

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН

ИНСТИТУТ ВОДНЫХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ СО РАН

ЗАПАДНОСИБИРСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И

МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

АЛТАЙСКИЙ ЦЕНТР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ

ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Романов А.Н., Люцигер А.О., Трошкин Д.Н.,

Хвостов И.В., Уланов П.Н., Люцигер Н.В.

**КОСМИЧЕСКИЙ МИКРОВОЛНОВЫЙ
МОНИТОРИНГ ОПАСНЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ
ЯВЛЕНИЙ НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

(монография)

Барнаул 2017

УДК 528.46+621.371

Р 69

Рецензенты:

*доктор физико-математических наук, профессор В.Е. Павлов,
кандидат физико-математических наук, доцент В.В. Пашинев*

ББК

Романов А.Н., Люцигер А.О., Трошкин Д.Н., Хвостов И.В., Уланов П.Н., Люцигер Н.В. Космический микроволновый мониторинг опасных гидрологических явлений на юге Западной Сибири. - Барнаул. 2017. Изд-во ООО «Пять плюс», 108 с.

Монография посвящена разработке методов космического микроволнового мониторинга опасных гидрологических явлений на юге Западной Сибири. Приведены результаты микроволнового космического мониторинга пойм рек Обь, Катунь, Ануй, Чарыш. Предложен 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 гранта РФФИ
№ 17-45-220460 «Разработка дистанционных микроволновых методов
космического мониторинга предвестников опасных гидрологических явлений
и их апробация на юге Западной Сибири».

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

ISBN 978-5-6040289-6-4

© А.Н. Романов, А.О. Люцигер, Д.Н. Трошкин,
И.В. Хвостов, П.Н. Уланов, Н.В. Люцигер
© Фотография на обложке Н. Вилисов

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	6
ГЛАВА 1. ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ФАКТОРОВ СПОСОБСТВУЮЩИХ РАЗВИТИЮ ОПАСНЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ОБИ	12
1.1. Общие понятия и разновидности природных явлений, влияющих на режим водных объектов бассейна Верхней Оби (до границ Новосибирского водохранилища).....	12
1.2. Опасные гидрологические явления в бассейне Верхней Оби, причины и условия их формирования	18
1.3. Аномальный паводок 2014 года	22
1.4. Динамика опасных гидрологических явлений	30
1.5. Особенности атмосферной циркуляции юга Западной Сибири	33
ГЛАВА 2. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАДИОТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ЗЕМНЫХ ПОКРОВОВ	45
2.1. Диэлектрические и радиоизлучательные свойства природных сред	45
2.2. Модель описания диэлектрических свойств дисперсных смесей	49
2.3. Основные физические свойства почвы и воды.....	51
2.4. Диэлектрические характеристики почв и воды	57
ГЛАВА 3. МЕТОДЫ ИСЛЕДОВАНИЙ И АППАРАТУРА	59
3.1. Данные спутникового зондирования	59
3.2. Методика лабораторных измерений диэлектрических характеристик почв и воды	66
3.3. Алгоритм расчета радиояркостной температуры.....	69

3.4. Данные спутникового зондирования в микроволновом и инфракрасном диапазонах.....	69
--	----

**ГЛАВА 4. КОСМИЧЕСКИЙ МИКРОВОЛНОВЫЙ МОНИТОРИНГ
ОПАСНЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ
ЯВЛЕНИЙ НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 71**

4.1. Дистанционный микроволновый мониторинг аномального паводка 2014 года.....	71
--	----

4.2. Обобщенная зависимость коэффициента излучения почвенного покрова от температуры и объемной влажности почвы в бассейне Верхней Оби.....	77
---	----

4.3. Динамика изменений радиоярких температур подстилающей поверхности в пойме реки Оби по данным дистанционного микроволнового зондирования 2017 года	82
--	----

4.4. Сравнительный анализ сезонных вариаций радиоярких температур акваторий Баренцева, Северного, Каспийского морей и Северной Атлантики (Поркьюпайн Банка) в период аномального паводка 2014 года в Алтайском крае.....	85
--	----

4.5. Пространственно-временное распределение радиоярких температур в условиях зимней оттепели.....	90
--	----

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 93

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ 94

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];

$Z_B = M_B / M$ – массовая доля воды 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;

$N = n + i \cdot \kappa$ – комплексный показатель преломления (КПП);

n – показатель преломления;

κ – показатель поглощения;

$\varepsilon = \varepsilon' + i \cdot \varepsilon''$ – 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;

$tg \delta$ – тангенс угла потерь.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие на территории Европы, Северной Азии, Китая наблюдается активизация опасных гидрологических явлений, наносящих многомиллионный ущерб социально-экономической сфере отдельных стран и регионов. В 2007 и 2014 годах в Великобритании произошли два самых разрушительных наводнения за всю национальную историю, вызванные рекордно большим количеством осадков. В 2012 году произошло катастрофическое наводнение (внезапный паводок) в Краснодарском крае (РФ), вызванное проливными дождями (в течение двух суток выпала трехмесячная норма осадков).

В 2013 году на Дальнем Востоке и в Северном Китае произошло катастрофическое Амурское наводнение, вызванное интенсивными затяжными осадками. В 2014 году на юге Западной Сибири произошли катастрофические наводнения, вызванные ливневыми дождями, в результате которых в зоне подтопления оказались несколько регионов Российской Федерации. В 2016 году в результате продолжительных сильных дождей масштабные наводнения охватили Германию, Францию, Австрию, Бельгию, Румынию, Молдову, Нидерланды, Соединенное Королевство. В апреле 2017 года произошло разрушительное наводнение в Республике Казахстан, охватившее пять областей.

Наводнения, подтопления, паводки на реках и другие подобные гидрологические явления, имеющие катастрофический характер, представляют значительную угрозу жизни и здоровью населения, наносят вред природной среде. В результате сильных паводков возможны негативные явления, связанные с разрушением зданий, сносом мостов, размывом автомобильных трасс, изменением русел рек, сходом селей, оползнями.

Перечисленные опасные гидрологические явления могут быть связаны с изменением механизмов взаимовлияния арктических, лесных, степных

территорий, находящихся в разных климатических поясах, изменением сроков оттаивания тундры, более ранним потеплением (в мае температуры в тундре достигают 15–20 градусов Цельсия), отепляющим эффектом северных рек Оби, Енисея, Лены, Северной Двины, Печоры, Индигирки.

Прогнозирование подобных катастрофических процессов, изучение их динамики является важной задачей, для решения которой используются методы дистанционного мониторинга подстилающей поверхности в видимом, инфракрасном и микроволновом диапазонах. Определяемыми параметрами при этом являются площади затопленных земель, увлажненность почвы.

Изменение температуры окружающей среды оказывает влияние на многие природные процессы, в том числе на формирование стока рек, их гидрологический режим. Межгодовые колебания количества осадков включают в себя изменения сезонного стока рек, увеличение их водности в зимний период, более раннее вскрытие и более позднее замерзание. Детальное изучение современных климатических и гидрологических изменений необходимо для возможности надежного прогнозирования возникающих опасных природных явлений и для принятия практических мер по уменьшению негативных последствий при их наступлении.

Современное состояние исследований в данной области науки

Спутниковое микроволновое зондирование использовалось для оценки вариаций почвенной влажности в глобальном масштабе во время Карпатского наводнения (Венгрия). При обработке данных учитывалось экранирующее влияние растительного покрова и шероховатость подстилающей поверхности [1]. Разработан способ мониторинга наводнений, основанный на использовании комбинации спутниковых данных, полученных радиометрами AMSR-E, MODIS и топографии местности. Данные AMSR-E использовались для оценки общей влажности почвы. По спутниковым снимкам MODIS определялась площадь затопления. Оценка увлажненности территории производилась на основе влажностного индекса (BWI), рассчитываемого как

разница между общей влажностью участка, определенной по данным AMSR-E и степени затопления, определенной из спутниковых снимков MODIS [2].

Использование серии разновременных спутниковых изображений MODIS, позволяет обнаруживать пространственно-временные изменения в динамике наводнений и затоплений [3]. Сезонные циклы наводнения в заболоченных и подтопленных местностях могут быть обнаружены по данным поляриметрической радиолокационной съемки SIR-C [4]. Для прогнозирования уровней подъема воды при наводнении используются сезонные космические снимки SPOT-5. Наиболее подходящей для дистанционного мониторинга подтопленных и заболоченных территорий является средняя часть инфракрасной области спектра [5]. Картографирование затопленных в результате наводнения территорий осуществляется по мультиспектральным спутниковым снимкам Landsat TM. Разработанный классификатор позволяет выделять пиксели, соответствующие затопленным участкам [6].

Совместный анализ данных спутникового зондирования в микроволновом (ALOS L-band Synthetic Aperture Radar) и оптическом (Landsat TM 5) диапазонах, а также полевых измерений позволяет исследовать динамику паводков, оценить площади затопленных земель. Для учета растительного покрова используется классификационная модель основанная на использовании данных микроволнового (ALOS) и оптического (Landsat TM 5) спутникового зондирования [7]. Разработана методика определения источников происхождения паводковых вод, основанная на использовании мультиспектральных данных дистанционного зондирования и результатов гидрохимического анализа воды [8]. Осуществлено комплексное обследование территорий [9], попавших в зону Алтайского катастрофического паводка, на основе комбинирования разновременных спутниковых снимков SMOS, MODIS, Landsat, наземных и лабораторных измерений.

Происходящие в Северном полушарии климатические изменения, связанные с интенсивным потеплением Арктики, охватывают всю Северную Евразию, включая умеренные широты, достигая до южных территорий Китая

[10]. Эти изменения способствуют активизации опасных гидрологических и метеорологических явлений, таких как аномальные засухи, внезапные паводки и наводнения, ливневые дожди, летние снегопады, зимние оттепели, обледенение почвы. Изменение температуры окружающей среды оказывает влияние на многие природные процессы, в том числе на формирование стока рек, их гидрологический режим. Межгодовые колебания количества осадков включают в себя увеличение водности рек в зимний период, их более раннее вскрытие и более позднее замерзание. Детальное изучение современных гидрологических изменений необходимо для возможности надежного прогнозирования возникающих опасных природных явлений и для принятия практических мер по уменьшению негативных последствий при их наступлении. Наблюдаемые в Северном полушарии изменения гидрологического режима связаны с изменением количества осадков и вариациями температуры в бассейнах арктических рек [11], деградацией многолетнемерзлых почв, растительности, более сильным прогреванием почвенного покрова на участках дефляции, возрастанием скорости испарения и, как результат, поступлением в атмосферу дополнительных количеств водяного пара и метана, способствующих увеличению парникового эффекта [12-14]. Начиная с 1960-х годов, в Северном полушарии наблюдается повышение температуры воздуха, уменьшение количества твердых осадков, уменьшение массы ледников, уменьшение суммарной площади морских льдов в Сибирской Арктике [15]. В свою очередь, потепление Арктики влечет за собой гидрологические и климатические изменения, которые проявляются в сокращении площадей ледового покрова, интенсивном таянии ледников и полярных шапок, уменьшении количества и суммарной площади термокарстовых озер, более раннем оттаивании и более позднем замерзании тундры [16].

Детальное изучение современных гидролого-климатических изменений необходимо для возможности надежного прогнозирования возникающих опасных гидрологических и метеорологических явлений. Оперативная

информация о гидрологических реакциях на климатические изменения в Арктическом регионе имеет решающее значение при планировании мероприятий по защите окружающей среды и адаптации общества к изменяющимся условиям жизнедеятельности и может быть получена на основе использования всепогодных микроволновых методов дистанционного зондирования [17].

Спутниковые микроволновые измерения использованы для определения сплоченности морского льда, продолжительности его существования, скорости таяния [18], обнаружения скоплений морского льда в полярных областях и ледовых областей с тающим снегом и талыми прудами [19]. По данным микроволнового зондирования с 1979 по 2002 годы в море Лаптевых выявлено уменьшение объемов и площадей морского льда на 1.5% и 1.7% в год [20].

Для дистанционной оценки времени начала таяния и замерзания морского льда разработаны методы классификации арктических льдов с использованием радиометрических и радиолокационных изображений, измеренных со спутников серии ОКЕАН-01 на частоте 37 ГГц на горизонтальной поляризации для окраинных морей Северного Ледовитого океана [21]. На основе среднемесячных взвешенных показателей годовой, многолетней концентрации морского льда, температуры, альбедо, потока длинноволнового излучения на поверхности моря разработана модель множественной линейной регрессии, с ее помощью осуществлено сезонное прогнозирование годовой минимальной протяженности морского льда в морях Бофорта, Лаптевых, Чукотском, Восточно-Сибирском, Карском, Баренцевом и канадской Арктике [22].

Одним из наиболее важных сигналов происходящих гидролого-климатических изменений является изменение солености морской воды, зависящее от речного стока, изменения путей дрейфа морских льдов и айсбергов. Изменение градиента плотности воды в поверхностном слое океана в результате опреснения имеет критические последствия для глобального климата, так как влияет на обмен тепла и питательных веществ между глубокими океанскими и поверхностными водами [23].

Для регулярного мониторинга гидрологической обстановки используются дистанционные методы космического мониторинга, позволяющие получать объективную информацию о состоянии подстилающей поверхности, а также выявлять на ранних стадиях возможность возникновения опасных гидрологических и метеорологических явлений, оценивать их интенсивность. Использование дистанционных методов позволяет существенно повысить точность измерения потоков тепла и пресной воды, изучить механизмы взаимодействия океана и атмосферы [24]. Дистанционные исследования гидрологических процессов включают оценку состояния поверхностных вод, использование воды в экосистемах, изменение облачности, водяного пара, осадков, испарения и транспирации, появление снега и льда [25, 26].

В качестве возможных дистанционных критериев гидролого-климатических изменений как предвестников опасных гидрологических явлений (наводнений, подтоплений, зимних оттепелей) выбраны скорости изменения радиоярких и физических характеристик подстилающей поверхности, сезонные тренды радиоярких температур и тренды восстановленных на их основе физических, химических характеристик подстилающей поверхности почвы и водной поверхности.

В данной работе изложены результаты экспериментальных и теоретических исследований влияния гидрологических характеристик подстилающей поверхности в южных и северных регионах Западной Сибири на формирование опасных гидрологических и метеорологических явлений. Приведены зависимости диэлектрических и радиоизлучательных характеристик почв от влажности, температуры, морской воды от температуры и солености. На основе данных спутника SMOS установлено пространственно-временное распределение радиоярких характеристик подстилающей поверхности, Показана связь гидрологических изменений в северных и южных областях Западной Сибири. В качестве дистанционных критериев гидролого-климатических изменений предложено использовать сезонные тренды радиоярких температур подстилающей поверхности.

ГЛАВА 1.

ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ФАКТОРОВ СПОСОБСТВУЮЩИХ РАЗВИТИЮ ОПАСНЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ОБИ

1.1. Общие понятия и разновидности природных явлений, влияющих на режим водных объектов бассейна Верхней Оби (до границ Новосибирского водохранилища)

Все многообразие гидрологических процессов и явлений, происходящих в окружающей природной среде, находится в прямой зависимости от форм и типов циркуляций воздушных масс, формирующих погодные процессы в том или ином регионе. Преобладание в количественном и временном соотношении одних форм атмосферной циркуляции над другими, влияет на объемы осадков, выпадающих на территории речных водосборов. Так как основным источником питания рек бассейна Верхней Оби являются осадки, то от их объемов зависит такой показатель как водность.

Водность рек, согласно гидрологического словаря (ГС) [27], это количество воды проносимой за период времени по сравнению со средними значениями для рассматриваемого периода. Исходя из этого критерия, выделяют маловодные, близкие к норме и многоводные годы (периоды).

При преобладании в течение года над Западной Сибирью циркуляций формы Е и С в бассейне Верхней Оби чаще всего бывают холодные и малоснежные зимы, а весны поздними и затяжными. Количество выпадающих в таких условиях осадков, оказывается ниже средних многолетних значений и как следствие наблюдаются маловодные годы.

В годы, когда водность близка к норме, серьезных преобладаний какой либо из форм атмосферной циркуляции не прослеживается.

Преобладание атмосферной циркуляции формы W обычно обеспечивает большие снегозапасы в холодный период, дружную весну и многоводье.

Гидрологический режим рек бассейна Верхней Оби сложен и многообразен. Наряду с формами атмосферных циркуляций, которые в долговременном периоде формируют климат региона, его определяют и факторы подстилающей поверхности: рельеф, геологическое строение, почвогрунты, растительность, озерность и заболоченность бассейна. Существенное (зачастую негативное) влияние на жизнь водных объектов оказывает хозяйственная деятельность человека.

Водный режим

Важным гидрологическим показателем является *водный режим*. Под ним (ГС*) понимается изменение уровней, расходов воды во времени, где *уровень воды* это высота поверхности воды, отсчитываемая относительно постоянной плоскости сравнения (репера), а *расход воды* – объем воды протекающий через живое (поперечное) сечение потока в единицу времени.

Чтобы детально охарактеризовать водный режим реки выделяют многолетние колебания стока (многоводные и маловодные периоды, описанные выше) и годовые циклы. Под *стоком* понимается количество воды, стекающее с данного участка суши (водосбора) [27]. При этом *речной сток* – количество воды, протекающее в речном русле за какой либо период времени.

Река Обь, по классификации А.И. Воейкова, относится к типу рек, получающих основное питание от таяния снега весной и в начале лета, а также значительное дождевое питание в теплое время года. (Тип III). Она начинается от слияния текущих с гор Алтая рек Бии и Катунь. Доля стока Бии – 45.5%, а Катунь – 54.5%. Модуль стока в этом месте из-за горной части водосбора высок, но ниже по течению река пересекает зону существенно меньшего увлажнения, стокообразующая функция частных водосборов уменьшается, и этот показатель постепенно снижается. Динамика стока Оби характеризуется малой изменчивостью.

Объем среднего стока от места слияния рек Бия и Катунь (гидрологический пост Фоминское) до Новосибирского водохранилища (гидрологический пост Камень-на-Оби) возрастает от 36.9 до 53.0 км³ – почти в 1.4 раза. Из этого объема на долю Катунь приходится (38.1%) – 20.2 км³, Бии (28.5%) – 15.1 км³, Чарыша (11.9%) – 6.31 км³, Чумыша (9.9%) – 5.24 км³, Алея (2.6%) – 1.38 км³. Все остальные реки дают в совокупности (9.0%) стока, что соответствует 4.77 км³.

Источниками питания рек бассейна Верхней Оби являются талые воды снежников и сезонных снегов, дожди и грунтовые воды. Соотношение их в отдельных частях территории различно. В среднегорной зоне 50% годового стока формируется за счет таяния снегов, на долю дождей приходится 30%, а грунтовых вод – 20%. По мере снижения абсолютных высот доля дождей сокращается до 20%, а грунтовых вод увеличивается до 30%. На реках возвышенных и равнинных районов (Салаир, Бийско-Чумышская возвышенность, Приобское плато) от 60 до 80% стока формируется за счет таяния сезонных снегов, от 5 до 15% за счет дождевого питания, и от 15 до 25% за счет грунтового питания.

В течение годового цикла имеются свои характерные фазы, к которым относятся половодье, паводки и межень. Каждая из этих фаз имеет свое точное определение.

Половодье – фаза водного режима реки, ежегодно повторяющаяся в данных климатических условиях в один и тот же сезон, характеризующаяся наибольшей водностью, высоким и длительным подъемом уровня воды и вызываемая снеготаянием или совместным таянием снега и ледников [28].

Паводок – фаза водного режима реки, вызываемая дождями или снеготаянием во время оттепелей, которая может многократно повторяться в различные сезоны года, характеризуется интенсивным, обычно кратковременным увеличением расходов и уровней воды [28].

Межень – периоды внутригодового цикла, в течение которых наблюдается низкая водность, возникающая вследствие резкого уменьшения притока воды с

водосборной площади (водосбора). Различают летне-осеннюю межень, приходящуюся на период с конца половодья и до дождевых паводков, а при их отсутствии, до появления ледовых явлений и зимнюю – с начала зимнего периода и до весеннего половодья.

Более подробное описание различных периодов внутригодового стока приведено в [29-34].

Весеннее половодье, как фаза годового цикла водного режима

В бассейне Верхней Оби (до границы Новосибирского водохранилища) весеннее половодье протекает в две явно выраженные волны. Первую волну весеннего половодья формируют талые воды, в которые из-за активного разрушения превращаются снеготалы, накопленные за холодный период года на равнинной и предгорной территориях. Этот процесс непосредственно связан с переходом среднесуточных температур воздуха через 0°C. Начало этого периода на юге Алтайского края и в предгорьях Республики Алтай приходится в среднем на первую декаду апреля, а длится он до середины мая [35-37].

Продолжительность первой волны весеннего половодья, максимумы уровней и расходов воды зависят, от господствующих в этот период форм атмосферных циркуляций, определяющих фактическую погоду и выпадающих в этот период осадков.

Формирование второй волны весеннего половодья связано с установлением высоких дневных температур в предгорьях, переходом среднесуточной температуры воздуха через 0°C на высотах 1500–2000м, являющейся началом таяния горных снегов и ледников в бассейнах Катунь, Бии и Чарыша. Продолжается этот процесс, в зависимости от количества снеготалы в этой зоне и температурного режима, с середины мая до начала июля. Естественно, что на увеличение расходов влияет и количество выпадающих в этот период осадков.

Как показывают многолетние наблюдения, расходы и уровни второй волны весеннего половодья в Оби до г. Барнаула обычно превышают значения

тех же показателей в первую. Ниже по течению различия постепенно сглаживаются.

По характеру внутригодового стока, Обь – это река с ярко выраженным половодьем. В мае-июне проходит до 80% годового стока. Максимальные расходы воды чаще всего приходятся на вторую-третью декады мая. Окончанием весеннего половодья считается дата перехода от интенсивного спада к плавному уменьшению ежедневных расходов.

Дождевые паводки, как фаза годового цикла водного режима

Дождевые паводки формируются жидкими осадками, интенсивность выпадения которых превышает потери стока. Под потерями понимается часть осадков, идущая на инфильтрацию (поглощение воды почвой), заполнение бессточных пониженных мест рельефа и испарение. Та часть осадков, которая создает сток, называется стокообразующими или эффективными осадками. Сток при формировании паводка, согласно схеме Н.Е. Долгова, можно разделить на фазы:

Первая фаза начинается с момента выпадения дождя. Во время нее происходит пропитывание верхнего слоя почвы и заполнение водой естественных углублений. Поверхностный сток в этот период отсутствует.

Вторая фаза характеризуется образованием первых струек воды, сбегających к водотоку и продолжающимся поглощением воды грунтом.

Во время третьей фазы происходит стекание воды со всей орошаемой дождем территории. Поглощение воды почвой постепенно уменьшается.

На четвертую фазу приходится максимальный сток и минимальное поглощение воды почвой при продолжающемся дожде.

Пятая фаза начинается с момента прекращения дождя. Начинается постепенное уменьшение стока вплоть до его полного прекращения.

Следует отметить, что предложенная схема моделирует сток только при равномерном, интенсивном и продолжительном дожде. В реальности процессы

формирования стока дождевого паводка значительно сложнее, так как осадки выпадают по территории водосбора неравномерно.

Существенным условием формирования дождевого паводка на водном объекте является одновременный приход стекающей воды из разных участков его бассейна. Величина паводкового стока зависит от характеристик дождя (слоя выпавших осадков в миллиметрах на квадратный метр, интенсивности и продолжительности), а также от степени увлажнения водосборной территории к началу дождя.

Дождевые паводки обычно не вызывают значительного увеличения водности во всем бассейне Верхней Оби, но сильные и продолжительные дожди могут провоцировать резкие подъемы уровней воды в Бие, Катунь, Чарыше, а также в малых реках. Резкое повышение уровней воды в Оби поздней осенью также является следствием дождевых паводков на отдельных участках водосбора. Наложение дождевых паводков на волну весеннего половодья может приводить и к серьезным, а иногда и к катастрофическим последствиям (паводок 2014 г.).

Межень, как фаза годового цикла водного режима

С июля начинается постепенное снижение уровней воды во всех водных объектах бассейна Верхней Оби. Интенсивность снижения уровней напрямую зависит от количества выпадающих на площадь водосбора осадков. В сентябре-октябре на реках устанавливается короткая летне-осенняя межень. Продолжительность ее составляет от 30 до 50 дней.

Зимняя межень в бассейне Верхней Оби продолжается с ноября по март (140–150 дней). Ее начало зависит от перехода среднесуточной температуры воздуха через 0°C в сторону уменьшения.

В период зимней межени преобладающее значение в речном стоке имеют подземные воды. На зимний период приходится 1.5–2% годового стока. Минимальные расходы воды фиксируются чаще всего в феврале-марте.

1.2. Опасные гидрологические явления в бассейне Верхней Оби, причины и условия их формирования

Регулярные наблюдения на стационарных гидрологических постах на Верхней Оби составляют без малого 125 лет, а по ее бассейну – от 50 до 75 лет. За это время о водном режиме этой великой реки и ее притоках собраны огромные массивы информации, которые находятся в архивах территориальных структур Росгидромета. За все время инструментальных наблюдений неоднократно фиксировались случаи, когда под воздействием погодных факторов гидрологическая обстановка в различные фазы годового цикла развивалась по неблагоприятному сценарию и наносился ущерб экономике, а также создавалась угроза жизни и здоровью населения. Такие явления подпадают под определение *опасное природное гидрометеорологическое явление*.

Согласно Руководящего документа [29], разработанного Росгидрометом, под опасным погодным гидрометеорологическим (метеорологическим, гидрологическим, агрометеорологическим и т.д.) считается такое явление, которое по интенсивности развития, продолжительности или моменту возникновения может представлять угрозу жизни или здоровью граждан, а также нанести значительный материальный ущерб.

В приложении А, к документу под названием «Порядок действий наблюдательных подразделений ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС» при угрозе возникновения и возникновении опасных гидрометеорологических явлений, при обнаружении экстремально высокого загрязнения окружающей среды и возникновении чрезвычайных ситуаций, вызывающих ухудшение экологической обстановки», приведены опасные гидрометеорологические явления (ОЯ) и их критерии, характерные для бассейна Верхней Оби. Следует отметить, что при определенных условиях все три фазы водного режима попадают под определения опасного гидрологического явления.

