной температуры подстилающей поверхности

Помимо влияния T и Z вариации T_B^W могут быть связаны с изменением площади водной поверхности при усыхании озера. Доля P^W площади водной поверхности от общей площади подстилающей поверхности, формирующей величину $T_B^{1059554}$ геодезической ячейки 1059554 может быть оценена по формуле:

$$P^W = \frac{T_B^S - T_B^{1059554}}{T_B^S - T_B^W}, \quad (3.11)$$

где величина $T_B^W = T^W \cdot \chi_H(T^W)$ определяется на основе данных MODIS и экспериментальной зависимости (3.7).

Среднее за летние периоды значение P^W составляет ~ 0.3 , что согласуется с известными литературными данными о размерах оз. Кулундинское (~ 615 км²) и радиометрического следа антенн MIRAS (~ 1760 км²). На разных витках спутника значение P может различаться за счет попадания в пиксель территорий с разными радиоизлучательными характеристиками.

В холодные периоды года, во временных интервалах $JD = 0 \dots 90$ (2013), $390 \dots 450$ (2014), $720 \dots 820$ (2015) величина P изменяется в пределах от 0.02 до 0.08 и представляет собой площадь незамерзающих линз воды на поверхности озера, закрытого льдом.

В период положительных температур возможны значительные вариации P за счет усыхания озера. Для примера рассмотрим вариации P^W в 2013-2015 года. В эти годы продолжительность "летних" сезонов составила 230, 220 и 210 дней. На рис. 3.12 приведены тренды летних изменений P^W , аппроксимированные прямыми линиями, имеющими вид

$$P^W = P_0^W + \alpha \cdot JD,$$

где P_0^W – площадь озера на начало летнего периода, α – численный коэффициент, зависящий от погодных условий, в 2013-2015 годах значения α составили $-7.12 \cdot 10^{-5}$, $-4.31 \cdot 10^{-4}$, $-8.41 \cdot 10^{-5}$, соответственно. Из анализа трендов следует, что в каждом году в результате усыхания величина P^W к концу лета уменьшалась на 0.016 (2013), 0.095 (2014) и 0.018 (2015). Так как величина $P=1$, соответствует 1760 км^2 (площадь пикселя SMOS), то усыхание озера в летние сезоны 2013-2015 годов составило $\sim 28, 167$ и 32 км^2 , соответственно.

Таким образом, совместный анализ спутниковых данных SMOS, MODIS, наземных и лабораторных измерений позволил выявить значительные сезонные вариации микроволнового излучения минерализованных озер.

Выделено четыре временных интервала, в каждом из которых радиояркостные характеристики водной поверхности зависят от скоростей образования или таяния льда на водной поверхности, изменения температуры и минерализации воды, изменения площади водного зеркала, появления участков оголенного дна, радиоизлучательные характеристики которого зависят от температуры, влажности и засоленности донных отложений.

Установлены лабораторные зависимости коэффициентов излучения соленой воды от температуры и солености, донных отложений от температуры и объемной влажности. На основе использования спутниковых, наземных и лабораторных данных предложены алгоритмы дистанционной оценки солености воды и площади усыхания минерализованного озера. Показано, что скорость усыхания водоема и площадь водного зеркала могут быть оценены по изменению радиоярких температур подстилающей поверхности.

Заключение

Проведенные исследования, основанные на использовании спутниковых данных SMOS и MODIS, наземных измерений физических характеристик подстилающей поверхности и лабораторных измерений диэлектрических характеристик засоленных и незасоленных почв, пресной и минерализованной воды позволили выявить значительные сезонные вариации микроволнового излучения подстилающей поверхности.

Показано, что радиоизлучательные характеристики засоленной и незасоленной почвы различаются. Коэффициенты излучения зависят от температуры, объемной влажности, засоленности и типа почвенного засоления. Непрерывные изменения этих величин, происходящие в естественных условиях, обуславливают заметные вариации микроволнового излучения и затрудняют дистанционную оценку влажности почвенного покрова при наличии участков почвенного засоления.

