

УДК 551.46.0.:629.78

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАДИОМЕТРИИ СВЧ-ДИАПАЗОНА ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ СОЛЕННОСТИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА

М. В. Данилычев, Б. Г. Кутуза, В. А. Калошин, А. В. Мошков

Институт радиотехники и электроники им. В.А.Котельникова РАН

Статья получена 19 января 2015 г.

Аннотация. Микроволновый L-диапазон позволяет проводить дистанционное измерение солености поверхностных вод средствами аэрокосмической радиометрии. В статье дается численная оценка характера и степени влияния основных факторов, определяющих особенности формирования собственной радиояркой температуры морской поверхности в этом диапазоне. Приведенные данные способствуют более полному пониманию радиационно-геофизической модели и позволяют осознанно подходить к выбору параметров съемки, принципам конструирования аппаратуры, разработке достартовых версий алгоритмов обработки и соответствующих калибровочных процедур.

Ключевые слова: СВЧ-радиометрия, L-диапазон, дистанционное зондирование, поверхность моря, соленость, температура, шероховатость, ионосфера.

Abstract: Microwave L-band allows remote measurement of salinity of surface waters by means of aerospace radiometry. Numerical evaluation of the nature and extent of the influence of the main physical factors that determine the peculiarities of the formation of their own brightness temperature of sea surface in this range are discussed. These results contribute to a more complete understanding of radiation-geophysical model and allow specialists to consciously approach the selection of shooting options, the principles of construction equipment, the development of pre-launch versions of the processing algorithms and the corresponding calibration procedures.

Key words: microwave radiometry, L-band, remote sensing, sea surface, salinity, temperature, roughness, ionosphere.

Увеличение содержания солей в воде сильно меняет не только диэлектрические, но и иные её физико-химические характеристики. Известно, например, что наибольшая плотность для пресной воды достигается при температуре $+4^{\circ}\text{C}$, а замерзание происходит вблизи 0°C . При постепенном росте солености водного раствора, наряду с падением температуры застывания ниже уровня 0°C , начинается и опережающее падение температуры наибольшей плотности. При величине солености около 24.7‰ обе температуры становятся равными приблизительно -1.33°C и характер равновесной стратификации в толще воды меняется настолько существенно, что это влечет за собой не только физико-химические, но и биологические изменения. Этот рубеж известен под названием “граница Книповича”. Принято говорить, что она разделяет настоящие соленые ($S_w > 24.7\text{‰}$) морские воды и воды солоноватые ($0\text{‰} < S_w < 24.7\text{‰}$), которые, несмотря на ненулевую соленость, по своим физическим свойствам во многом все-таки подобны водам пресным. Соленые морские воды, в отличие от пресных и солоноватых, с понижением температуры увеличивают свою плотность вплоть до замерзания. Эта закономерность влечет за собой существенные различия в режимах конвекции, замерзания и течения других тепловых процессов, особенно в зимний период. В гидробиологии важной признается и гораздо более тонкая градация уровней солености, которая соответствует ряду скачкообразных изменений в качественном и количественном составе биологических сообществ. Соленость поверхностного слоя зависит главным образом от соотношения атмосферных осадков и испарения, которое изменяется в зависимости от региона и географической широты, а также от доступа вод пресноводных источников. Меньше соленость там, где количество осадков превышает испарение, где есть существенный приток речных вод или там где интенсивно тают льды. К примеру, соленость морской воды вблизи устьев сибирских рек составляет около $20\text{-}25\text{‰}$, в то время как среднее значение для поверхностных вод Северного Ледовитого океана $\sim 31.5\text{‰}$. Вдали от непосредственного влияния суши и ледяных полей соленость поверхностного слоя в океанах колеблется от