Так, *половодье* – фаза водного режима реки, ежегодно повторяющаяся в данных климатических условиях в один и тот же сезон, характеризующаяся наибольшей водностью, высоким и длительным подъемом уровня воды и вызываемая снеготаянием или совместным таянием снега и ледников [28], переходит в категорию ОЯ в случае превышения опасных отметок уровня воды, при которых происходит затопление населенных пунктов, хозяйственных объектов, дорог, посевов сельскохозяйственных культур.

Интенсивность подъема уровня воды до опасных отметок и сами максимальные уровни в период весеннего половодья зависят от целого комплекса факторов, которые могут, как накладываться друг на друга, усугубляя ситуацию, так и сглаживать динамику развития всего процесса.

К этим факторам относятся:

- запас воды в снежном покрове на момент начала снеготаяния (переход среднесуточной температуры воздуха через 0°C);
- степень осеннего увлажнения почвы и глубина ее промерзания (от этого зависит соотношение инфильтрации и стока талой воды);
- интенсивность снеготаяния, напрямую зависящая от температурного режима в этот период;
- площадь и рельеф водосбора, от которых зависят условия стекания талых вод;
- количество осадков выпадающих в период активного снеготаяния.

В период весеннего половодья, при вскрытии рек, может формироваться еще одно характерное для верховьев бассейна Оби опасное гидрологическое явление – *затор* – это скопление льдин в русле реки во время ледохода, вызывающее стеснение водного сечения и связанный с этим подъем уровня воды [27]. В этот момент тоже может произойти превышение опасных отметок уровня воды, при которых происходит затопление хозяйственной инфраструктуры.

Очень часто установление на юге Западной Сибири аномально жаркой погоды приводит к интенсивному снеготаянию, резкому увеличению объема стока и быстрому подъему уровней воды в реках бассейна Верхней Оби.

Аномально-жаркая погода – это уже опасное метеорологическое явление, при котором значение средней суточной температуры воздуха, начиная с апреля, в течение 5 дней и более держится выше климатической нормы на 7.0°C и более.

К резкому увеличению объема стока и быстрому подъему уровней воды в период половодья может привести *очень сильный дождь* (опасное метеорологическое явление) – значительные жидкие (дождь, ливневой дождь) или смешанные (мокрый снег, дождь со снегом) осадки, количество которых за период времени не более 12 часов составляет не менее 50 мм, а в селеопасных горных районах не менее 30 мм.

Ускорить формирование и достижение критериев ОЯ во вторую волну весеннего половодья может, выделенная в отдельное опасное метеорологическое явление, *сильная жара*, при которой, начиная с мая, максимальная температура воздуха достигает плюс 35°C и выше в течение 3 суток и более. При таких температурах начинается активное снеготаяние снеготаяния и ледников на высокогорьях Республики Алтай.

Другая фаза водного режима реки – *паводок*, вызываемый дождями или снеготаянием во время оттепелей, который может многократно повторяться в различные сезоны года. Паводок, характеризующийся интенсивным, обычно кратковременным увеличением расходов и уровней воды [28], переходит в категорию ОЯ в случае превышения опасных отметок уровня воды, при которых происходит затопление населенных пунктов, хозяйственных объектов, дорог, посевов сельскохозяйственных культур.

Наиболее ярким примером дождевого паводка, наложившегося на конец второй волны половодья является паводок 2014 года. Его формированию и развитию способствовало опасное метеорологическое явление: *продолжительный сильный дождь* – дождь почти непрерывный (с перерывами

не более 1 часа) в течение нескольких суток, при котором количество выпавших осадков составляет не менее 100.0 мм (в ливнеопасных районах не менее 60.0 мм) за период времени более 12 часов, но менее 48 часов, или 120 мм за период 48 часов и более.

Этому аномальному паводку ниже посвящен отдельный раздел.

К опасным метеорологическим явлениям, оказывающим прямое влияние на формирование, развитие и характер протекания опасных гидрологических явлений в бассейне Верхней Оби относится и *сильный ливень* – сильный дождь (или ливневой дождь), при котором количество жидких осадков не менее 30,0 мм за период времени не более 1 часа.

Такие метеорологические ОЯ как *сильный ливень, очень сильный дождь, продолжительный сильный дождь*, могут спровоцировать сход селевых потоков в горных районах бассейна Верхней Оби. *Сель* – поток большой разрушительной силы, состоящий из смеси воды и рыхлообломочных пород, внезапно в бассейнах небольших горных рек, в результате интенсивных дождей или бурного таяния снега, а также промыва завалов и морен [28].

С весенним половодьем и паводками связано еще одно опасное гидрологическое явление – *очень большие расходы воды*. По определению это большие естественные расходы воды, нарушающие условия эксплуатации гидротехнических сооружений и других хозяйственных субъектов. Для бассейна Верхней Оби данный фактор очень важен при расчете объемов сбросов Новосибирского водохранилища, Гилевского водохранилища, а также более мелких гидротехнических сооружений (ГТС).

Третья фаза водного режима – *межень* – периоды внутригодового цикла, в течение которых наблюдается низкая водность, возникающая вследствие резкого уменьшения притока воды с водосборной площади (водосбора), переходит в категорию ОЯ – *низкая межень (низкий уровень воды)*, при условии понижения уровней воды ниже проектных отметок водозаборных сооружений и навигационных уровней на судоходных реках, в конкретных пунктах в течение не менее 10 дней. С низкой меженью неразрывно связан еще

один показатель, выделенный в отдельное ОЯ, – *очень малые расходы воды* – малые естественные расходы воды, нарушающие условия эксплуатации гидротехнических сооружений и других хозяйственных субъектов.

В случае установления, перед началом зимней межени, *аномально-холодной погоды*, когда значения средней суточной температуры воздуха в течение 5 дней и более держатся ниже климатической нормы на 7.0°C , может формироваться опасное гидрологическое явление – *раннее ледообразование* (экстремально раннее появление льда и образование ледостава на судоходных реках, озерах и водохранилищах).

С установлением низких температур в период ледообразования, нередко на реках бассейна Верхней Оби формируются опасные гидрологические явления зажоры. *Зажор* – скопление шуги (рыхлого льда) с включением мелкобитого льда в русле реки, вызывающее стеснение водного сечения и связанный с этим подъем уровня воды [28].

1.3. Аномальный паводок 2014 года

Сформировавшийся на территории Республики Алтай в конце мая 2014 года катастрофический по своим параметрам паводок не имеет аналогов за всю историю гидрометеорологических наблюдений. В этой статье обобщены оперативные материалы гидрометеорологических наблюдений и приведены некоторые аналитические материалы.

Весенние аномалии

Начало весны 2014 года в Алтайском регионе оказалось аномально теплым. Фон температур в большинстве дней марта был повышенным, средние температуры второй и третьей декад на большей части региона были рекордными или близки к этому. На две с половиной – три с половиной недели раньше климатических норм произошел переход среднесуточных температур через 0°C . При этом, повсеместно отмечался недобор осадков.

В период с 16 по 31 марта произошло разрушение устойчивого снежного покрова на всей территории Алтайского края и в предгорьях Республики Алтай, что в большинстве западных, южных и центральных районов произошло раньше среднемноголетних дат на две с половиной – три с половиной недели, на северо-востоке, востоке, локально на юго-западе на одну – полторы недели.

Интенсивное нарастание тепла в конце третьей декады (29–31 марта) обеспечило переход среднесуточной температуры воздуха через отметку 5°C, что раньше обычных дат на одну-две, в ряде северных и восточных районов на три недели.

Итогом такой аномалии стало Постановление Губернатора Алтайского края А.Б. Карлина № 153 от 31.03.14г. об установлении с 1 апреля пожароопасного сезона. В обычных условиях в Алтайском крае начало пожароопасного сезона приходится на последнюю пятидневку апреля.

Погода в апреле, по температурному режиму, была неустойчивой – от аномально теплой и теплой, в отдельные пятидневки, до холодной и аномально холодной. В целом же средняя месячная температура воздуха составила плюс 6–8°C, что на 2–4°C выше среднемноголетних значений. В сравнении со среднемноголетней месячной суммой, на большей части территории края выпало осадков от 75–100% до 105–145% (в Алтайской зоне 165–190%), значительный недобор осадков был зафиксирован в центре Кулунды, в ряде северных, локально юго-западных районов, где их выпало от 25–45% до 60%.

Первая волна половодья в бассейне Верхней Оби прошла абсолютно спокойно. Максимальный уровень в Оби у г. Барнаула 8 апреля составил всего 377 см, что более чем на 1.5 м ниже среднемноголетних значений.

Май характеризовался неоднородным температурным режимом. После аномально теплого периода (со 2 по 5 мая), почти повсеместно в крае с середины первой декады начались резкие перепады температур. В отдельные дни второй декады и пятой пятидневки месяца фиксировались заморозки в воздухе и на почве.

В первой и второй декадах повсеместно отмечался недобор осадков. Средняя месячная температура воздуха составила плюс 10–13°C, что ниже нормы на 1–2°C, в крайних западных районах в пределах средней многолетней температуры.

На фоне недобора осадков на большей части водосбора бассейна Верхней Оби уровни воды к началу третьей декады мая были низкими. Снегозапасы в горах Алтая на высотах до 1500 метров сошли еще в апреле, а выше их объемы составляли от 20 до 25% от средних значений на эту дату.

Формирование и динамика прохождения аномального паводка

В третьей декаде мая из-за череды южных циклонов дожди различной интенсивности шли на территории Республики Алтай практически ежедневно (исключение 24 мая). Их максимум пришелся на период с 25 по 30 мая. В таблице 1 приведены данные о количестве выпавших за этот период осадков.

Таблица 1. Количество осадков, выпавших в период с 25 по 30 мая 2014 года

Пункт наблюдения	Количество осадков (мм)		
	Сумма	В % к декадной норме	В % к месячной норме
М-П Турочак	134	432	156
СФМ Яйлю	186	386	160
М-П Кызыл-Озек	158	477	188
М-П Шебалино	120	413	190
М-П Чемал	133	416	193
М-П Усть-Кан	76	416	193
М-П Онгудай	88	463	200
М-П Усть-Кокса	71	272	111
М-П Катанда	70	303	127
М-П Кош-Агач	12	400	171
АМП Усть-Улаган	43	391	165

Выпадение такого количества осадков в мае за весь период наблюдений отмечен впервые на метеорологических станциях Кызыл-Озек и Шебалино, второй раз – в Чемале и Яйлю, третий – в Турочаке и Онгудае.

Уровни воды в малых реках Республики Алтай начали повышаться 27 мая. В этот же день Гидрометцентром Западно-Сибирского УГМС было составлено и доведено до органов власти, МЧС и хозяйствующих субъектов республики штормовое предупреждение. А 29 мая 2014 года введен режим чрезвычайной ситуации на территории Республики Алтай. Критических значений уровни воды в реках на территории Республики Алтай достигли, в основном, вечером 29 и в ночь на 30 мая.

Вся масса воды устремилась на территорию Алтайского края. Штормовое предупреждение по территории края, составленное Гидрометцентром Западно-Сибирского УГМС 28 мая 2014 года незамедлительно было доведено до органов власти, МЧС и хозяйствующих субъектов. 29 мая 2014 года был введен режим чрезвычайной ситуации в Чарышском, Бийском, Красногорском, Краснощековском, Солонешенском и Солтонском районах Алтайского края.

Согласно данных наблюдателей гидрологических постов, в 16:00 местного времени 29 мая были превышены отметки подтопления в с. Чарышском (р. Чарыш) и г. Бийске (р. Бия), а в 20:00 в с. Солонешное (р. Ануй) и с. Сростки (р. Катунь).

Далее, в ночь на 30 мая зафиксировано максимальное значение подъема уровня воды в реке Чарыш у с. Чарышское. Приведенный, после выездной нивелировки от 11.06.2014, уровень составил 283 см, что на 53 см выше отметки подтопления и на 12 см выше исторического максимума.

В 06:00 местного времени 30 мая зафиксирован максимальный уровень в реке Ануй у с. Солонешное (365 см), что на 65 см выше отметки подтопления и на 70 см выше исторического максимума.

30 мая в срок 20:00 местного времени на территории Республики Алтай зафиксированы максимальные значения подъема уровня воды в р. Бия:

– у с. Кебезень (700 см), что на 94 см выше отметки подтопления, но на 70 см ниже исторического максимума;

– у с. Турочак (782 см), что на 242 см выше отметки подтопления и на 40 см выше исторического максимума.

31 мая достигнуты максимальные отметки:

– в срок 12:00 местного времени у с. Чемал (р. Катунь) – 1001 см, что на 31 см выше отметки подтопления, но на 28 см ниже исторического максимума;

– в срок 12:00 местного времени у с. Точильное (р. Песчаная) – 505 см, что на 55 см выше отметки подтопления;

– в срок 20:00 местного времени у с. Карпово-2 (р. Чарыш) – 480 см, что на 90 см выше отметки подтопления, но на 61 см ниже исторического максимума.

С этого момента большая Обская вода начала выходить на сухую (не заполненную в первую волну половодья) пойму ниже с. Фоминское, что в значительной мере смягчило удар стихии. Но и этого хватило, чтобы наделать беды в Быстроистокском районе. К сожалению, в этом районе нет гидрологического поста и по этой причине невозможно указать точные данные по максимальному уровню воды.

1 июня достигнуты максимальные отметки:

– в срок 08:00 местного времени у с. Сростки (р. Катунь) – 671 см, что на 141 см выше отметки подтопления и на 91 см выше исторического максимума;

– в срок 20:00 местного времени у с. Белоглазово (р. Чарыш) – 564 см, что на 44 см выше отметки подтопления, но на 76 см ниже исторического максимума;

– в срок 23:00 местного времени в г. Бийске (р. Бия) – 713 см, что на 293 см выше отметки подтопления и на 80 см выше исторического максимума.

Кроме этого, 1 июня в срок 12:00 местного времени на реке Обь была превышена отметка подтопления у с. Усть-Чарышская пристань (580 см).

2 июня в срок 08:00 местного времени зафиксирован максимальный подъем уровня у с. Фоминское (р. Обь) – 552 см, что на 102 см выше отметки подтопления.

4 июня между 11:00 и 17:00 часами местного времени зафиксирован максимальный уровень р. Обь у с. Усть-Чарышская пристань (694 см), что на 114 см выше отметки подтопления и на 42 см выше исторического максимума.

4 июня в 17:00 местного времени на реке Обь превышена отметка подтопления у г. Барнаул (540 см).

8 июня между 22:00 и 23:00 часами местного времени зафиксирован максимальный уровень воды в р. Обь у г. Барнаул (702 см), что на 162 см выше отметки подтопления, но на 35 см ниже исторического максимума.

9 июня в 12:00 местного времени на реке Обь в районе с. Шелаболиха уровень воды превысил отметку подтопления (710 см), а своего максимума уровень достиг в 12:00 11 июня (760 см), что на 50 см выше отметки подтопления, но на 139 см ниже исторического максимума.

14 июня в 10:00 местного времени на реке Обь в районе г. Камень-на-Оби уровень воды превысил отметку подтопления (700 см). Максимум (754 см) зафиксирован 16 июня в 9:00 местного времени, что на 54 см выше отметки подтопления, но на 71 см ниже исторического максимума.

Все приведенные выше данные сведены в таблицу 2.

Таблица 2. Уровни воды, измеренные на гидрологических постах

Река – пост	Максимальный многолетний уровень, см / дата	Макс. уровень 2014г, см / дата (время)	Отметка подтопления, см	Превышение отметки подтопления, см	Превышение исторического максимума, см
1	2	3	4	5	6
Бия – Кебезень	770 / 30.05.1969	700 / 30.05, 20:00	606	+94	-70

1	2	3	4	5	6
Бия – Турочак	742 / 29.05.1969	782 / 30.05, 20:00	540	+242	+40
Бия – Бийск	633 / 30.05.1969	713 / 01.06, 23:00	420	+293	+80
Катунь – Чемал	1029 / 30.05.69 г.	1001 / 31.05, 12:00	970	+31	-28
Катунь – Сростки	580 / 03.06.2010	67 / 01.06, 08:00	530	+141	+91
Песчаная – Точильное		505 / 31.05, 12:00	450	+55	
Ануй – Солонешное	295 / 14.04.2004	365 / 30.05 06:00	300	+65	+70
Чарыш – Чарышское	271 / 26.05.1991	283 / 29.05, уровень принят по нивелировке от 11.06	230	+53	+12
Чарыш – Карпово-2	541 / 17.05.1958	480 / 31.05, 20:00	390	+90	-61
Чарыш – Белоглазово	640 / 10.04.1929	564 / 01.06, 20:00	520	+44	-76
Обь – Фоминское	408 / 02.05.2006	552 / 02.06, 08:00	450	+102	+144
Обь – Усть- Чарышская Пристань	652 / 03.06.1969	694 / 04.06, 11:00–17:00	580	+114	+42
Обь – Барнаул	763 / 16.05.1937 737 / 1969 г.	702 / 08.06, 22:00–23:00	540	+162	-35
Обь – Шелаболиха	849 / 10.04.1997	760 / 11–12.06, 12:00 – 6:00	710	+50	-139
Обь – Камень- на-Оби	825 / 28.04.1958	754 / 16.06, 09:00–17:00	700	+54	-71

Анализ аномального паводка 2014 года

Просматривая и анализируя весь приведенный выше материал можно сделать несколько выводов:

Все температурные аномалии предшествовавшего паводку периода, в основном положительные, прямой зависимости на причины его формирования не оказали.

Зимние и весенние осадки несущественно отличались от нормы и сошли, в виде склонового стока, не образовав серьезной первой волны в конце марта – начале апреля. Уровни воды на территории Республики Алтай и в Алтайском крае были существенно ниже отметок подтопления.

Майская погода и осадки на территории Республики Алтай обеспечили к началу 3 декады достаточно сильное увлажнение почвы, а дожди в третьей декаде привели к ее переувлажнению.

В третьей декаде мая, а в основном с 25 по 30 мая, на большей территории Республики Алтай выпало от 111 до 200% месячной нормы осадков.

Выпавшие в третьей декаде мая осадки растопили остатки снегов на высоте 2000–2500 метров, которые в ближайшие дни должны были сойти с «коренной водой» и это дало дополнительную прибавку к общему объему воды.

Последние три фактора привели к резкому и одновременному подъему уровня воды в малых реках, а также в Бие, Катунь, Чарыше, Ануе, Песчаной. Общий подъем уровней воды на Верхней Оби с притоками составил 3.2–7.4 метра. Превышения над опасными отметками составили 0.82–2.93 метра.

К пропуску таких рекордных за всю историю наблюдений объемов воды оказались не готовы инженерные и гидротехнические сооружения.

Обская пойма, оставшаяся сухой по причине низких уровней в апреле, приняла на себя значительную часть идущей с верховьев большой воды, чем смягчила и без того катастрофические последствия для населенных пунктов,

расположенных ниже по течению. На подходе к Барнаулу волна начала «выдыхаться», что хорошо видно при анализе максимумов и превышений отметок, приведенных в таблице 2.

Природа продолжает преподносить сюрпризы и ставить очередные рекорды, которые заставляют мобилизовать все возможные силы и средства на прогнозирование неблагоприятных природных явлений.

1.4. Динамика опасных гидрологических явлений

Опасные гидрологические явления в виде первой и второй волн половодья, а также дождевые паводки в бассейне Верхней Оби фиксировались в течение всего периода инструментальных наблюдений. На современном этапе эти явления от сезона к сезону находятся под пристальным вниманием Правительства региона, органов исполнительной власти, структур МЧС, средств массовой информации, хозяйствующих субъектов и граждан, чья повседневная жизнь может оказаться в зависимости от неблагоприятного развития паводковой ситуации.

Однако, такое пристальное внимание к опасным гидрологическим явлениям (ОГЯ) сложилось сравнительно недавно. Широкое информирование о предпосылках формирования и мониторинга развития ОГЯ началось в конце первого десятилетия XXI века с объединения под эгидой МЧС различных межведомственных структур прямо или косвенно причастных к этим проблемам.

Статистическое исследование

Из массивов данных Алтайского центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды сделаны выборки уровней воды в реке Обь у г. Барнаула за период с 1970 по 2015 годы. Из них извлечены максимальные значения уровней первой и второй волн половодья и сопоставлены с современной отметкой затопления (ОЗ) п. Затон (540 см над нулем графика водомерного поста).

Для выявления динамики весь период с 1970 по 2015 годы. был разбит на три части по 15 лет (см. таблицу 3).

Данные таблицы наглядно демонстрируют, что в период с 1970 по 1984 годы уровни воды в реке Обь у г. Барнаула четыре раза превысили отметку затопления, и наступило ОГЯ – наводнение. При этом три случая из четырех были вызваны второй волной половодья.

В период с 1985 по 1999 годы зафиксировано пять случаев превышения отметки затопления и четыре из пяти опять пришлось на вторую волну половодья. Этот период интересен тем, что с 1992 по 1995 годы наводнения случались ежегодно.

А вот в период с 2000 по 2015 годы наводнения случились двенадцать раз, что больше суммы за оба предыдущих периода. При этом резко – до пяти против семи возросло количество ОГЯ в первую волну половодья. Кроме этого в 2010 году случилось два наводнения – и в первую и во вторую волну половодья. Кульминацией периода стал катастрофический паводок 2014 года, наложившийся на вторую волну половодья.

В таблицу 3 сведена статистика случаев превышения отметок затопления на реке Обь у г. Барнаула. В конце таблицы 3 приведены данные с 2015 по 2017 годы, которые демонстрируют сохранение неприятной «статистики» – четыре ОГЯ за три года.

Приведенные данные красноречиво свидетельствуют о том, что, несмотря на целый комплекс превентивных мероприятий, проводимый Правительствами регионов, органами МЧС и другими административными и хозяйствующими структурами количество случаев превышения отметок затопления неуклонно растет. Следует особенно отметить, что приведенная статистика распространяется и на другие реки бассейна Верхней Оби.

Для выявления причин неуклонного роста неблагоприятного развития гидрологической ситуации на водных объектах бассейна Верхней Оби и их прогнозирования 17 марта 2016 года при комиссии по предупреждению и ликвидации чрезвычайных ситуаций и обеспечению пожарной безопасности

Администрации Алтайского края (КЧС) была создана межведомственная рабочая группа по вопросам прогнозирования на территории Верхне-Обского региона весенних и дождевых паводков различной заблаговременности (МРГ).

Таблица 3. Статистика случаев превышения отметок затопления на р. Обь у г. Барнаула

Период	Количество случаев превышения ОП 1 волны	Год / уровень	Количество случаев превышения ОП 2 волны	Год / уровень	Общее количество случаев превышения ОП
1970 – 1984 годы	1	1977 / 611 см	3	1970 / 600 см 1973 / 582 см 1975 / 618 см	4
1985 – 1999 годы	1	1994 / 560 см	4	1987 / 559 см 1992 / 551 см 1993 / 633 см 1995 / 603 см	5
2000 – 2014 годы	5	2004 / 570 см 2005 / 548 см 2010 / 590 см 2011 / 545 см	7	2001 / 637 см 2004 / 585 см 2006 / 601 см 2007 / 577 см 2010 / 643 см 2013 / 556 см 2014 / 702 см	12
2015 – 2017 годы	2	2015 / 603 см 2017 / 546 см	2	2016 / 598 см 2017 / 547 см	4

Двухлетний опыт работы в составе МРГ по мониторингу гидрологической ситуации ранней весной и в теплый период года, а также анализ предпосылок формирования опасных гидрологических явлений заставляет всерьез заняться изучением всех природно-климатических процессов, которые прямо или косвенно влияют на эти явления.

1.5. Особенности атмосферной циркуляции юга Западной Сибири

Циркуляция атмосферы над югом Западной Сибири, впрочем, как и над всей Западной Сибирью, имеет свои особенности. Над регионом, расположенным в центре огромного Евразийского материка и открытым затокам воздушных масс с севера, запада и юга, определяющим является западно-восточный атмосферный перенос. При этом характерной особенностью является взаимное проникновение холодных арктических и теплых тропических воздушных масс. На это взаимное проникновение оказывает влияние подстилающая поверхность, которая в рассматриваемой зоне переходит от Западно-Сибирской равнины в горы Алтая. Именно эта совокупность факторов создает благоприятные условия для формирования высотных фронтальных зон отличающихся большой контрастностью и способствующих интенсивному развитию атмосферных процессов, которые в свою очередь приводят к частому, а порой и резкому изменению погодной ситуации.

Как показывают данные многолетних наблюдений, над югом Западной Сибири в течение года в количественном отношении преобладает циклональная атмосферная циркуляция. За период с 1976 по 2004 годы общее число циклонов, определявших погоду над Западной Сибирью, в 1.4 раза превышало число наблюдавшихся антициклонов. В исследованиях за более ранние годы коэффициент превышения составлял от 1.6 до 1.8.

Для детализации циркуляционных процессов над Западной Сибирью, разработана классификация антициклонов и циклонов:

I. Циклоны, смещающиеся из центральных районов европейской части России к Среднесибирскому плоскогорью.

II. Западные циклоны, образующиеся на волне полярного фронта в районе Среднего Поволжья (Урала) и Зауралья. В зоне фронтальных разделов, расположенных в барической ложбине в широтном или юго-западном направлении, почти всегда образуются волны.

III. Юго-западные циклоны, обычно стремительно продвигающиеся из районов Каспийского и Аральского морей на северо-восток. С выходом этих циклонов связаны резкие изменения погоды, а термобарическое поле характеризуется меридиональностью потоков.

IV. Северные циклоны, смещающиеся из полярных районов Западной Сибири к югу или с запада на восток вдоль побережья Северного Ледовитого океана. Характерно быстрое смещение фронтов с некоторым их замедлением в восточных районах Сибири.

V. Южные циклоны, образующиеся в южных районах Средней Азии: от оз. Балхаш до междуречья Амударьи и Сырдарьи и предгорий Памиро-Алая. Характерно их быстрое перемещение в северо-восточном направлении.

VI. Местные циклоны, зарождающиеся в районе междуречья Оби и Иртыша или на юге Западной Сибири.

VII. Северные циклоны, смещающиеся из районов Кольского полуострова, с севера европейской территории России и Северного Урала в направлении среднего течения Иртыша.

VIII. Сибирский антициклон с центром над Тувой, Алтаем или Монголией, гребень которого распространяется с юго-востока на северо-запад.