Для минерализованных озер выделено четыре временных интервала, в каждом из которых радиояркие характеристики водной поверхности зависят от толщины льда, температуры и минерализации воды, площади водного зеркала, наличия участков оголенного дна, радиоизлучательные свойства которого зависят от температуры, влажности и засоленности грунта.

Установлены зависимости коэффициентов излучения соленой воды от температуры и солености, донных отложений от температуры и объемной влажности. На основе использования спутниковых, наземных и лабораторных данных предложены алгоритмы дистанционной оценки солености воды и площади усыхания минерализованного озера. Показано, что скорость усыхания водоема и площадь водного зеркала могут быть оценены по изменению радиоярких температур подстилающей поверхности.

Корректировка данных дистанционного микроволнового зондирования может быть осуществлена на основе использования зависимостей коэффициентов излучения почвы от температуры, влажности, засоленности. Расхождение радиоярких температур солончака, определенных по данным спутника SMOS и рассчитанных по результатам лабораторных измерений не превышает 10K, что сопоставимо с заявленной погрешностью SMOS.

Установленные зависимости коэффициентов излучения от температуры, влажности могут быть использованы для разработки дистанционных методов микроволнового мониторинга засоленных почв. Совместное использование спутниковых и лабораторных данных позволяет учесть вклад солончаков в суммарное микроволновое излучение подстилающей поверхности, а также определить их влажностные характеристики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арманд Н.А., Башаринов А.Е., Шутко А.М. Исследования природной среды радиофизическими методами. //Изв. вуз. Радиофизика. 1977. № 29. С. 809-841.

Арманд Н.А., Крапивин В.Ф., Мкртчян Ф.А. Методы обработки данных радиофизического исследования окружающей среды. М.: Наука, 1987. 270 с.

Артамонов В.Г., Любимов Ю.А. Диэлектрические и оптические свойства жидкостей. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 101 с.

Ахадов Я.Ю. Диэлектрические свойства чистых жидкостей. М.: Изд-во стандартов, 1972. 410 с.

Башаринов А.Е., Тучков Л.Т., Поляков В.С., Ананов Н.И. Измерение радиотепловых и плазменных СВЧ-излучений. М.: Советская редакция, 1968. 390 с.

Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. Радиотепловое излучение Земли как планеты. М.: Наука, 1974. 188 с.;

Бирчак Дж. Р., Гарднер К. Дж., Хипп Дж., Виктор Дж. М. Определение влажности грунта с помощью СВЧ-датчиков из диэлектрика с большой диэлектрической проницаемостью //ТИИЭР (пер. с англ.). 1974. Т.62. N1. С. 115-121.

Бобров П. П., Масленников Н. М., Сологубова Т. А., Эткин В. С. Исследование диэлектрических характеристик почв в области перехода влаги из свободной в связанную на сверхвысоких частотах // Докл. АН СССР, 1989, 304, N5, С. 1116-1119.

Бобров П.П. Микроволновое зондирование почв юга Западной Сибири //Дисс. на соискание уч. степени доктора физ.-мат. наук, 1999.

Богородский В.В., Козлов А.И., Тучков Л.Т. Радиотепловое излучение земных покровов. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 223 с.

Богородский В.В.; Кондратьев К.Я., Мелентьев В.В., Назаркин В.А. Космическая дистанционная индикация акваторий и водосборов (Микроволновые методы). СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 247 с.

Гарбук С.В., Гершензон В.Е. Космические системы дистанционного зондирования Земли. М.: Издательство А и Б, 1997. 296 с.

Гусев А.А., Гусев Ю.А. Непримеров Н.Н. Спектры диэлектрической релаксации воды, адсорбированной на силикагеле// В сб. "Связанная вода в дисперсных системах". Вып.5. -М.: Изд-во МГУ, 1980. -С.110-120.

Дебай П., Закк Г. Теория электрических свойств молекул. М.: ОНТИ, 1934

Добровольский Г.В., Шоба С.А. Сохранить и эффективно использовать почвы России как ее незаменимое национальное богатство // Почвоведение. 2005. № 8. С. 908-914.

