ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

ОСОБЕННОСТИ СОБСТВЕННОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ОБСКОЙ ГУБЫ В L-ДИАПАЗОНЕ В ПЕРИОД ЛЕДОСТАВА

© 2020 г. В. В. Тихонов^{*a*, *}, И. В. Хвостов^{*b*}, А. Н. Романов^{*b*}, Е. А. Шарков^{*a*}, Д. А. Боярский^{*a*}, Н. Ю. Комарова^{*a*}, А. И. Синицкий^{*c*}

^аИнститут космических исследований РАН, Москва, Россия ^bИнститут водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия ^cГКУ ЯНАО Научный центр изучения Арктики, Салехард, Россия *E-mail: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru Поступила в редакцию 02.03.2020 г.

В работе представлен анализ сезонных и межгодовых зависимостей яркостной температуры различных участков Обской губы по данным радиометра MIRAS (спутник SMOS). Показано, что если в "пресноводной" части Обской губы (устье реки и центральная часть) наблюдается схожая с пресноводными озерами динамика яркостной температуры, то в "морской" части эта динамика нарушается. Такое изменение объясняется авторами увеличением солености воды и, соответственно, возрастанием поглощения излучения в нижнем слое льда, контактирующим с водной поверхностью. Выявленные закономерности сезонных вариаций яркостной температуры различных участков Обской губы и связанные с ними фазы ледяного покрова могут быть использованы для оценки солености и зоны смешения вод в крупных эстуариях Арктики в зимнее время по данным спутниковой микроволновой радиометрии.

Ключевые слова: спутниковая микроволновая радиометрия, яркостная температура, эстуарий, ледяной покров, смешение вод, гидрологический режим, соленость воды

DOI: 10.31857/S0205961420030070

введение

Арктика в последнее время претерпевает сильные климатические и экологические изменения. Эти изменения существенно затрагивают социальную и экономическую структуру арктических регионов. По всей Арктике были зафиксированы перемены в окружающей среде на суше, в море и в атмосфере, которые включают повышение температуры воздуха, уменьшение площади и утончение морского льда, а также деградацию вечной мерзлоты (Романов, 2009; Романов и др., 2016, 2018; Li et al., 2020). Глобальные и региональные изменения климата существенно влияют на биоразнообразие и социально-экономическое развитие прибрежных арктических районов.

Российская Арктика привлекает внимание ученых не только из-за климатических изменений, но также в связи с увеличивающимися масштабами разработки крупных месторождений нефти и газа, которые влекут за собой обострение экологических проблем в регионе (Бондур, 2010; Бондур и др., 2016; Гольдберг и др., 2001). Крупнейшие реки Арктики, такие как Обь, Енисей, Лена, Северная Двина, Печора и др. являются важнейшими источниками поставки в Северный Ледовитый океан дополнительного тепла, а также материала континентального происхождения, включая загрязняющие вещества (Гордеев, 2009; Кравцова, Черепанова, 2003; Михайлов, 1998; Михайлова, Михайлов, 2017). Эстуарии и дельты арктических рек представляют собой уникальные экосистемы, находящиеся в условиях сложного взаимодействия речных и морских факторов. Они характеризуются значительной изменчивостью и большой экологической уязвимостью, но при этом обладают огромными природными ресурсами, играющими важную роль в экономике прибрежных регионов. Эстуарии Арктики подвержены очень сильным сезонным воздействиям с существенными колебаниями температуры, солнечной освещенности, ледяного покрова, накоплением воды в снегу, биогенной нагрузки и множеством других факторов, включая антропогенные и техногенные воздействия (Сафьянов, 1987; Treatise..., 2011; Wolanski et al., 2019).

Постоянная оперативная информация о гидрологическом режиме эстуариев арктических рек является важнейшим источником при анализе различных природных и климатических процессов, а также оценке интенсивности и мощности антропогенного и техногенного воздействия на прилегающие территории. Учитывая труднодоступность Арктического региона и суровые климатические условия, осуществление мониторинга гидрологического режима эстуариев вызывает большие технические и экономические трудности. Поскольку большую часть года эстуарии северных рек покрыты ледяным покровом, то получать постоянную информацию об их гидрологическом режиме традиционными способами (с помощью забора проб воды и гидрологических зондов) становится практически невозможным. В сложившейся ситуации наиболее перспективными методами мониторинга эстуариев Арктики являются средства дистанционного зондирования датчиками различного диапазона электромагнитного спектра, расположенными на искусственных спутниках Земли (Музылев, Курбатова, 2017; Hall, Martinec, 1985; Kuenzer et al., 2019; Remote..., 2009; Tedesco, 2015).

Учитывая тот факт, что бо́льшую часть времени арктическая территория недоступна для видимого и ближнего инфракрасного диапазона (полярная ночь, сплошная облачность), перспективным диапазоном исследования устьев рек становится микроволновый диапазон, данные которого не зависят от освещенности поверхности и облачности (Tedesco, 2015). Это, в первую очередь, спутниковая радиолокационная съемка, а также спутниковая микроволновая радиометрия.

В работе (Akimov et al., 1999) были представлены результаты исследования фронтов взаимодействия соленых и пресных вод в устьях Оби и Енисея в Карском море по данным радара с синтезированной апертурой спутников ERS-1, -2 (European Remote-Sensing Satellite). Спутниковые данные сравнивались с контактными измерениями, полученными во время экспедиций в Карском море (KAREX). Экспедиции проводились в 1994 и 1995 гг. Арктическим и Антарктическим научно-исследовательским институтом (ААНИИ). Фронты были обнаружены на 70 изображениях из 89. Однако эти исследования оставили много вопросов, в частности различия в пространственном распределении фронтов, полученных по спутниковым данным и при экспедиционных гидрологических исследованиях. Исследование ледового режима эстуариев Оби и Енисея по данным радаров с синтезированной апертурой (спутники ERS, Radarsat, Envisat (Environmental Satellite)) были представлены в работах (Чумаков, Лужкова, 2013; Melentyev et al., 1999, 2005). В работе (Чумаков, Лужкова, 2013) данные радара с синтезированной апертурой сравнивались с данными спектрорадиометрической съемки (видимый и ближний инфракрасный диапазоны, сенсор MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) искусственных спутников Земли Terra и Aqua). В работе (Меlentvev et al., 2005) сравнение проводилось с результатами подспутникового мониторинга, выполнявшегося на ледоколе "Капитан Драницын" (апрель—май 1998 г.) и атомных ледоколах "Вайгач" и "Таймыр" (1993 г.), а также с данными многоспектрального спутника "Ресурс-01". В работе (Melentyev et al., 1999) спутниковые данные анализировались совместно с климатическими характеристиками. В этих исследованиях были показаны перспективы радарной съемки при оценке пространственно-временной изменчивости ледяного покрова, обнаружении различных типов льда, определения начала ледостава и разрушения льда, идентификации полыньи и т.д.

Спутниковая микроволновая радиометрия для исследования рек начала использоваться только в XXI в., что связано с низким пространственным разрешением получаемой информации – несколько километров и более. Однако возможность получения данных с обширных площадей, большая частота наблюдений в высоких широтах, независимость сбора информации от солнечной освещенности и облачности, чувствительность к подповерхностным процессам, а также малое энергопотребление, делает спутниковую микроволновую радиометрию перспективным методом мониторинга устьев арктических рек (Йоханнессен и др., 2007; Романов и др., 2018, 2019; Tedesco, 2015).

В работах (Тихонов и др., 2017; Хвостов и др., 2017: Tikhonov et al., 2018) были представлены результаты исследования фенологических фаз ряда крупных пресноводных озер (Байкал, Ладожское, Гурон, Большое Медвежье и Большое Невольничье) по данным радиометра MIRAS (Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis), yctaновленного на спутнике SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity). В этих работах многолетние сезонные зависимости яркостной температуры различных участков озер сравнивались с теоретическими модельными расчетами (рис. 1). Анализ спутниковых данных и сопоставление их с модельными расчетами позволил выявить для замерзающих пресноводных озер три временные области значений яркостной температуры. Первая область связана с излучением свободной ото льда водной поверхности, а вторая – с установившимся на поверхности озер ледяным покровом. Третья область, характеризуемая кратковременным резким возрастанием яркостной температуры на величину 40-90 К, соответствует периоду интенсивного разрушения и таяния ледяного покрова.