IX. Антициклоны, формирующиеся над Арктикой (Северная Земля, Новосибирские острова) и перемещающиеся на юг или юго-запад (ультраполярные вторжения).

X. Антициклоны (или блокирующий гребень) с центром над Уралом, которые перемещаются с северо-запада на юго-восток.

XI. Антициклоны, выходящие с европейской территории России на районы Западной Сибири с запада на восток.

XII. Антициклоны, образующиеся в районе Черного и Каспийского морей и перемещающиеся с юго-запада на северо-восток.

Все многообразие этих атмосферных процессов структурируется в обобщения Г.Я. Вангенгейма и А.А. Гирса сгруппированные в три формы циркуляции в пределах атлантико-евразийского сектора Северного полушария:

зональную (или западную) – W, восточную – E и меридиональную – C. Типы I, II и XI относятся к макропроцессам формы W, типы III, V и XII – к форме C, а типы IV, VI–X – к форме E.

В разные сезоны года эти формы и типы атмосферной циркуляции имеют свои особенности и формируют погодные процессы в Западной Сибири и на ее юге в частности.

Зима (особенности атмосферной циркуляции в холодный период года)

В холодный период года погоду в Сибири определяет Азиатский антициклон. Из-за того, что центр формирования этого мощного и очень обширного барического образования находится над Монголией, его часто называют Монгольским или Сибирским (далее по тексту Сибирский антициклон). Один отрог этого антициклона выходит через юг Западной Сибири, Алтай, Казахстан до Урала и даже до южных районов ЕТР. Другой отрог занимает Восточную Сибирь и Якутию.

Ежегодный цикл «жизни» Сибирского антициклона коротко можно описать так:

В сентябре начинается перестройка атмосферных процессов на зимний режим и зарождается Сибирский антициклон.

В октябре идет процесс его формирования.

В ноябре на всей территории Западной Сибири устанавливается зимний режим погоды. Образуется поле давления, характерное для зимних месяцев, то есть заканчивается формирование Сибирского антициклона с основным центром на северо-западе Монголии и в Тувинской автономной республике и вторым центром в Якутии. По сравнению с октябрём давление в центрах антициклона повышается в среднем на 10 и 8 ГПа соответственно. Отрог основного ядра антициклона захватывает юг Сибири.

В декабре происходит дальнейшее развитие и усиление Сибирского антициклона, а также его пространственное распространение.

В январе и феврале, основным процессом является сохранение Сибирского антициклона охватывающего центральные районы Восточной Сибири, среднюю Азию и частично Дальний Восток. Но в феврале чаще, чем в январе происходит разрушение антициклона при выходе глубоких циклонов на Западную Сибирь, на низовья рек Оби и Енисея, и смещении «ныряющих» циклонов из районов Баренцева моря.

В марте циклоническая деятельность все чаще распространяется на районы азиатского континента и Сибирский антициклон интенсивно разрушается.

На формирование, развитие, усиление, а с течением времени, и разрушение Сибирского антициклона оказывают влияние все три формы атмосферной циркуляции.

Характерной особенностью планетарной высотной фронтальной зоны при типе Е является ее меридиональная направленность, способствующая глубокому межширотному воздухообмену и осуществлению вторжения арктического воздуха в южные районы Западной Сибири.

При форме циркуляции Е развитие крупномасштабных высотных гребней над ЕТР и Уралом приводит к нарушению (блокированию) западного переноса воздушных масс. Установление блокирующего гребня приводит к образованию полярных антициклонов, формирующихся над северо-восточной областью высотного гребня в нижних слоях воздушных масс арктического воздуха, которые усиливаются и смещаются по восточной периферии гребня в южном направлении. Такое блокирование может продолжаться от нескольких суток до нескольких недель и даже месяцев.

К этой же форме атмосферной циркуляции относятся так называемые «ныряющие» циклоны, смещающиеся на южные районы Западной Сибири с северо-запада, реже – с севера из районов Карского и Баренцева морей. Эволюция циклонов северного типа в определенной мере связана с длительностью существования высотного гребня над Уралом, а «нырянию» циклонов предшествует циклоническая деятельность в арктическом бассейне.

Наибольшая их повторяемость наблюдается зимой и в переходные сезоны. Достигая южных районов Омской или Новосибирской областей, такие циклоны меняют направление на восточное или северо-восточное.

С развитием формы циркуляции Е связаны также полярные (с севера и северо-запада) и ультраполярные вторжения антициклонов на юг Западной Сибири. В последнем случае антициклональные образования формируются над Таймыром или Якутией и перемещаются с северо-востока на юго-запад, в районы средней Оби, в дальнейшем круто поворачивая на юго-восток и сливаясь с Сибирским антициклоном. С одной из разновидностей формы Е связано «надвигание» Сибирского антициклона на Западную Сибирь вследствие его усиления. Развивающиеся южнее гребня северо-восточные и восточные потоки обеспечивают адвекцию холодного арктического воздуха в южные районы, рост атмосферного давления в приземном слое и развитие Сибирского антициклона на запад.

При повышенной повторяемости процессов типа Е вследствие вторжения арктических масс воздуха и развития ночного выхолаживания на территории юга Западной Сибири формируются аномально холодные зимы. Вероятность отрицательной аномалии температуры над большей частью Западной Сибири при осуществлении восточной формы зимой превышает 70%. Порой экстремумы холода формируются при одновременном вторжении холодных антициклонов на юг Западной Сибири по двум осям: скандинавской и таймырской. Нередко после них наблюдается длительное стационарирование антициклона над Западной Сибирью.

Основная масса осадков в холодный период выпадает на фронтальных разделах циклонов арктического фронта. С макропроцессами формы циркуляции Е связаны и некоторые опасные атмосферные явления. В случае «ныряния» циклонов с северо-запада область высокого давления над Казахстаном и предгорьями Алтая обуславливает значительные барические градиенты на юго-востоке Западной Сибири. Обычно перед теплыми фронтами таких циклонов образуется широкая зона снегопадов и метелей, которые

наблюдаются и в самом теплом секторе. «Ныряющие» циклоны местами дают до 50% всех метелей. При северо-западных процессах штормовые ветры отмечаются чаще в зоне теплых фронтов, чем при прохождении холодных.

С процессами зимнего антициклогенеза в условиях сильного выхолаживания воздуха (до -35° и ниже) связано возникновение радиационных «морозных» туманов, которые порой длятся несколько суток (зимы 1968/1969 и 2009/2010 годов). Такие зимние туманы на юго-востоке Западной Сибири возникают уже при относительной влажности 70–80%.

При зональной форме W в толще тропосферы наблюдаются волны малой амплитуды, быстро смещающиеся с запада на восток. При этом у земли и на высотах зональные составляющие циркуляции усилены, а меридиональные – ослаблены. Пути циклонов и антициклонов соответствуют зональному процессу: южнее 50-й широты проходят антициклоны, а севернее – циклоны. Благоприятные условия для формирования данного типа процесса создаются в том случае, когда над арктическим бассейном располагается высокий циклон, прослеживающийся во всей толще тропосферы. Циклонически изогнутые изогипсы, заметно сгущенные на его южной периферии, образуют планетарную высотную фронтальную зону (ПВФЗ), ось которой проходит по северным районам Евразии. При более южном положении ПВФЗ, когда центр высокого циклона находится над Обской губой (север Тюменской области), пути циклонов проходят от берегов Англии через европейскую часть России на юг Урала и центральные районы Западной Сибири (в полосе $50-60^{\circ}$ с.ш.). Соответственно смещается к югу и полоса высокого давления.

Вынос с Атлантики теплых и влажных масс воздуха зимой способствует разрушению сибирского антициклона и вызывает значительное повышение температуры воздуха, обильные снегопады и метели на юге Западной Сибири. Вероятность положительных аномалий температуры при форме W достигает в Западной Сибири 80% и более, а вероятность положительных аномалий осадков составляет 60–70%. Основная масса осадков в холодный период

выпадает на фронтальных разделах циклонов арктического фронта и на фронтах окклюзий, проходящих по северу циклонов.

Зимой наиболее сильные метели и ветры обусловлены глубокими циклонами. При этом наличие квазистационарного сибирского максимума на востоке вызывает образование значительных барических градиентов при продвижении циклонов с запада, что способствует усилению ветра. При западных процессах ветер до 15–20 м/с и более вероятен, когда центр циклона проходит над средним течением Иртыша и Оби, а территорию региона пересекает система фронтов различного типа на фоне значительных перепадов давления.

В холодный период года, при выносе на районы Западной Сибири воздушных масс атлантического происхождения, в зоне теплых фронтов и окклюзий нередко отмечается выпадение переохлажденных осадков в виде дождя, мокрого снега и образование гололеда.

Третья, меридиональная форма атмосферной циркуляции С, характеризуются развитием в тропосфере стационарных волн большой амплитуды, при которых над Западной Сибирью преобладает юго-западный, реже южный перенос воздушных масс. Траектории движения основных циклонов и антициклонов разделены линией Аральское море – Алтай – Красноярск, северо-западнее которой проходят циклоны, а юго-восточнее – антициклоны. Циклоны, выходящие на Западную Сибирь зимой и в переходные сезоны зарождаются южнее 50° с.ш. над Каспием, Средней Азией и Казахстаном.

Южные циклоны обычно характеризуются большими скоростями перемещения, резкими изменениями температуры, сильными ветрами, метелями, оттепелями и гололедными явлениями. При частой их повторяемости, на юге Западной Сибири наблюдаются теплые зимы. При формировании экстремально теплых месяцев в Западной Сибири повторяемость дней с формами циркуляции W и С колеблется в широких пределах: от 21–25% до 41–49% общего числа дней данного месяца.

Среди опасных явлений холодного полугодия, связанных с южными циклонами, наиболее частыми для Западной Сибири являются метели. Вследствие значительных барических градиентов в передней части циклона штормовые ветры и метели начинаются задолго до прохождения теплого фронта. При прорывах южных циклонов большие градиенты наблюдаются нередко и за холодным фронтом, что способствует формированию максимально широкой зоны метелей, поземков, сильных ветров. С прохождением юго-западных и южных циклонов связано примерно 50% случаев значительных осадков на юге Западной Сибири.

Весна (особенности атмосферной циркуляции в этот переходный период)

Ранней весной, при разрушении гребня Сибирского антициклона на районы Западной Сибири увеличивается число выносов воздушных масс атлантического происхождения (форма атмосферной циркуляции W), в зоне теплых фронтов и окклюзий нередко отмечается выпадение переохлажденных осадков в виде дождя, мокрого снега и образование гололеда. В апреле число циклонов возрастает и начинается переход на теплый период года. Характерным является чередование непродолжительных периодов теплой и холодной погоды («волны тепла и холода»).

Неравномерность схода снежного покрова приводит к неоднородности прогрева нижних слоев тропосферы. Начинает формироваться меридиональный перенос воздушных масс, а в процессах осадкообразования усиливается роль циклонов полярного фронта.

Весной в тылу «ныряющих» циклонов (форма атмосферной циркуляции E) происходят затоки арктического воздуха, что вызывает так называемые возвраты холодов на юге Западной Сибири (до -20°C в апреле и до -10°C в мае). С ними связаны заморозки в воздухе и на поверхности почвы. Активизация циклонической деятельности в случае процессов E сопровождается обширной зоной избытка осадков. При этом вероятность положительной аномалии осадков в большинстве районов Западной Сибири

достигает 60–90%. В весенне-летнее время в осадкообразовании усиливается роль циклонов полярного фронта, а также местных циклонов, образующихся над центральными районами Западной Сибири.

Арктический воздух в тыловых антициклонах, при движении к югу трансформируется в континентальный, и прогреваясь, вызывает засухи и суховеи.

Согласно статистики Росгидромета, весной погоду на юге Западной Сибири определяют циклоны западного сектора. 36% из них составляют западные, 35% северо-западные и 29% юго-западные. В отдельные годы это процентное соотношение может меняться и приводить к отклонениям от климатических норм, как в отдельные месяцы, так и по сезону в целом.

Лето (особенности атмосферной циркуляции в этот период)

Летом на погоду на юге Западной Сибири влияет Южно-Азиатская термическая депрессия, в результате которой устанавливается повышенное давление и уменьшается интенсивность барических образований. Циклоны и антициклоны становятся менее активными и перемещаются с меньшими скоростями. Происходит это под влиянием ядер высокого давления Азорского антициклона.

В летнее время особенности циркуляции типа W сохраняются, но вместе с тем, осадкообразующие влажные воздушные массы атлантического происхождения претерпевают значительные изменения во время своего длительного прохождения над континентальными районами Евразии на пути в Западную Сибирь.

С западными циклонами также связана существенная доля (до 18%) случаев выпадения значительных осадков летом. Главный июльский максимум осадков связан с циклонической деятельностью на полярном фронте при максимальном влагосодержании воздушных масс и интенсивном развитии восходящих конвективных токов над нагретой сушей. Конвективная

неустойчивость являются причиной возникновения опасных конвективных явлений (грозы, град, шквал, сильный ливень).

При прохождении холодных фронтов циклонов, в неустойчивых воздушных массах так же может развиваться грозовая деятельность.

В теплый период года(в начале и в конце лета) с процессами Е связаны заморозки в воздухе и на поверхности почвы. Холодный арктический воздух в тыловых антициклонах при движении к югу постепенно трансформируется в континентальный, прогревается и вызывает засухи и суховеи.

При активизации циклонической деятельности в Сибири («ныряющие» циклоны), в случае процессов Е, на юге территории часто располагается зона пониженного атмосферного давления с размытым барическим «рельефом». Слабо выраженные вторичные фронты и линии неустойчивости в таких системах способствуют упорядочению конвективных токов и выпадению ливневых осадков.

Циклоническая деятельность типа Е в летнее время нередко приобретает форму стационарной термобарической депрессии. В таких депрессиях неблагоприятные и опасные конвективные явления (грозы, шквалы, град, сильные ливни) могут с небольшими перерывами длиться в течение 5–7 суток. Малоградиентные поля низкого давления способствуют развитию во второй половине дня внутримассовых теплых гроз.

При форме атмосферной циркуляции С, в теплый период года, характерной является ситуация с недобором осадков. Засушливость связана с преобладающим переносом сухих континентальных масс воздуха из районов Казахстана и Средней Азии в теплых секторах циклонов, перемещающихся по крайним западным районам Сибири. В засушливые годы усиливается вынос сухого воздуха с юго-востока, что при развитии нисходящих движений воздуха на западной периферии антициклона, располагающегося над Алтаем, еще более понижает влагосодержание воздуха и способствует деградации облачности. Чем продолжительней период стационарирования антициклона над Алтаем, тем

более высокими становятся дневные и ночные температуры воздуха. Этот процесс бывает достаточно продолжительным и может длиться до трех недель.

В теплый период года с прохождением юго-западных и южных циклонов связано примерно 50% случаев значительных осадков на юге Западной Сибири (10 мм и более за сутки). При этом длительные дождливые периоды устанавливаются, когда быстро углубляющийся циклон, после своего выхода на юго-восток Западной Сибири, превращается в высокое и малоподвижное образование.

Осень (особенности атмосферной циркуляции в этот переходный период)

Циклоническая деятельность осенью над районами Западной Сибири развивается чаще чем весной. Характерной является западная (форма W) атмосферная циркуляция воздушных масс. Циклоны с большой скоростью движутся вдоль высотной фронтальной зоны, вызывая усиление ветра, резкие перепады температур, осадки в виде дождя и снега.

Смещение во второй половине сентября на юг Западной Сибири северо-западных циклонов приводит, как и весной, к чередованию «волн тепла и холода». Действие этих циклонов может продолжаться до двух суток вследствие влияния гор Алтая, которые замедляют движение циклонов этого типа, изменяя направление их движения на восточное и северо-восточное. С прохождением этих циклонов обычно связано установление первого временного снежного покрова.

Количество южных циклонов (форма С) постепенно уменьшается, но они становятся более глубокими, перемещаются с большими скоростями и несут на юг Западной Сибири значительные осадки.

В тылу «ныряющих» циклонов (форма Е) происходят затоки арктического воздуха, что вызывает ранние осенние заморозки в воздухе и на почве.

В конце сентября над Монголией начинает формироваться Азиатский антициклон. Выход его западного отрога на юг Западной Сибири обычно сопровождается резким понижением температуры воздуха. В октябре-ноябре

причиной ранней зимы может явиться экстремальное развитие блокирующего процесса над Уралом и усиление циркуляции восточного типа.

Таким образом, атмосферная циркуляция является важнейшим климатообразующим фактором, от которого во многом зависит второй важный фактор – изменение солнечной радиации, а также и характер взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью.

Любые изменения характера многолетних колебаний общей циркуляции атмосферы неизбежно приводят к изменению климата в различных регионах. Из этого следует, что для понимания причин климатических изменений необходимо углубленное изучение циркуляционных эпох и закономерностей их преобразований.

ГЛАВА 2.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАДИОТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ЗЕМНЫХ ПОКРОВОВ

2.1. Диэлектрические и радиоизлучательные свойства природных сред

Электромагнитные волны, падающие на поверхность любого материального тела, испытывают частичное отражение, прохождение и поглощения в процессе распространения. При этом поглощенная энергия преобразуется в иные формы, чаще всего в энергию хаотического теплового движения молекул, атомов и других заряженных частиц. Это ведет к повышению температуры тела, способствует возникновению случайных электрических токов, являющихся источниками электромагнитного излучения в широком диапазоне длин волн. Доля энергии, приходящаяся на различные участки спектра, зависит от температуры излучающего тела, т.е. в спектре излучения наблюдается неравномерное распределение энергии по длинам электромагнитных волн.

Основной характеристикой, описывающей диэлектрические свойства материальных сред, является комплексная диэлектрическая проницаемость (КДП) [38]:

$$\varepsilon = \varepsilon' + i\varepsilon'', \quad (2.1)$$

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

Выражение (2.1) иногда записывают в виде:

$$\varepsilon = \varepsilon' \left(1 + i \frac{\varepsilon''}{\varepsilon'} \right) = \varepsilon' (1 + tg \delta), \quad (2.2)$$

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:

$$\varepsilon'' = \varepsilon_p'' + 60\sigma\lambda, \quad (2.3)$$

где σ – удельная проводимость, λ – длина волны. При записи формул (2.1) и (2.2) использована система единиц СИ.

Наряду с диэлектрической проницаемостью используют также комплексный коэффициент преломления

$$N = \sqrt{\varepsilon} = n + ik, \quad (2.4)$$

где n и k – показатели преломления и поглощения, соответственно.

Из (2.1) и (2.4) можно получить выражения, устанавливающие связь между действительной и мнимой частями КПД и показателями преломления и поглощения:

$$\begin{cases} \varepsilon' = n^2 - k^2 \\ \varepsilon'' = 2nk \end{cases}. \quad (2.5)$$

Переход от n и k к ε' и ε'' осуществляется с помощью следующих уравнений:

$$\begin{cases} n = \sqrt{\frac{1}{2}(\varepsilon' + \sqrt{(\varepsilon')^2 + (\varepsilon'')^2})} \\ k = \sqrt{\frac{1}{2}(-\varepsilon' + \sqrt{(\varepsilon')^2 + (\varepsilon'')^2})} \end{cases}. \quad (2.6)$$

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_H и r_V :

$$r_H = \left| \frac{\cos\theta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}}{\cos\theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}} \right|^2, \quad (2.7)$$

$$r_V = \left| \frac{\varepsilon \cos\theta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}}{\varepsilon \cos\theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}} \right|^2, \quad (2.8)$$

где θ – угол, отсчитанный от нормали к поверхности. При зондировании в надир ($\theta = 0$), выражения (2.7) и (2.8) примут следующий вид:

$$r = r_H = r_V = \left| \frac{\sqrt{\varepsilon} - 1}{\sqrt{\varepsilon} + 1} \right|^2. \quad (2.9)$$

Выражение (2.9) 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:

$$h_{\max} \leq \frac{\lambda}{16 \cos \theta}, \quad (2.10)$$

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

Для описания радиоизлучательных характеристик дисперсных сред используются радиояркость температура T_B и коэффициент излучения χ , который может быть выражен через коэффициенты отражения (2.7) и (2.8):

$$\chi_{H,V} = 1 - r_{H,V}. \quad (2.11)$$

Коэффициент излучения связан с радиояркостью температурой соотношением:

$$T_B = \chi T_{ef}. \quad (2.12)$$

Радиояркость температура T_B и коэффициент излучения χ являются основными характеристиками, описывающими радиоизлучательные свойства подстилающей поверхности. В выражении (2.12) величина T_{ef} – эффективная температура материальной среды в скин-слое L_{ef} , определенном как величина, обратно пропорциональная коэффициенту поглощения γ :

$$L_{ef} = \frac{\lambda}{4\pi \sqrt{|\varepsilon|} \operatorname{tg} \delta} = \frac{1}{2k_0 \kappa} = \frac{\lambda}{4\pi \kappa} = \frac{1}{\gamma}, \quad (2.13)$$

где k_0 – волновое число в свободном пространстве.

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

$$T_{ef} = T_0 + \int_0^{\infty} \frac{dT}{dz} e^{-\int_0^z \gamma(z') dz'} dz, \quad (2.14)$$

где T_0 – температура поверхности, $\frac{dT}{dz}$ – локальный градиент температуры, $\gamma(z)$

– коэффициент поглощения, определяемый по формуле:

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

Если температурный градиент отсутствует то, как следует из (2.14), $T_{ef} = T_0$.

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

$$\varepsilon' = \varepsilon_{ОПТ} + \frac{\varepsilon_{СТАТ} - \varepsilon_{ОПТ}}{1 + (f / f_{\tau})^2}, \quad (2.15)$$

$$\varepsilon'' = \frac{(\varepsilon_{СТАТ} - \varepsilon_{ОПТ})(f / f_{\tau})}{1 + (f / f_{\tau})^2} + 60\sigma\lambda, \quad (2.16)$$

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

Излучение тела, приходящееся на радиоволновый диапазон и зависящее от температуры, называется радиотепловым излучением. Спектральный состав теплового излучения характеризуется непрерывностью и резким непостоянством. Спектральная плотность теплового излучения $I(\lambda, T)$, представляющая собой количество энергии, излучаемой с единичной площадки в единицу времени в единицу телесного угла и приходящейся на единицу длины волны, может быть определена по формуле Планка, имеющей следующий вид:

$$I(\lambda, T) = \frac{2\pi h c^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1},$$

где $h = 6.6225 \cdot 10^{-27}$ эрг/с – постоянная Планка, c – скорость света в вакууме, λ – длина волны электромагнитного излучения, $k = 1.38 \cdot 10^{-16}$ эрг/К – постоянная Больцмана, T – термодинамическая температура в кельвинах.

Переходя от длин волн к частотам, запишем данное выражение в следующем виде:

$$I(\omega, T) = \frac{\hbar}{8\pi^3 c^2} \frac{1}{e^{\frac{\hbar\omega}{kT}} - 1},$$

где $\omega = 2\pi f$ – круговая частота, для которой рассчитывается излучение, f – частота в герцах, для которой определяется спектральная плотность, $\hbar = \frac{h}{2\pi} = 1.054 \cdot 10^{-27}$ эрг/с – постоянная Планка.

Для радиоволнового диапазона справедливо следующее приближение формулы Планка $\hbar\omega \ll kT$, при котором формула Планка принимает следующий вид:

$$I(\omega, T) = \frac{\omega^2}{8\pi^3 c^2} kT,$$

или, переходя к λ ,

$$I(\omega, T) = \frac{kT}{2\pi\lambda^2}.$$

Это выражение называется формулой Рэлея-Джинса и с хорошей степенью точности выполняется для электромагнитных волн радиоволнового диапазона.

Интенсивность излучения часто бывает удобно выражать через радиояркостную температуру T_B , приписав интенсивности такую T_B , которая, будучи у абсолютно черного тела, обеспечила бы данную интенсивность.

$$I(\lambda, T) = \frac{kT_B}{2\pi\lambda^2} = \frac{k\chi T_{ef}}{2\pi\lambda^2}. \quad (2.17)$$

2.2. Модель описания диэлектрических свойств дисперсных смесей

Диэлектрические характеристики природных сред, состоящих из нескольких компонент, могут быть рассчитаны на основе соотношений для

многокомпонентных смесей, учитывающих относительный объем компонент, их диэлектрические параметры, форму элементов включений. Вычисление КДП дисперсных многокомпонентных гетерогенных смесей обычно производится с помощью различных эмпирических моделей.

При выводе формулы, описывающей диэлектрические свойства гетерогенной многофазной смеси, рассмотрим плоскую электромагнитную волну, распространяющуюся в неоднородной среде, и будем считать, что ослабление волны вызвано поглощением ее энергии. В этом случае затухание электромагнитной волны можно учесть, вводя комплексную постоянную распространения. Для простоты будем считать, что эта постоянная зависит только от координаты z . В этом случае амплитуду напряженности электромагнитного поля можно записать в следующем виде [39]:

$$E(z) = E_0 e^{-\int_0^z \gamma(z') dz'} = E_0 e^{-\bar{\gamma} z}, \quad (2.18)$$

где $\bar{\gamma}$ – средняя эффективная постоянная распространения, определяемая по формуле:

$$\bar{\gamma} = \frac{1}{z} \int_0^z \gamma(z') dz'. \quad (2.19)$$

Предположим, что смесь представляет собой однородную среду, содержащую частицы какого-либо другого материала (размеры частиц много меньше длины волны). Тогда эффективную постоянную распространения можно выразить, разбив подынтегральное выражение на две части, учитывающие вклад каждого из материалов:

$$\bar{\gamma} = \frac{\gamma_1 l_1}{z} + \frac{\gamma_2 l_2}{z}, \quad (2.20)$$

где индексы 1 и 2 относятся к двум компонентам смеси, причем $l_1 + l_2 = z$.

Рассматривая фронт волны единичной площади, данное выражение можно выразить в эквивалентной форме:

$$\bar{\gamma} = \gamma_1 v_1 + \gamma_2 v_2, \quad (2.21)$$

где v_1, v_2 – объемные доли материалов.

С другой стороны, для $\bar{\gamma}$ справедлива следующая формула:

$$\bar{\gamma} = i\sqrt{\varepsilon\mu}, \quad (2.22)$$

где ε и μ – комплексная диэлектрическая и магнитная проницаемости материальной среды, соответственно. Считая, что магнитные проницаемости составляющих материальную среду компонент $\mu = 1$, запишем КДП двухкомпонентной смеси в следующем виде:

$$\sqrt{\varepsilon} = v_1\sqrt{\varepsilon_1} + v_2\sqrt{\varepsilon_2}, \quad (2.23)$$

где ε_1 и ε_2 – КДП 1 и 2 компонент, а v_1 и v_2 – их объемные доли.