Ермаков В.И., Левин В.В., Хубецов С.Б., Щербаков В.В. К вопросу о природе диэлектрической проницаемости растворов электролитов //Журнал физ. химии. 1975. Т. 49. № 7. С. 1749-1752.

Жиленков И.В., Некрасова Э.Г. Диэлектрический метод исследования воды в адсорбированном состоянии //В сб. "Связанная вода в дисперсных системах". Вып.3. -М.: Изд-во МГУ, 1974. -С.42-61.

Засецкий А.Ю., Лилеев А.С., Лященко А.К. Диэлектрические свойства водных растворов NaCl в СВЧ-диапазоне //Журнал неорганической химии. 1994. 39, № 6. С. 1035-1040.

Засоленные почвы Алтая их свойства и мелиорация. Барнаул. 1980. 125 с.

Засоленные почвы Западной Сибири, их свойства и способы улучшения. Сб. науч. тр. Омск.: Изд-во Омск. СХИ. 1984. 70. С.256.

Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. Москва: Изд-во АН СССР, 1958. 191 с.

Ковда В.А. Проблемы борьбы с опустыниванием и засолением орошаемых почв. М.: Колос, 1984. 304 с.

Комаров С.А., Клещенко В.Н., Миронов В.Л. Влияние засоленности на диэлектрические свойства влажных грунтов при положительных и отрицательных температурах //Исследование Земли из космоса. 1997. № 2. С. 37-44.

Комаров С.А., Миронов В.Л., Клещенко В.Н. Влияние связанной воды на диэлектрические свойства увлажненных мерзлых грунтов //Исследование Земли из Космоса, 1996, N3, С. 3-10.

Комаров С.А., Миронов В.Л. Микроволновое зондирование почв. Новосибирск. Научно-издательский центр СО РАН, 2000. 289 с.

Комаров С.А., Миронов В.Л., Романов А.Н. Аэрокосмическое зондирование гидрологического состояния почв радиофизическими методами. Барнаул: Изд-во АГУ, 1997. 104 с.

Комаров С.А., Миронов В.Л., Романов А.Н. Влияние засоленности на диэлектрическую проницаемость влажных почвогрунтов в микроволновом диапазоне // Радиотехника и электроника, 2002. Т. 47. №6. С.700-705.

Кротиков В.Д. Некоторые электрические характеристики земных пород и их сравнение с характеристиками поверхностного слоя Луны. //Изв. вуз. Радиофизика. 1962. Т.5. № 6. С. 1057-1061.

Курачев В.М., Рябова Т.Н. Засоленные почвы Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. 152 с.

Либерман Б.М., Гайдук В.И. Расчет диэлектрических и излучательных спектров водных растворов электролитов в широком диапазоне длин волн. Гидратная модель //Радиотехника и электроника. 1999. Т. 44. №1. С. 97-103.

Лилеев А.С., Лященко А.К. Харькин В.С. Диэлектрические свойства водных растворов иттрия и меди. //Журнал неорганической химии. 1992. Т. 37, Вып. 10. № 6. С. 2287-2291.

Лященко А.К., Новскова Т.А., Лилеев А.С. и др. Вращательное движение молекул воды в гидратных оболочках ионов и широкополостные диэлектрические спектры растворов электролитов //Журнал физической химии. 1993. Т.67, №8. С. 1615-1622.

Миронов В.Л., Комаров С.А., Романов А.Н., Клещенко В.Н. Влияние влажности и засоленности на радиоизлучение мерзлых почв в СВЧ-диапазоне //Исследование Земли из Космоса. 1995. № 6. С. 22-30.

Митник Л.М. Излучательные характеристики водной поверхности. Серия Океанология (обзор). Обнинск: Информ. центр, 1978. 66 с.

Панкова Е.И., Новикова А.Ф. Площади засоленных почв в земельном фонде России //Почвоведение. 2005.№8. С. 930-944

Панкова Е. И., Воробьева Л. А. Засоленные почвы России. М.: ИКЦ «Академкнига», 2006. 854 с.