31 до 38 промилле, среднее же значение для открытых вод Мирового океана составляет около 35‰. Максимальные значения солености для различных океанов составляют: ~37.9 промилле для южной части Атлантического океана и 37.6 промилле для вод его северной части, в Индийском океане – 36.4 промилле, в северной части Тихого океана – 35.9 промилле, и в южной части Тихого океана – 36.9 промилле. Таким образом, самым соленым из океанов является Атлантический. Соленость внутренних водоемов по сравнению с океаном может быть как значительно меньше, так и существенно больше. Для самого удаленного от океана континентального Азовского моря ее величина на поверхности составляет незначительные 0.5-1.5‰ в устье Дона, порядка 11-13‰ в центральной части моря и около 12-14‰ у Керченского пролива. Для центральной части Черного моря характерны значения 17.5-18.5‰, а в Средиземном море величина солености меняется от 36‰ в его западной части и до ~39.5‰ в восточной. Самым соленым из морей, входящих в состав Мирового океана, признается Красное море с присущим ему режимом повышенного испарения – среднее значение солености достигает здесь величины ~42‰. К числу особых природных феноменов относятся т.н. соленые озера - внутренние водоемы, большинство из которых представляют собой бессточные водные системы, находящиеся в засушливом климате. Под этим термином принято объединять как высохшие соляные озера, строго говоря уже и не водоемы, так и любые водоемы, наполненные водой с повышенной концентрацией соли (более 50‰) – т.н. рапой. К числу наиболее известных и крупных водоемов такого рода относятся ближневосточное Мертвое море и залив Кара-Богаз-Гол в Каспийском море с величиной солености около 300‰! Упомянутое выше Азовское море имеет собственный водоем подобного рода – залив Сиваш, в отдельных частях которого солёность воды колеблется от 25‰ на севере и до 180‰ в южной части. Соленость и температурный режим являются теми основными факторами, которые, наряду с условиями освещенности, определяют текущие параметры и тенденции развития локальных водных экосистем, их качественный и количественный состав.

Интересы научной и практической деятельности требуют разработки технологии дистанционного контроля изменений солености поверхностных вод в региональных и глобальных масштабах с помощью радиометрической аппаратуры, размещенной на атмосферных и орбитальных носителях.

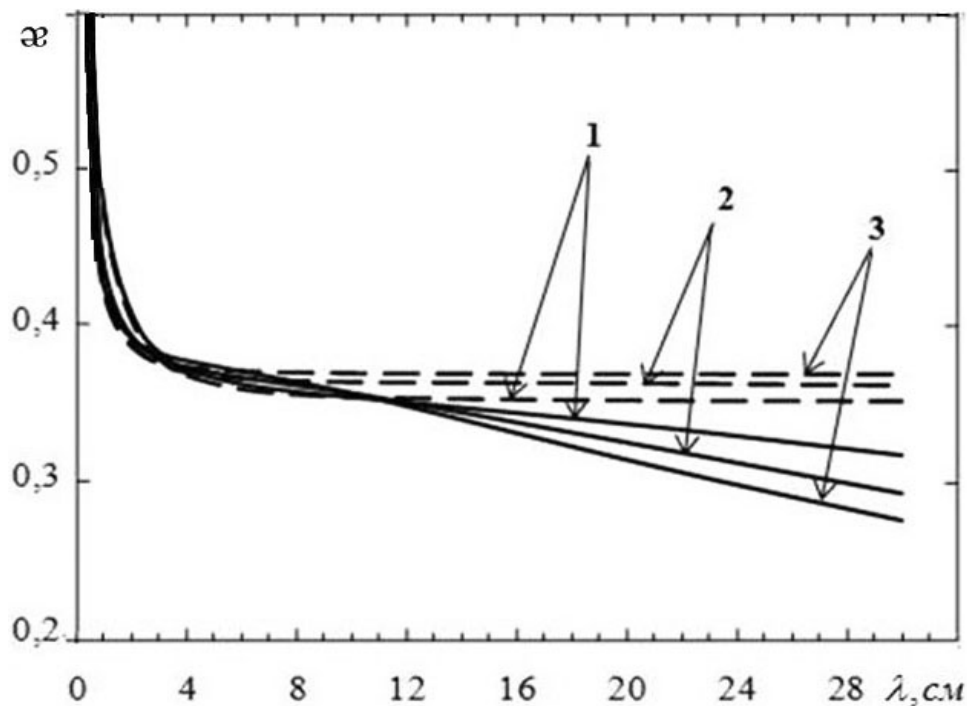


Рис.1 Зависимость коэффициента излучения гладкой и однородной водной поверхности от длины волны λ при наблюдении в надир (пресная вода – пунктир, солёная ($S_w=35\%$) - сплошные линии).