Выражение (2.23), применяемое для расчетов диэлектрической проницаемости гетерогенных смесей в микроволновом диапазоне, называется рефракционной формулой и может быть распространено на случай n компонент:

$$\sqrt{\varepsilon} = \sum_{i=1}^n v_i \sqrt{\varepsilon_i}. \quad (2.24)$$

Здесь и далее ε – КДП смеси, v_i, ε_i – объемная доля и диэлектрическая проницаемость i -той компоненты.

2.3. Основные физические свойства почвы и воды

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 измеряемая в г/см³ и равная отношению массы твердой фазы M_T к единице объема твердой фазы V_T :

$$\rho_T = \frac{M_T}{V_T}. \quad (2.25)$$

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, саппонит, 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 3.00 г/см³, реже достигает 4.0 г/см³. Диэлектрические проницаемости минералов в большинстве случаев не превышают значения 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 [40].

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

$$\rho_0 = \frac{M_T}{V}. \quad (2.26)$$

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 [41]:

$$\sqrt{\varepsilon} = 1 + j\rho_0, \quad (2.27)$$

где $j = 0.4 \div 0.6$ – 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 :

$$\rho = \frac{M}{V}. \quad (2.28)$$

Величины ρ_0 , ρ_T и 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:

$$P = 1 - \frac{\rho_0}{\rho_T}. \quad (2.29)$$

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 :

$$W_M = \frac{M_w}{M}. \quad (2.30)$$

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 :

$$W_V = \frac{V_w}{V}. \quad (2.31)$$

Объемная и массовая влажности связаны между собой следующим соотношением:

$$W_V = \frac{\rho}{\rho_B} W_M, \quad (2.32)$$

где ρ_B – плотность воды.

Как массовая, так и объемная влажности выражаются в долях или в процентах – при умножении выражений (2.30) и (2.31) 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 физическим свойствам. В незасоленных почвах выделяют связанную и свободную воду [42]. Связанная вода образуется в результате адсорбции на поверхности почвенных частиц. Данные о диэлектрических характеристиках связанной воды противоречивы: значения КДП колеблются от 3 до 27. Характерным признаком свободной воды 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 $\varepsilon = 78.1 + 4.9i$ на частоте 1.11 ГГц при температуре 25°C.

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. Важной особенностью мерзлых почв является наличие незамерзшей воды, распределенной в объеме, свойства

и взаимодействие которой определяют при заданной температуре специфику их диэлектрических 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 водорастворимых 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. 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.

Основными характеристиками соленой воды являются:

Массовая концентрация соли (S) – отношение массы растворенного вещества к массе соленой воды:

$$S = \frac{M_c}{M_B}. \quad (2.33)$$

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

Массовая доля растворенного вещества (C) – отношение массы растворенного вещества к общей массе соленой воды:

$$C = \frac{M_c}{M}. \quad (2.34)$$

Плотность соленой воды ρ – отношение ее массы (M) к занимаемому объему (V):

$$\rho = \frac{M}{V}. \quad (2.35)$$

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

2.4. Диэлектрические характеристики почв и воды

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 диэлектрическим характеристикам:

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.

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 свободную воду, не взаимодействующую с минеральными частицами, и связанную воду, адсорбированную на поверхности нерастворимых минеральных частиц.

В случае сухой почвы, состоящей из обезвоженных почвенных минеральных частиц и почвенного воздуха ($\varepsilon_B = 1$), формула (2.27) может быть записана в следующем виде:

$$\sqrt{\varepsilon} = 1 + \rho \sum_{i=1}^n \frac{\sqrt{\varepsilon_i} - 1}{\rho_i}, \quad (2.36)$$

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

КДП незасоленной почвы, состоящей из нерастворимых минералов, воздушных включений, связанной и свободной воды, имеет следующий вид:

$$\sqrt{\varepsilon} = \begin{cases} 1 + \frac{\rho}{\rho_M} (\sqrt{\varepsilon_M} - 1) + W (\sqrt{\varepsilon_{СВЯЗ}} - 1), & W \leq W_t \\ 1 + \frac{\rho}{\rho_M} (\sqrt{\varepsilon_M} - 1) + W (\sqrt{\varepsilon_{СВЯЗ}} - 1) + (W - W_t) (\sqrt{\varepsilon_{СВОБ}} - 1), & W > W_t \end{cases} \quad (2.37)$$

где ε , ε_M , $\varepsilon_{СВЯЗ}$, $\varepsilon_{СВОБ}$ – 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.

ГЛАВА 3. МЕТОДЫ ИСЛЕДОВАНИЙ И АППАРАТУРА

3.1. Данные спутникового зондирования

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.

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 четырехметровыми плечами. Расположенные на них 69 пассивных приемников L-диапазона регистрируют восходящее от поверхности Земли микроволновое излучение на частоте 1400–1427 МГц.

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.

Радиометр MIRAS

Основной задачей миссии SMOS является исследование возможностей картографирования на больших территориях полей влажности суши и солености вод океанов с высоким пространственным и временным разрешением. Влажность и соленость 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 оснащен 69-тью микроволновыми приемниками и использует широко известный в радиоастрономии принцип интерферометрии.

Конструкция космического радиометра имеет три разнесенных на угол 120° компланарных луча (плеча) с набором из 69 равномерно распределенных (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) дает общую длину цепочки около 4.1 м.

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 входную 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 дБ. Единоновременно каждый модуль может работать только с одной поляризацией Н или V, обеспечивая высокую поляризационную селективность (коэффициент кросс-поляризации составляет около 25 дБ). Измерения на горизонтальной и вертикальной поляризациях чередуются.

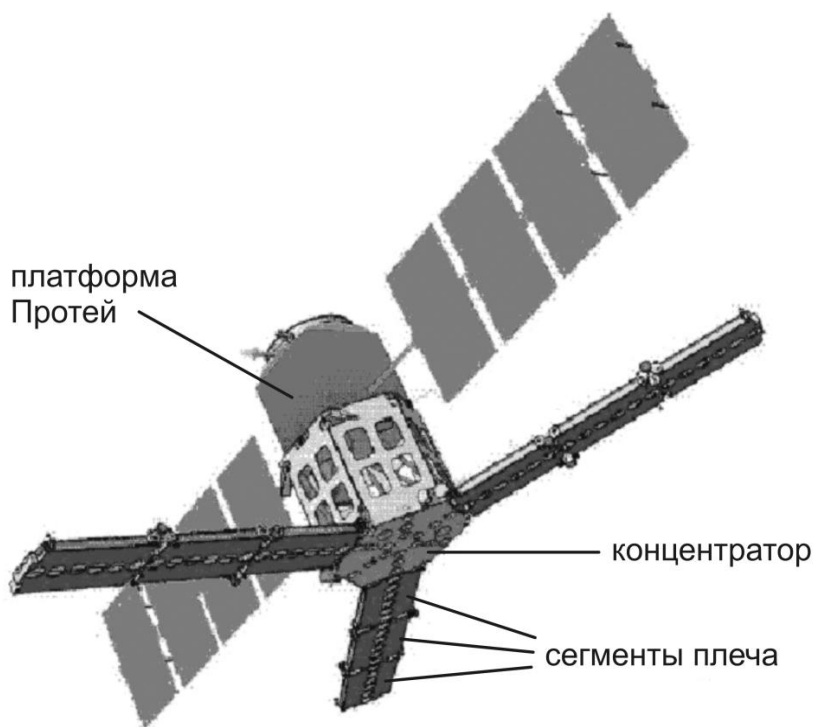


Рис. 3.1. Спутник SMOS и конфигурация антенн 2-D радиометра MIRAS

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 приемников вычисляются коэффициенты кросс-корреляции, а изображение строится посредством применения двумерного преобразования Фурье к полю коэффициентов корреляции. Расчет коэффициентов кросс-корреляции для каждой поляризации выполняется в течение периода 0.3 секунды. 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 удаленными 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 приемников попадают участки поверхности Земли размером до 3000 км. Однако с учетом принципов интерферометрии и благодаря Y образной конфигурации размещения приемников, 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 приемников, 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 пролет) 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 [43].

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 [44]. Продукты L1B представляют собой изображения, полученные в результате реконструкции измеренных величин, в виде Фурье-компонент

яркостной температуры, где разделение поляризаций представлено в растре антенны [45].

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 [46]. Для каждого продукта L1C формируется также обзорная версия, содержащая значения яркостных температур, интерполированные для угла наблюдения 42.5° [47].

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 солености 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 [48].

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 [48]. 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. 2.2а). Название 4H9 (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. 2.2б). В результате такого разбиения сетка ISEA 4H9 состоит из 2 621 450 ячеек равной площади (194.57 км^2) с почти равномерными интервалами между ними (около 15 км). Большинство ячеек сетки являются шестиугольниками, 12 ячеек являются пятиугольниками (рис. 2.2в).

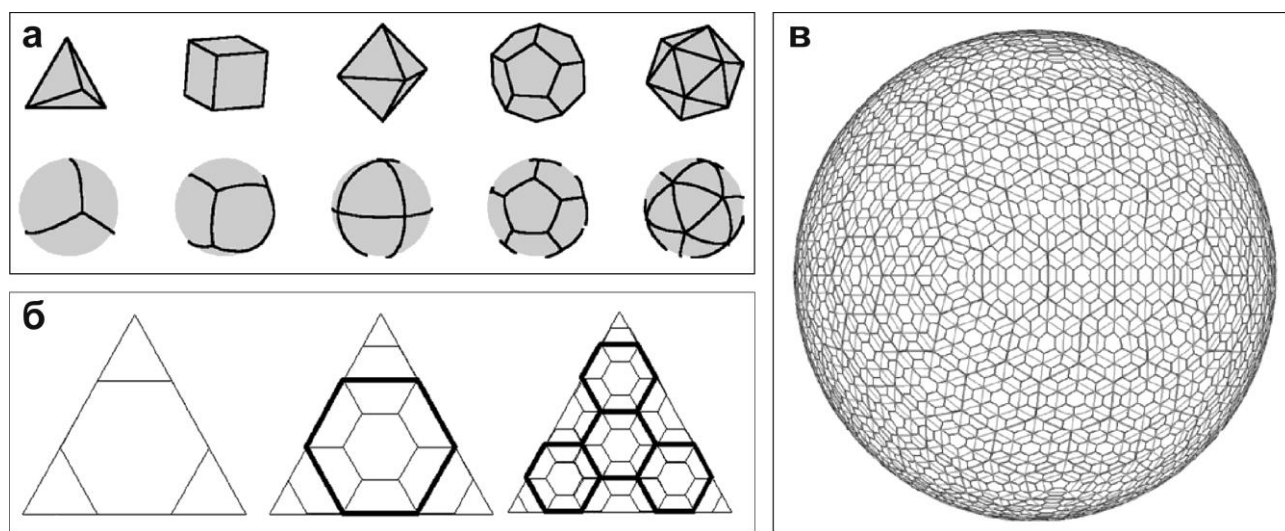


Рис. 3.2. Формирование дискретной сетки ISEA 4H9

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) [49]. Загрузка файлов возможна по протоколам HTTP и FTP. Данные в формате Earth Explorer представляют собой файловую пару (метаданные и бинарные данные) помещенную 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 [50].

– для просмотра бинарных файлов в текстовом виде. и – 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.

3.2. 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 [51].

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. 3.3, 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.

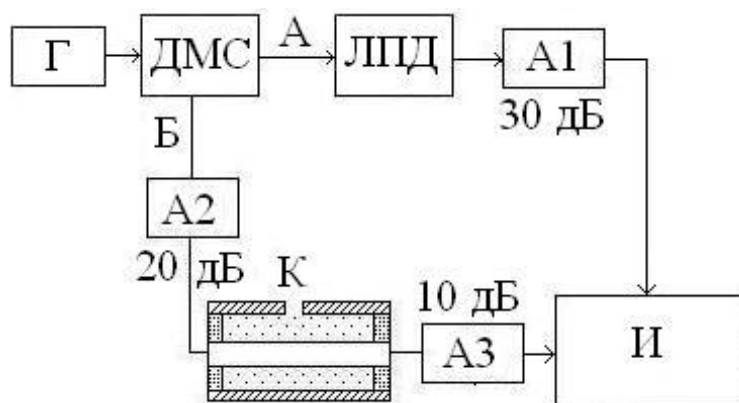


Рис. 3.3. Блок-схема лабораторной установки мостового типа на основе измерителя фаз ФК2-18

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 бюксы. 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 $24 \pm 1^{\circ}\text{C}$.

3.3. 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 [52]:

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

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

$$T_B = \sum_{j=1}^n T_B^j S_j, \quad (3.1)$$

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:

$$T_B^i = \left(T_B - \sum_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^n T_B^j S_j \right) / S_i, \quad (3.2)$$

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.

3.4. Данные спутникового зондирования в микроволновом и инфракрасном диапазонах

Для определения T_B использовался продукт SMOS L1C, 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. Данные географически привязаны к описанной выше дискретной геодезической сетке ISEA 4Н9. Линейный размер ячейки составляет ~15 км, площадь ~195 км². Продукт L1C строится на основе данных пассивного микроволнового ($\lambda = 0.21$ м) 2D-радиометра, продольная и поперечная разрешающая способность которого для угла зондирования 42.5° составляют ~64 и ~35 км соответственно. Таким образом, значение T_B 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 (3.2) с использованием радиояркостьных 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 [53]. 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 [54], основанные на результатах пассивного сканирования восходящего излучения с длиной волны 10–12 мкм.

Разница во времени между измерениями MIRAS и MODIS не превышает двух часов. Разрешения радиометров MIRAS (40 км) и MODIS (1 км) существенно различаются. 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.

ГЛАВА 4.

КОСМИЧЕСКИЙ МИКРОВОЛНОВЫЙ МОНИТОРИНГ ОПАСНЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

4.1. Дистанционный микроволновый мониторинг аномального паводка 2014 года

Алтайский катастрофический паводок начался 28 мая 2014 года в верховьях реки Оби. Основной причиной, вызвавшей паводок, были продолжительные ливни, совпавшие по времени с интенсивным снеготаянием в горах Алтая. В результате паводка оказались подтопленными более 60 населенных пунктов. Максимальные уровни воды, измеренные на гидрологических постах реки Оби и ее притоков, превышали максимальные отметки подтопления на 20–400 см. Паводок, распространявшийся сразу по нескольким притокам Оби, был наиболее заметен в поймах рек Алей, Чарыш, Ануй, Песчаная, Катунь, Бия.

На основе метеорологических данных был выбран период с 12 мая по 16 июня. С 13 по 28 мая (133–148 JD, JD – день с начала года) шли ливневые дожди, во время которых выпала двухмесячная норма осадков. 28 мая начался паводок, приведший к затоплению поймы и наводнению.

Для анализа динамики развития паводка использовались снимки SMOS (продукт L1c), привязанные к дискретной геодезической сетке DGG ISEA 4Н9. Температура почвы оценивалась по данным MODIS/Terra (продукт MOD11A1). Коэффициенты излучения подстилающей поверхности рассчитывались по формуле $\chi = T_B / T$ на основе определенных со спутников SMOS и Terra значений T_B и T . В лабораторных условиях измерялись на частоте 1.41 ГГц диэлектрические параметры почв, рассчитывались коэффициенты излучения, строилась зависимость $W(\chi)$ необходимая для ранжирования земель по влажности. Объемная влажность почвы в зоне паводка рассчитывалась на

основе зависимости $W(\chi)$, где величина χ определялась по данным спутниковых измерений T_B и T .

На рис. 4.1a-d приведены карта-схема подвергшейся подтоплению территории (а), спутниковый снимок SMOS (б) по состоянию на 5 июня 2014 года 05:50 местного времени (145 JD), и снимок MODIS (в) по состоянию на 05:10 того же дня. Карта-схема построена с использованием топографической основы и изображений со спутника Landsat. Сравнительный анализ карты-схемы и снимка SMOS позволил сопоставить пиксели с высокими значениями радиоярких температур ($T_B \approx 220\text{--}240$ К) с лесными массивами. Участки с $T_B \approx 190\text{--}220$ К соответствуют почвам с разной степенью влажности. Данные MODIS использовались для определения температур почвы с точностью ± 1 К.

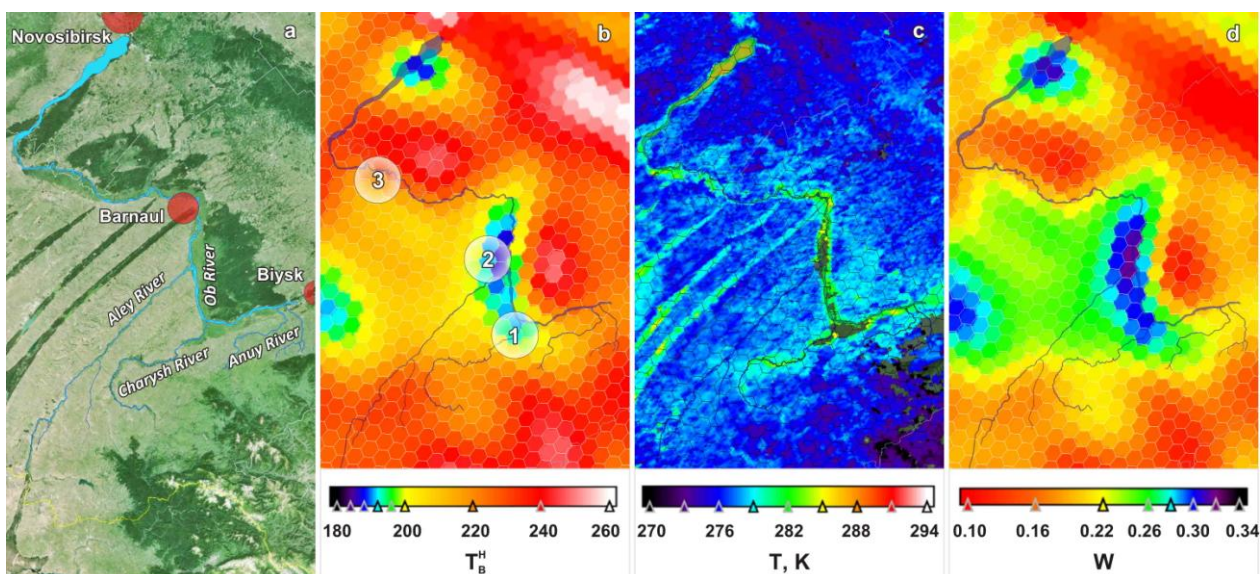


Рис. 4.1. Схематическая карта местности (а), изображений SMOS (б), MODIS (с), схематическая карта объемной влажности почвы (d) за 07.06.2014 (157 JD).

Для интерпретации данных SMOS значения T_B пересчитывались в значения W с использованием данных MODIS и зависимости $W(\chi)$, построенной по результатам лабораторных измерений диэлектрических характеристик почв (пойма, предгорные районы).

$$W = (3.4 \pm 0.46) - (11 \pm 2) \chi - (13 \pm 2.7) \chi^2 - (6 \pm 1.2) \chi^3, \sigma = 0.01, \quad (4.1)$$

где σ – среднеквадратическая погрешность.

На рис. 4.1b цифрами 1, 2, 3 отмечены геодезические ячейки, соответствующие тестовым участкам, для которых строились временные тренды W . Карта-схема пространственного распределения W , рассчитанная на основе данных спутникового зондирования с использованием эмпирической зависимости (4.1), приведена на рис. 4.1d. Площади, занятые лесными массивами, исключались из расчета. Пространственное распределение W почвы в последующие периоды времени приведено на рис. 4.2. Зоны подтопления, включая открытые участки воды, рассматривались как участки с $W \geq 0.35$.

Основываясь на наземных наблюдениях и представленных на рис. 4.2 картах-схемах влажности W проведем интерпретацию паводка. Как видно из пространственного распределения от 12 мая (131 JD), до начала паводка почва характеризуется обычными для этого времени года значениями относительной объемной влажности 0.16–0.24. К началу паводка (28 мая) наблюдается резкое возрастание относительной объемной влажности до величин 0.30–0.35.

К 31 мая (147 JD, четвертый день паводка) наложение волн паводка на реках Чарыш и Ануй вызвало затопление пойм этих рек, а также территорий, находящихся междуречье, образовав устойчивый участок наводнения. К 5 июня (152 JD, 9 день паводка) волны паводков, шедшие по рекам Алей и Чарыш, соединились, приведя затоплению левобережной поймы Оби. К 155 JD влажность почвы уменьшилась. Это может быть связано с тем, что вода в поймах крупных притоков начала спадать. К 7 июня (157 JD) произошло наложение волн паводка, шедших по разным притокам. Это привело к обширному затоплению поймы реки Оби. К 10 июня суммарная волна паводка, шедшая по Оби, затопила пойму ниже Барнаула. К 15 июня уровень подтопления на этом участке стал спадать, но в зоне подтопления оказались новые территории ниже по течению.

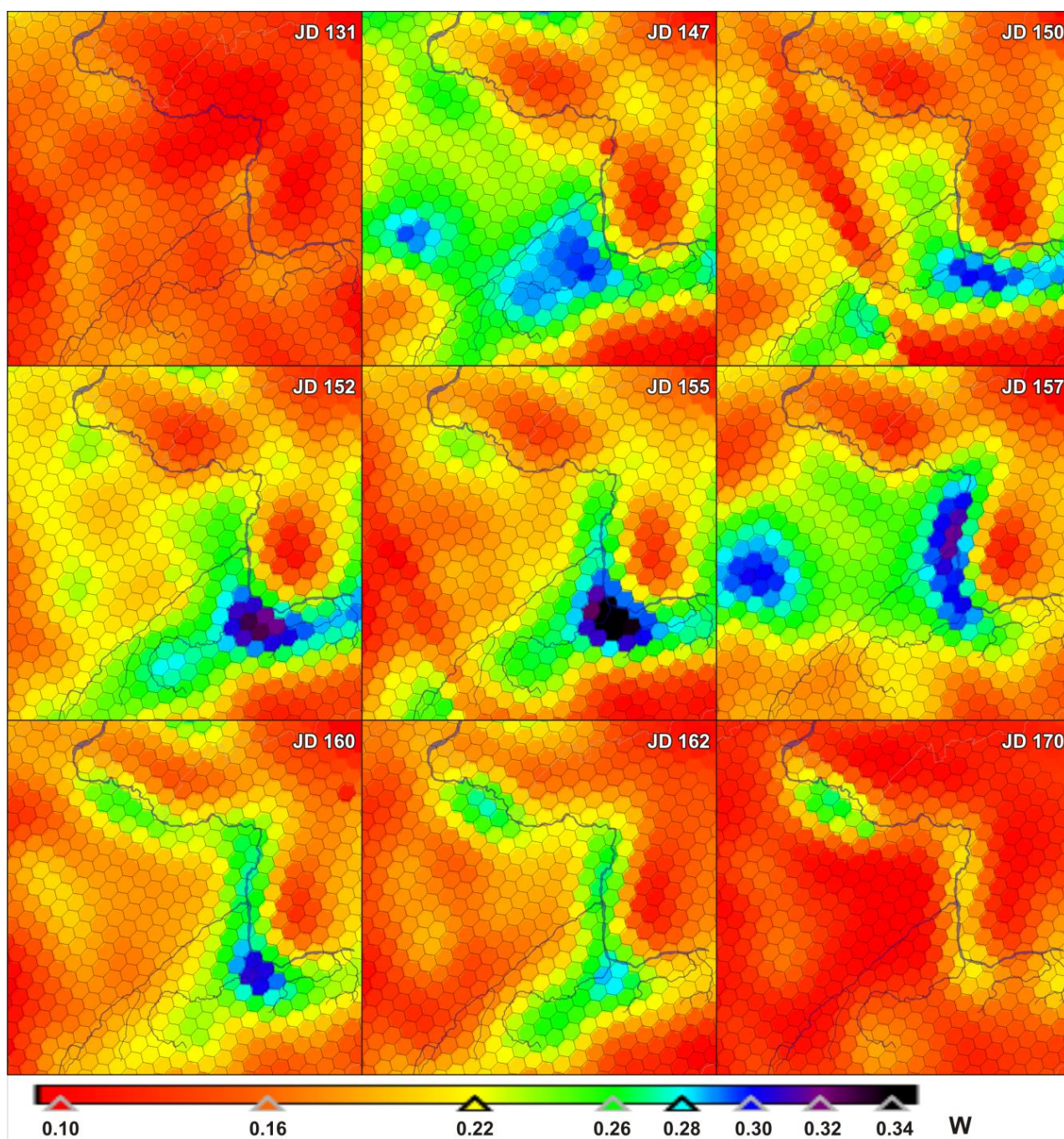


Рис. 4.2. Карты-схемы объемной влажности почвы

Диаграммы временных изменений $W(JD)$ в период паводка приведены на рисунке 4.3. Для дистанционного мониторинга паводковой ситуации и оценки площадей подтопления для каждого дня проводилось ранжирование исследуемой территории по W в интервалах $W(JD) = 0.30 \div 0.33$, $0.33 \div 0.35$, $0.35 \div 0.38$, >0.38 . Из приведенных на рис. 4.3 зависимостей видно, что почвы в зонах подтопления характеризуются повышенными значениями $W(JD)$.