Потапов А.А. Диэлектрические свойства бесконечно разбавленных растворов //Ж. физ. химии. 1993, № 11. С. 2193-2198.

Потапов А.А., Пархоменко И.Ю. Диэлектрические свойства растворов аммиака. //Ж. физ. химии. 1996. Т. 70. № 11. С. 1976-1979.

Редли М., Панкова Е.И. Результаты современных исследований засоленных почв в Европе //Почвоведение. 2004. № 12. С. 1473-1485

Реутов Е.А., Шутко А.М. Теоретические исследования СВЧ-излучения однородно увлажненных засоленных почв //Исследование Земли из Космоса, 1990. № 3. С. 73-81.

Реутов Е.А., Шутко А.М. Экспериментальные исследования СВЧ-излучения засоленных почв //Исследование Земли из Космоса, 1990. № 4. С. 78-84.

Роде А.А. Почвенная влага. М.: Изд-во АН СССР, 1952, 455 с.

Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Т.1. Л.: Гидрометеиздат, 1965, 663 с.

Романов А.Н. Дистанционная оценка степени деградации почв по их радиоизлучательным свойствам //Почвоведение. 2009. № 3. С. 355-363.

Романов А. Н. Диэлектрические и радиоизлучательные свойства засоленных почв в микроволновом диапазоне. Барнаул. Изд-во Алтайского ун-та. 2002. 118 с.

Романов А.Н. Влияние минералогического состава на диэлектрические свойства дисперсных смесей в микроволновом диапазоне //Радиотехника и электроника, 2003. Т. 48. №5, С. 537-544.

Романов А.Н. Влияние термодинамической температуры на диэлектрические характеристики минералов и связанной воды в микроволновом диапазоне // Радиотехника и электроника. 2004. Т.49. №1. С. 91-95.

Романов А.Н. Влияние массовой концентрации минеральных солей на диэлектрические характеристики их водных растворов в микроволновом диапазоне // Радиотехника и электроника. Т. 49. № 9. 2004. С. 1157-1163.

Романов А.Н. Модель влажностной зависимости комплексной диэлектрической проницаемости засоленных почвогрунтов в микроволновом диапазоне // Радиотехника и электроника, 2006, т. 51. № 12. С. 1465-1473.

Сологубова Т. А., Эткин В. С. К вопросу об учете свойств связанной влаги при дистанционном определении влажности почв. /Исслед. Земли из Космоса. 1985. N4. - С. 112-115;

Солонцы Сибири, их свойства, мелиорация и сельскохозяйственное использование: Сб. науч. тр. /ВАСХНИЛ. Сиб. отд-ние. СибНИИЗХим. Новосибирск. 1990. 164 с.

Шарков Е.А. Радиотепловое дистанционное зондирование Земли: Физические основы 1 том. М.: ИКИ РАН. 2014. 544 с.

Шутко А.М. СВЧ-радиометрия водной поверхности и почвогрунтов. М.: Наука, 1986. 189 с.

Эткин В.С., Шарков Е.А. Возможности дистанционного исследования Земли при помощи радиофизических систем. /В кн.: Космические исследования земных ресурсов. М.: Наука, 1976. 99с.

Albergel C., Zakharova E., Calvet J.-C., Wigneron J.-P. et al. A first assessment of the SMOS data in southwestern France using in situ and airborne soil moisture estimates: The CAROLS airborne campaign // Remote Sensing of Environment. 2011. Vol. 115, N 10, P. 2718-2728.

Albergel C., Rosnay P., Gruhier C., Muñoz-Sabater J., Hasenauer S., Isaksen L., Kerr Y., Wagner W. Evaluation of remotely sensed and modelled soil moisture products using global ground-based in situ observations //Remote Sensing of Environment 2012. Vol. 118. P. 215-226.

Albergel C., Dorigo W., Balsamo G., Munoz-Sabater J., Rosnay P., Isaksen L., Brocca L., Jeu R., Wagner W. Monitoring multi-decadal satellite earth observation of soil moisture products through land surface reanalyses //Remote Sensing of Environment. 2013. Vol. 138. P. 77-89.

