# Межгодовые вариации собственного микроволнового излучения Обской губы в период ледостава и их связь с гидрологическими и климатическими изменениями региона

В. В. Тихонов<sup>1,2</sup>, А. Н. Романов<sup>2</sup>, И. В. Хвостов<sup>2</sup>, Т. А. Алексеева<sup>3,1</sup>, А. И. Синицкий<sup>4</sup>, М. В. Тихонова<sup>5</sup>, Е. А. Шарков<sup>1</sup>, Н. Ю. Комарова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт космических исследований РАН, Москва, 117997, Россия E-mails: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru, e.sharkov@mail.ru, nata.komarova@iki.rssi.ru <sup>2</sup> Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, 656038, Россия E-mails: romanov\_alt@mail.ru, nii82@mail.ru

<sup>3</sup> Арктический и антарктический научно-исследовательский институт Санкт-Петербург, 199397, Россия E-mail: taa@aari.ru

<sup>4</sup> ООО «ГЕОИНЖСЕРВИС», Москва, 119331, Россия E-mail: geolosoph@gmail.com

<sup>5</sup> Российский государственный аграрный университет — МСХА имени К.А. Тимирязева, Москва, 127550, Россия E-mail: marysechka06@mail.ru

В статье представлен анализ сезонных и межгодовых зависимостей яркостной температуры различных областей Обской губы в период ледостава, полученных по данным спутника SMOS. Проведённые исследования показали, что в южной части Обской губы наблюдается схожая с пресноводными озёрами сезонная и межгодовая динамика яркостной температуры. Однако ближе к акватории Карского моря эта динамика нарушается и в северной части губы становится схожей с динамикой яркостной температуры центральной области Карского моря. Изменение сезонной динамики яркостной температуры различных областей Обской губы происходит в период ледостава. Такое изменение объясняется увеличением солёности воды подо льдом. Полученные результаты показали, что в зимние сезоны область смешения пресных и солёных вод (фронтальная зона) может сдвигаться далеко на юг Обской губы. Смещение фронтальной зоны в зимний период сопоставлено с климатическими изменениями в регионе и в бассейне р. Оби, определяющими речной сток и состояние многолетнемерзлых пород. Выявленные закономерности сезонных и межгодовых вариаций яркостной температуры различных участков Обской губы и связанные с ними фазы ледяного покрова могут быть использованы для оценки гидрологического режима в крупных эстуариях Арктики в зимнее время, а также климатических изменений прилегающих территорий по данным спутниковой микроволновой радиометрии.

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

Одобрена к печати: 02.11.2021 DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-6-185-199

### Введение

Потепление, происходящее в Арктике, повлекло за собой гидрологические и климатические изменения, которые проявляются в сокращении площадей ледяного покрова; позднем ледоставе и раннем вскрытие речного, озёрного и морского льда; уменьшении сезона снежного покрова; интенсивном таянии ледников; уменьшении количества и суммарной площади термокарстовых озёр; более раннем оттаивании и более позднем замерзании тундры и т.п. (Barry, Gan, 2011; Karlsson et al., 2015).

Оперативная информация о гидрологических реакциях на климатические и экологические изменения в Арктическом регионе может быть получена только на основе использования методов дистанционного зондирования (Романов и др., 2016, 2018; Tedesco, 2015). В работе (Тихонов и др., 2020) были представлены результаты исследования сезонной динамики яркостной температуры трёх участков Обской губы по данным SMOS (*англ.* Soil Moisture and Ocean Salinity). Анализ спутниковых данных показал, что если в пресноводной части Обской губы (южная и центральная части) наблюдается схожая с озёрами динамика яркостной температуры (Тихонов и др., 2017; Tikhonov et al., 2018), то в «морской» части (северная часть) Обской губы эта динамика нарушается. Это нарушение определяется отсутствием области установившегося ледяного покрова (для озёр). Яркостная температура, характеризующая открытую водную поверхность, после образования ледяного покрова сильно возрастает до значений области разрушения льда (для озёр). Далее значения яркостной температуры остаются относительно стабильными вплоть до начала разрушения ледяного покрова. Изменение динамики яркостной температуры «морской» части Обской губы объяснялось авторами увеличением солёности воды под ледяным покровом. Полученные результаты показали возможность определения зоны смешения пресных и солёных вод (фронтальной зоны) в крупных эстуариях российской Арктики в период ледостава по данным спутниковой микроволновой радиометрии.