В данной статье представлены результаты теоретического моделирования и анализа многолетних сезонных зависимостей яркостной температуры нескольких участков Обской губы по данным радиометра MIRAS, а также обсуждение сходства и различия этих зависимостей с много-



Рис. 1. Сезонные вариации яркостной температуры Большого Невольничьего озера (северо-запад Канады). Символы и тонкие кривые — данные SMOS, толстые кривые — модельный расчет. Цифрами отмечены три временные области значений яркостной температуры.

летними сезонными зависимостями для замерзающих пресноводных озер.

РЕГИОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Обская губа — самый крупный залив Карского моря, который расположен между полуостровами Гыданский и Ямал (рис. 2). Это огромный водоем длиной порядка 800 км и шириной 30—90 км. Максимальная глубина не превышает 28—30 м, но на большей части акватории его глубина колеблется в диапазоне 10—15 м. Общая площадь составляет 40 800 км². В пресноводной своей части в период высоких вод Обская губа напоминает реку, а низких — водохранилище или озеро. Область контакта с солеными водами Карского моря (фронтальная зона) подвижна, а ее речная граница смещается к концу зимы на юг до 300 км.

Обская губа практически целиком находится в пределах тундровой зоны. Период под ледоставом в среднем составляет около девяти месяцев в году. Определяющее значение для гидрологического режима Обской губы и процессов, в ней происходящих, имеет р. Обь, которая поставляет в губу бо́льшую часть стока (75.8% из 530 км³). В губу кроме Оби впадает еще несколько рек: в юго-восточную ее часть – Надым и Ныда, с восточной стороны – р. Таз, образующая Тазовскую губу, с западной стороны, ограниченной полуостровом Ямал, впадает ряд небольших рек. В Обской губе происходит соприкосновение двух первичных водных масс – речной и морской, об-

разующих зону смешения, южная часть которой занимает северную часть губы, а северная уходит далеко в устьевую зону – Карское море. Таким образом, в рамках Обской губы можно выделить две большие области с подвижными границами. Первая – это "речная" область, лишенная контакта с солеными морскими водами, процессы в которой определяются главным образом речным стоком. Вторая область - "морская", представляет собой часть зоны смешения (фронтальной зоны), ограниченной с юга на своей речной границе изогалиной солености (минерализации) в 0.5%. Между этими двумя большими областями располагается промежуточная область, испытывающая периодическое влияние со стороны фронтальной зоны за счет ветровых нагонов и приливов (рис. 3) (Лапин, 2011, 2012, 2014).

СПУТНИКОВЫЕ ДАННЫЕ

Для определения яркостной температуры поверхности с погрешностью до 5 К использовался продукт L1C SMOS версии v620 (Gutierrez et al., 2014). Данные продукта L1C привязаны к дискретной гексагональной геодезической сетке DGG ISEA 4H9 (Sahr et al., 2003). Выбранные ячейки сетки для каждого участка Обской губы приведены на рис. 4, а координаты их центра – в табл. 1. Линейный размер ячейки составляет 15 км. Продукт L1C строится на основе данных радиометра MIRAS спутника SMOS с длиной волны 21 см (частота 1.4 ГГц) и разрешающей способностью



Рис. 2. Обская губа. Снимок спутника Terra MODIS, 05.07.2016.

~35 × 50 км для вертикальной (V) и горизонтальной (H) поляризации под углом зондирования 42.5°. Непрерывный архив данных за период с 2012 г. по настоящее время хранится на серверах Европейского космического агентства (ESA) и доступен по подписке. Ячейки были выбраны так, чтобы исключить попадание берегов в диаграмму направленности антенны.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ, ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В качестве источника климатической информации региона, а также гляциологических характеристик ледяного и снежного покрова исследуемых участков Обской губы были использованы данные морских гидрометеорологических станций (МГ), гидрологических постов (ГП) (http://www.sevmeteo. ru/company/stations.php), а также архив сайта погоды (https://rp5.ru). На рис. 4 показано расположе-

Таблица 1. Координаты центра анализируемых ячеек продукта L1C SMOS

Номер ячейки	Северная широта, град	Восточная долгота, град
1	67.687	73.751
2	68.807	73.883
3	72.499	73.927

ние МГ Ныда, им. И.В. Попова, Новый порт, ГП Антипаюта и Сеяха относительно исследуемых участков Обской губы. К сожалению, данные по характеристикам льда (толщина) и снежного покрова (высота и плотность) были получены только для участка 1 за период 2010—2017 гг., с МГ Новый порт. Эти данные были усреднены плавными зависимостями, которые представлены на рис. 5. Вероятнее всего, эти характеристики ледяного и снежного покрова на других участках Обской губы слабо отличаются от участка 1 (Андреев и др., 2019).

В качестве данных по гидрологическому состоянию Обской губы (соленость и профиль солености по глубине) были использованы характеристики, представленные в работах (Ильин, 2018; Лапин, 2011, 2012, 2014). В этих работах даны значения температуры и солености воды в Обской губе по акватории и глубине в летний и осенний периоды. Данных контактных измерений по солености акватории в зимний период (ледостав) как по площади, так и по глубине обнаружить не удалось, что еще раз подтверждает необходимость привлечения средств дистанционного зондирования для мониторинга подобного рода объектов в зимний период.

На рис. 6 показано распределение температуры и солености в Обской губе в осенний период по данным работы (Лапин, 2012). Представленные в работах (Дианский и др., 2015; Ильин, 2018;



Рис. 3. Районирование акватории Обской губы (Лапин, 2014).

Лапин, 2011, 2012, 2014) результаты исследований показывают, что в зимний период на фоне малого стока (рис. 7) отмечается постепенный рост солености и минерализации органического вещества в северной части Обской губы. В данной области в период осенней межени (см. рис. 6) усиливается влияние морских вод. Это вызывает повышение солености верхних слоев воды до 8–9‰, а придонных до 20–22‰ (Ильин, 2018; Лапин, 2011, 2012, 2014). В зимний период северная часть Обской губы (севернее 71.5° с.ш.) вероятнее всего



Рис. 4. Расположение анализируемых ячеек продукта L1C SMOS (шестиугольники), треугольниками обозначены действующие морские гидрометеорологические станции и гидрологические посты.

подвержена еще более сильному увеличению солености, связанному со значительным уменьшением стока рек (см. рис. 7), а также с морскими придонными течениями и приливами (Дианский и др., 2015; Ильин, 2018).

МОДЕЛЬ

Для интерпретации и анализа сезонных вариаций яркостной температуры выбранных участков Обской губы был выполнен теоретический расчет по модели излучения слоисто-неоднородной неизотермической среды (Шарков, 2014; Sharkov, 2003). Модель была адаптирована для случая излучающей системы "речная/морская вода—ледяной покров—снежный покров—атмосфера" (рис. 8). Подробное описание модели как для морских, так и пресноводных акваторий представлено в работах (Tikhonov et al., 2014, 2018).

В данном случае излучающей системой была многослойная среда, представляющая собой вод-



Рис. 5. Усредненные за 8 лет (2010–2017) сезонные зависимости толщины льда, высоты снежного покрова и плотности снега в Обской губе в районе МГ Новый порт.

ную поверхность (пресную или морскую), над которой расположен слой льда (пресноводного или морского), покрытый снегом, а над ним — толстый слой атмосферы (см. рис. 8). Согласно модели (Tikhonov et al., 2014, 2018), излучение всей системы определяется физической температурой и комплексной диэлектрической проницаемостью слоев. Диэлектрические свойства каждого слоя зависят от его состава, температуры, влажности и других физических и структурных характеристик. Для определения диэлектрических характеристик снежного покрова и льда была использована квазиволновая модель эффективной диэлектрической проницаемости многофазной дисперсной среды, которая подробно описана в работах (Воvarskii et al., 1994; Tikhonov et al., 2014, 2018). В качестве входных параметров модели (температура воздуха, снега и льда: плотность снега: соленость ледяного покрова; средний размер ледяных гранул снежного покрова, воздушных пор, включений рассола и воды; дисперсия их размеров и т.п.) были использованы данные, полученные с ближайших к исследуемому участку Обской губы МГ и ГП (см. рис. 4), а также среднестатистические параметры снега, пресноводного и морского льда, характерные для арктического региона (Доронин, Хейсин, 1975; Котляков, 2004; Морской..., 1997; Снег, 1986; Crabeck et al., 2016; Cuffey, Paterson, 2010; Encyclopedia..., 2011).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На рис. 9 показана динамика яркостной температуры трех участков Обской губы (см. рис. 4)



Рис. 6. Распределение температуры (T, °C) и солености (S, ‰) в Обской губе в осенний период, по данным Л.С. Лапина и Г.В. Ильина (Лапин, 2012; Ильин, 2018).