Armand N.A., Reutov E.A., Shutko A.M. Microwave Radiometry of Saline Soils //Remote Sensing Appl. 1989. P. 19-28.

Ballabrera-Poy J., Mourre B., Garcia-Ladona E. et al. Linear and non-linear T–S models for the eastern North Atlantic from Argo data: Role of surface salinity observations //Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2009. Vol. 56, N 10. P. 1605-1614.

Bell, D., Menges, C., Ahmad, W., & Van Zyl, J.J. (2001). The Application of Dielectric Retrieval Algorithms for Mapping Soil Salinity in a Tropical Coastal Environment Using Airborne Polarimetric SAR //Remote Sensing of Environment. 2001. Vol. 75. N 3. P. 375-384.

Brassington G.B., Divakaran P. The theoretical impact of remotely sensed sea surface salinity observations in a multi-variate assimilation system //Ocean Modelling. 2009. Vol. 27. N 1–2. P. 70-81.

Burrage D.M, Heron M.L, Hacker J.M et al. Structure and influence of tropical river plumes in the Great Barrier Reef: application and performance of an airborne sea surface salinity mapping system //Remote Sensing of Environment. 2003. Vol. 85, N 2. P. 204-220.

Cano A., Saleh K., Wigneron J.-P., Antolín C., Balling J.E., Kerr Y.H. et al. The SMOS Mediterranean Ecosystem L-Band characterisation Experiment (MELBEX-I) over natural shrubs //Remote Sensing of Environment. 2010. Vol. 114. P. 844-853.

Carver K.R. Microwave Remote Sensing of Saline Seeps //Microwave Remote Sensing Symp. 1977. Proceed., Houston, TX, 1977. P. 216-237.

Champagne C., McNairn H., Berg A.A. Monitoring agricultural soil moisture extremes in Canada using passive microwave remote sensing// Remote Sensing of Environment. 2011. Vol. 115. N 10. P. 2434-2444.

Choi M., Hur Y. A microwave-optical/infrared disaggregation for improving spatial representation of soil moisture using AMSR-E and MODIS //Remote Sensing of Environment. 2012. Vol. 124. P. 259-269.

Chaturvedi L., Carver K. R., Harlan J.C. et al. Multispectral Remote Sensing of Saline Seeps //IEEE Transaction Geoscience and Remote Sensing. 1983. Vol. GE-21. № 3. P. 239-251.

Csillag F., Pasztor L., Biehl L.L. Spectral band selection for the characterization of salinity status of soils //Remote Sensing of Environment. 1993. Vol. 43, N 3. P. 231-242.

Delcroix T., McPhaden M.J., Dessier A., Gouriou Y. Time and space scales for sea surface salinity in the tropical oceans //Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2005. Vol. 52. N 5. P. 787-813.

Dobson M. C., Ulaby F. T., Hallikainen M., El-Rayes M. A. Microwave Dielectric Behavior of Wet Soil. Part II: Dielectric Mixing Models //IEEE Transaction Geoscience and Remote Sensing. 1985. V. GE-23, № 1, P. 35-45.

Engelsen O., Hegseth E.N., Hop H. et al. Spatial variability of chlorophyll-a in the Marginal Ice Zone of the Barents Sea, with relations to sea ice and oceanographic conditions //Journal of Marine Systems. 2002. Vol. 35, N 1-2, P. 79-97.

Farifteh J., Farshad A., George R.J. Assessing salt-affected soils using remote sensing, solute modelling, and geophysics // Geoderma. 2006. V. 130, Ns 3-4. P. 191-206)

Font J., Lagerloef G., Kerr Y. et al. Sea Surface Salinity mapping with SMOS space mission // Elsevier Oceanography Series. 2003. Vol. 69. P. 186-189.

Gutierrez A., Castro R. (2010). SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model. SO-DS-DME-L1PP-0009, N 2.7. 2010.