Различие физико-химических свойств пресных и солёных вод находит свое отражение в разнице абсолютных значений и характере поведения радиационных показателей водной поверхности. Глубина подобных различий зависит, в частности, от выбора диапазона зондирования. На рис.1 приведены расчетные зависимости коэффициента излучения $\varepsilon(\lambda)$ гладкой и однородной водной поверхности от длины волны λ при наблюдении в надир. Кривые построены для пресной ($S_w=0\%$, пунктирные линии) и морской ($S_w=35\%$, сплошные линии) воды, при трех значений поверхностной температуры: кривые 1 соответствует температуре $+5^\circ\text{C}$, кривые 2 - температуре $+20^\circ\text{C}$ и кривые 3 - температуре $+30^\circ\text{C}$. Вне зависимости от выбора значения температуры, для каждой пары кривых “пресная вода - солёная вода” можно выделить две основные области: “длинноволновая область” – здесь переход от

пресной воды к соленой сопровождается уменьшением значения коэффициента излучения, и область "коротковолновая" - с эффектом обратного знака. Значение λ , на котором происходит смена знака этого эффекта, зависит от температуры – чем выше температура, тем короче значение длины волны с "нулевой" чувствительностью к солености. Для температуры поверхности равной $+5^{\circ}\text{C}$ зона практически нулевой чувствительности к вариациям солености лежит около значения $\lambda \approx 9.0$ см, для температуры $+20^{\circ}\text{C}$ – вблизи значения $\lambda \approx 7.0$ см, и для температуры $+30^{\circ}\text{C}$ – в окрестности длины волны $\lambda = 6.0$ см. Расчетные зависимости величины коэффициента излучения $\varepsilon(t)$ гладкой и однородной водной поверхности от температуры t при наблюдении в надир приведены на рис.2 (левый рисунок) для случая длин волн 0.8, 1.35, 3.2, 6 и 21 см. На правом рисунке для тех же условий показана зависимость радиояркой температуры водной поверхности T_b от ее термодинамической температуры t (по шкале Цельсия).

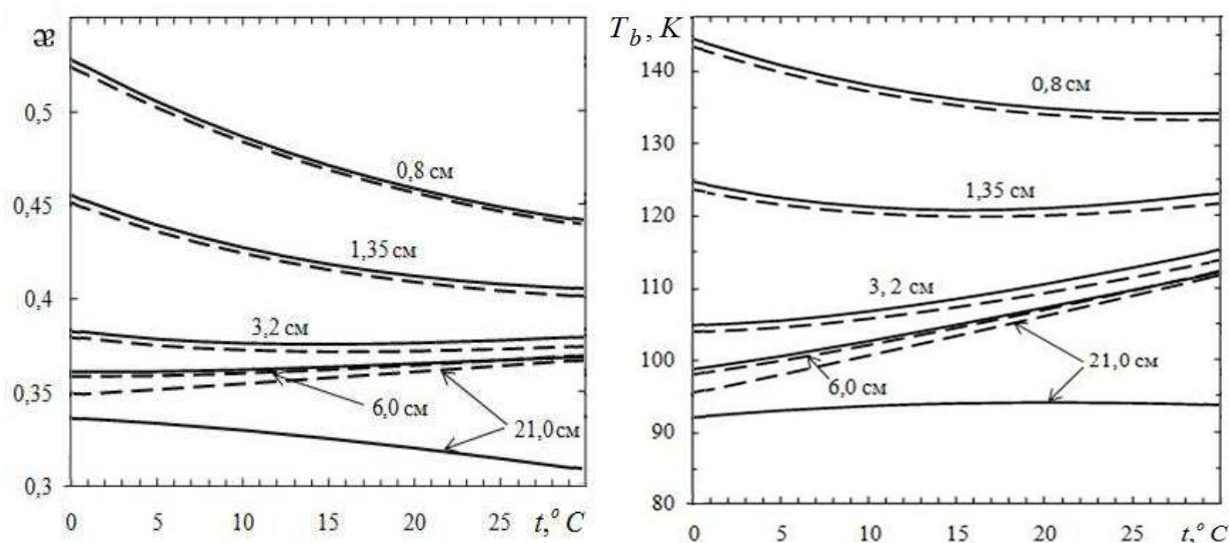


Рис.2 Коэффициент излучения и собственная радиояркая температура гладкой и однородной водной поверхности как функции ее термодинамической температуры при наблюдении в надир вблизи поверхности (пресная вода – пунктир, соленая ($S_w=35\%$) - сплошные линии).