за период с 01.01.2012 по 31.10.2016, построенная по данным радиометра MIRAS спутника SMOS. Анализ графиков выявил ряд характерных особенностей. Было обнаружено, что если в пресноводной части Обской губы (участки 1 и 2) наблюдается схожая с озерами динамика яркостной температуры (см. рис. 1 и рис. 9, a, δ), то в "морской" части Обской губы эта динамика нарушается (рис. 1 и рис. 9, e). Это нарушение определяется отсутствием второй временной области. Яркостная температура, характеризующая открытую водную поверхность, после образования ледяного покрова сильно возрастает до значений третьей области и остается относительно стабильной вплоть до начала разрушения ледяного покрова.

На трех участках (см. рис. 9) хорошо прослеживается корреляция между температурой воздуха и яркостной температурой, соответствующей фенологическим фазам Обской губы. На первых двух участках (см. рис. 9, a, δ) ледяной покров начинает устанавливаться в период, когда температура воздуха опускается ниже нуля градусов. После установления ледяного покрова динамика яркостной температуры достаточно стабильна и соответствует динамике средней температуры воздуха. Разрушение ледяного покрова начинается в тот период, когда температура воздуха некоторое время находится на нулевой отметке и дальше становится положительной.

На третьем участке (см. рис. 9, в) в период, когда температура воздуха некоторое время держится ниже нуля градусов, происходит сильный скачок яркостной температуры (более 100 К) до значений, соответствующих разрушению льда на участках 1 и 2. Этот период, вероятнее всего, соответствует установлению ледяного покрова. Далее, продолжительное время (7-8 мес.) динамика яркостной температуры не так стабильна, как для участков 1 и 2 и ее изменение находится в противофазе с динамикой средней температуры воздуха. Ближе к весенне-летнему сезону, когда значения температуры воздуха начинают периодически превышать нулевую отметку, яркостная температура становится нестабильной, что можно объяснить процессами периодического таяния-замерзания снежного и ледяного покрова. Разрушение льда начинается так же, как и для участков 1 и 2 тогда, когда средняя температура воздуха становится выше нуля градусов.

Мы оценили вклад каждой из сред (вода, снежный и ледяной покров) в собственное излучение рассматриваемой системы (см. рис. 8). Для этих целей была рассчитана глубина формирования излучения $h_{\Gamma\Phi U}$ в снежном покрове, речном и морском льду в зависимости от частоты (длины волны) электромагнитного излучения. Глубина формирования излучения (ГФИ) — это толщина слоя среды, при котором амплитуда электромаг-



Рис. 7. Годовой сток реки Обь в устье по многолетним данным (Магрицкий, 2007).



Рис. 8. Модельное представление излучающей системы "речная/морская вода-ледяной покров-снежный покров-атмосфера".

нитной волны, проходящей через слой, уменьшается в е раз. Считается, что ГФИ определяет толщину эффективно излучающего слоя среды и вычисляется из следующего выражения (Шарков, 2014; Sharkov, 2003):

$$h_{\Gamma\Phi H} = \frac{\lambda}{4\pi \operatorname{Im}(\sqrt{\varepsilon})},$$

где λ – длина волны излучения; ε – комплексная диэлектрическая проницаемость среды. ГФИ в снежном покрове, речном и морском льду определялась для холодных (-20°С) и теплых (0°С) условий. Комплексная диэлектрическая проницаемость снега, морского и речного льда вычислялась по квазиволновой модели эффективной диэлектрической проницаемости многофазной лисперсной среды (Bovarskii et al., 1994: Tikhonov et al., 2014, 2018). При расчетах использовались реальные усредненные физические характеристики речного и морского льда и снежного покрова (Войтковский, 1999; Доронин, Хейсин, 1975; Котляков, 2000, 2004; Кузьмин, 1957; Морской..., 1997; Снег, 1986; Crabeck et al., 2016; Cuffey, Paterson, 2010; Encyclopedia..., 2011; Frantz et al., 2019),



Рис. 9. Сезонная динамика яркостной температуры трех участков Обской губы по данным SMOS. В верхней части каждого рисунка показана суточная и усредненная динамика температуры воздуха. Цифрами внизу отмечены три временные области значений яркостной температуры.

в



Рис. 9. Окончание.

которые представлены в табл. 2. При температуре среды -20° С снежный покров является сухим, а во льду присутствует минимальное количество жидкой воды или рассола из-за контакта нижней границы льда с водной поверхностью, имеющей температуру около 0°С. При температуре среды 0°С начинается процесс интенсивного таяния. Максимальная объемная влажность снежного покрова (объем воды в единичном объеме снега) в этом случае определяется его плотностью и структурой и находится в пределах 9-30% (обычно 12-15%) (Котляков, 2000; Кузьмин, 1957). Избыточная вода в снежном покрове стекает вглубь к поверхности льда и дальше просачивается по трещинам в лед, увеличивая его влажность. Влажность речного и морского льда в период таяния максимальна и определяется его пористостью, т.е. количеством пустот (пор, капилляров, трещин), которые могут быть заполнены водой или рассолом (Войтковский, 1999; Доронин, Хейсин, 1975; Морской..., 1997; Crabeck et al., 2016; Frantz et al., 2019).

Результаты расчета $h_{\Gamma \Phi U}$ для снега, речного и морского льда показаны на рис. 10. Для сравнения здесь также представлены частотные зависимости глубины формирования излучения для сплошного пресноводного льда, рассчитанные по модели из работы (Hufford, 1991). Вертикальной

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА № 3 2020

пунктирной чертой на рисунке показана частота радиометра MIRAS спутника SMOS (1.4 ГГц). Как видно на рисунке, толщина эффективно излучающего слоя сухого снега составляет величину порядка 1 км. Глубина формирования излучения для речного льда при отрицательных температурах также велика и равна нескольким метрам. Различие в значениях $h_{\Gamma\Phi M}$ для сплошного пресноводного льда и речного объясняется тем, что в речном льду присутствует небольшое количество жидкой воды (см. табл. 2), которая хорошо поглощает электромагнитное излучение в микроволновом диапазоне, тем самым уменьшая $h_{\Gamma \Phi H}$. При отрицательных температурах ГФИ для морского льда меньше, чем для речного и составляет величину порядка 1 м. Такое различие объясняется увеличением поглощения излучения в соленой воде на частотах ниже 10 ГГц (Рис, 2006). При температуре около 0°С глубина формирования излучения у речного льда сильно уменьшается и составляет величину около 10 см, что объясняется увеличением количества жидкой воды в речном льду (см. табл. 2) и, следовательно, возрастанием поглощения электромагнитного излучения. Для морского льда при температуре около 0°С, значения $h_{\Gamma \Phi H}$ еще меньше, так как поры льда заполняются соленой водой, поглощение излучения в которой значительно больше, чем в пресной (реч-

· · ·		
Среда	-20°C	0°C
Снег		
Плотность (сухая), г/см ³	0.30	0.30
Средний диаметр частиц, см	0.04	0.06
Объемная влажность, см ³ /см ³	0.00	0.15
Речной лед		
Пористость, см ³ /см ³	0.20	0.40
Средний диаметр пор, см	0.10	0.10
Количество пор, заполненных водой, %	30.00	100.00
Соленость воды, %	0	0
Морской лед		
Пористость, см ³ /см ³	0.20	0.40
Средний диаметр пор, см	0.10	0.10
Количество пор, заполненных водой, %	50.00	100.00
Соленость воды, %	15.00	15.00

Таблица 2. Характеристики снега и льда, используемые в модельных расчетах

ной). Появление жидкой воды в снежном покрове приводит также к сильному возрастанию поглощения в среде (Boyarskii et al., 1994; Tikhonov et al., 2014, 2018). Поэтому при 0°С для влажного снега $h_{\Gamma\Phi H}$ составляет величину около 10–20 см при частоте 1.4 ГГц.