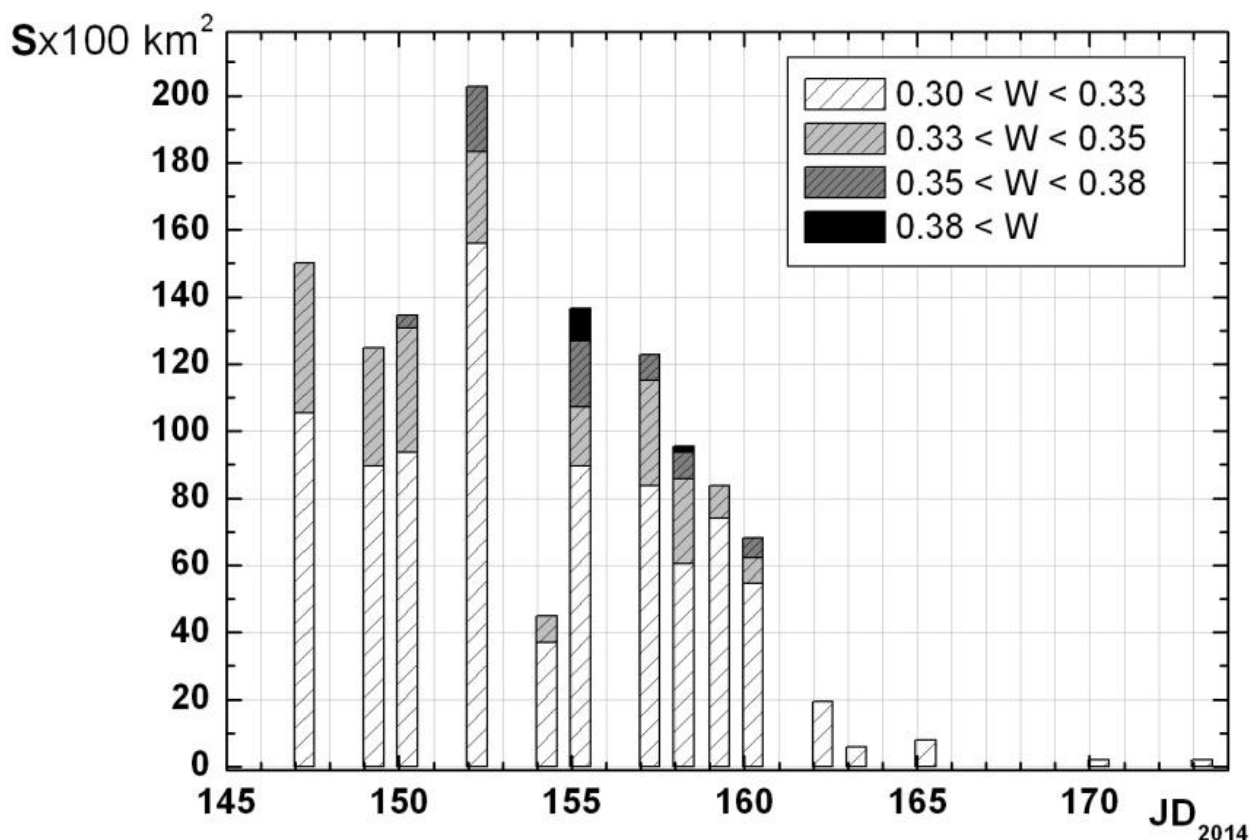


Рис. 4.3. Динамика изменения площадей с разной объемной влажностью почвы

Динамика Алтайского паводка оценивалась на основе временных трендов объемной влажности почвы на трех тестовых участках, находящихся на разном удалении друг от друга. Выбранные участки представляли собой пониженные территории без развитой лесной растительности. На рис. 4.4 приведены временные тренды для этих участков. Из графиков видно, что для первого участка, находящегося в пойме рек Чарыш и Ануй (до впадения в реку Обь), наблюдается две волны паводка.

Первая волна паводка, приведшая к затоплению территории в период с 150 по 160 дни года, соответствовала катастрофическому паводку, возникшему в результате наложения ливневого и снегового паводков, что и вызвало катастрофическое наводнение и затопление. Второй паводок, наблюдавшийся с 176 по 186 дни года, был менее значителен, и не вызвал каких-либо

катастрофических последствий. Причиной второй волны паводка явилось таяние ледников в горах Алтая.

Для второго участка (график 2), находящегося в 70 км ниже по течению, видно, что затопление поймы наблюдалось с 154 по 162 дни года с максимумом в 157 день. Максимум затопления третьего участка (график 3) пришелся на 165 день года.

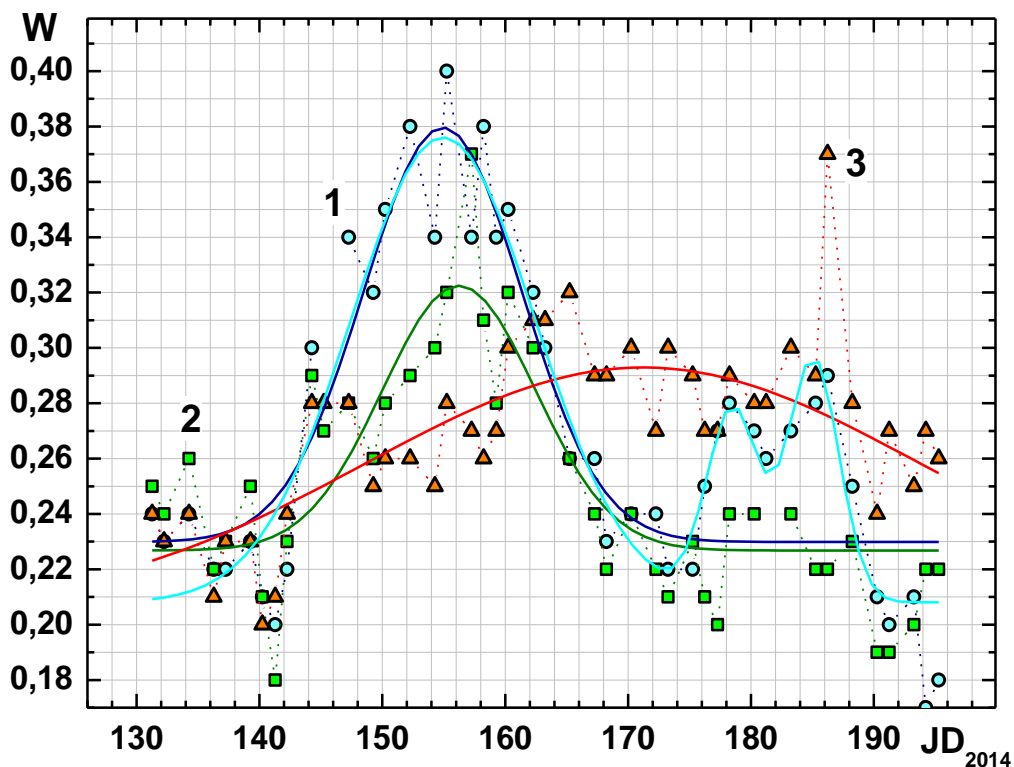


Рис. 4.4. Вариации объемной влажности почвенного покрова на тестовых участках

4.2. Обобщенная зависимость коэффициента излучения почвенного покрова от температуры и объемной влажности почвы в бассейне Верхней Оби

Обобщенная зависимость коэффициента излучения почвенного покрова от объемной влажности строилась на основе данных лабораторных измерений диэлектрических и радиоизлучательных характеристик почв, отобранных в Алтайском крае в поймах реки Оби и ее притоков Алей, Ануя, Катунь, Чарыша. Почвенные образцы отбирались на тестовых участках, затапливаемых во время весенних паводков, а также на тестовых участках, удаленных от рек и не попадающих в зону возможного затопления. Карта-схема участков отбора почвенных образцов приведена на рис. 4.5.

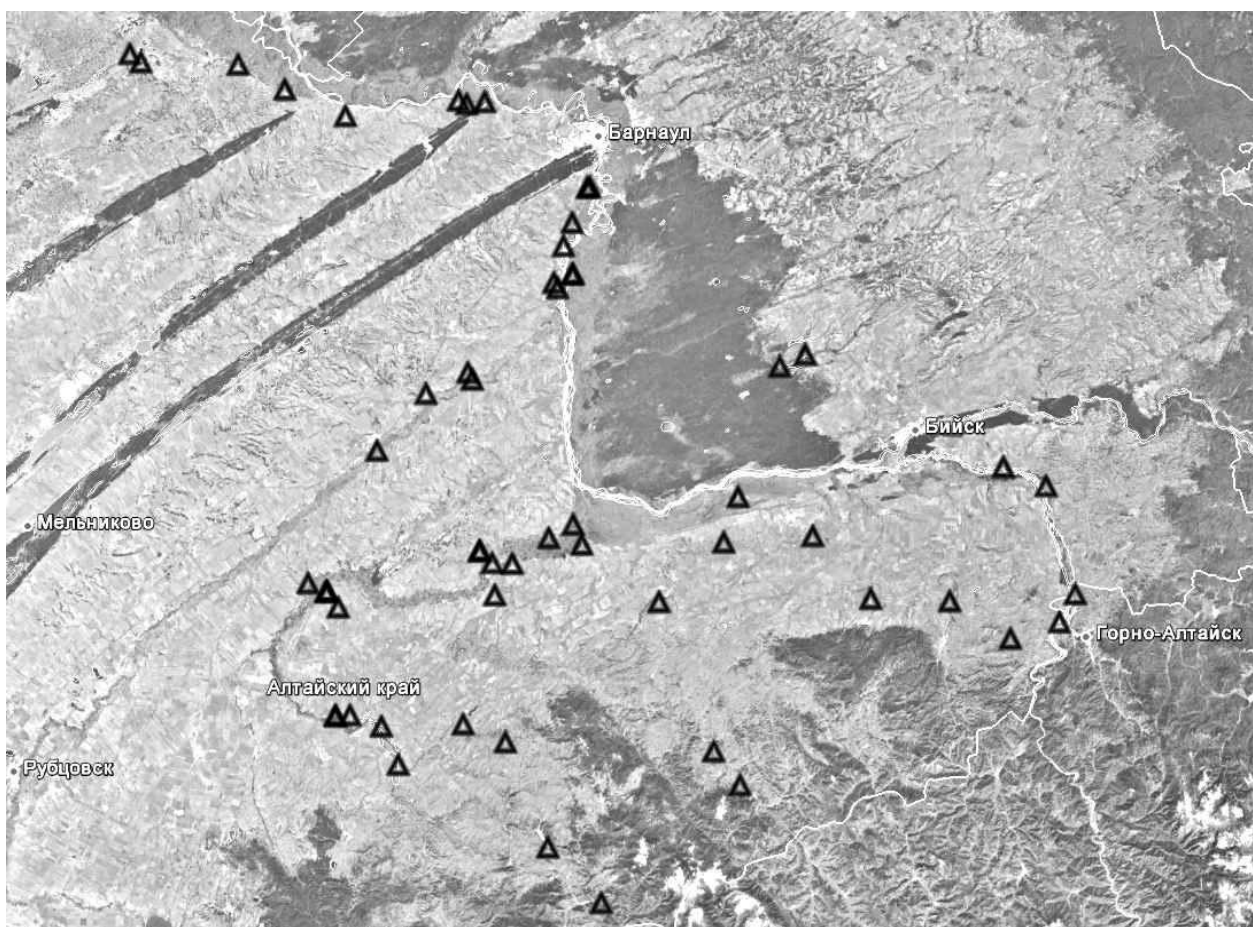


Рис. 4.5. Карта-схема участков отбора почвенных образцов

Для почв, отобранных в пойме реки Оби и ее притоков установлены обобщенные зависимости показателей преломления и поглощения почвы от ее объемной влажности и температуры. Измеренные зависимости диэлектрических характеристик использовались для расчета коэффициентов излучения почвенного покрова от температуры в интервале от 262 до 290 К и объемной влажности в диапазоне от 0 до $0.55 \text{ см}^3/\text{см}^3$. На основе установленных зависимостей рассчитана обобщенная зависимость объемной влажности почвы от коэффициента излучения почвенного покрова.

На рис. 4.6 приведены экспериментальные значения показателей преломления и поглощения для всех почв, отобранных с тестовых участков в бассейне Верхней Оби. Видно, что величины n и κ оказываются достаточно близкими по численным значениям для почвенных образцов, отобранных с разных участков. Это дает возможность расчета одной эмпирической обобщенной зависимости для почв в бассейне Верхней Оби.

Обобщенная зависимость $n(W)$, аппроксимированная полиномом второй степени, имеет следующий вид:

$$n = (1.47 \pm 0.01) + (5.55 \pm 0.01) W + (3.45 \pm 0.2) W^2, \sigma = 0.2 \quad (4.2)$$

где σ – среднеквадратическая погрешность.

Обобщенная зависимость $\kappa(W)$, аппроксимированная прямой линией, имеет вид:

$$\kappa = (0.047 \pm 0.06) + (0.78 \pm 0.02) W, \sigma = 0.66 \quad (4.3)$$

Выбор аппроксимирующей функции осуществлялся на основе минимизации σ .

На рис. 4.7 приведена обобщенная зависимость коэффициента излучения от объемной влажности при зондировании в надир, имеющая вид:

$$\chi = (0.97 \pm 0.001) - (0.99 \pm 0.01)W - (0.287 \pm 0.02)W^2, \sigma = 0.02. \quad (4.4)$$

Обратная зависимость $W(\chi)$, аппроксимированная полиномом второй степени

$$W = (1.276 \pm 0.02) - (1.61 \pm 0.06)\chi + (0.30 \pm 0.04)\chi^2, \sigma = 0.026, \quad (4.5)$$

может быть использована для дистанционной оценки влажности почвы.

Заметное влияние на радиоизлучательные характеристики почвенного покрова оказывает температура почвы. На рис. 4.8 приведены экспериментальные значения коэффициентов излучения почв, различающихся по влажности, измеренные при разной температуре в интервале от 262 до 290 К. Видно, что наибольшие вариации коэффициентов излучения наблюдаются в интервале температур интенсивных фазовых переходов, связанных с замерзанием почвенной влаги и образованием в почве льда. Радиояркостный контраст $\Delta\chi$, зависит от величины W и для разных значений W изменяется от 0.15 до 0.35. В интервале отрицательных температур значения χ для образцов с разной влажности близки и варьируют в пределах от 0.80 до 0.85. В интервале положительных температур разброс значений χ , зависящих от W , достигает 0.20.

Зависимости $\chi(T)$, приведенные на рис. 4.8, были аппроксимированы сигмоидальной функцией, следующего вида.

$$\chi = \frac{\chi_1 - \chi_2}{1 + \exp\left[\frac{T - T_0}{dT}\right]} + \chi_2, \quad (4.6)$$

где χ_1 , χ_2 – начальное и конечное значения коэффициентов излучения, T_0 – средняя температура, dT – ширина фазового перехода. Численные значения коэффициентов, входящих в соотношение (1), приведены в таблице 4.

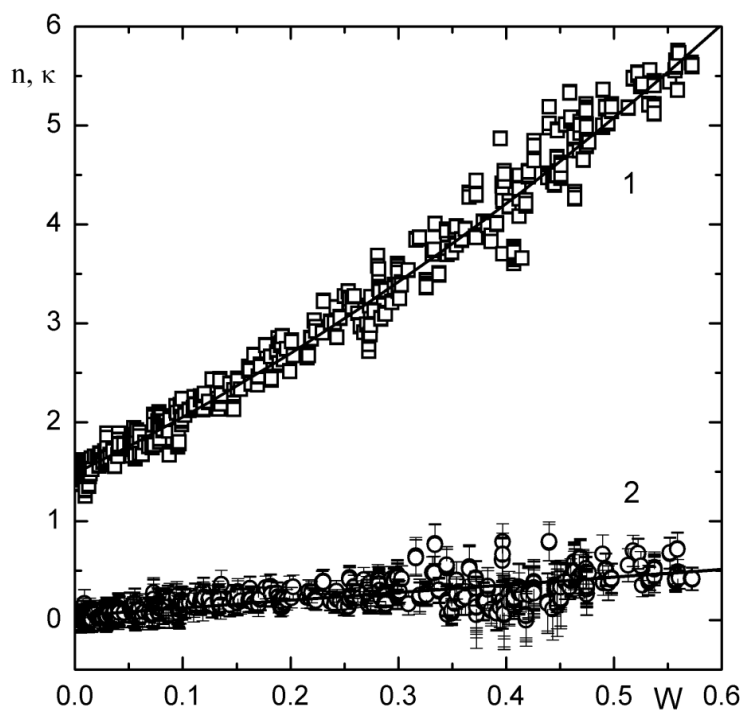


Рис. 4.6. Зависимости показателя преломления n (1) и поглощения k (2) для всех почв, отобранных с тестовых участков в бассейне Верхней Оби

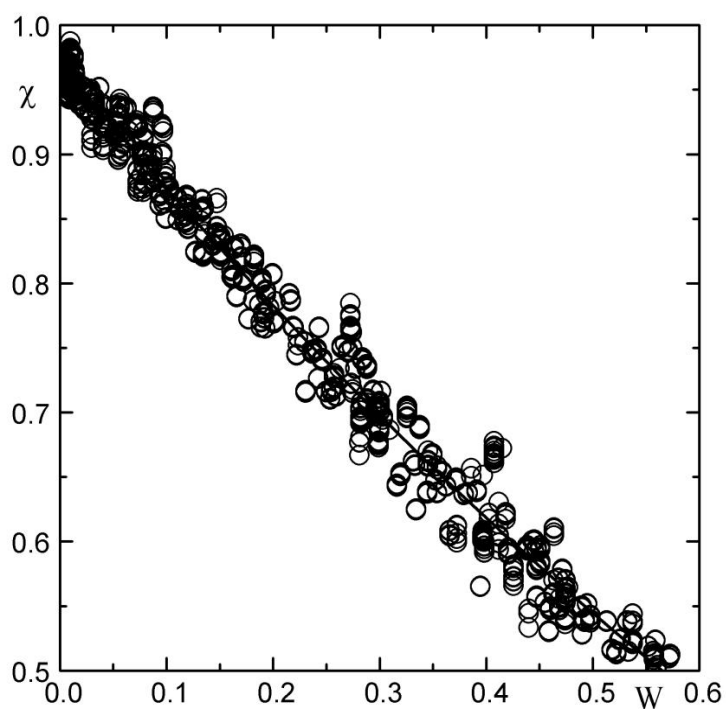


Рис. 4.7. Обобщенная зависимость коэффициента излучения χ почвы от объемной влажности W

Таблица 4. Численные коэффициенты в соотношении (4.6)

W	χ_1	χ_2	T_0	dT
0.36	0.83	0.64	273.6	0.839
0.40	0.82	0.63	271.9	0.657
0.54	0.79	0.44	273.9	0.688

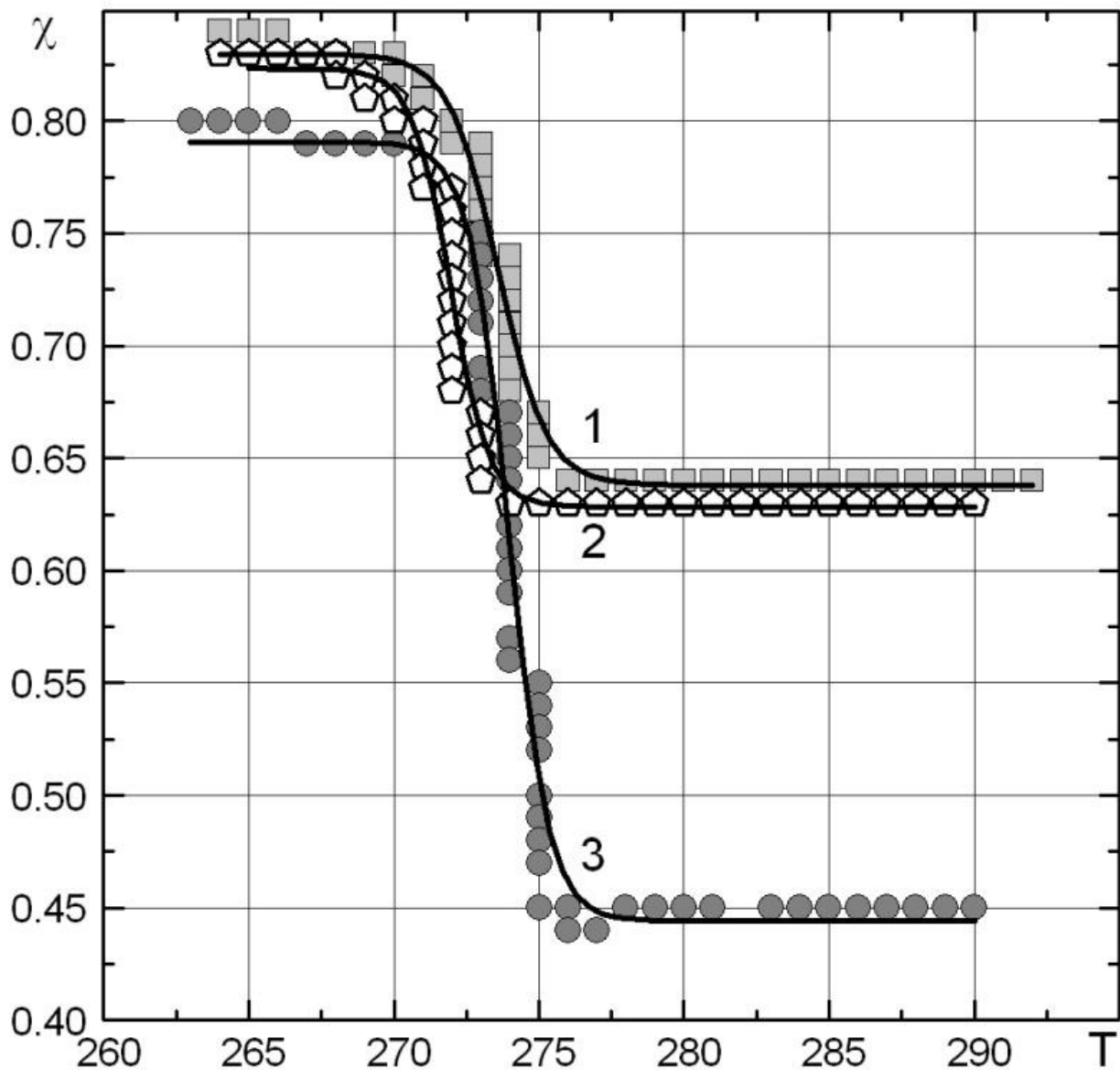


Рис. 4.8. Зависимости коэффициентов излучения почвы с объемной влажностью $W = 0.36$ (1), 0.40 (2), 0.54 (3) от температуры

4.3. Динамика изменений радиоярких температур подстилающей поверхности в пойме реки Оби по данным дистанционного микроволнового зондирования 2017 года

На рис. 4.9 приведена карта-схема тестовых участков, попадающих в зону весеннего паводка. Данные участки во время весенних паводков попадают в зону подтопления. Участки 1 и 2, расположенные в устьях рек Чарыш и Алей, представляет собой пониженные территории. Участок 3 представляет собой пойму реки Оби. Все три участка во время паводка заливаются водой.

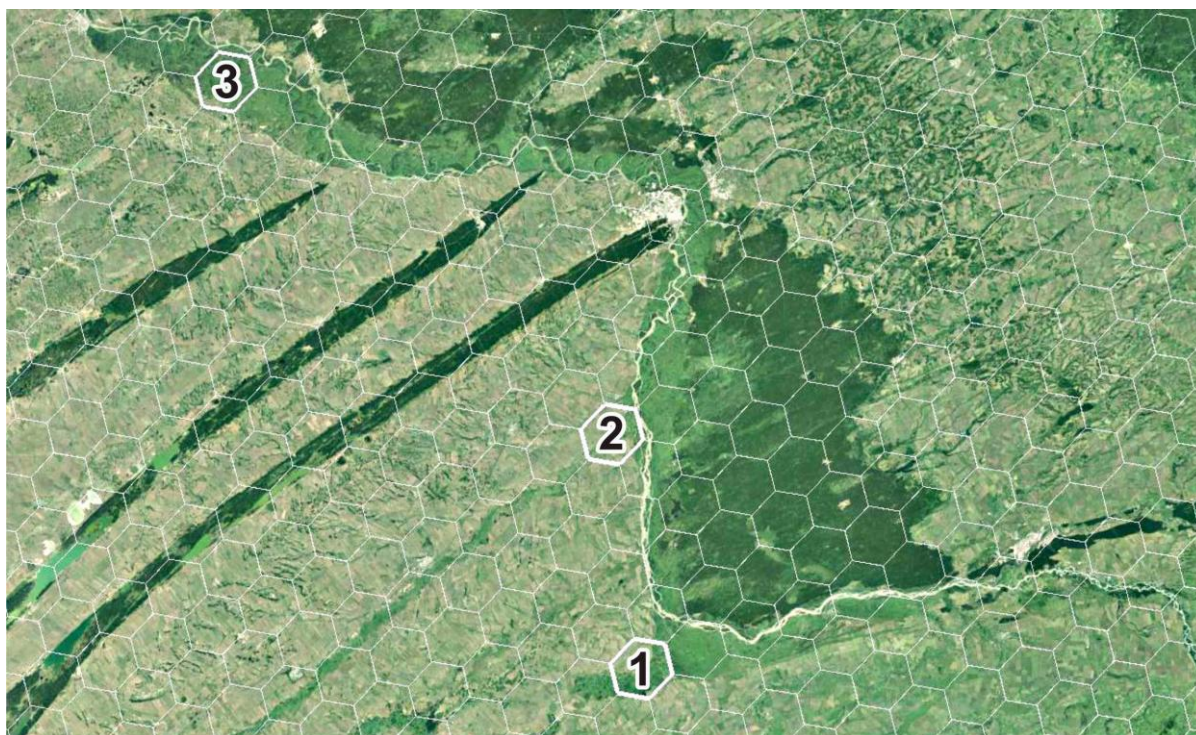


Рис. 4.9. Карта-схема тестовых участков

На выбранных тестовых участках отбирались пробы почвы. В лабораторных условиях определялась влажность почвы термостатно-весовым способом, а также измерялись диэлектрические характеристики почв при вариациях влажности и температуры. По результатам лабораторных измерений строились зависимости коэффициентов излучения χ от объемной влажности W и температуры T , а также рассчитывалась зависимость $W(\chi)$. По данным

спутника SMOS определялись радиояркостные температуры T_B подстилающей поверхности. Для определения температуры почвы использовались спутниковые данные MODIS, данные метеостанций и контактных измерений.

На рис. 4.10 приведены графики динамики радиояркостных температур для тестовых участков. Из сравнения графиков видно, что для участка 1 (рис. 4.9) наблюдалось заметное понижение радиояркостной температуры, соответствующее затоплению территории.