Из графиков, приведенных на рис.1-2, хорошо видно, что в дециметровом ($\lambda \geq 16 \div 18$ см) диапазоне различие в величине радиационных параметров для пресной и соленых вод довольно существенно и может быть выявлено средствами СВЧ- радиометрии. Современный уровень развития радиотехники

позволяет надеяться на реализацию в указанном диапазоне оптимальной конструкции радиометрической системы, способной сочетать высокое пространственное и радиометрическое разрешения, а также достаточно широкую полосу обзора [1,2]. Реально используемый диапазон частот от 1 до 2 ГГц (длины волн от 15 до 30 см) носит название L-диапазона, и имеет свои индивидуальные особенности, которые необходимо учитывать при выборе схемы измерения, разработке конструкции радиометрического комплекса и алгоритмов обработки данных. При измерении с орбиты обычно используют вполне определенную полосу в L-диапазоне, а именно - небольшое окно шириной ~27МГц вблизи центральной частоты 1.413ГГц (длина волны ~21.3см). Это окно ранее было выделено для нужд радиоастрономии, и, с точки зрения спутникового дистанционного зондирования поверхности Земли, оно является разумным компромиссом, который учитывает уровень чувствительности к параметру солености, величину естественных атмосферных и разного рода антропогенных возмущающих помех, теоретическую возможность достижения приемлемого пространственного разрешения. В указанной полосе чувствительность радиояркостной температуры к изменению параметра солености, т.е. величина $\partial T_b / \partial S_w$, отрицательна по знаку, а по абсолютному значению значительно превышает аналогичные показатели сантиметрового и миллиметрового диапазонов (см. рис.1-2). При построении радиационно-геофизической модели и соответствующих алгоритмов необходимо также учесть влияние температуры поверхности, параметров поверхностного волнения, вклад атмосферных и космических источников, наличие угловых особенностей. Наличие влияния на параметры излучения (в различной степени) всех перечисленных факторов характерно для всего микроволнового диапазона, от миллиметровых до дециметровых волн включительно. Специфическим для дециметрового диапазона спутниковой радиометрии, помимо повышенной чувствительности к вариациям солености, является необходимость учета дополнительного вклада ионосферы. С переходом в дециметровую область и дальнейшим ростом длины волны

излучения, начинает все сильнее проявляться действие эффекта Фарадея, которое заключается в повороте плоскости поляризации излучения при прохождении через ионизированные слои атмосферы. Важным моментом представляется общая вариативность модели при смене региона и сезона съемки. Все это необходимо подвергнуть соответствующей количественной оценке.

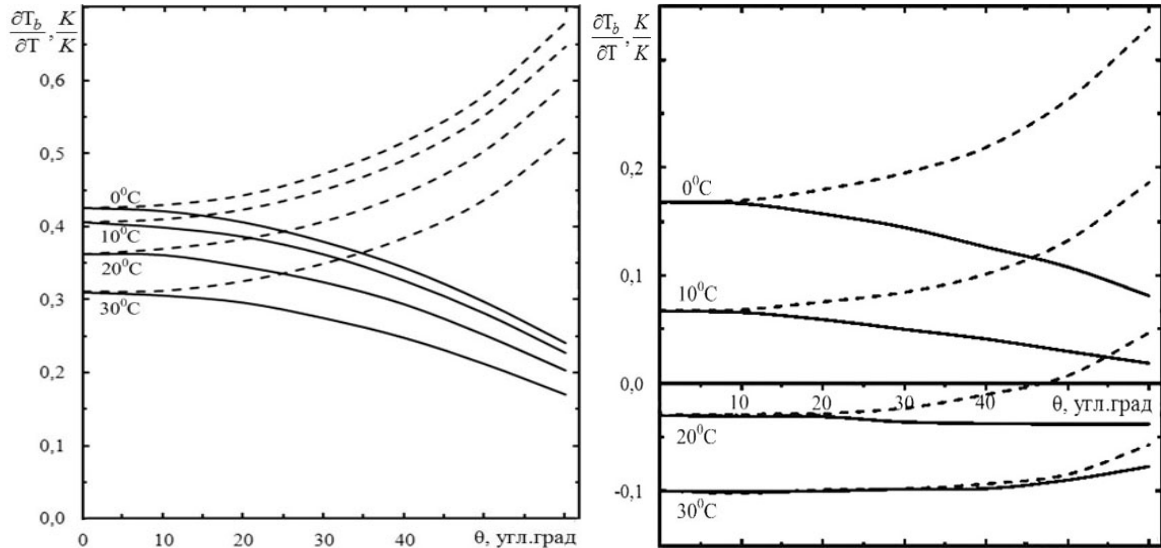


Рис.3 Зависимость температурной чувствительности слабошероховатой морской поверхности от угла падения для вертикальной (пунктир) и горизонтальной (сплошная линия) поляризаций, $\lambda \sim 21$ см. Левый рисунок для $S_w = 17.5\text{‰}$, правый для $S_w = 36\text{‰}$.