Рис. 10. Глубина формирования излучения для снега, пресноводного, морского и речного льда.

Таким образом, при отрицательных температурах снежный покров и речной лед будут практически прозрачны для электромагнитного излучения с частотой 1.4 ГГц. Прозрачность морского льда при отрицательных температурах будет определяться количеством жидкой воды во льду и ее соленостью. При определенных условиях, когда $h_{\Gamma \Phi U}$ морского льда станет меньше его толщины, лед будет непрозрачным для излучения водной поверхности. При температуре 0°С глубина формирования излучения для снега, речного и морского льда определяется количеством жидкой компоненты (пресной и соленой воды) в этих средах. В этом случае также могут создаться условия, когда снег, морской или речной лед станут непрозрачны для излучения. Необходимо отметить, что при вычислении $h_{\Gamma \Phi H}$ морского льда предполагалось, что соленость воды составляла величину 15%. Согласно данным, показанным на рис. 5 и представленным в работах (Лапин, 2012; Ильин, 2018), соленость "морской" части Обской губы (участок 3) увеличивается к осени: на поверхности до 8‰, а на глубине до 22‰. Так как данных по солености этой части акватории в период ледостава нет, то было выбрано среднее значение относительно осенних данных.

Рисунок 9 показывает, что модельный расчет хорошо соответствует спутниковым данным для трех выбранных участков Обской губы на всем периоде наблюдений. Временная область 1 для всех трех участков связана с излучением свободной ото льда водной поверхности, которая соответствует сезону приблизительно с июля по октябрь, в зависимости от года и географического положения участка.



Рис. 11. Схематичное изображение собственного микроволнового излучения воды, льда и снега для участков 1 и 2 Обской губы: *а* – установившийся ледяной покров (временная область 2); *б* – разрушение ледяного покрова (временная область 3).

Вторая временная область для участков 1 и 2 (см. рис. 9, а, б) связана с установившимся ледяным покровом. На этих участках она соответствует периоду в среднем с середины октября по июнь. Здесь происходит резкое повышение яркостной температуры на 40-60 К в зависимости от поляризации излучения и метеоусловий. Возрастание яркостной температуры связано с появлением сплошного ледяного покрова. При наличии устойчивого ледяного покрова изменение яркостной температуры определяется сезонным ходом средней температуры воздуха данного участка. Лед в этот временной период характеризуется низкими диэлектрическими потерями – мало пор (трещин) и жидкой воды. Глубина формирования излучения в диапазоне 21 см значительно превосходит толщину льда (см. рис. 5 и 10) и ледяной покров выступает в качестве дополнительного излучающего слоя к излучению водной поверхности. Этот факт полностью подтверждается модельными расчетами (см. рис. 9, а, б). Наличие сухого снежного покрова на поверхности льда почти не оказывает влияния на излучающие свойства объекта, так как в данном диапазоне (1.4 ГГц) сухой снег практически прозрачен (см. рис. 10). Сложившиеся условия демонстрирует рис. 11, а, на котором схематично показано излучение каждой среды, составляющей систему "речная вода-ледяной покров-снежный покров-атмосфера" для временной области 2, участков 1 и 2 Обской губы.

Третья область для участков 1 и 2 характеризуется кратковременным резким возрастанием яркостной температуры на величину порядка 70 К и соответствует короткому периоду с июня по июль (см. рис. 9, a, δ). Это период интенсивного разрушения и таяния ледяного покрова, а также таяния снега. В данный период происходит изменение физических свойств льда — появление большого количества трещин и насыщение трещин водой. Появление трещин и воды во льду изменяет его диэлектрические свойства, которые характеризуются сильным увеличением поглощения микроволнового излучения. Увеличение поглощения во льду приводит к повышению яркостной температуры ледяного покрова. Однако оно же сильно уменьшает глубину формирования излучения речного льда (см. рис. 10), что приводит к экранированию микроволнового излучения, идущего от водной поверхности. Снежный покров в этот период имеет толщину несколько сантиметров (см. рис. 5) и максимальную влажность (интенсивное таяние). Глубина формирования излучения для такого снежного покрова для L-диапазона небольшая (~10-20 см), но все же больше чем толщина слоя снега на льду. Поэтому слой влажного снега оказывает такое же влияние на излучение ледяного покрова в области 3, как и ледяной покров во временной области 2 на излучение водной поверхности (см. рис. 11). Только здесь снежный покров вносит дополнительное излучение к излучению тающего льда. Это "суммарное" излучение и характеризует третью временную область для участков 1 и 2 (см. рис. 11, б). Таким образом, сезонная динамика яркостной температуры "речной" части Обской губы полностью соответствует сезонной динамике яркостной температуры для замерзающих пресноводных озер (см. рис. 1 и 9, a, δ).

Особенностью участка 3 является отсутствие временной области 2 на графике межгодовой зависимости значений яркостной температуры (рис. 9, *в*). Временная область 1, которая для участка 3 соответствует периоду в среднем с июля по октябрь, за короткий промежуток времени (меньше месяца), сразу трансформируется во временную область 3, т.е. происходит скачок значений яркостной температуры на величину по-



Рис. 12. Схематичное изображение собственного микроволнового излучения воды, льда и снега для участка 3 Обской губы: *а* – установившийся ледяной покров (временная область 3); *б* – разрушение ледяного покрова (конец временной области 3).

рядка 110-130 К в зависимости от поляризации излучения. Длительность временной области 3 для этого участка Обской губы соответствует периоду ледостава в среднем с середины октября до начала июня. Далее происходит интенсивное разрушение ледяного покрова, и временная область 3 переходит в область 1. Участок 3 расположен в "морской" части Обской губы (см. рис. 3, 4). Гидрологическое состояние этого участка сильно зависит от величины стока рек, впадающих в Обскую губу, а также от влияния морских приливов и течений Карского моря (см. разд. "Климатические, гляциологические и гидрологические данные"). В осенний сезон соленость поверхностных вод данного участка становится равной 7-8‰ и увеличивается с глубиной (см. рис. 6). Зимой во время ледостава тенденция увеличения солености воды данного участка должна продолжаться, так как резко уменьшается речной сток в Обскую губу (см. рис. 7) и усиливается влияние морских вод Карского моря. В этой области Обской губы лед образуется уже из соленой воды, в отличие от участков 1 и 2, расположенных в пресноводной части губы, где соленость воды к зиме практически не изменяется (см. рис. 6). Кроме того, нижняя кромка ледяного покрова находится в постоянном контакте с соленой, уже практически морской, водой. Такое изменение гидрологических условий приводит к значительному увеличению поглощения излучения в толще льда, особенно в нижнем слое, имеющем постоянный контакт с соленой водой. Увеличение поглошения излучения в ледяном покрове третьего участка, по сравнению со льдом участков 1 и 2, приводит к возрастанию яркостной температуры в период ледостава. Из-за сильного поглощения ледяной покров экранирует излучение L-диапазона, идущее от водной поверхности, а его собственное излучение увеличивается по сравнению с пресноводным льдом (рис. 12, a). В данном случае складываются условия, аналогичные периоду разрушения ледяного покрова для участков 1 и 2 (см. рис. 11, δ и 12, a). Собственное излучение тающего и разрушающегося речного льда в L-диапазоне практически схоже с излучением установившегося ледяного покрова "морской" части Обской губы. Увеличенная соленость акватории, где расположен исследуемый участок 3, объясняет и чуть более поздний (по температуре) момент установления ледяного покрова по сравнению с участками 1 и 2.

Период разрушения и таяния ледяного покрова в "морской" части Обской губы (конец участка 3) слабо отличается от такого же периода для пресноводной части (участки 1 и 2). Лед начинает разрушаться, в нем появляется много трещин и пор, заполняющихся как соленой (снизу), так и пресной (сверху) водой, что еще больше увеличивает поглощение излучения в ледяном покрове. Снежный покров становится влажным и поглощает часть излучения, идущего ото льда. В свою очередь влажный снег сам начинает излучать, добавляя свое излучение к излучению морского льда (рис. 12, δ).