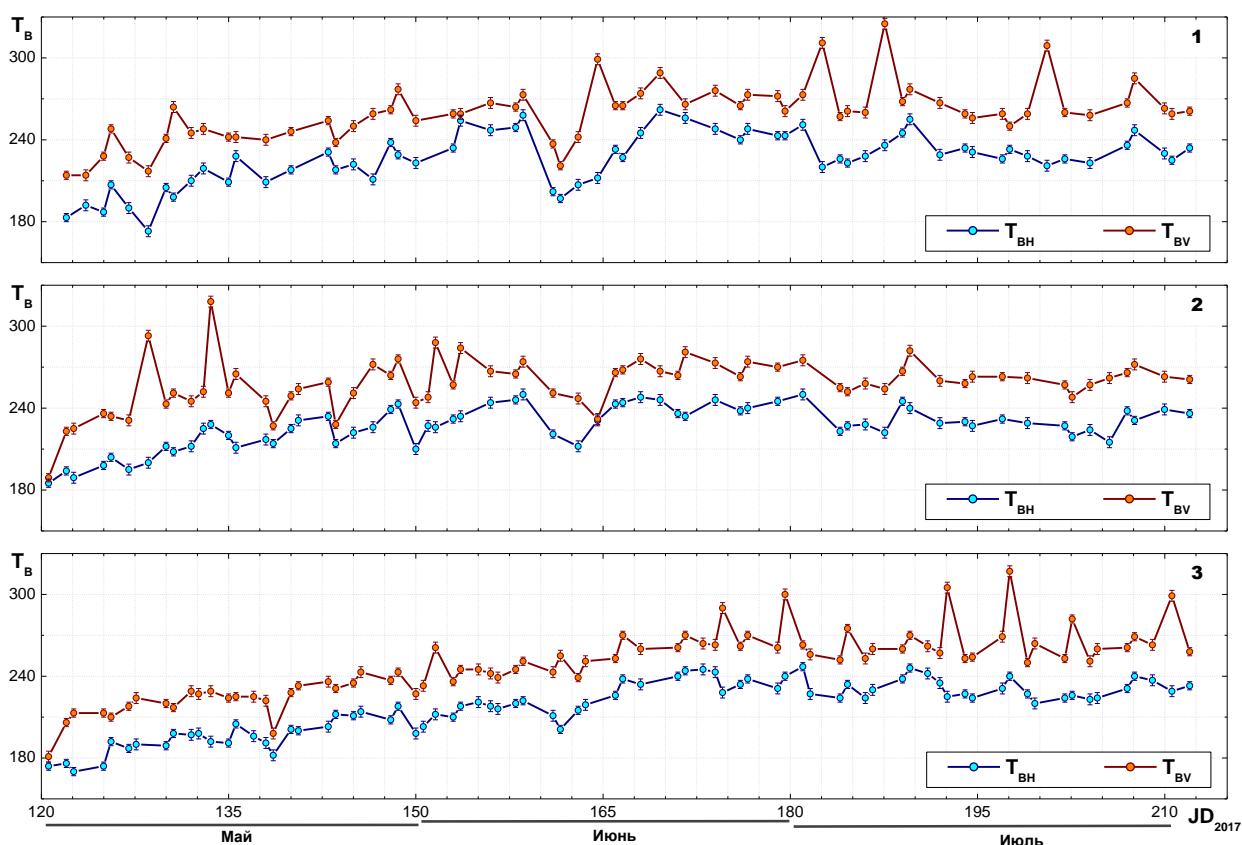


Рис. 4.10. Динамика радиояркостных температур подстилающей поверхности для тестовых участков с мая по август 2017 года

На рис. 4.11 приведена фотография местности, сделанная в этот период. Видно, что значительная территория затоплена. Возможными причинами затопления могут быть таяние снежного покрова на равнинной территории и дождевые осадки. Значительное понижение радиояркостной температуры на 60 К соответствует второй волне паводка, вызванной таянием снега и ледников в горах.

Из сравнения динамики T_B для трех участков видно, что первая волна паводка не распространилась до участка 2. Это может быть связано с малой увлажненностью поймы на момент первой паводковой волны. В результате паводковая вода поглотилась поймой. Вторая паводковая волна распространилась до третьего тестового участка, что видно по характерному понижению радиояркостной температуры подстилающей поверхности. Радиояркостный контраст для трех тестовых участков составил 60, 40 и 30 К, соответственно. Так как площадь пикселя спутникового радиометра одинаковая для всех трех участков, из этого можно сделать качественный вывод, что мощность паводковой волны снизилась в результате поглощения воды обской поймой.



Рис. 4.11. Весенний паводок в устье реки Чарыш: затопленные территории (тестовый участок 1)

4.4. Сравнительный анализ сезонных вариаций радиоярких температур акваторий Баренцева, Северного, Каспийского морей и Северной Атлантики (Поркьюпайн Банка) в период аномального паводка 2014 года в Алтайском крае

Оценка влияния атмосферного переноса тепла и влаги с акваторий морей и океанов на возникновение опасных гидрологических явлений на территории Алтайского края, осуществлялась на основе сравнительного анализа динамики радиоярких температур тестовых участков, расположенных в Баренцевом, Карском, Каспийском, Северном морях и в Северной Атлантике. На рис. 4.12 приведена карта-схема тестовых участков.

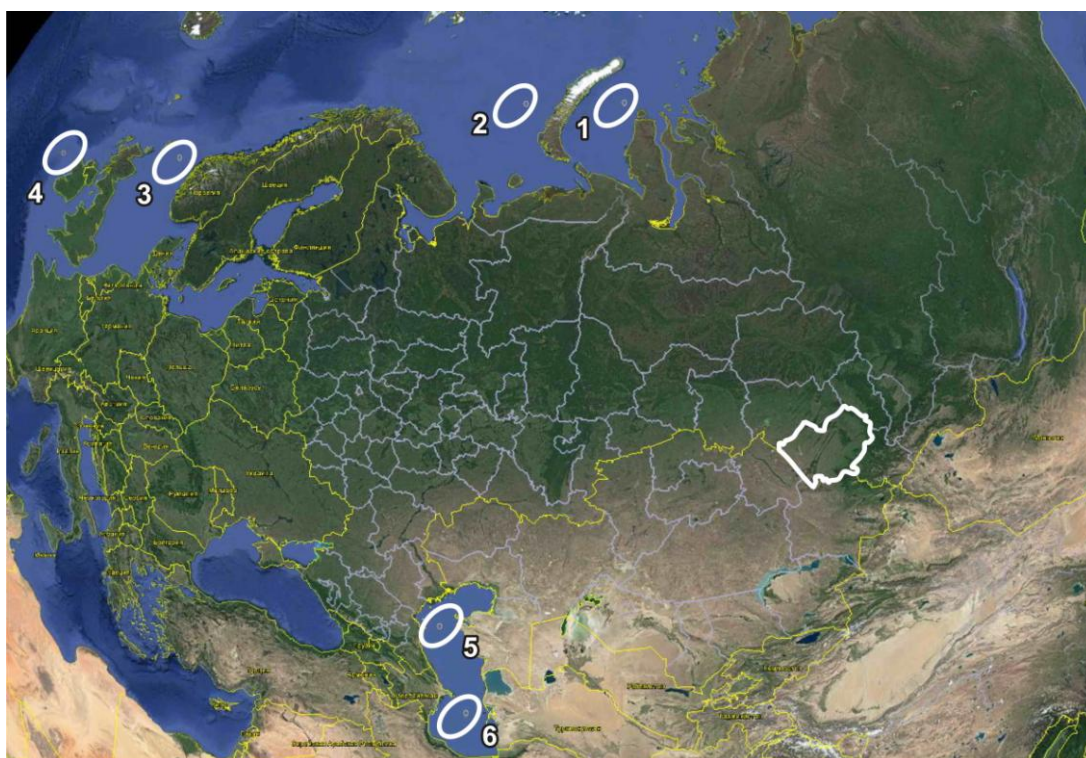


Рис. 4.12. Карта-схема тестовых участков 1– Карское море, 2 – Баренцево море, 3 – Северное море, 4 – Северная Атлантика (Поркьюпайн Банка), 5 – Каспийское море (северная часть), 6 – Каспийское море (южная часть)

Для изучения влияния этих регионов на возникновение опасных гидрологических явлений в Алтайском крае выбран временной период,

соответствующий Алтайскому аномальному паводку 2014 года, динамика которого подробно описана в предыдущем параграфе.

На рис. 4.13-3.15 приведена динамика радиояркостных температур подстилающей поверхности тестовых участков.

На рис. 4.13 приведена зависимость $T_B(JD)$ для Карского моря на тестовом участке между островом Новая Земля и полуостровом Ямал. Характерной особенностью Карского моря является существование участков опресненной воды, пространственное распределение которых по акватории моря различно в разные годы и часто изменяется даже в течение одного лета [55].

Опреснение вод Карского моря влияет на скорость становления ледового покрова. Линзы опресненных вод, источниками которых является сток рек Обь и Енисей, а также талые воды, занимают значительную часть акватории Карского моря [56]. В юго-западной части моря обнаружена область опреснения поверхностных вод площадью около 40 тыс. км² с соленостью воды менее 25‰. Наиболее опресненная область у побережья Новой Земли представляет собой квазиизолированную линзу, отъединенную от устьев Оби и Енисея. Дополнительный вклад в опреснение этого слоя у берегов Новой Земли вносит таяние Новоземельского ледового массива [57].

В период открытой воды вариации радиояркостных температур зависят от температуры, солености воды, интенсивности морского волнения и образующейся при этом пены [58]. Наиболее заметные вариации T_B наблюдаются в период таяния ледового покрова и связаны с изменением физических свойств однолетнего морского льда. Перед началом таяния однолетний морской лед на нижней границе, соприкасающейся с водой, покрывается микротрещинами, по которым вода поднимается вверх. Этот эффект приводит к понижению радиояркостной температуры до тех пор, пока вода в микротрещинах льда снова не замерзнет и радиояркостная температура не восстановится до прежнего значения [59].

Из сравнения приведенной на рис. 4.13 динамики значений радиояркостной температуры T_B для Карского моря в 2014 году, с ходом

Алтайского паводка следует, что интенсивное таяние однолетних морских льдов в Карском море и появление протяженных участков открытой воды происходило с 160 по 180 сутки (09-29 июня) 2014 года.

Таким образом, из приведенных графиков видно, что прямое влияние гидрологических процессов, происходящих в Карском море и связанных с таянием ледового покрова и появлением открытой воды, на Алтайский паводок не подтверждается. В то же время не исключено опосредованное влияние Карского моря, проявляющееся в накоплении запасов снега в горах Алтая.

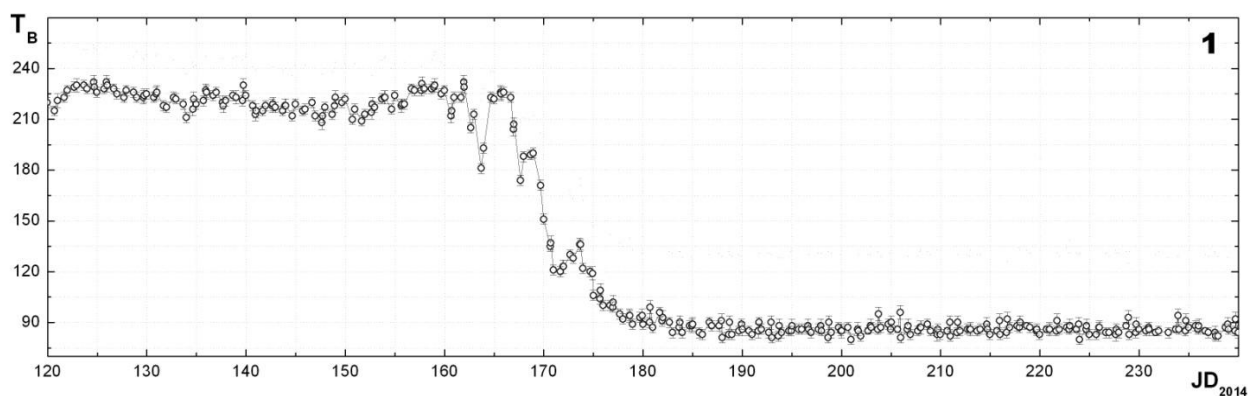


Рис. 4.13. Динамика радиоярких температур на горизонтальной поляризации для тестового участка Карского моря

На рис. 4.14 приведены зависимости $T_B(JD)$ для тестовых участков Баренцева (2), Северного (3) морей и Северной Атлантики (Поркьюпайн Банка) (4). Видно, что радиояркие температуры Баренцева моря (а) и Северной Атлантики (в) достаточно стабильны и изменяются в незначительных пределах (от 75 до 85 К), что может быть связано с вариациями температуры и солёности воды. Для Северного моря (б) вариации T_B изменяются в основном в пределах от 78 до 90 К. Однако обращает на себя внимание значительное понижение T_B на 25 К в точке 129 JD (за четверо суток до начала ливневых дождей, спровоцировавших Алтайский паводок). Подобное понижение может быть связано либо с погрешностью в работе спутникового радиометра (наиболее вероятно), либо с резкими (возможно одновременными) изменениями физических характеристик воды (температуры и солёности).

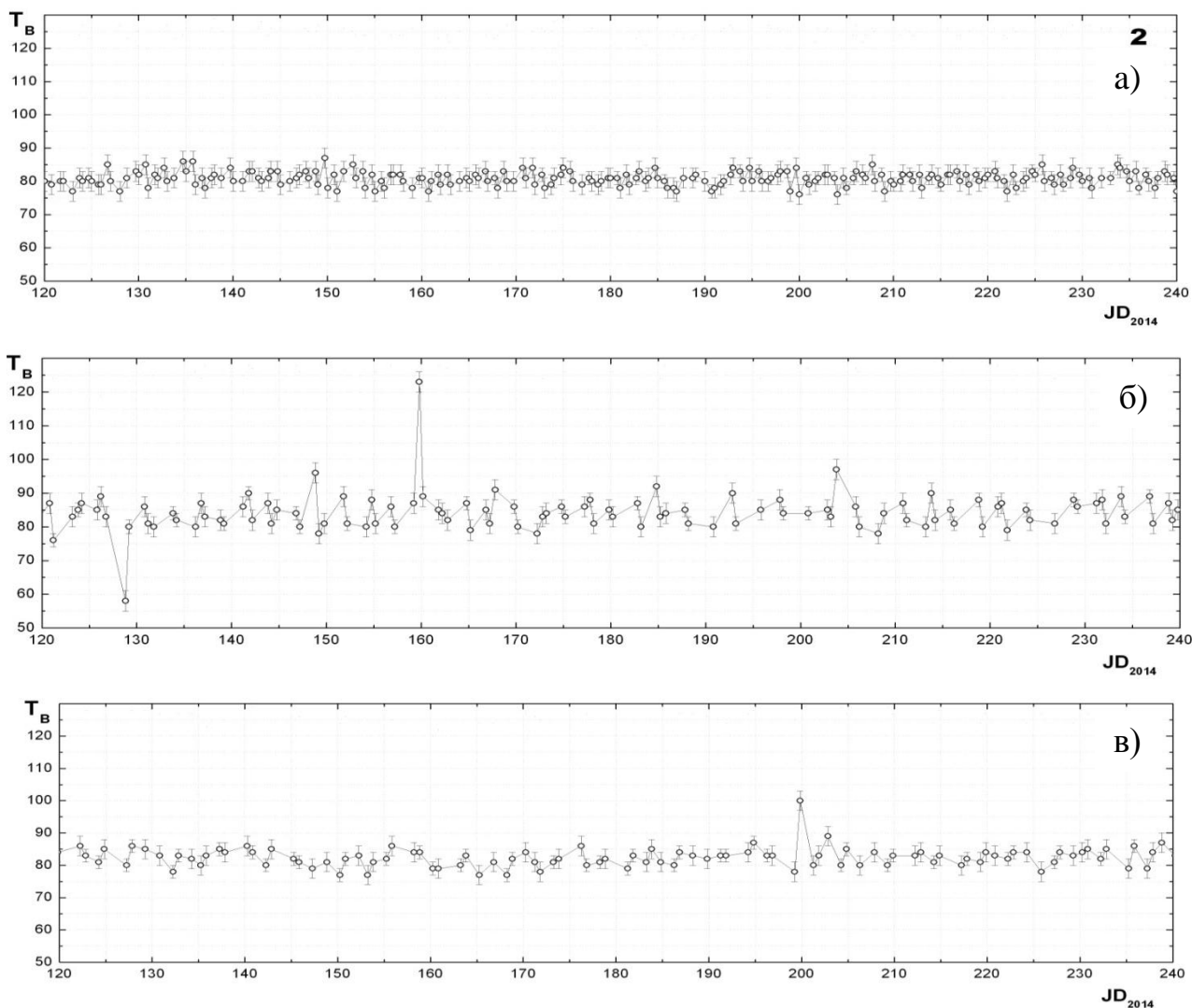


Рис. 3.14. Динамика радиояркостных температур на горизонтальной поляризации: а – Баренцево море, б – Северное море, в – Северная Атлантика (Поркьюпайн Банка)

На рис. 4.15 приведены зависимости $T_B(JD)$ для тестовых участков, расположенных в северной (а) и южной (б) частях Каспийского моря. Радиояркостные температуры с 125 по 150 дни года (период ливневых дождей перед началом Алтайского паводка) изменялись в пределах от 85 до 115 К, что могло быть связано с достаточно сильными изменениями физических параметров воды (температуры и солености), а также с возможным усилением морского волнения (штормом), ведущим к росту T_B водной поверхности.

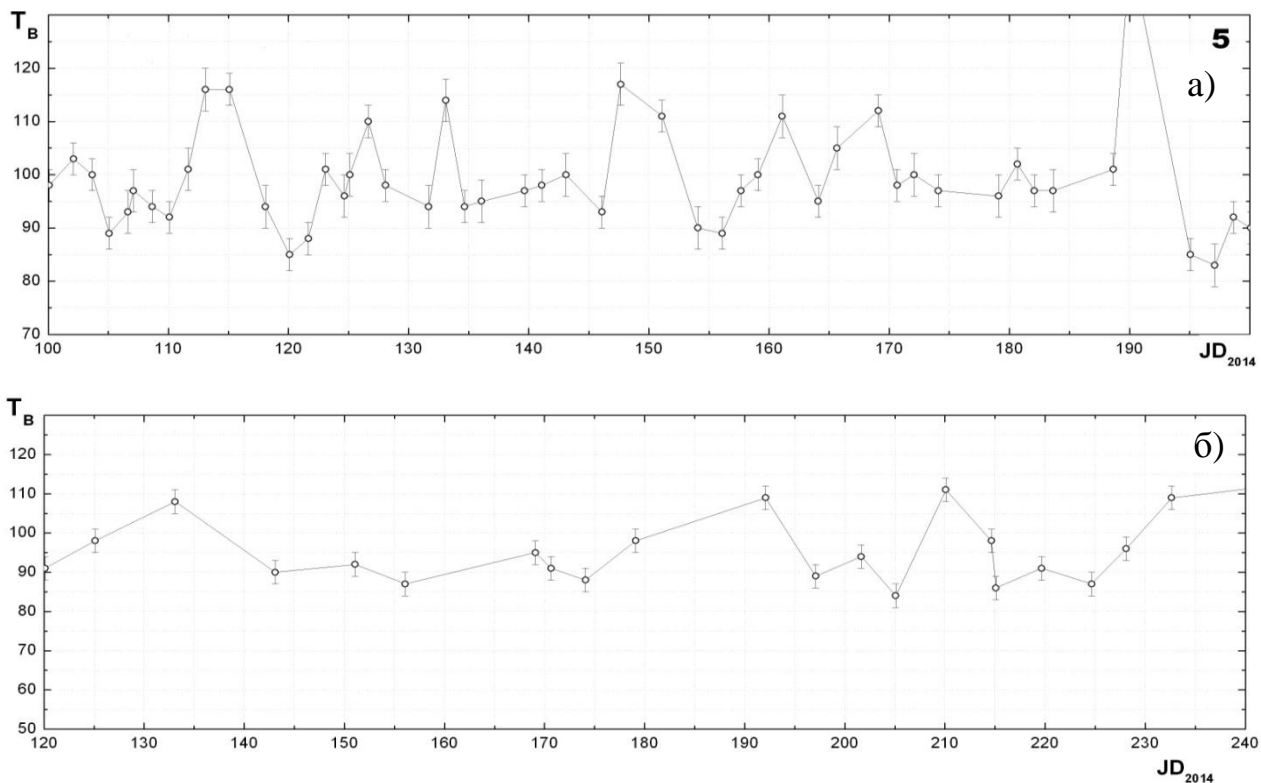


Рис. 4.15. Динамика радиоярких температур на горизонтальной поляризации для северной (а) и южной (б) частей Каспийского моря

Совместный анализ спутниковых данных на разных тестовых участках в Северной Евразии показал, что одной из причин Алтайского аномального паводка могло быть совокупное влияние изменений физических параметров подстилающей поверхности на большой территории, включая местные факторы.

4.5. Пространственно-временное распределение радиоярких температур в условиях зимней оттепели

В декабре 2015 года в западных районах Алтайского края наблюдалось опасное природное явление – зимняя оттепель. В результате проведенных полевых исследований установлено, что на значительной территории Алтайского края произошло таяние снежного покрова, оттаивание верхнего мерзлого слоя почвы. Влажность оттаявшего поверхностного слоя почвы достигла значения близкого к максимальной влагоемкости почвы.

Анализ спутниковых данных SMOS показал, что в период оттепели наблюдалось резкое уменьшение радиоярких температур на 30 К, хорошо заметное на горизонтальной поляризации. Результаты экспедиционного обследования территории, проведенного в этот период, подтвердили, что аномальное понижение радиояркой температуры связано с зимней оттепелью. На рис. 4.16 радиояркая температура подстилающей поверхности, соответствующая дате зимней оттепели, выделена кружком. На рис. 4.17 приведены карты-схемы пространственного распределения радиояркой температуры на горизонтальной поляризации, в разные периоды времени.

На рис. 4.17а видно, что в начале оттепели (19 декабря) зона оттепели охватывает отдельные районы Алтайского края и Павлодарской области (Республика Казахстан), а к 21 декабря (рис. 4.17б) в зону оттепели попадает полоса, тянущаяся из Новосибирской области до Казахстана. К 22 декабря (рис. 4.17в) зона оттепели распадается на отдельные крупные участки.

При отсутствии аномальных природных явлений, связанных понижением радиоярких температур в результате таяния (оттепель), микроволновое радиоизлучение мерзлой почвы достаточно стабильно, вариации радиоярких температур незначительны.

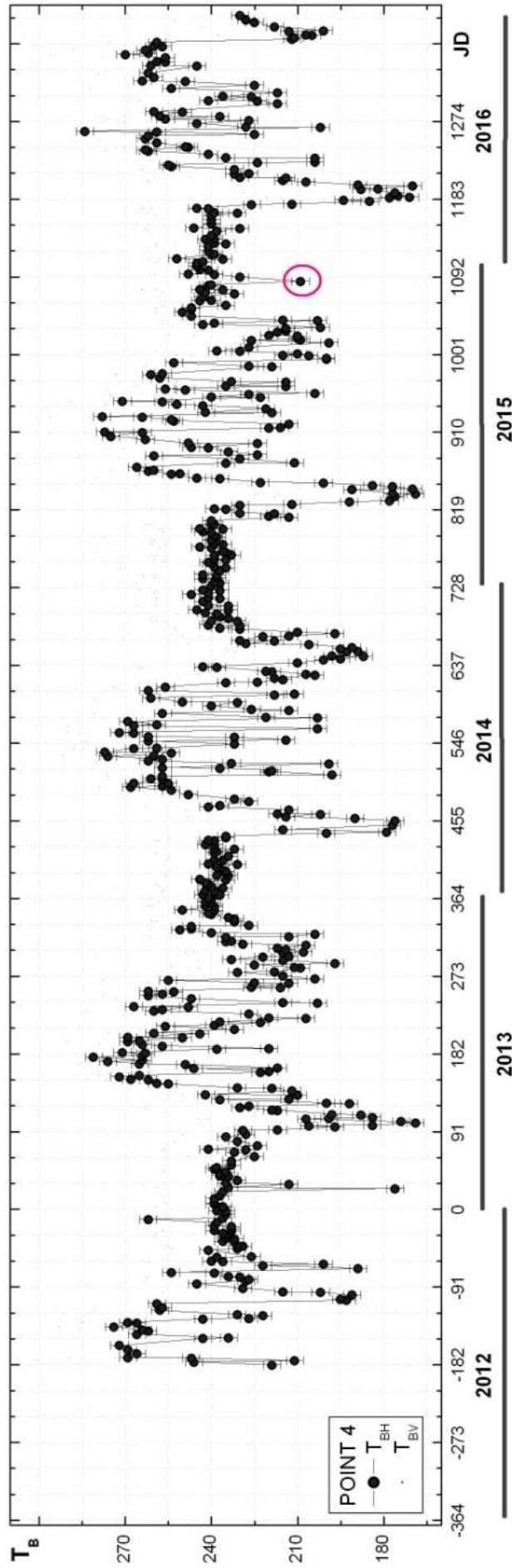


Рис. 4.16. Динамика радиоярких температур на горизонтальной поляризации для тестового участка в Романовском районе Алтайского края

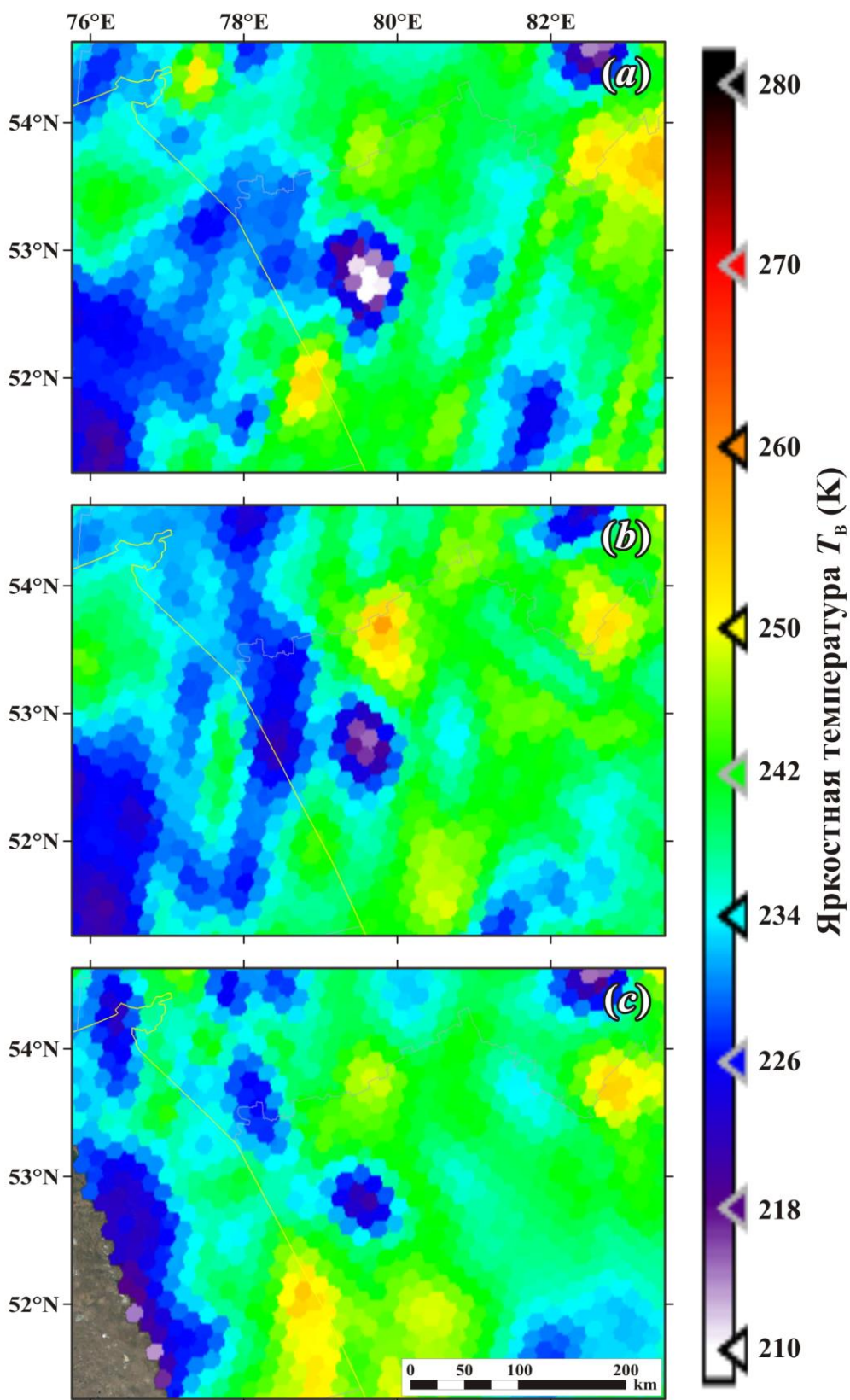


Рис. 4.17. Фрагменты спутниковых снимков SMOS от 19 (а), 21 (б) и 22 (в) декабря 2015 года на горизонтальной поляризации при угле зондирования 42.5°

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опасные природные явления наносят значительный ущерб экономике регионов и представляют собой реальную угрозу жизнедеятельности человека. Это определяет необходимость разработки новых оперативных методов космического мониторинга, позволяющих на ранних стадиях оценивать вероятность возникновения опасных природных явлений.