На рис.3 в качестве более общей (без учета фактора ионосферы!) оценки, отражающей различия между свойствами солоноватых вод внутриконтинентальных морей (или прибрежных районов океана) и соленых вод открытого океана, показана зависимость температурной чувствительности $\partial T_b / \partial T$ от угла падения θ . Левый график отражает результаты расчета для случая центральных районов Черного моря ($S_w \sim 17.5\text{‰}$), правый - для районов открытого океана с уровнем солености около 36‰. Сравнительный анализ выявляет наличие существенных различий по величине и даже знаку соответствующих частных производных. Например, в отличие от солоноватых вод, для соленых вод открытого океана при углах зондирования θ от 40° до 60° и в широком диапазоне температур поверхности ($10^\circ\text{C} \leq t_s \leq 25^\circ\text{C}$) существует возможность выбора канала (-ов) с минимальной температурной

чувствительностью $|\partial T_b / \partial T| \leq 0.05 \text{ K/K}$. Это позволяет существенно упростить локальный алгоритм восстановления параметра солёности.

Полученное при натуральных измерениях оценочное значение величины чувствительности радиояркой температуры к изменению скорости ветра $\partial T_b / \partial U_{10}$ при наблюдении в надир, составляет, по данным ряда исследователей, около 0.18-0.28 K/(м/с) для скоростей ветра $U_{10} \geq 3 \text{ м/с}$. Разброс определяется не только характеристиками действующего ветрового режима, но и особенностями присущими данному региону в текущий сезон. В целом, имеющийся объём подобной регионально-сезонной статистики в L-диапазоне пока еще невелик. Основная часть относится к измерениям в тропической и субтропической зонах, реже в водах умеренной зоны. На рис.4 в виде "±σ-границ" для обеих поляризаций показан разброс обобщенных экспериментальных данных (без учета фактора ионосферы!), полученных различными исследователями в разное время и в разных условиях полигонного измерения [3-6]. Геофизические параметры при измерениях имели значения: от 31.2 до 38.5‰ для солёности, от 2.5 до 23 м/с для скорости ветра на высоте 10 м, температура воды поверхностного слоя менялась в пределах $12.5 \leq t_s \leq 23.5^\circ\text{C}$, температура в слое приводного воздуха в пределах $10 \leq t_a \leq 25^\circ\text{C}$.

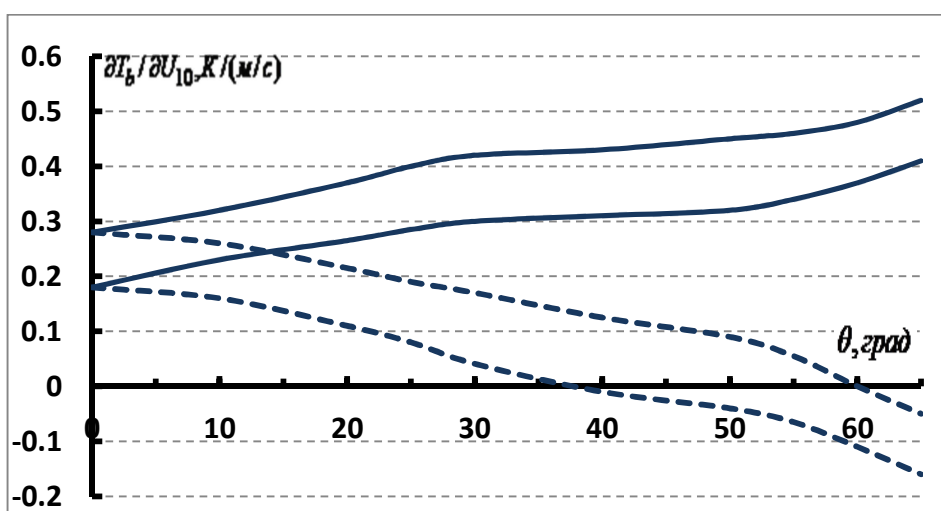


Рис.4 Чувствительность радиояркой температуры на $\lambda \sim 21 \text{ см}$ к изменению скорости ветра на высоте 10 м при разных углах падения для вертикальной (пунктир) и горизонтальной поляризаций. Данные получены в диапазоне $31.2 \leq S_w \leq 38.5\text{‰}$, $2.5 \leq U_{10} \leq 22.5 \text{ м/с}$, $12.5 \leq t_s \leq 23.5^\circ\text{C}$, $10 \leq t_a \leq 25^\circ\text{C}$.