Таким образом, прослеживается четкая зависимость сезонной и межгодовой динамики яркостной температуры различных участков Обской губы в L-диапазоне от солености поверхностных вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Потепление Арктики, происходящее в последние десятилетия, влечет за собой климатические изменения в умеренных широтах, способствует

возникновению опасных гидрологических и метеорологических явлений (аномальной засухи, зимних оттепелей, летних снегопадов, внезапных паводков и наводнений). Зарождение этих опасных явлений связано с изменением механизмов взаимовлияния арктических, лесных, степных территорий, находящихся в разных климатических поясах; изменением сроков оттаивания тундры; более ранним потеплением; изменением гидрологических циклов арктических рек, отепляющим эффектом рек Оби, Енисея, Лены; деградацией вечной мерзлоты и тундровой растительности; уменьшением количества и суммарной площади термокарстовых озер; сокращением плошадей ледового покрова. таянием ледников и полярных шапок, повышением температуры воздуха в приповерхностных слоях арктических территорий в осенне-зимний период (Bring, Destouni, 2013; Karlsson et al., 2015).

Через эстуарии Оби и Енисея ежегодно проходит 1200 км³ пресной воды, что составляет более 40% от общего пресноводного стока в Арктику. Со стоком этих рек в их эстуарные зоны поступает огромное количество аллохтонных веществ (более 150 млн т в год), состав которых отражает весь спектр природных процессов и хозяйственной деятельности на водосборных площадях. Степень изменения вод, поступающих в эстуарии, определяется особенностями геоморфологии, уровнем водообмена, объемом речного стока и его сезонной динамикой (Дриц и др., 2019). Арктические эстуарии обеспечивают необходимую среду обитания для перелетных птиц, рыб и морских млекопитающих (Wolanski et al., 2019).

Лед эстуариев играет важную роль в регулировании наводнений, речного стока, смешивания вод, концентраций растворенных и твердых частиц в энергетическом обмене моря и атмосферы, а также газообмене.

Выявленные и представленные в этой работе закономерности сезонных вариаций яркостной температуры и связанные с ними фазы ледяного покрова в Обской губе могут быть использованы для оценки гидрологического режима (фронтальной зоны) крупных эстуариев Арктики в период ледостава. Поскольку такие характеристики воды эстуария как пространственное распределение взвешенных твердых частиц, мутность, температура и соленость коррелируют между собой (Baban, 1993; Ray et al., 2013), то можно говорить и об оценке других гидрологических характеристик воды под ледяным покровом по данным спутниковой микроволновой радиометрии. Полученные результаты открывают возможность разработки методики определения зоны смешения пресных и соленых вод (фронтальной зоны) в крупных эстуариях российской Арктики в период ледостава по данным спутниковой микроволновой радиометрии. Данная методика позволит получать оперативную информацию о гидрологическом режиме эстуариев арктических рек в период ледостава и выполнять анализ различных природных и климатических процессов, а также оценку интенсивности и мощности антропогенного и техногенного воздействия на прилегающие к эстуариям территории.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00198а) (Тихонов В.В., Хвостов И.В., Романов А.Н., Синицкий А.И.). Моделирование и анализ собственного микроволнового излучения морского льда Арктики выполнено в рамках темы "Мониторинг" (гос. регистрация № 01.20.0.2.00164) (Шарков Е.А., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю.).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю признательность начальнику МГ Новый Порт Северного управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Северное УГМС Росгидромет) Прилепскому Ю.И. за предоставленные данные по характеристикам льда и снежного покрова в Обской губе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев О.М., Драбенко Д.В., Виноградов Р.А., Орлова Е.Ю. Влияние потепления климата на прочностные характеристики льда в Обской губе // Лед и Снег. 2019. Т. 59. № 4. С. 539–545.

Бондур В.Г. Аэрокосмические методы и технологии мониторинга нефтегазоносных территорий и объектов нефтегазового комплекса // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 6. С. 3–17.

Бондур В.Г., Воробьев В.Е., Лукин А.А. Космический мониторинг состояния Северных территорий, нарушенных нефтедобычей // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 6. С. 35–44.

Войтковский К.Ф. Основы гляциологии. М.: Наука, 1999. 255 с.

Гольдберг В.М., Зверев В.П., Арбузов А.И., Казеннов С.М., Ковалевский Ю.В., Путилина В.С. Техногенное загрязнение природных вод углеводородами и его экологические последствия. М.: Наука, 2001. 125 с.

Гордеев В.В. Микроэлементы в воде, взвеси и донных осадках Обской губы, Енисейского залива и дельты Лены и прилегающих областей Карского моря и моря Лаптевых // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. Современное состояние и история развития / Под ред. Кассенс Х. и др. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 202–225.

Дианский Н.А., Фомин В.В., Грузинов В.М., Литвиненко Г.И. Оценка влияния подходного канала к порту Сабетта на изменение гидрологических условий Обской губы с помощью численного моделирования // Арктика: экология и экономика. 2015. Т. 19. № 3. С. 18–29. Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. Морской лед. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 318 с.

Дриц А.В., Арашкевич Е.Г., Недоспасов А.А., Амелина А.Б., Флинт М.В. Структурно-функциональные характеристики зоопланктона Обского эстуария и прилегающих районов шельфа Карского моря в летний период // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 383–395.

Ильин Г.В. Гидрологический режим Обской губы как новой области морского природопользования в российской Арктике // Наука юга России. 2018. Т. 14. № 2. С. 20–32.

Йоханнессен О.М., Александров В.Ю., Фролов И.Е., Сандвен С., Петтерссон Л.Х., Бобылев Л.П., Клостер К., Смирнов В.Г., Миронов Е.У., Бабич Н.Г. Научные исследования в Арктике. Т. 3. Дистанционное зондирование морских льдов на северном морском пути: изучение и применение. СПб.: Наука, 2007. 512 с.

Котляков В.М. Избранные сочинения. Кн. 1. Гляциология Антарктиды. М.: Наука, 2000. 432 с.

Котляков В.М. Избранные сочинения. Кн. 2. Снежный покров и ледники Земли. М.: Наука, 2004. 448 с.

Кравцова В.И., Черепанова Е.В. Динамика дельт рек Енисея и Пура // Водные ресурсы. 2003. Т. 30. № 3. С. 304–311.

Кузьмин П.П. Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1957. 180 с.

Лапин С.А. Гидрологическая характеристика Обской губы в летне-осенний период // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 1–10.

Лапин С.А. Пространственно-временная изменчивость гидролого-гидрохимических характеристик Обской губы как основа оценки ее биопродуктивности: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2012. 25 с.

Лапин С.А. Специфика формирования зон повышенной продуктивности в Обском эстуарии // Тр. ВНИРО. 2014. Т. 152. С. 146–154.

Магрицкий Д.В. Сезонные изменения притока пресной воды в окраинные моря // Геоэкологическое состояние Арктического побережья России и безопасность природопользования. М.: ГЕОС, 2007. С. 143–146.

Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. М.: Изд-во МГУ, 1998. 176 с.

Михайлова М.В., Михайлов В.Н. Современное состояние и перспективы гидрологии устьев рек // Избранные тр. Ин-та водных проблем РАН: 1967–2017 / Под ред. А.Н. Гельфана. М.: Ин-т водных проблем РАН, 2017. Т. 2. С. 252–280.

Морской лед. Сбор и анализ данных наблюдении, физические свойства и прогнозирование ледовых условий: справочное пособие / ред. Фролов И.Е., Гаврило В.П. СПб.: Гидрометеоиздат, 1997. 402 с.

Музылев Е.Я., Курбатова И.Е. Использование данных дистанционного зондирования для гидрологических исследований в ИВП РАН: ретроспектива и современные достижения // Избранные тр. Ин-та водных проблем РАН: 1967–2017 / Под ред. А.Н. Гельфана. М.: Ин-т водных проблем РАН, 2017. Т. 2. С. 281–312.

Рис У. Основы дистанционного зондирования. М.: Техносфера, 2006. 336 с.

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

Романов А.Н., Хвостов И.В., Ковалевская Н.М., Синицкий А.И., Колесников Р.А. Первые результаты космического микроволнового мониторинга вечной мерзлоты и тундровой растительности на территории Гыданского полуострова // Науч. вестн. Ямало-Ненецкого автономного округа. 2016. № 4(93). С. 68–76.

Романов А.Н., Хвостов И.В., Уланов П.Н., Ковалевская Н.М., Кириллов В.В., Плуталова Т.Г., Кобелев В.О., Печкин А.С., Синицкий А.И., Сысоева Т.Г., Хворова Л.А. Космический мониторинг арктических и субарктических территорий Ямало-Ненецкого автономного округа. Барнаул: ООО "Пять плюс", 2018. 120 с.