Hallikainen M. T., Ulaby F. T., Dobson M. S., El-Reyse M. Dielectric Measurement of Soil in the 3 to 7 GHz Band between -50 and +23 C. // IGARSS'84 Symp. .Strasbourg, 27-30 Aug. 1984, pp. 163-168.

Hoextra P., Delaney A. Dielectric Properties of Soils at UHF and Microwave Frequencies / J. Geophys. Res., 1974, 79, pp. 4922-4931.

Hornbuckle K., England A.W., Anderson M.C., Viner B.J. The effect of free water in a maize canopy on microwave emission at 1.4 GHz //Agricultural and Forest Meteorology. 2006. Vol. 138. N 1-4. P. 180-191.

Jackson T.J. and O'Neil P.E. Salinity Effect on the Microwave Emission of Soils //IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing. 1987. V. GE-25. № 2, P. 214-220.

Jackson T.J., Schmugge T.J. Passive Microwave Remote Sensing Sistem for Soil Moisture: Some Supporting Research //IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing. Vol. 27. N 26. 1989. P.225-235.

Johannessen O.M., Sandven S., Jenkins A.D. et al. Satellite earth observation in operational oceanography //Coastal Engineering. 2000. Vol. 41. N 1-3. P. 155-176.

Kleschenko V.N., Komarov S.A., Mironov V.L. and Romanov A.N. Dielectric Properties of Salted Grounds in Microwave Band //Proceedings of International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'98). Seattle, USA. 6-10 July. 1998.

Klein L.A., Swift C.T. An Improved Model for the Dielektric Constant of Sea Water at Microwave Frequencies //IEEE Trans. Antennas Propag. 1977. AP-25. P. 104-111.

Lagerloef Gary S.E. Recent progress toward satellite measurements of the global sea surface salinity field //Elsevier Oceanography Series. 2000. Vol. 63. P. 309-319.

Lagerloef G. Satellite Measurements of Salinity //Encyclopedia of Ocean Sciences. 2001. P. 2511-2516.

Lagerloef G.S.E. Satellite Remote Sensing: Salinity Measurements //Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition). 2009. P. 127-132.

McCulloch M.E., Alves J.O.S., Bell M.J. Modelling shallow mixed layers in the northeast Atlantic //Journal of Marine Systems. 2004. Vol. 52, N 1-4. P. 107-119.

McCulloch M.E., Spurgeon P., Chuprin A. Have mid-latitude ocean rain-lenses been seen by the SMOS satellite? //Ocean Modelling. 2012. Vol. 43-44. P. 108-111.

Metternicht G.I. Assessing temporal and spatial changes of salinity using fuzzy logic, remote sensing and GIS. Foundations of an expert system //Ecological Modelling. 2001. Vol. 144. N 2-3. P. 163-179.

Metternicht, G.I., Zinck, J.A. Remote sensing of soil salinity: potentials and constraints //Remote Sensing of Environment. Vol. 85. N 1. P. 1-20.

Mirle S.V. Rao Retrieval of Worldwide Precipitation and Allied Parameters from Satellite Microwave Observations //Advances in Geophysics. 1984. Vol. 26. P. 237-336.

Mladenova I.E. Jackson T.J., Njoku E., Bindlish R., Chan S., Cosh M.H., Holmes T.R.H., Jeu R.A.M., Jones L., Kimball J., Paloscia S., Santi E. Remote monitoring of soil moisture using passive microwave-based techniques — Theoretical basis and overview of selected algorithms for AMSR-E// Remote Sensing of Environmen. 2014. Vol. 144. P. 197-213.

Mulet S., Rio M.-H., Mignot A. et al. A new estimate of the global 3D geostrophic ocean circulation based on satellite data and in-situ measurements // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2012. Vol. 77-80. P. 70-81.

Mulder, V.L., S. de Bruin, Schaepman, M.E., Mayr, T.R. The use of remote sensing in soil and terrain mapping //Geoderma. 2011. Vol. 162. N 1-2. P. 1-19.