Говоря о радиационно-ветровой зависимости для излучения поверхности в L-диапазоне подчеркнем, что современные требования к радиометрическому разрешению, обусловленные задачей определения величины солености с точностью порядка $\delta S_w \sim 0.1-0.2\text{‰}$, диктуют необходимость значительной доработки уже существующих радиационно-ветровых моделей. Вновь разрабатываемые модели и алгоритмы должны гораздо более подробно отражать радиационно-ветровые зависимости в широком диапазоне изменения температур, скоростей, солености. При этом необходимо не только учесть регионально-сезонный аспект, но, как и в более коротковолновых диапазонах, следует научиться учитывать, например, проявления эффектов поверхностной ветровой анизотропии. Это следует из простой численной оценки, согласно которой при средних температурах поверхности неправильная интерпретация данных об эллипсе радиационно-ветровой анизотропии, даже с небольшой амплитудой равной $\sim 0.3-0.4\text{K}$, способна привести к ошибкам определения солености δS_w порядка $\sim 0.5\text{‰}$ и более (см. рис.5).

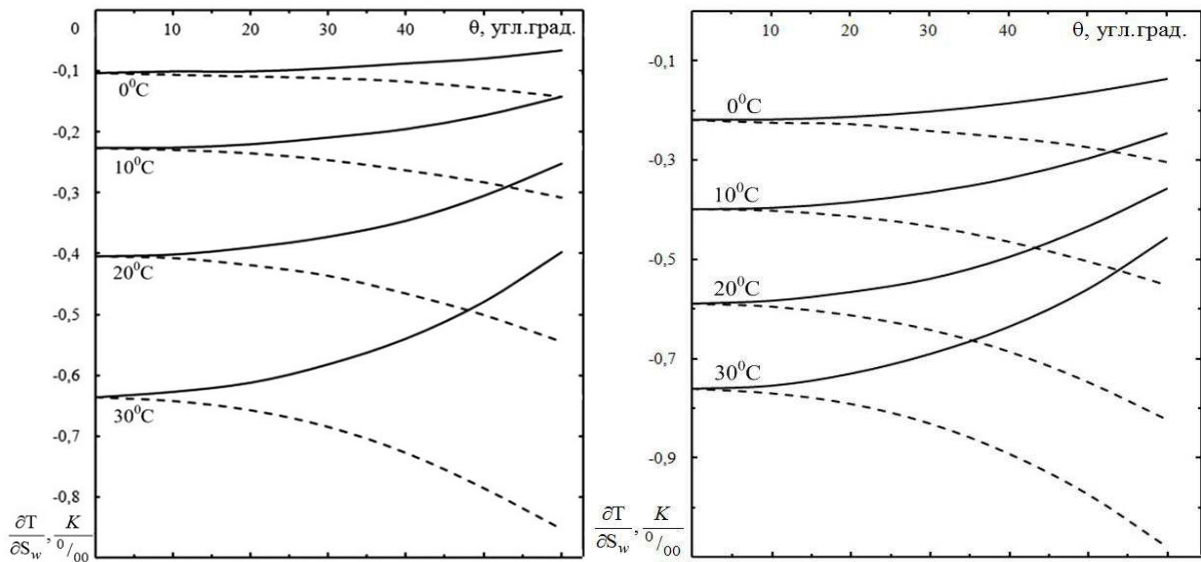


Рис.5 Чувствительность T_b к изменению солености S_w для разных акваторий (слева при $S_w \sim 17.5\text{‰}$, справа $\sim 36\text{‰}$). Вертикальная (пунктир) и горизонтальная поляризации, $\lambda \sim 21\text{см}$.

Графики на рис.5 иллюстрируют факт сильной зависимости в используемом диапазоне частот чувствительности радиояркой температуры к изменению

солёности $\partial T_b / \partial S_w$ от температуры поверхности T , как для солоноватых (левый график при $S_w \sim 17.5\text{‰}$), так и для настоящих солёных морских и океанических (правый график $S_w \sim 36\text{‰}$) вод.