В результате проведенных исследований установлены новые закономерности поведения диэлектрических характеристик почв водосборного бассейна Верхней Оби от температуры и влажности, разработан алгоритм валидации данных спутникового зондирования. Создана база данных диэлектрических и радиоизлучательных характеристик почв, отобранных с тестовых участков, находящихся в Алтайском крае, попадающих в зону весеннего паводка (от притоков до Камня-на-Оби). Для практического применения методов космического микроволнового мониторинга в бассейне Верхней Оби предложено использовать установленную обобщенную зависимость коэффициента излучения почвенного покрова от объемной влажности.

Дальнейшие исследования в данном направлении могут быть связаны с изучением закономерностей микроволнового излучения Атлантического океана, Черного, Каспийского и Аральского морей, степных территорий, оценкой их влияния на метеорологические условия в Алтайском крае, прогнозированием вероятности возникновения опасных природных явлений с учетом атмосферного переноса и данных микроволнового зондирования.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Lacava T., Cuomo V., Di Leo E.V., Pergola N., Romano F., Tramutoli V. Improving soil wetness variations monitoring from passive microwave satellite data: The case of April 2000 Hungary flood // *Remote Sensing of Environment*. – 2005. – Vol. 96. – N 2. – P. 135-148.
2. Temimi M., Leconte R., Chaouch N., Sukumal P., Khanbilvardi R., Brissette F. A combination of remote sensing data and topographic attributes for the spatial and temporal monitoring of soil wetness // *Journal of Hydrology*. – 2010. – Vol. 388. – N 1-2. – P. 28-40.
3. Sakamoto T., Van Nguyen N., Kotera A., Ohno H., Ishitsuka N., Yokozawa M. Detecting temporal changes in the extent of annual flooding within the Cambodia and the Vietnamese Mekong Delta from MODIS time-series imagery // *Remote Sensing of Environment*. – 2007. – Vol. 109. – N3. – P. 295-313.
4. Pope K.O., Rejmankova E., Paris J. F., Woodruff R. Detecting seasonal flooding cycles in marshes of the Yucatan Peninsula with SIR-C polarimetric radar imagery // *Remote Sensing of Environment*. – 1997. – Vol. 59. – N2. – P. 157-166.
5. Davranche A., Poulin B., Lefebvre G. Mapping flooding regimes in Camargue wetlands using seasonal multispectral data // *Remote Sensing of Environment*. – 2013. – Vol. 138. – P. 165-171.
6. Volpi M., Petropoulos G.P., Kanevski M. Flooding extent cartography with Landsat TM imagery and regularized kernel Fisher's discriminant analysis // *Computers & Geosciences*. – 2013. – Vol. 57. – P. 24-31.
7. Ward D.P., Petty A., Setterfield S.A., Douglas M.M., Ferdinands K., Hamilton S.K., Phinn S. Floodplain inundation and vegetation dynamics in the Alligator Rivers region (Kakadu) of northern Australia assessed using optical and radar remote sensing // *Remote Sensing of Environment*. – 2014. – Vol. 147. – P. 43-55.
8. Chormanski T., Okruszko S., Ignar O., Batelaan K.T., Rebel M.J. Wassen Flood mapping with remote sensing and hydrochemistry: A new method to distinguish the origin of flood water during floods // *Ecological Engineering*. – 2011. – Vol. 37. – N9. – P. 1334-1349.
9. Romanov A.N., Khvostov I.V. Microwave Remote Monitoring of Altai Catastrophic Flood Dynamics Using SMOS Data // *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*. – 2015. – Vol. 12. – N 10. – P. 2036-2040.
10. He S., Gao Y., Li F., Wang H., He Y. Impact of Arctic Oscillation on the East Asian climate: A review // *Earth-Science Reviews*. – 2017. – Vol. 164. – P. 48-62. – DOI: doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.10.014
11. Bring A. et al. // *Journal of Hydrology*, V. 492, 7 2013, P. 273-280.
12. Harris C. et al. Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses // *Earth-Science Reviews*. – 2009. – Vol. 92. – N 3-4. – P. 117-171.

13. Bergamaschi P., Houweling S., Segers A., et al. Atmospheric CH₄ in the first decade of the 21st century: inverse modeling analysis using SCIAMACHY satellite retrievals and NOAA surface measurements // *J. Geophys. Res. Atmos.* – 2013. – Vol.118. – P. 7350-7369.
14. Koven C.D., Riley W.J., Stern A. Analysis of permafrost thermal dynamics and response to climate change in the CMIP5 Earth system models // *J. Clim.* – 2013. – Vol. 26. – P. 1877-1900.
15. Konya K. et al. // *Polar Science.* – 2014. – Vol. 8. – N2. – P. 86-95.
16. Karlsson J.M. et al. // *Journal of Hydrology.* – 2015. – Vol. 529. – Part 1. – P. 134-145.
17. Poursanidis D. et al. // *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, Vol. 6, 2017, P. 25-38.
18. Parkinson C.L. Satellite Passive-Microwave Measurements of Sea Ice // *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*, from *Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition)*, 2008. – 2012. – P. 80-90. <https://doi.org/10.1016/B978-012374473-9.00805-5>
19. Tikhonov V.V., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Ivanov V.V., Boyarskii D.A., Alexeeva T.A., Komarova N.Yu. A physical algorithm to measure sea ice concentration from passive microwave remote sensing data // *Advances in Space Research.* – 2015. – Vol. 56. – N8. – P. 1578-1589.
20. Bareiss J., Gørgen K. Spatial and temporal variability of sea ice in the Laptev Sea: Analyses and review of satellite passive-microwave data and model results, 1979 to 2002 // *Global and Planetary Change.* – 2005. – Vol. 48. – N 1-3. – P. 28-54.
21. Belchansky G.I, Douglas D.C., Mordvintsev I.N, Platonov N.G. Оценка времени начала таяния и замерзания в районе арктического морского льда с использованием активных и пассивных СВЧ-данных Estimating the time of melt onset and freeze onset over Arctic sea-ice area using active and passive microwave data // *Remote Sensing of Environment.* – 2004. – Vol. 92. – N1. – P. 21-39.
22. Drobot S.D. Using remote sensing data to develop seasonal outlooks for Arctic regional sea-ice minimum extent // *Remote Sensing of Environment.* – 2007. – Vol. 111. – N 2-3. – P. 136-147.
23. Haumann F. A., Gruber N., Münnich M., Frenger I., Kern S. Sea-ice transport driving Southern Ocean salinity and its recent trends // *Nature.* – 2016 – Vol. 537. – P. 89-92.
24. Minnett P.J. Upper Ocean Heat and Freshwater Budgets // *Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition)*. – 2009. – P.163-174. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-012374473-9.00626-3>.
25. Su Z., Roebeling R.A., Schulz J. et al. Observation of Hydrological Processes Using Remote Sensing // *Treatise on Water Science.* – 2011. – Vol. 2. – P. 351-399.
26. Schaepman M.E. Spectrodirectional remote sensing: From pixels to processes // *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation.* – 2007. – Vol. 9. – N2. – P. 204-223.

27. Гидрологический словарь (Издание третье, переработанное и дополненное) / Чеботаев А.И. – Ленинград: Гидрометиздат, 1978.
28. ГОСТ 19179-73. Гидрология суши. Термины и определения. – М.: Издательство стандартов, 1988. – 36 с.
29. Инструкция по подготовке и передаче штормовых сообщений наблюдательными подразделениями / Руководящий документ (РД 52.04.563 – 2013) / Министерство природных ресурсов и экологии РФ. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). – Санкт-Петербург, 2013.
30. Гидрология суши (Издание второе, переработанное и дополненное) / Н.А. Соломенцев, А.М. Львов, С.Л. Симиренко и В.А. Чекмарев. – Ленинград: Гидрометиздат, 1976.
31. Общая гидрология (гидрология суши) / Б.Б. Богословский, А.А. Самохин, К.Е. Иванов, Д.П. Соколов. – Ленинград: Гидрометиздат, 1984.
32. Гидрология рек / А.Н. Важнов – М.: Издательство Московского университета, 1976.
33. Сезонный сток рек Западно-Сибирской равнины / И.Н. Стеженская. – Ленинград: Гидрометиздат, 1971.
34. Сток наносов и русловые процессы на больших реках России и Китая (Северная Двина, Обь, Лена, Хуанхэ, Янцзы) / Р.С. Чалов, Лю Шугуан, Н.И. Алексеевский. – М.: Издательство МГУ, 2000.
35. Климат Новосибирска и его изменения / И.О. Лучицкая, Н.И. Белая, С.А. Арбузов / под ред. Р.А. Ягудина / Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2014. – Стр. 22-33.
36. Климат Алтайского региона / Н.Ф. Харламова / Министерство образования и науки РФ, ФГБОУ ВПО «Алтайский государственный университет». – Барнаул: Издательство Алтайского государственного университета, 2013. – Стр. 24-32.
37. Климат Барнаула / Под редакцией д.г.н. С.Д. Кошинского и В.Л. Кухарской / Государственный комитет СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды, Западно-Сибирский региональный научно-исследовательский институт. – Ленинград: Гидрометиздат, 1984. – Стр. – 22-27.
38. Шарков Е.А. Радиотепловое дистанционное зондирование Земли: Физические основы 1 том. – М.: ИКИ РАН, 2014. – 544 с.
39. Бирчак Д.Р. Определение влажности грунта с помощью СВЧ датчиков с большой диэлектрической проницаемостью // ТИИЭР, 1974, т. 62, № 1, с. 117-121.
40. Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. – М.: Издательство АН СССР, 1958. – 193 стр.
41. 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.

42. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Т.1. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. – 663 с.
43. http://earth.esa.int/documents/10174/479378/SMOS_Level-0_product_specifications
44. https://earth.esa.int/documents/10174/1854456/SMOS_L1a-Data-Processing-Models
45. https://earth.esa.int/documents/10174/1854456/SMOS_L1b-Data-Processing-Models
46. Gutierrez A., Castro R. SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model/SO-DS-DME-L1PP-0009, N2.7, 2010. URL: <http://www.smos.com.pt/downloads/release/documents/SO-DS-DME-L1PP-0009-DPM-L1c.pdf>
47. https://earth.esa.int/documents/10174/1854456/SMOS_L1c-Data-Processing-Models
48. Sahr K., White D., Kimerling A.J. Geodesic Discrete Global Grid Systems // Cartography and Geographic Information Science. – 2003. – Vol. 30. – N 2. – P. 121-134.
49. <https://smos-ds-02.eo.esa.int/oads/access>
50. https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/smos/content/-/asset_publisher/t5Py/content/data-reader-software-7633
51. Комаров С.А., Миронов В.Л., Романов А.Н. Аэрокосмическое зондирование гидрологического состояния почв радиофизическими методами. – Барнаул: Изд-во АГУ, 1997. – 104 с.
52. Njoku & Kong, 1977
53. <https://earthdata.nasa.gov>
54. Wan Z. MODIS Land-Surface Temperature Algorithm Theoretical Background Document. – 1999. – URL: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod11.pdf
55. Zhurbas N.V., Zavialov P.O. Effect of stratification on wind drift of river runoff in the Kara Sea // Oceanology. – 2015. – Т. 55. – № 6. – С. 827-831.
56. Polukhin A.A., Makkaveev P.N. Features of the continental runoff distribution over the Kara Sea // Oceanology. – 2017. – Т. 57. – № 1. – С. 19-30.
57. Zatsepin A.G., Zavialov P.O., Kremenetskiy V.V., Poyarkov S.G., Soloviev D.M. The upper desalinated layer in the Kara Sea // Oceanology. – 2010. – Т. 50. – № 5. – С. 657-667.
58. Angelova M.D., Peter W. Gaiser Microwave emissivity of sea foam layers with vertically inhomogeneous dielectric properties // Remote Sensing of Environment. – 2013. – Vol. 139. – P. 81-96.
59. Wadhams P. The underside of Arctic sea ice imaged by sidescan sonar // Nature. – 1988. – Vol. 333. – P. 161-164. doi:10.1038/333161a0
60. Anderson M.R., Crane R.G., Barry R.G. Characteristics of arctic ocean ice determined from SMMR data for 1979: Case studies in the seasonal sea ice zone // Advances in Space Research. – 1985. – Vol. 5. – N6. – P. 257-261.
61. Dickins D., Hearon G., Morris K., Ambrosius K., Horowitz W. Mapping sea ice overflow using remote sensing: Alaskan Beaufort Sea // Cold Regions Science and Technology. – 2011. – Vol. 65. – N3. – P. 275-285.

62. Романов А.Н., Хвостов И.В. Космический мониторинг минерализованных озер на юге Западной Сибири // В сборнике: Озера Евразии: проблемы и пути их решения материалы 1-й Международной конференции. Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, Петрозаводский государственный университет; Ответственный редактор Н.Н. Филатов. – 2017. – С. 144-150.

63. Романов А.Н., Хвостов И.В., Колташов А.А. Дистанционный мониторинг водных ресурсов Западной Сибири // В сборнике: Водные ресурсы: новые вызовы и пути решения. Материалы научной конференции. – 2017. – С. 607-614.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица П1. Координаты экспериментальных участков

№ участка	Широта	Долгота	Высота над у.м., м
944	51.6359365638° с.ш.	84.3203529250° в.д.	416
952	52.2660485655° с.ш.	83.6850887351° в.д.	145
965	53.2110020332° с.ш.	83.7241310533° в.д.	78
967	52.4621744547° с.ш.	82.7936257236° в.д.	157
987	52.0713512041° с.ш.	85.9239031188° в.д.	230

Таблица П2. Зависимости диэлектрических и радиоизлучательных характеристик почв от объемной влажности

№944

W_v	ρ_p	ρ_s	n	κ	dn	$d\kappa$	ε'	ε''	$d\varepsilon'$	$d\varepsilon''$	χ
0.26	1.43	1.18	3.16	0.23	0.05	0.10	9.95	1.43	0.27	0.64	0.73
0.26	1.43	1.18	3.23	0.26	0.05	0.11	10.37	1.70	0.30	0.70	0.72
0.26	1.43	1.18	3.15	0.24	0.05	0.10	9.89	1.54	0.27	0.66	0.73
0.26	1.43	1.18	3.22	0.27	0.05	0.11	10.33	1.71	0.30	0.70	0.72
0.26	1.43	1.18	3.15	0.24	0.05	0.10	9.89	1.54	0.27	0.66	0.73
0.26	1.43	1.18	3.14	0.25	0.05	0.10	9.81	1.56	0.27	0.66	0.73
0.26	1.43	1.18	3.17	0.26	0.05	0.10	9.97	1.63	0.28	0.67	0.73
0.26	1.43	1.18	3.17	0.26	0.05	0.10	9.96	1.63	0.28	0.67	0.73
0.26	1.43	1.18	3.16	0.26	0.05	0.10	9.94	1.64	0.28	0.67	0.73
0.20	1.20	1.01	2.74	0.21	0.04	0.10	7.46	1.13	0.21	0.57	0.78
0.20	1.20	1.01	2.74	0.21	0.04	0.10	7.45	1.13	0.21	0.57	0.78
0.20	1.20	1.01	2.74	0.21	0.04	0.10	7.48	1.13	0.21	0.57	0.78
0.17	1.25	1.08	2.59	0.21	0.04	0.11	6.64	1.09	0.22	0.59	0.80

0.17	1.25	1.08	2.57	0.21	0.04	0.11	6.58	1.09	0.22	0.59	0.80
0.17	1.25	1.08	2.57	0.22	0.04	0.12	6.58	1.13	0.22	0.59	0.80
0.17	1.25	1.08	2.57	0.22	0.04	0.12	6.53	1.13	0.22	0.59	0.80
0.17	1.25	1.08	2.57	0.21	0.04	0.11	6.54	1.08	0.22	0.59	0.80
0.17	1.25	1.08	2.56	0.22	0.04	0.12	6.52	1.12	0.22	0.59	0.80
0.16	1.17	1.00	2.39	0.22	0.05	0.13	5.67	1.05	0.23	0.61	0.83
0.16	1.17	1.00	2.39	0.21	0.05	0.13	5.69	1.00	0.23	0.61	0.83
0.16	1.17	1.00	2.39	0.21	0.05	0.13	5.65	1.00	0.23	0.61	0.83
0.16	1.17	1.00	2.40	0.21	0.05	0.13	5.74	1.01	0.23	0.61	0.83
0.16	1.17	1.00	2.39	0.21	0.05	0.13	5.68	1.00	0.23	0.61	0.83
0.12	1.23	1.11	2.26	0.19	0.05	0.14	5.09	0.87	0.23	0.62	0.85
0.12	1.23	1.11	2.23	0.19	0.05	0.14	4.96	0.85	0.23	0.62	0.85
0.12	1.23	1.11	2.23	0.20	0.05	0.14	4.93	0.89	0.23	0.62	0.85
0.12	1.23	1.11	2.23	0.19	0.05	0.14	4.96	0.85	0.23	0.62	0.85
0.12	1.23	1.11	2.23	0.19	0.05	0.14	4.95	0.85	0.23	0.62	0.85
0.10	1.17	1.07	2.10	0.16	0.05	0.15	4.38	0.69	0.22	0.62	0.87
0.10	1.17	1.07	2.08	0.16	0.05	0.15	4.31	0.68	0.22	0.62	0.87
0.10	1.17	1.07	2.09	0.18	0.05	0.15	4.32	0.73	0.22	0.62	0.87
0.10	1.17	1.07	2.08	0.18	0.05	0.15	4.30	0.73	0.22	0.62	0.87
0.10	1.17	1.07	2.07	0.18	0.05	0.15	4.27	0.73	0.22	0.62	0.88
0.08	1.18	1.10	1.96	0.16	0.05	0.15	3.82	0.61	0.21	0.60	0.89
0.08	1.18	1.10	1.96	0.16	0.05	0.15	3.81	0.61	0.20	0.60	0.89
0.08	1.18	1.10	1.96	0.17	0.05	0.15	3.81	0.66	0.20	0.60	0.89
0.08	1.18	1.10	1.97	0.15	0.05	0.15	3.85	0.61	0.21	0.60	0.89
0.06	1.17	1.11	1.90	0.11	0.05	0.15	3.59	0.42	0.20	0.58	0.90
0.06	1.17	1.11	1.86	0.11	0.05	0.15	3.45	0.43	0.20	0.57	0.91
0.06	1.17	1.11	1.85	0.12	0.05	0.15	3.42	0.43	0.19	0.56	0.91
0.06	1.17	1.11	1.86	0.11	0.05	0.15	3.45	0.43	0.20	0.57	0.91
0.05	1.10	1.05	1.79	0.07	0.06	0.15	3.18	0.27	0.19	0.53	0.92
0.05	1.10	1.05	1.77	0.08	0.06	0.15	3.14	0.27	0.19	0.53	0.92
0.05	1.10	1.05	1.77	0.08	0.06	0.15	3.14	0.27	0.19	0.53	0.92
0.03	1.15	1.12	1.71	0.06	0.06	0.14	2.93	0.21	0.18	0.50	0.93
0.03	1.15	1.12	1.70	0.05	0.06	0.14	2.89	0.18	0.18	0.49	0.93
0.03	1.15	1.12	1.70	0.05	0.06	0.14	2.88	0.18	0.18	0.49	0.93
0.03	1.15	1.12	1.70	0.05	0.06	0.14	2.88	0.18	0.18	0.49	0.93

W_V	ρ_P	ρ_S	n	κ	dn	$d\kappa$	ε'	ε''	$d\varepsilon'$	$d\varepsilon''$	χ
0.47	1.45	0.98	5.01	0.64	0.07	0.19	24.67	6.39	0.82	1.87	0.55
0.47	1.45	0.98	5.00	0.63	0.07	0.19	24.56	6.25	0.82	1.87	0.55
0.47	1.45	0.98	4.92	0.61	0.08	0.20	23.84	5.98	0.83	1.92	0.56
0.47	1.45	0.98	5.04	0.62	0.07	0.18	24.99	6.24	0.81	1.84	0.55
0.47	1.45	0.98	5.04	0.62	0.07	0.18	25.00	6.25	0.81	1.84	0.55
0.47	1.45	0.98	5.01	0.63	0.07	0.19	24.69	6.28	0.82	1.87	0.55
0.47	1.45	0.98	5.00	0.63	0.07	0.19	24.61	6.26	0.82	1.87	0.55
0.49	1.69	1.20	4.99	0.67	0.07	0.19	24.50	6.68	0.82	1.90	0.55
0.49	1.69	1.20	4.98	0.67	0.07	0.19	24.34	6.65	0.82	1.90	0.55
0.49	1.69	1.20	5.00	0.67	0.07	0.19	24.56	6.70	0.82	1.89	0.55
0.49	1.69	1.20	5.00	0.67	0.07	0.19	24.56	6.70	0.82	1.89	0.55
0.56	1.48	0.92	5.36	0.72	0.06	0.17	28.20	7.77	0.75	1.78	0.52
0.56	1.48	0.92	5.36	0.72	0.06	0.17	28.20	7.66	0.75	1.77	0.52
0.56	1.48	0.92	5.36	0.72	0.06	0.17	28.26	7.67	0.74	1.77	0.52
0.56	1.48	0.92	5.35	0.71	0.06	0.17	28.16	7.66	0.75	1.77	0.52
0.46	1.47	1.01	4.33	0.50	0.09	0.23	18.51	4.29	0.72	2.00	0.60
0.46	1.47	1.01	4.30	0.50	0.09	0.22	18.26	4.30	0.71	1.97	0.61
0.46	1.47	1.01	4.26	0.49	0.09	0.22	17.91	4.21	0.71	1.93	0.61
0.46	1.47	1.01	4.26	0.49	0.09	0.22	17.89	4.21	0.71	1.92	0.61
0.46	1.47	1.01	4.27	0.49	0.09	0.22	17.98	4.21	0.71	1.94	0.61
0.40	1.32	0.92	4.35	0.61	0.09	0.22	18.53	5.31	0.70	1.96	0.60
0.40	1.32	0.92	4.32	0.60	0.09	0.22	18.34	5.20	0.70	1.95	0.60
0.40	1.32	0.92	4.29	0.62	0.09	0.22	18.01	5.32	0.69	1.91	0.60
0.40	1.32	0.92	4.27	0.61	0.09	0.22	17.89	5.21	0.69	1.90	0.61
0.40	1.32	0.92	4.29	0.61	0.09	0.22	17.99	5.21	0.69	1.91	0.61
0.40	1.32	0.92	4.32	0.60	0.09	0.22	18.33	5.20	0.70	1.95	0.60
0.40	1.32	0.92	4.32	0.60	0.09	0.22	18.28	5.20	0.70	1.94	0.60
0.25	1.38	1.13	3.20	0.43	0.06	0.13	10.05	2.76	0.31	0.83	0.72
0.25	1.38	1.13	3.21	0.41	0.06	0.12	10.11	2.63	0.31	0.82	0.72
0.25	1.38	1.13	3.22	0.41	0.06	0.12	10.17	2.63	0.32	0.82	0.72
0.25	1.38	1.13	3.22	0.43	0.06	0.13	10.18	2.74	0.32	0.83	0.72
0.25	1.38	1.13	3.21	0.42	0.06	0.12	10.10	2.69	0.31	0.82	0.72
0.25	1.38	1.13	3.20	0.41	0.06	0.12	10.09	2.64	0.31	0.81	0.72
0.32	1.40	1.08	3.84	0.63	0.08	0.18	14.36	4.85	0.56	1.47	0.64
0.32	1.40	1.08	3.86	0.65	0.08	0.19	14.44	5.01	0.56	1.49	0.64
0.32	1.40	1.08	3.85	0.63	0.09	0.18	14.42	4.84	0.56	1.47	0.64
0.32	1.40	1.08	3.84	0.63	0.08	0.18	14.36	4.85	0.56	1.47	0.64