Романов А.Н., Хвостов И.В., Тихонов В.В., Боярский Д.А., Севастьянова Л.Ю., Уланов П.Н., Шарков Е.А. Радиотепловой режим дельт северных рек (на примере Северной Двины) как индикатор гидролого-климатических изменений в Арктике // Сборник материалов Всероссийской конф. с международным участием II Юдахинские чтения "Проблемы обеспечения экологической безопасности и устойчивое развитие арктических территорий". Архангельск: ФГБУН ФИЦКИА РАН, 2019. С. 105–109.

Сафьянов Г.А. Эстуарии. М.: Мысль, 1987. 189 с.

Снег: справ. / Под ред. Грей Д.М., Мэйл Д.Х. Л.: Гид-рометеоиздат, 1986. 752 с.

Тихонов В.В., Хвостов И.В., Романов А.Н., Шарков Е.А. Анализ изменений ледяного покрова пресноводных водоемов по данным SMOS // Исслед. Земли из космоса. 2017. № 6. С. 46–53.

Хвостов И.В., Романов А.Н., Тихонов В.В., Шарков Е.А. Некоторые особенности микроволнового радиотеплового излучения пресноводных водоемов с ледовым покровом // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 4. С. 149–154.

Чумаков М.М., Лужкова К.В. Определение характеристик ледяного покрова на акваториях западной части Карского моря и Обско-Тазовского региона по радиолокационным и спектрорадиометрическим данным дистанционного зондирования Земли // Научно-технич. сб. "Вести газовой науки". 2013. Т. 14. № 3. С. 113–118.

Шарков Е.А. Радиотепловое дистанционное зондирование Земли: физические основы. Т. 1. М.: ИКИ РАН, 2014. 544 с.

Akimov D.B., Johannessen O.M., Mitnik L.M., Volkov V.A. Satellite radar signatures of fronts in the Ob and Yenisey estuaries in the Kara Sea // Proc. IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. (IGARSS'99). 28 June–2 July 1999, Hamburg, Germany, 1999. V. 5. P. 2542–2544.

Baban S.J. Detecting water quality parameters in the Norfolk Broads, U.K., using Landsat imagery // Intern. J. Remote Sensing. 1993. V. 14. № 7. P. 1247–1267.

Boyarskii D.A., Tikhonov V.V., Kleeorin N.I., Mirovskii V.G. Inclusion of scattering losses in the models of the effective permittivity of dielectric mixtures and applications to wet snow // J. Electromagnetic Waves and Applications. 1994. V. 8. $N_{\rm P}$ 11. P. 1395–1410.

Bring A., Destouni G. Hydro-climatic changes and their monitoring in the Arctic: Observation-model comparisons

and prioritization options for monitoring development // J. Hydrology. 2013. V. 492. P. 273–280.

Crabeck O., Galley R., Delille B., Else B., Geilfus N.-X., Lemes M., Roches M.D., Francus P., Tison J.-L., Rysgaard S. Imaging air volume fraction in sea ice using non-destructive X-ray tomography // The Cryosphere. 2016. V. 10. № 3. P. 1125–1145.

Cuffey K.M., Paterson W.S.B. The Physics of Glaciers. Elsevier. 2010. 704 p.

Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers / eds. Singh V.P., Singh P., Haritashya U.K. Dordrecht: Springer, 2011. 1253 p. *Frantz C.M., Light B., Farley S.M., Carpenter S., Lieblappen R., Courville Z., Orellana M.V., Junge K.* Physical and optical characteristics of heavily melted "rotten" Arctic sea ice // The Cryosphere. 2019. V. 13. № 3. P. 775–793.

Gutierrez A., Castro R., Vieira P. SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model. DEIMOS Engenharia. Lisboa, Portugal. 2014.

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

Hall D.K., Martinec J. Remote sensing of ice and snow. L.; N.Y.: Chapman and Hall Ltd. 1985. 189 p.

Hufford G. A Model for the Complex Permittivity of Ice at Frequencies Below 1 THz // Intern. J. Infrared and Millimeter Waves. 1991. V. 12. № 7. P. 677–682.

Karlsson J.M., Jaramillo F., Destouni G. Hydro-climatic and lake change patterns in Arctic permafrost and non-permafrost areas // J. Hydrology. 2015. V. 529. Pt. 1. P. 134–145.

Kuenzer C., Heimhuber V., Huth J., Dech S. Remote Sensing for the Quantification of Land Surface Dynamics in Large River Delta Regions – A Review // Remote Sensing. 2019. V. 11(17). 1985. URL:

https://doi.org/10.3390/rs11171985

Li Z., Zhao J., Su J., Li C., Cheng B., Hui F., Yang Q., Shi L. Spatial and Temporal Variations in the Extent and Thickness of Arctic Landfast Ice // Remote Sensing. 2020. V. 12. \mathbb{N}_{2} 1. P. 64–83.

Melentyev V., Bobylev L., Pettersson L., Sandven S. Winter hydrology and ice regime of the Ob – Yenisey estuaries: re-

sults of satellite SAR comprehensive studies // Proc. 31st Intern. Symp. Remote Sensing of Environment (ISRSE). 20– 24 June, 2005. Saint Petersburg.

Melentyev V.V., Johessen O.M, Sandven S., Pettersson L.H. Ice Regime Study for the Ob-Yenisey Estuaries Using ERS SAR Data // Proc. IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symposium, (IGARSS'99). 28 June–2 July, 1999, Hamburg, Germany, 1999. V. 2. P. 1037–1039.

Ray R., Mandal S., Dhara A. Environmental monitoring of estuaries: Estimating and mapping various environmental indicators in Matla estuarine complex, using Landsat TM digital data // Intern. J. Geomatics and Geosciences. 2013. V. 3. N_{2} 3. P. 570–581.

Remote Sensing and Geospatial Technologies for Coastal Ecosystem Assessment and Management / ed. Yang X. Springer, 2009. 561 p.

Sahr K., White D., Kimerling A.J. Geodesic Discrete Global Grid System // Cartography and Geographic Information Science. 2003. V. 30. № 2. P. 121–134.

Sharkov E.A. Passive Microwave Remote Sensing of the Earth: Physical Foundations. Berlin: Springer/PRAXIS, 2003. 613 p.

Tedesco M. Remote sensing of the cryosphere. Oxford: JohnWiley and Sons, 2015. 404 p.

Tikhonov V.V., Boyarskii D.A., Sharkov E.A., Raev M.D., Repina I.A., Ivanov V.V, Alexeeva T.A., Komarova N.Yu. Microwave Model of Radiation from the Multilayer "Oceanatmosphere" System for Remote Sensing Studies of the Polar Regions // Progress In Electromagnetics Research B. 2014. V. 59. P. 123–133.

Tikhonov V., Khvostov I., Romanov A., Sharkov E. Theoretical study of ice cover phenology at large freshwater lakes based on SMOS MIRAS data // The Cryosphere. 2018. V. 12. № 8. P. 2727–2740.

Treatise on Estuarine and Coastal Science / Eds. Wolanski E., McLusky D. L.: Elsevier, 2011. 12 v. 4590 p.

Wolanski E., Day J.W., Elliott M., Ramachandran R. Coasts and Estuaries. The Future. Amsterdam: Elsevier, 2019. 701 p.

L-Band Radiative Features of the Ob Bay in the Freeze-Up Period

V. V. Tikhonov¹, I. V. Khvostov², A. N. Romanov², E. A. Sharkov¹, D. A. Boyarskii¹, N. Yu. Komarova¹, and A. I. Sinitskiy³

¹Space Research Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²Institute for Water and Environmental Problems, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Barnaul, Russia ³Arctic Research Center of the Yamal-Nenets Autonomous District, Salekhard, Russia

The paper analyzes seasonal and interannual brightness temperature characteristics in various regions of the Ob bay derived from MIRAS (SMOS) radiometry data. While in the "freshwater" region of the Gulf (river estuary and central part) the brightness temperature dynamics is similar to freshwater lakes, in the "seawater" region it is different. The difference is explained by the rise in water salinity and consequent rise in radiation absorption in the lower ice layer that is in contact with the water surface. The revealed seasonal brightness temperature variations in different regions of the Ob bay and associated ice cover phases can be helpful in estimating salinity and water mixing in winter in large Arctic estuaries based on satellite microwave radiometry data.