Регионально-сезонный аспект радиационно-геофизической модели не исчерпывается зависимостями от температуры и солёности. Особенности, которые накладывает на локальную модель характер местного биогенного состава поверхностных вод, можно учесть, по-видимому, только путем набора статистики во время дополетных исследований и/или на начальном этапе полета спутника путем тренировки алгоритма на эталонных и калибровочных полигонах в разных регионах Мирового океана.

В случае зондирования водной поверхности с борта атмосферных летательных аппаратов наиболее интересным (см.рис.3-5) представляется диапазон углов зондирования от ~ 35 до 60° к надиру. При переходе к космическим орбитам ситуация осложняется прохождением электромагнитных волн сквозь ионосферу. Для радиоволн L-диапазона атмосфера Земли представляет собой практически прозрачную среду, но на ее ионосферном участке происходит поворот поляризации волны на определенный угол Ω (эффект Фарадея). Величина этого угла зависит от полного содержания электронов (ПЭС) вдоль трассы, величины и направления вектора геомагнитного поля относительно волнового вектора. Для простейших оценок были взяты две стандартные модели ионосферы – дневная и ночная для равноденственного периода при умеренной активности Солнца, а также хорошо известная дипольная модель геомагнитного поля. На рис.6 приведены результаты численной оценки угла Ω для частоты 1.413ГГц. Напомним, что знак угла положителен, если наблюдатель, смотрящий вдоль вектора геомагнитного поля, видит вращение электрического вектора волны по часовой стрелке.

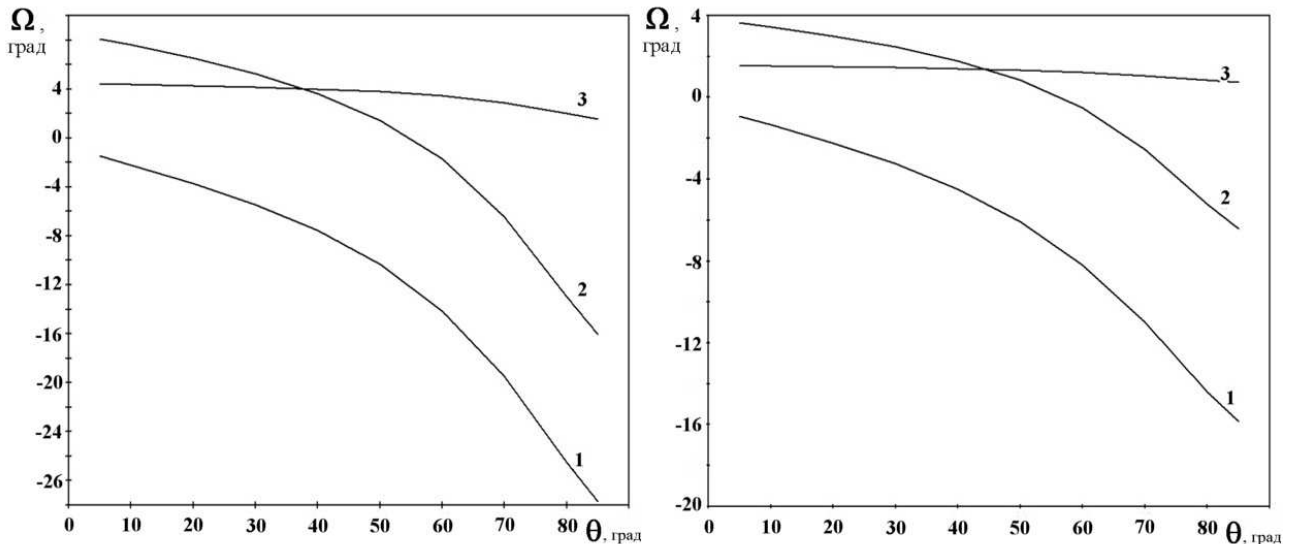


Рис.6 Зависимость угла фарадеевского вращения Ω от угла падения θ для дня (слева) и ночи (справа), при высоте полета спутника 850 км. Кривые 1, 2, 3 соответствуют северным широтам $0, 40$ и 80° для трассы измерения “север-юг”.