0.34	1.27	0.92	3.95	0.53	0.09	0.19	15.33	4.15	0.62	1.55	0.64
0.34	1.27	0.92	3.93	0.53	0.09	0.19	15.19	4.18	0.61	1.53	0.64
0.34	1.27	0.92	3.95	0.55	0.09	0.19	15.27	4.35	0.61	1.55	0.64
0.34	1.27	0.92	3.93	0.56	0.09	0.19	15.14	4.38	0.60	1.53	0.64
0.34	1.27	0.92	3.93	0.56	0.09	0.19	15.11	4.38	0.60	1.53	0.64
0.34	1.27	0.92	3.92	0.56	0.09	0.19	15.08	4.38	0.60	1.53	0.64
0.16	1.02	0.85	2.54	0.32	0.04	0.13	6.36	1.63	0.24	0.64	0.80
0.16	1.02	0.85	2.53	0.32	0.04	0.13	6.28	1.62	0.24	0.64	0.81
0.16	1.02	0.85	2.52	0.32	0.04	0.13	6.27	1.62	0.24	0.64	0.81
0.16	1.02	0.85	2.54	0.31	0.04	0.12	6.33	1.58	0.24	0.63	0.81
0.16	1.02	0.85	2.52	0.32	0.04	0.13	6.27	1.62	0.24	0.64	0.81
0.14	0.95	0.81	2.28	0.36	0.05	0.14	5.06	1.64	0.24	0.65	0.84
0.14	0.95	0.81	2.26	0.36	0.05	0.14	4.99	1.63	0.24	0.65	0.84
0.14	0.95	0.81	2.28	0.36	0.05	0.14	5.06	1.64	0.24	0.65	0.84
0.23	1.19	0.96	2.91	0.38	0.05	0.12	8.32	2.24	0.25	0.70	0.75
0.23	1.19	0.96	2.91	0.38	0.04	0.12	8.31	2.19	0.25	0.69	0.75
0.23	1.19	0.96	2.90	0.38	0.04	0.12	8.30	2.19	0.25	0.69	0.75
0.23	1.19	0.96	2.90	0.38	0.04	0.12	8.30	2.19	0.25	0.69	0.75
0.30	1.30	1.00	3.42	0.42	0.07	0.13	11.50	2.87	0.40	0.94	0.69
0.30	1.30	1.00	3.39	0.42	0.07	0.13	11.33	2.84	0.39	0.93	0.70
0.30	1.30	1.00	3.39	0.42	0.07	0.13	11.35	2.83	0.39	0.93	0.70
0.30	1.30	1.00	3.39	0.42	0.07	0.13	11.30	2.84	0.38	0.93	0.70
0.52	1.56	1.04	5.50	0.67	0.06	0.15	29.83	7.43	0.70	1.69	0.51
0.52	1.56	1.04	5.51	0.67	0.06	0.15	29.93	7.34	0.69	1.68	0.51
0.52	1.56	1.04	5.54	0.67	0.06	0.15	30.21	7.47	0.69	1.69	0.51
0.52	1.56	1.04	5.52	0.67	0.06	0.15	29.96	7.44	0.69	1.69	0.51
0.52	1.56	1.04	5.52	0.67	0.06	0.15	30.00	7.45	0.69	1.69	0.51
0.52	1.56	1.04	5.53	0.67	0.06	0.15	30.09	7.46	0.69	1.69	0.51
0.10	1.09	0.99	2.06	0.19	0.05	0.15	4.19	0.77	0.22	0.62	0.88
0.10	1.09	0.99	2.04	0.20	0.05	0.15	4.14	0.81	0.22	0.62	0.88
0.10	1.09	0.99	2.05	0.20	0.05	0.15	4.17	0.82	0.22	0.62	0.88
0.10	1.09	0.99	2.05	0.20	0.05	0.15	4.15	0.82	0.22	0.62	0.88
0.05	1.08	1.03	1.81	0.12	0.05	0.15	3.25	0.44	0.19	0.55	0.92
0.05	1.08	1.03	1.79	0.12	0.05	0.15	3.21	0.44	0.19	0.54	0.92
0.05	1.08	1.03	1.80	0.12	0.05	0.15	3.21	0.44	0.19	0.54	0.92
0.04	1.08	1.05	1.72	0.06	0.06	0.14	2.97	0.21	0.19	0.50	0.93
0.04	1.08	1.05	1.70	0.06	0.06	0.14	2.90	0.22	0.18	0.49	0.93
0.04	1.08	1.05	1.71	0.06	0.06	0.14	2.93	0.21	0.18	0.50	0.93
0.04	1.08	1.05	1.71	0.06	0.06	0.14	2.93	0.21	0.18	0.50	0.93

W_V	ρ_P	ρ_S	n	κ	dn	$d\kappa$	ε'	ε''	$d\varepsilon'$	$d\varepsilon''$	χ
0.56	1.60	1.04	5.73	0.43	0.05	0.11	32.70	4.90	0.55	1.29	0.50
0.56	1.60	1.04	5.73	0.43	0.05	0.11	32.66	4.90	0.55	1.29	0.50
0.56	1.60	1.04	5.73	0.43	0.05	0.11	32.64	4.98	0.55	1.30	0.50
0.56	1.60	1.04	5.73	0.43	0.05	0.11	32.65	4.90	0.55	1.29	0.50
0.56	1.63	1.07	5.56	0.42	0.05	0.12	30.70	4.65	0.58	1.29	0.51
0.56	1.63	1.07	5.56	0.42	0.05	0.12	30.73	4.65	0.58	1.29	0.51
0.56	1.63	1.07	5.55	0.42	0.05	0.12	30.67	4.64	0.58	1.29	0.52
0.57	1.53	0.96	5.64	0.42	0.05	0.11	31.59	4.76	0.55	1.28	0.51
0.57	1.53	0.96	5.63	0.42	0.05	0.11	31.54	4.75	0.55	1.28	0.51
0.57	1.53	0.96	5.64	0.42	0.05	0.11	31.60	4.76	0.55	1.28	0.51
0.53	1.64	1.11	5.55	0.43	0.05	0.12	30.67	4.72	0.58	1.31	0.52
0.53	1.64	1.11	5.56	0.42	0.05	0.12	30.70	4.65	0.58	1.29	0.51
0.53	1.64	1.11	5.56	0.42	0.05	0.12	30.70	4.65	0.58	1.29	0.51
0.53	1.64	1.11	5.56	0.42	0.05	0.12	30.73	4.65	0.58	1.29	0.51
0.53	1.61	1.08	5.22	0.39	0.07	0.14	27.11	4.06	0.78	1.48	0.54
0.53	1.61	1.08	5.22	0.41	0.07	0.15	27.04	4.25	0.78	1.51	0.54
0.53	1.61	1.08	5.20	0.40	0.07	0.15	26.92	4.20	0.78	1.52	0.54
0.53	1.61	1.08	5.21	0.40	0.07	0.15	26.96	4.22	0.78	1.51	0.54
0.49	1.64	1.15	5.02	0.38	0.08	0.17	25.08	3.77	0.89	1.72	0.55
0.49	1.64	1.15	5.02	0.37	0.08	0.17	25.03	3.75	0.89	1.72	0.55
0.49	1.64	1.15	5.03	0.38	0.08	0.17	25.14	3.79	0.89	1.71	0.55
0.45	1.68	1.23	4.63	0.36	0.09	0.24	21.26	3.37	0.85	2.22	0.58
0.45	1.68	1.23	4.62	0.35	0.09	0.24	21.24	3.23	0.86	2.24	0.58
0.45	1.68	1.23	4.61	0.35	0.09	0.24	21.12	3.21	0.85	2.25	0.58
0.45	1.68	1.23	4.60	0.33	0.09	0.25	21.01	3.06	0.85	2.28	0.58
0.45	1.68	1.23	4.61	0.33	0.09	0.25	21.10	3.07	0.86	2.27	0.58
0.45	1.68	1.23	4.60	0.33	0.09	0.25	21.01	3.06	0.85	2.28	0.58
0.36	1.59	1.23	3.85	0.21	0.10	0.16	14.80	1.58	0.76	1.24	0.65
0.36	1.59	1.23	3.84	0.21	0.10	0.16	14.69	1.64	0.74	1.23	0.65
0.36	1.59	1.23	3.85	0.21	0.10	0.16	14.76	1.60	0.75	1.24	0.65
0.30	1.40	1.10	3.53	0.23	0.07	0.12	12.38	1.64	0.48	0.87	0.69
0.30	1.40	1.10	3.51	0.24	0.07	0.12	12.28	1.68	0.47	0.86	0.69
0.30	1.40	1.10	3.54	0.23	0.07	0.12	12.49	1.60	0.49	0.87	0.69
0.30	1.40	1.10	3.51	0.24	0.07	0.12	12.29	1.68	0.47	0.86	0.69
0.30	1.40	1.10	3.50	0.23	0.07	0.12	12.23	1.64	0.46	0.85	0.69
0.30	1.40	1.10	3.53	0.23	0.07	0.12	12.38	1.64	0.48	0.87	0.69
0.30	1.40	1.10	3.55	0.23	0.07	0.12	12.51	1.66	0.49	0.89	0.68

0.30	1.40	1.10	3.51	0.23	0.07	0.12	12.24	1.63	0.46	0.85	0.69
0.30	1.40	1.10	3.51	0.24	0.07	0.12	12.28	1.68	0.47	0.86	0.69
0.11	1.17	1.06	2.13	0.18	0.05	0.15	4.50	0.75	0.22	0.62	0.87
0.11	1.17	1.06	2.12	0.18	0.05	0.15	4.47	0.74	0.22	0.62	0.87
0.11	1.17	1.06	2.12	0.18	0.05	0.15	4.47	0.74	0.22	0.62	0.87
0.22	1.19	0.97	2.66	0.23	0.04	0.11	7.02	1.23	0.22	0.59	0.79
0.22	1.19	0.97	2.66	0.23	0.04	0.11	7.01	1.23	0.22	0.59	0.79
0.22	1.19	0.97	2.65	0.23	0.04	0.11	6.97	1.23	0.22	0.59	0.79
0.17	1.14	0.97	2.39	0.21	0.05	0.13	5.69	1.00	0.23	0.61	0.83
0.17	1.14	0.97	2.38	0.20	0.05	0.13	5.65	0.95	0.23	0.61	0.83
0.17	1.14	0.97	2.38	0.20	0.05	0.13	5.65	0.95	0.23	0.61	0.83
0.17	1.14	0.97	2.38	0.21	0.05	0.13	5.63	0.99	0.23	0.61	0.83
0.17	1.14	0.97	2.38	0.20	0.05	0.13	5.62	0.94	0.23	0.61	0.83
0.01	1.10	1.10	1.58	-0.01	0.05	0.13	2.50	-0.02	0.17	0.41	0.95
0.01	1.10	1.10	1.57	0.01	0.05	0.13	2.46	0.02	0.17	0.41	0.95
0.01	1.10	1.10	1.57	0.00	0.05	0.13	2.46	-0.01	0.17	0.41	0.95
0.01	1.10	1.10	1.57	0.00	0.05	0.13	2.46	-0.01	0.17	0.41	0.95

№965

W_V	ρ_P	ρ_S	n	κ	dn	$d\kappa$	ε'	ε''	$d\varepsilon'$	$d\varepsilon''$	χ
0.27	1.16	0.89	3.18	0.37	0.05	0.12	9.97	2.38	0.30	0.77	0.72
0.27	1.16	0.89	3.18	0.36	0.05	0.12	9.97	2.32	0.30	0.77	0.72
0.27	1.16	0.89	3.18	0.37	0.05	0.12	9.98	2.37	0.30	0.77	0.72
0.27	1.16	0.89	3.18	0.37	0.05	0.12	9.94	2.38	0.30	0.77	0.72
0.30	1.31	1.01	3.57	0.44	0.08	0.14	12.53	3.11	0.47	1.08	0.68
0.30	1.31	1.01	3.60	0.46	0.08	0.15	12.78	3.34	0.48	1.13	0.67
0.30	1.31	1.01	3.59	0.46	0.08	0.15	12.67	3.29	0.48	1.12	0.67
0.30	1.31	1.01	3.57	0.43	0.08	0.15	12.56	3.10	0.47	1.08	0.68
0.30	1.31	1.01	3.58	0.45	0.08	0.15	12.60	3.23	0.47	1.10	0.68
0.30	1.31	1.01	3.57	0.42	0.08	0.14	12.58	3.02	0.47	1.07	0.68
0.30	1.31	1.01	3.57	0.43	0.08	0.15	12.58	3.09	0.47	1.08	0.68
0.18	1.24	1.06	2.67	0.35	0.04	0.12	6.99	1.84	0.24	0.65	0.79
0.18	1.24	1.06	2.67	0.34	0.04	0.12	6.99	1.79	0.24	0.65	0.79
0.18	1.24	1.06	2.66	0.34	0.04	0.12	6.98	1.79	0.24	0.65	0.79
0.18	1.24	1.06	2.66	0.34	0.04	0.12	6.98	1.79	0.24	0.65	0.79
0.09	1.10	1.01	2.04	0.22	0.05	0.15	4.11	0.91	0.22	0.61	0.88
0.09	1.10	1.01	2.03	0.22	0.05	0.15	4.08	0.91	0.21	0.61	0.88

0.09	1.10	1.01	2.03	0.22	0.05	0.15	4.06	0.91	0.21	0.61	0.88
0.18	1.43	1.25	2.78	0.33	0.04	0.12	7.63	1.84	0.23	0.65	0.77
0.18	1.43	1.25	2.78	0.33	0.04	0.12	7.61	1.84	0.23	0.65	0.77
0.18	1.43	1.25	2.78	0.33	0.04	0.12	7.60	1.84	0.23	0.65	0.77
0.09	1.13	1.04	1.97	0.19	0.05	0.15	3.83	0.75	0.21	0.60	0.89
0.09	1.13	1.04	1.96	0.20	0.05	0.15	3.80	0.80	0.21	0.60	0.89
0.09	1.13	1.04	1.95	0.20	0.05	0.15	3.77	0.80	0.21	0.60	0.89
0.09	1.13	1.04	1.96	0.19	0.05	0.15	3.81	0.75	0.21	0.60	0.89
0.09	1.13	1.04	1.96	0.20	0.05	0.15	3.79	0.80	0.21	0.60	0.89
0.07	1.15	1.07	2.06	0.27	0.05	0.15	4.16	1.10	0.22	0.62	0.87
0.07	1.15	1.07	2.02	0.26	0.05	0.15	4.00	1.04	0.22	0.61	0.88
0.07	1.15	1.07	2.08	0.26	0.05	0.15	4.25	1.06	0.22	0.62	0.87
0.07	1.15	1.07	2.08	0.26	0.05	0.15	4.25	1.06	0.22	0.62	0.87
0.07	1.15	1.07	2.04	0.26	0.05	0.15	4.08	1.05	0.22	0.62	0.88
0.07	1.15	1.07	1.98	0.21	0.05	0.15	3.88	0.85	0.21	0.60	0.89
0.07	1.15	1.07	1.97	0.21	0.05	0.15	3.85	0.85	0.21	0.60	0.89
0.07	1.15	1.07	2.05	0.28	0.05	0.15	4.13	1.15	0.22	0.62	0.87
0.07	1.15	1.07	1.98	0.21	0.05	0.15	3.87	0.85	0.21	0.60	0.89
0.28	1.51	1.23	3.43	0.39	0.07	0.13	11.63	2.71	0.40	0.93	0.69
0.28	1.51	1.23	3.42	0.39	0.07	0.13	11.57	2.65	0.40	0.92	0.69
0.28	1.51	1.23	3.45	0.41	0.07	0.13	11.70	2.82	0.41	0.96	0.69
0.28	1.51	1.23	3.43	0.38	0.07	0.13	11.62	2.64	0.40	0.93	0.69
0.28	1.51	1.23	3.42	0.36	0.07	0.13	11.56	2.46	0.40	0.90	0.70
0.28	1.51	1.23	3.43	0.40	0.07	0.13	11.63	2.77	0.41	0.94	0.69
0.28	1.51	1.23	3.40	0.38	0.07	0.13	11.44	2.62	0.39	0.91	0.70
0.28	1.51	1.23	3.43	0.38	0.07	0.13	11.60	2.58	0.40	0.92	0.69
0.28	1.51	1.23	3.43	0.38	0.07	0.13	11.60	2.58	0.40	0.92	0.69
0.28	1.51	1.23	3.55	0.40	0.07	0.14	12.42	2.84	0.46	1.03	0.68
0.28	1.51	1.23	3.37	0.36	0.06	0.12	11.23	2.42	0.37	0.86	0.70
0.28	1.51	1.23	3.34	0.37	0.06	0.12	11.04	2.46	0.36	0.85	0.70
0.28	1.51	1.23	3.35	0.37	0.06	0.12	11.08	2.46	0.36	0.86	0.70
0.28	1.51	1.23	3.35	0.37	0.06	0.12	11.08	2.46	0.36	0.86	0.70
-0.06	1.09	1.14	1.96	0.18	0.05	0.15	3.82	0.70	0.21	0.60	0.89
-0.06	1.09	1.14	2.02	0.18	0.05	0.15	4.03	0.71	0.21	0.61	0.88
-0.06	1.09	1.14	2.01	0.16	0.05	0.15	4.02	0.66	0.21	0.61	0.88
-0.06	1.09	1.14	2.00	0.17	0.05	0.15	3.98	0.66	0.21	0.61	0.89
-0.06	1.09	1.14	2.00	0.17	0.05	0.15	3.98	0.66	0.21	0.61	0.89
0.28	1.51	1.23	3.58	0.42	0.08	0.14	12.67	3.00	0.48	1.08	0.68
0.28	1.51	1.23	3.68	0.39	0.08	0.15	13.43	2.86	0.54	1.16	0.67

0.28	1.51	1.23	3.58	0.42	0.08	0.14	12.66	3.00	0.48	1.08	0.68
0.28	1.51	1.23	3.58	0.42	0.08	0.14	12.64	3.00	0.48	1.08	0.68
0.23	1.54	1.31	3.23	0.39	0.06	0.12	10.30	2.55	0.32	0.81	0.72
0.23	1.54	1.31	3.23	0.39	0.06	0.12	10.26	2.50	0.32	0.81	0.72
0.23	1.54	1.31	3.23	0.39	0.06	0.12	10.26	2.50	0.32	0.81	0.72
0.23	1.54	1.31	3.22	0.39	0.06	0.12	10.21	2.51	0.31	0.80	0.72
0.09	1.22	1.13	2.09	0.24	0.05	0.15	4.31	1.02	0.22	0.62	0.87
0.09	1.22	1.13	2.10	0.24	0.05	0.15	4.33	1.02	0.22	0.62	0.87
0.09	1.22	1.13	2.10	0.24	0.05	0.15	4.34	1.02	0.22	0.62	0.87
0.33	1.26	0.92	4.01	0.76	0.09	0.20	15.50	6.11	0.60	1.67	0.62
0.33	1.26	0.92	4.01	0.77	0.09	0.20	15.48	6.20	0.60	1.68	0.62
0.33	1.26	0.92	4.00	0.76	0.09	0.20	15.41	6.11	0.60	1.66	0.63
0.33	1.26	0.92	4.00	0.76	0.09	0.20	15.45	6.11	0.60	1.67	0.63
0.12	1.04	0.92	2.20	0.21	0.05	0.14	4.80	0.93	0.23	0.63	0.86
0.12	1.04	0.92	2.21	0.21	0.05	0.14	4.84	0.93	0.23	0.63	0.85
0.12	1.04	0.92	2.21	0.21	0.05	0.14	4.84	0.93	0.23	0.63	0.85
0.06	1.12	1.06	1.87	0.18	0.05	0.15	3.46	0.65	0.20	0.57	0.91
0.06	1.12	1.06	1.87	0.16	0.05	0.15	3.46	0.61	0.20	0.57	0.91
0.06	1.12	1.06	1.87	0.16	0.05	0.15	3.47	0.61	0.20	0.57	0.91
0.06	1.12	1.06	1.87	0.17	0.05	0.15	3.47	0.65	0.20	0.57	0.90
0.06	1.12	1.06	1.87	0.17	0.05	0.15	3.48	0.65	0.20	0.57	0.90
0.01	1.03	1.02	1.59	0.03	0.05	0.13	2.52	0.09	0.17	0.43	0.95
0.01	1.03	1.02	1.57	0.03	0.05	0.13	2.46	0.10	0.17	0.42	0.95
0.01	1.03	1.02	1.58	0.04	0.05	0.13	2.49	0.13	0.17	0.42	0.95
0.01	1.03	1.02	1.57	0.04	0.05	0.13	2.47	0.14	0.16	0.42	0.95
0.01	1.03	1.02	1.57	0.04	0.05	0.13	2.45	0.14	0.16	0.42	0.95

№987

W_V	ρ_P	ρ_S	n	κ	dn	$d\kappa$	ε'	ε''	$d\varepsilon'$	$d\varepsilon''$	χ
0.40	1.44	1.04	4.54	0.07	0.12	0.36	20.58	0.61	1.09	3.30	0.59
0.40	1.44	1.04	4.48	0.15	0.11	0.31	20.05	1.33	0.95	2.77	0.60
0.40	1.44	1.04	4.48	0.13	0.11	0.32	20.02	1.16	0.97	2.85	0.60
0.40	1.44	1.04	4.44	0.07	0.13	0.34	19.70	0.64	1.14	3.01	0.60
0.40	1.44	1.04	4.44	0.05	0.14	0.35	19.68	0.45	1.23	3.10	0.60
0.40	1.44	1.04	4.54	0.07	0.12	0.36	20.61	0.61	1.09	3.29	0.59
0.40	1.44	1.04	4.51	0.07	0.12	0.37	20.32	0.60	1.06	3.29	0.59
0.35	1.26	0.91	3.73	0.07	0.10	0.12	13.92	0.52	0.73	0.93	0.67

0.35	1.26	0.91	3.72	0.08	0.10	0.12	13.82	0.60	0.71	0.92	0.67
0.35	1.26	0.91	3.71	0.10	0.10	0.12	13.79	0.71	0.70	0.93	0.67
0.35	1.26	0.91	3.72	0.09	0.10	0.12	13.83	0.68	0.71	0.93	0.67
0.35	1.26	0.91	3.72	0.10	0.10	0.12	13.79	0.71	0.70	0.93	0.67
0.20	0.92	0.72	2.52	0.32	0.04	0.13	6.25	1.61	0.24	0.64	0.81
0.20	0.92	0.72	2.52	0.32	0.04	0.13	6.23	1.61	0.24	0.64	0.81
0.20	0.92	0.72	2.51	0.32	0.04	0.13	6.22	1.61	0.24	0.64	0.81
0.24	1.26	1.02	2.99	0.17	0.04	0.09	8.93	1.03	0.21	0.56	0.75
0.24	1.26	1.02	3.00	0.16	0.04	0.09	8.97	0.98	0.21	0.55	0.75
0.24	1.26	1.02	3.01	0.16	0.04	0.09	9.02	0.97	0.21	0.55	0.75
0.24	1.26	1.02	3.00	0.16	0.04	0.09	9.00	0.97	0.21	0.55	0.75
0.19	1.20	1.01	2.59	0.19	0.04	0.11	6.67	0.96	0.22	0.57	0.80
0.19	1.20	1.01	2.58	0.18	0.04	0.11	6.63	0.95	0.22	0.57	0.80
0.19	1.20	1.01	2.57	0.18	0.04	0.11	6.59	0.95	0.22	0.57	0.80
0.19	1.20	1.01	2.58	0.18	0.04	0.11	6.60	0.95	0.22	0.57	0.80
0.11	1.09	0.98	2.14	0.13	0.05	0.15	4.57	0.55	0.22	0.62	0.87
0.11	1.09	0.98	2.14	0.13	0.05	0.15	4.57	0.55	0.22	0.62	0.87
0.11	1.09	0.98	2.15	0.13	0.05	0.15	4.60	0.56	0.22	0.62	0.87
0.06	1.21	1.15	1.92	0.10	0.05	0.15	3.66	0.37	0.20	0.59	0.90
0.06	1.21	1.15	1.92	0.10	0.05	0.15	3.69	0.37	0.20	0.59	0.90
0.06	1.21	1.15	1.92	0.10	0.05	0.15	3.67	0.37	0.20	0.59	0.90
0.01	0.90	0.90	1.43	0.01	0.05	0.12	2.06	0.02	0.14	0.35	0.97
0.01	0.90	0.90	1.45	0.02	0.05	0.12	2.10	0.07	0.14	0.36	0.97
0.01	0.90	0.90	1.41	0.01	0.05	0.12	2.00	0.03	0.14	0.34	0.97
0.01	0.90	0.90	1.42	0.02	0.05	0.12	2.03	0.05	0.14	0.35	0.97
0.01	0.90	0.90	1.43	0.02	0.05	0.12	2.05	0.05	0.14	0.35	0.97
0.01	0.90	0.90	1.44	0.03	0.05	0.12	2.06	0.08	0.14	0.36	0.97
0.01	0.90	0.90	1.43	0.03	0.05	0.12	2.06	0.08	0.14	0.35	0.97
0.31	1.34	1.03	3.53	0.17	0.07	0.11	12.46	1.17	0.50	0.81	0.69
0.31	1.34	1.03	3.53	0.17	0.07	0.11	12.46	1.17	0.50	0.81	0.69
0.31	1.34	1.03	3.54	0.16	0.07	0.11	12.48	1.17	0.50	0.81	0.69

Научное издание

Романов А.Н., Люцигер А.О., Трошкин Д.Н.,

Хвостов И.В., Уланов П.Н., Люцигер Н.В.

КОСМИЧЕСКИЙ МИКРОВОЛНОВЫЙ МОНИТОРИНГ ОПАСНЫХ
ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Подготовка оригинал-макета – И.В. Хвостов, Д.Н. Трошкин

Подписано в печать 04.12.2017.

Формат 60 * 84/16. Бумага офсетная, печать офсетная.

Тираж 150 экз. Заказ № 130

Институт водных и экологических проблем СО РАН

656038, г. Барнаул, ул. Молодежная, 1

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