Keywords: satellite microwave radiometry, brightness temperature, estuary, ice cover, water mixing, hydrological regime, water salinity

REFERENCES

Andreev O.M., Drabenko D.V., Vinogradov R.A., Orlova E.U. Vliyanie potepleniya klimata na prochnostnye harakteristiki I'da v Obskoj gube [Influence of climate warming on the strength characteristics of ice in the Ob Bay] // Ice and Snow. 2019. V. 59. № 4. P. 539–545 (In Russian).

Bondur V.G. Aerospace methods and technologies for monitoring oil and gas areas and facilities // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2011. V. 47. № 9. P. 1007–1018.

Bondur V.G., Vorobyev V.E., Lukin A.A. Satellite Monitoring of the Northern Territories Disturbed by Oil Production // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2017. V. 53. № 9. P. 1007–1015.

Voitkovskiy K.F. Osnovyi glyaciologii [Fundamentals of glaciology]. M.: Nauka. 1999. 255 p. (In Russian).

Goldberg V.M., Zverev V.P., Arbuzov A.I., Kazenov S.M., Kovalevskii Yu.V., Putilina V.S. Tekhnogennoe zagryazntnit prirodnikh vod uglevodorodami i ego ekologicheskiye posledstviya [Technogenie pollution of natural waters by hydrocarbons and its ecological consequences]. M.: Nauka. 2001. 125 p. (In Russian).

Gordeev V.V. Mikroelementy v vode, vzvesi i donnykh osadkakh Obskoy guby, Eniseyskogo zaliva i delty Leny i prilegayushchikh oblastey Karskogo morya i morya Laptevykh [Trace elements in water, suspension and bottom sediments of the Ob Bay, the Yenisei Bay and the Lena Delta and adjacent areas of the Kara sea and the Laptev sea]. In the book Sistema morya Laptevykh i prilegayushchikh morey Arktiki. Sovremennoye sostoyaniye i istoriya razvitiya [System of the laptev Sea and the Adjacent Arctic Seas. Modern and Past Environments]. M.: MSU Press. 2009. P. 202–225 (In Russian).

Diansky N.A., Fomin V.V., Gruzinov V.M., Kabatchenko I.I., Litvinenko G.I. Otsenka vliyaniya podkhodnogo kanala k portu Sabetta na izmeneniye gidrologicheskikh usloviy Obskoy guby s pomoshchyu chislennogo modelirovaniya [Assessment of effect of the approach channel to the port of Sabetta to changes in hydrological conditions of the gulf of Ob using numerical modeling] // Arctic: ecology and economy. 2015. V. 19. No 3. P. 18–29 (In Russian).

Doronin Yu.P., Kheysin D.E. Morskoy led [Sea ice]. L.: Gidrometeoizdat. 1975. 318 p. (In Russian).

Drits A.V., Arashkevich E.G., Nedospasov A.A., Amelina A.B., Flint M.V. Structural and Functional Characteristics of Zooplankton in the Ob Estuary and Adjacent Shelf Areas of the Kara Sea in Summer // Oceanology. 2019. V. 59. № 3. P. 347–357.

Ilyin G.V. Hydrological conditions of the Ob bay as new area of maritime wildlife management in The Russian Arctic // Science in the south of Russia. 2018. V. 14. № 2. P. 20–32.

Johannessen O.M., Aleksandrov V.Yu., Frolov I.E., Sandven S., Pettersson L.P., Bobylev L.P., Kloster K., Smirnov V.G., Mironov E.U., Babich N.G. Remote Sensing of Sea Ice in the Northern Sea Route. Studies and Application. Springer. 2007. 563 p.

Kotlyakov V.M. Izbrannye sochineniya. Kniga 1. Glyatsiologiya Antarktidy [Selected works in six books. Book 1. Glaciology of Antarctica]. Moscow: Nauka. 2000. 432 p.

Kotlyakov V.M. Izbrannye sochineniya. Kniga 2. Snezhnyy pokrov i ledniki Zemli [Selected works in six books. Book 2.

Snow Cover and Glaciers of the Earth]. Moscow: Nauka. 2004. 448 p.

Kravtsova V.I., Cherepanova E.V. Dynamics of the Yenisei and Pur River Deltas // Water Resources. 2003. V. 30. № 3. P. 275–282.

Kuzmin P.P. Fizicheskiye svoystva snezhnogo pokrova [The physical properties of snow cover]. L.: Gidrometeoizdat. 1957. 180 p. (In Russian).

Lapin S.A. Hydrological characterization of the Ob' Inlet in the summer and autumn seasons // Oceanology. 2011. V. 51. \mathbb{N}_{2} 6. P. 925–934.

Lapin S.A. Prostranstvenno-vremennaya izmenchivost gidrologo-gidrokhimicheskikh kharakteristik Obskoy guby kak osnova otsenki eye bioproduktivnosti [Spatio-temporal variability of hydroly-hydrochemical characteristics of the Ob Bay as a basis for evaluating its bio-productivity]. Dissertation of the candidate of geographical Sciences. M.: MSU Press. 2012. 25 p. (In Russian).

Lapin S.A. Spetsifika formirovaniya zon povyshennoy produktivnosti v Obskom estuarii [Specific Features of Formation of the High-Productivity Zones in the Ob' Inlet] // Trudy VNIRO. 2014. V. 152. P. 146–154 (In Russian).

Magritskiy D.V. Sezonnyye izmeneniya pritoka presnoy vody v okrainnyye morya [Seasonal changes in the inflow of fresh water to the marginal seas] // Geoecological condition of the Arctic coast of Russia and safety of nature management / Editor N.I. Alekseevskiy. M.: GEOS, 2007. 585 p. (In Russian).

Mikhailov V.N. Gidrologiya ustyev rek [Hydrology of river mouths]. M.: MSU Press. 1998. 176 p. (In Russian).

Mikhaylova M.V., Mikhaylov V.N. Sovremennoye sostoyaniye i perspektivy gidrologii ustyev rek [Current state and prospects of river estuaries hydrology] // Selected works Of the Institute of water problems of the Russian Academy of Sciences: 1967–2017 / Ed. A.N. Gelfan. M.: Institute of water problems of the Russian Academy of Sciences. 2017. V. 2. P. 252–280 (In Russian).

Morskoj led. Sbor i analiz dannyh nablyudenii, fizicheskie svojstva i prognozirovanie ledovyh uslovij (spravochnoe posobie) [Sea ice. Collection and analysis of observational data, physical properties and forecasting of ice conditions (reference manual)] / Eds. Frolov I.E., Gavrilo V.P. Saint Petersburg: Gidrometeoizdat. 1997. 402 p. (In Russian).

Muzylev E.Ya., Kurbatova I.E. Ispolzovaniye dannykh distantsionnogo zondirovaniya dlya gidrologicheskikh issledovaniy v IVP RAN: retrospektiva i sovremennyye dostizheniya [Using remote sensing data for hydrological research in the IWP RAS: retrospective and current achievements] // Selected works Of the Institute of water problems of the Russian Academy of Sciences: 1967–2017 / ed. A.N. Gelfan. M.: Institute of water problems of the Russian Academy of Sciences. 2017. V. 2. P. 281–312 (In Russian).

Rees W.G. Physical Principles of Remote Sensing. Cambridge University Press. 2013. 492 p.

Romanov A.N. Remote Assessment of the Degree of Soil Degradation from Radiation Properties of Soils // Eurasian Soil Science. 2009. V. 42. № 3. P. 328–335.

Romanov A.N., Khvostov I.V., Kovalevskaya N.M., Sinitskiy A.I., Kolesnikov R.A. Pervye rezul'taty kosmicheskogo mikrovolnovogo monitoringa vechnoj merzloty i tundrovoj rastitel'nosti na territorii Gydanskogo poluostrova [First results of cosmic microwave monitoring of permafrost and tundra vegetation in the territory of Gydan peninsula] // Scientific Bulletin of the Yamalo-Nenets Autonomous district. 2016. \mathbb{N}_{2} 4. P. 68–76 (In Russian).