Njoku E. G. Passive Microwave Remote Sensing of Earth's from Space //A Reviev. Proc. IEEE, 1982. 70. P. 728-749.

Njoku E.G., Dara Entekhabi Passive microwave remote sensing of soil moisture //Journal of Hydrology. 1996. , Vol. 184. N 1-2. P. 101-129.

Njoku E.G. and Kong J.-A. (1977). Theory for passive microwave remote sensing of nearsurface soil moisture. J. Geophys. Res., 82, 3108-3118.

Pancieria R., Walker J.P., Kalma J. et al. A proposed extension to the soil moisture and ocean salinity level 2 algorithm for mixed forest and moderate

vegetation pixels //Remote Sensing of Environment. 2011. Vol. 115. N 12. P. 3343-3354.

Sahr K., White D., Kimerling A.J. (2003). Geodesic Discrete Global Grid Systems. *Cartography and Geographic Information Science*, 30, 121-134.

Sanchez-Ruiz S. et al. //Journal of Hydrology, Volume 516, 4 August 2014, Pages 273-283.

Schmugge T.J. Effect of Texture on Microwave Emission from Soils //IEEE Transaction Geoscience Remote Sensing. 1980. GE-18. P. 353-361.

Stogryn A. Equation for Calculation the Dielectric Constant of Saline Water //IEEE Trans. Microwave Theory Thech. 1971. V. MTT-19, P. 733-736.

Su C-H., Ryu D., Young R.I., Western A.W., Wagner W. Inter-comparison of microwave satellite soil moisture retrievals over the Murrumbidgee Basin, southeast Australia //Remote Sensing of Environment. 2013. , Vol. 134. P. 1-11.

Subrahmanyam B., Murty V.S.N., Heffner D.M. Sea surface salinity variability in the tropical Indian Ocean //Remote Sensing of Environment. 2011. Vol. 115. N 3. P. 944-956.

Talone M., Sabia R., Camps A. et al. Sea surface salinity retrievals from HUT-2D L-band radiometric measurements //Remote Sensing of Environment. 2010. Vol. 114. N 8. P. 1756-1764.

Tranchant B., Testut C.-E., Renault L. et al. Expected impact of the future SMOS and Aquarius Ocean surface salinity missions in the Mercator Ocean operational systems: New perspectives to monitor ocean circulation //Remote Sensing of Environment. 2008. Vol. 112. N 4. P. 1476-1487.

Ulaby F.T., Moor R.K., Fung A.K. Microwave Remote Sensing: Active and Passive (in three volumes). Addison-Wesley Publishing Company. 1982. 1645 p.

Urquhart E.A., Zaitchik B.F., Hoffman M.J. et al. Remotely sensed estimates of surface salinity in the Chesapeake Bay: A statistical approach // Remote Sensing of Environment. 2012. Vol. 123. P. 522-531.

Wan, Z. MODIS Land-Surface Temperature Algorithm Theoretical Background Document. 1999. URL: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod11.pdf

Wigneron J.-P., Schwank M., Baeza E.L., Y. Kerr et al. First evaluation of the simultaneous SMOS and ELBARA-II observations in the Mediterranean region //Remote Sensing of Environment. 2012. Vol. 124. P. 26-37.

Yong-Ling WENG, Peng GONG, Zhi-Liang ZHU A Spectral Index for Estimating Soil Salinity in the Yellow River Delta Region of China Using EO-1 Hyperion Data //Pedosphere. 2010. Vol. 20. N 3. P. 378-388.

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН
ИНСТИТУТ ВОДНЫХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ СО РАН**

Романов А.Н., Хвостов И.В.

**КОСМИЧЕСКИЙ МИКРОВОЛНОВЫЙ МОНИТОРИНГ
ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ И СОЛЕННЫХ ОЗЕР
КУЛУНДИНСКОЙ РАВНИНЫ**
(монография)

Издательство ООО «Пять плюс»
656031, Барнаул, ул. Крупской, 97, оф. 4, 5,
тел.: (3852) 62-85-57,
e-mail: fiveplus07@mail.ru,
www: five-plus.ru