Из рисунка видно, что в интересующем нас L-диапазоне максимальные значения Ω достигаются днем при максимальных углах падения. Наибольшее значение Ω составляет $\sim 28^\circ$ по абсолютной величине. Следует отметить, что проведенные расчеты величины Ω не учитывают состояния ионосферы в момент проведения конкретных измерений. Кроме того, использование дипольной модели геомагнитного поля на ионосферных высотах является слишком грубым приближением. Однако тот факт, что при углах зондирования до 60° к надиру величина Ω (особенно в ночное время) в L-диапазоне не превышает $15\text{-}20^\circ$ делает возможным применение при обработке данных спутниковой радиометрии на этих частотах уже известных алгоритмов из радиолокации, которые позволяют однозначно определить значения Ω в ходе конкретного эксперимента [7-9]. Хорошо видно, что ночью при углах спутниковой съемки близких к надиру, вполне вероятно, можно пренебречь вкладом от ионосферы. Однако в наиболее интересном диапазоне углов падения $35\text{-}60^\circ$ учет поворота плоскости поляризации все-таки является обязательным условием для качественной работы орбитальной радиометрической системы (РМС) по мониторингу водной поверхности.

Приведенные в данной работе теоретические и экспериментальные оценки

позволяют сделать следующие обобщенные выводы: 1) при выполнении с необходимой точностью процедур калибровки, съемки и обработки, средства микроволновой радиометрии L-диапазона предоставляют реальную возможность получать информацию о величине и вариациях поля солености вод Мирового океана; 2) используемая при таком подходе радиационно-геофизическая модель характеризуется весьма значительной регионально-сезонной зависимостью; 3) высокие требования по чувствительности используемого метода к изменению солености ($\delta S_w \sim 0.1-0.25\%$) означают повышенные требования к радиометрической чувствительности в элементе разрешения (сотые доли К); 4) при работе с борта космического носителя на углах съемки отличных от надира следует учитывать влияние ионосферного эффекта Фарадея; 5) для выбора оптимальной схемы построения РМС, сочетающей требуемые показатели ширины полосы обзора, пространственного и радиометрического разрешения, наряду с теоретическим моделированием, необходим сравнительный анализ уже существующих авиационных и спутниковых радиометрических комплексов. В том числе, радиометров с пространственным сканированием главного лепестка ДНА, радиометрических систем (РМС) апертурного синтеза и РМС, использующих многолучевые антенны с фиксированным положением ДНА в пространстве; 6) представляется важным рассмотрение возможности снижения ошибок восстановления параметра солености за счет комплексирования РМС L-диапазона с активными и пассивными системами дистанционного зондирования, уже зарекомендовавшими себя, как эффективные средства измерения температуры и степени шероховатости поверхностного слоя океана.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ 13-02-12065-офи_м "Фундаментальные задачи микроволнового дистанционного зондирования Земли из космоса".

Литература

1. Данилычев М.В., Калошин В.А., Кутуза Б.Г. Спутниковые радиометрические системы L-диапазона // Труды VII Всероссийской конференции “Радиолокация и радиосвязь”, ИРЭ им. В.А.Котельникова РАН, 25-27 ноября 2013 г., М., 2013, с.391-395.
2. Данилычев М.В., Кравченко В.Ф., Кутуза Б.Г., Чуриков Д.В. Спутниковые СВЧ радиометрические комплексы дистанционного зондирования Земли. Современное состояние и тенденции развития // Физические основы приборостроения, 2014, т.3, №1, с.3-25.
3. Sasaki Y., et al. The dependence of sea-surface microwave emission on wind speed, frequency, incidence angle, and polarization over the frequency range from 1 to 40 GHz // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.. 1987. V.GE-25. N.2. P.138.
4. Lagerloef G.S.E., Swift C.T., Le Vine D.M. Sea surface salinity: The next remote sensing challenge // Oceanography. 1995. V.8. N.2. P.44.
5. Lagerloef G.S.E., Swift C.T., Le Vine D.M. Sea surface salinity: The next remote sensing // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.. 2004. V.42. N.10. P.2196.
6. J. Etcheto, E.P. Dinnat, J. Boutin, et al. Wind speed effect on L-band brightness temperature inferred from EuroSTARRS and WISE 2001 Field Experiments // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2004. V.42. N.10. P.2206.
7. Meyer F.J., Nicoll J.B. Prediction, detection, and correction of Faraday rotation in full-polarimetric L-band SAR data // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2008. V.46. N.10. P.3076.
8. Кутуза Б.Г., Мошков А.В. Влияние фарадеевского вращения плоскости поляризации в ионосфере при измерении из космоса радиоизлучения поверхности океана // Исследование Земли из космоса, 1988, №5, с.94-98.
9. Иванов А.В., Мошков А.В. О преобразовании спектра морского волнения в спектр изображения радиолокаторами с синтезированной апертурой // Исследование Земли из космоса, 1984, №6, с.91-100.