Romanov A.N., Khvostov I.V., Ulanov P.N., Kovalevskaya N.M., Kirillov V.V., Plutalova T.G., Kobelev V.O., Pechkin A.S., Sinitskiy A.I., Sysoeva T.G., Hvorova L.A. Kosmicheskij monitoring arkticheskih i subarkticheskih territorij Yamalo-Neneckogo avtonomnogo okruga [Space monitoring of the Arctic and subarctic territories of the Yamal-Nenek Autonomous region]. Barnaul: LLC Five Plus. 2018. 120 p. (In Russian).

Romanov A.N., Khvostov I.V., Tikhonov V.V., Boyarskii D.A., Sevast'yanova L.Yu., Ulanov P.N., Sharkov E.A. Radioteplovoj rezhim del't severnyh rek (na primere Severnoj Dviny) kak indikator gidrologo-klimaticheskih izmenenij v Arktike [Radio thermal regime of the deltas of the northern rivers (on the example of the Northern Dvina), as an indicator of hydrological and climatic changes in the Arctic] // Collection of materials of the All-Russian Conference with International Participation, II Yudakhin Readings. Arkhangelsk: FCIARctic. 2019. P. 105–109 (In Russian).

Saf'yanov G.A. Estuarii [Estuaries]. M.: Mysl'. 1987. 189 p. (In Russian). Handbook of Snow / Eds. Gray D.M., Male D.H. New Jersey: The Blackburn Press. 1981. 776 p.

Tikhonov V.V., Khvostov I.V., Romanov A.N., Sharkov E.A. Analysis of changes in the ice cover of freshwater lakes by SMOS data. // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2018. V. 54. № 9. P. 1135–1140.

Khvostov I.V., Romanov A.N., Tikhonov V.V., Sharkov E.A. Nekotorye osobennosti mikrovolnovogo radioteplovogo izlucheniya presnovodnyh vodoemov s ledovym pokrovom [Some features of L-band thermal radiation of freshwater bodies with ice cover] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2017. V. 14. $N_{\rm P}$ 4. P. 149–154. (In Russian).

Chumakov M.M.. Luzhkova K.V. Opredeleniye kharakteristik ledyanogo pokrova na akvatoriyakh zapadnoy chasti Karskogo morya i Obsko-Tazovskogo regiona po radiolokatsionnym i spektroradiometricheskim dannym distantsionnogo zondirovaniya Zemli [Determination of characteristics of ice cover in water areas of western part of Kara Sea and Ob-Tazov region according to radar and spectral radiometric remote sensing of the Earth] // Vesti Gazovoy Nauki. 2013. V. 14. № 3. P. 113–118 (In Russian).

Sharkov E.A. Radioteplovoye distantsionnoye zondirovaniye Zemli: fizicheskiye osnovy [Radiothermal remote sensing of the Earth: physical foundations]. M.: IKI RAN. 2014. V. 1, 544 p.

Akimov D.B., Johannessen O.M., Mitnik L.M., Volkov V.A. Satellite radar signatures of fronts in the Ob and Yenisey estuaries in the Kara Sea // Proc. IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symposium, (IGARSS'99). 28 June– 2 July 1999. Hamburg, Germany, 1999. V. 5. P. 2542–2544.

Baban S.J. Detecting water quality parameters in the Norfolk Broads, U.K., using Landsat imagery // Intern. J. Remote Sensing. 1993. V. 14. № 7. P. 1247–1267.

Boyarskii D.A., Tikhonov V.V., Kleeorin N.I., Mirovskii V.G. Inclusion of scattering losses in the models of the effective permittivity of dielectric mixtures and applications to wet snow // J. Electromagnetic Waves and Applications. 1994. V. 8. N_{P} 11. P. 1395–1410.

Bring A., Destouni G. Hydro-climatic changes and their monitoring in the Arctic: Observation-model comparisons and prioritization options for monitoring development // J. Hydrology. 2013. V. 492. P. 273–280.

Crabeck O., Galley R., Delille B., Else B., Geilfus N.-X., Lemes M., Roches M. D., Francus P., Tison J.-L., Rysgaard S. Imaging air volume fraction in sea ice using non-destructive X-ray tomography // The Cryosphere. 2016. V. 10. № 3. P. 1125–1145.

Cuffey K.M., Paterson W.S.B. The Physics of Glaciers. Elsevier. 2010. 704 p.

Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers / Eds. Singh V.P., Singh P., Haritashya U.K. Dordrecht: Springer, 2011. 1253 p.

Frantz C.M., Light B., Farley S.M., Carpenter S., Lieblappen R., Courville Z., Orellana M.V., Junge K. Physical and optical characteristics of heavily melted "rotten" Arctic sea ice // The Cryosphere. 2019. V. 13. № 3. P. 775–793.

Gutierrez A., Castro R., Vieira P. SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model. DEIMOS Engenharia. Lisboa, Portugal. 2014.

https://earth.esa.int/documents/10174/1854456/SMOS_ L1c-Data-Processing-Models.

Hall D.K., Martinec J. Remote sensing of ice and snow. London, New York: Chapman and Hall Ltd. 1985. 189 p.

Hufford G. A Model for the Complex Permittivity of Ice at Frequencies Below 1 THz // Intern. J. Infrared and Millimeter Waves. 1991. V. 12. № 7. P. 677–682.

Karlsson J.M., Jaramillo F., Destouni G. Hydro-climatic and lake change patterns in Arctic permafrost and non-permafrost areas // J. Hydrology. 2015. V. 529. Pt. 1. P. 134–145.

Kuenzer C., Heimhuber V., Huth J., Dech S. Remote Sensing for the Quantification of Land Surface Dynamics in Large River Delta Regions – A Review // Remote Sensing. 2019. V. 11(17). 1987. URL: https://doi.org/10.3390/rs11171985.

Li Z., Zhao J., Su J., Li C., Cheng B., Hui F., Yang Q., Shi L. Spatial and Temporal Variations in the Extent and Thickness of Arctic Landfast Ice // Remote Sensing. 2020. V. 12. $N \ge 1$. P. 64. 20 p.

Melentyev V., Bobylev L., Pettersson L., Sandven S. Winter hydrology and ice regime of the Ob –Yenisey estuaries: results of satellite SAR comprehensive studies // Proc. 31st Intern. Symp. Remote Sensing of Environment (ISRSE). 20–24 June, 2005. Saint Petersburg.

Melentyev V.V., Johessen O.M, Sandven S., Pettersson L.H. Ice Regime Study for the Ob – Yenisey Estuaries Using ERS SAR Data // Proc. IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS '99). 28 June–2 July, 1999. Hamburg, Germany, 1999. V. 2. P. 1037–1039.

Ray R., Mandal S., Dhara A. Environmental monitoring of estuaries: Estimating and mapping various environmental indicators in Matla estuarine complex, using Landsat TM digital data // Intern. J. Geomatics and Geosciences. 2013. V. 3. № 3. P. 570–581.

Remote Sensing and Geospatial Technologies for Coastal Ecosystem Assessment and Management / Ed. Yang X. Springer, 2009. 561 p.

Sahr K., White D., Kimerling A.J. Geodesic Discrete Global Grid System // Cartography and Geographic Information Science. 2003. V. 30. № 2. P. 121–134.

Sharkov E.A. Passive Microwave Remote Sensing of the Earth: Physical Foundations. Berlin. Springer/PRAXIS. 2003. 613 p.

Tedesco M. Remote sensing of the cryosphere. Oxford: John Wiley and Sons. 2015. 404 p.

Tikhonov V.V., Boyarskii D.A., Sharkov E.A, Raev M.D., Repina I.A., Ivanov V.V., Alexeeva T.A., Komarova N.Yu. Microwave Model of Radiation from the Multilayer "Ocean – atmosphere" System for Remote Sensing Studies of the Polar Regions // Progress In Electromagnetics Research B. 2014. V. 59. P. 123–133.

Tikhonov V., Khvostov I., Romanov A., Sharkov E. Theoretical study of ice cover phenology at large freshwater lakes based on SMOS MIRAS data // The Cryosphere. 2018. V. 12. \mathbb{N} 8. P. 2727–2740.

Treatise on Estuarine and Coastal Science / Eds. Wolanski E., McLusky D. L.: Elsevier, 2011. 12 v. 4590 p.

Wolanski E., Day J.W., Elliott M., Ramachandran R. Coasts and Estuaries. The Future. Amsterdam: Elsevier. 2019. 701 p.