В настоящей статье представлены результаты теоретического исследования сезонных и межгодовых зависимостей (2012–2018) собственного микроволнового излучения различных участков Обской губы в период ледостава по данным спутника SMOS. Исследования выполнены для всей акватории Обской губы (13 участков), а также для одного участка Карского моря, расположенного далеко от эстуария. Выполнен анализ смещения фронтальной зоны в период ледостава в зависимости от речного стока в Обскую губу, а также от межгодовых климатических изменений прилегающих территорий водосбора.

### Используемые данные

В акватории Обской губы было выбрано 13 участков, а также один участок, расположенный в центральной части Карского моря. По всем выбранным участкам были получены данные радиометра MIRAS (*анел.* Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis) спутника SMOS за период с 2012 по 2018 г. Для этих целей 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). Ячейки сетки, соответствующие каждому выбранному участку (от P1 до P14), приведены на *рис. 1* (см. с. 187). Размер ячейки составляет 15 км. Продукт L1C строится на основе данных радиометра MIRAS спутника SMOS, работающего на частоте 1,4 ГГц с разрешающей способностью  $35 \times 50$  км для вертикальной и горизонтальной поляризации под углом зондирования  $42,5^{\circ}$ . Непрерывный архив данных за период с 2012 г. по настоящее время хранится на серверах Европейского космического агентства (*анел*. European Space Agency — ESA).

Климатические данные по исследуемому региону были получены с метеорологических станций (М), морских гидрометеорологических станций (МГ) и гидрологических постов (ГП) (http://www.sevmeteo.ru/company/stations.php), находящихся в этом регионе, а также из архива сайта погоды (https://rp5.ru). На *puc. 1* показано расположение М Ныда, МГ им. И. В. Попова и Новый порт, М и ГП Антипаюта и Сеяха.

Данные по характеристикам льда (толщина) и снежного покрова (высота и плотность) в Обской губе были получены за период 2010–2017 гг. в МГ Новый порт. Они были измерены одним из авторов данной статьи Синицким А. И. и начальником МГ Новый Порт Северного управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Прилепским Ю. И. Данные были усреднены плавными зависимостями, которые представлены на *рис. 2* (см. с. 187). Характеристики ледяного и снежного покрова на других участках Обской губы слабо отличаются от полученных в МГ Новый порт (Андреев и др., 2019).

Обская губа подвержена влиянию двух первичных водных масс — речной и морской, образующих зону смешения (фронтальную зону). Область контакта с солёными водами Карского моря подвижна и в период открытой воды находится между 71 и 72° с.ш. (см. *рис. 1*). Рис. 1. Регион исследования (Обская губа и Карское море). Красные многоугольники — ячейки продукта L1C SMOS, жёлтые значки — номера выбранных участков, зелёные треугольники — М, МГ и ГП, голубой линией ограничена область расположения фронтальной зоны в период открытой воды

В Обской губе можно выделить две большие области с подвижными границами: первая — «речная» область, вторая — «морская», ограниченная с юга на своей речной границе изогалиной солёности (минерализации) в 0,5 % (Войнов и др., 2017; Лапин, 2011, 2012). В нашем исследовании гидрологические характеристики Обской губы (температура, солёность воды, профиль температуры и солёности по глубине) были заимствованы из работ (Войнов и др., 2017; Ильин, 2018; Лапин, 2011, 2012). В этих публикациях представлены значения температуры и солёности воды в Обской губе по поверхности акватории и глубине в летний и осенний периоды. В работах (Васильев, 1976; Войнов и др., 2017; Становой, 2008) приведены измеренные зимой под припайным льдом данные по солёности воды в Обской губе, выпол-



ненные в основном с 1966 по 1994 г. Как отмечено в статье (Войнов и др., 2017), эти измерения проводились нерегулярно и имели достаточно низкое качество, не позволяющее применить статистические методы анализа. В работе (Лапин, 2012) приводятся непроверенные данные, показывающие, что наиболее дальнее проникновение морских вод в Обскую губу наблюдалось в конце периода ледостава вплоть до Тазовской губы (69°03' с. ш.). Однако строгого документального подтверждения этому факту нет.



Рис. 2. Усреднённые за 8 лет (2010–2017) сезонные зависимости толщины льда, высоты снежного покрова и плотности снега в Обской губе в районе МГ Новый порт



*Рис. 3.* Расход воды р. Оби у г. Салехарда за период 2012–2018 гг.

Поскольку большую часть стока в Обскую губу поставляет р. Обь (более 75 %), был выполнен межгодовой анализ расхода воды Оби у г. Салехарда. Салехард расположен в 287 км от устья Оби. Данные по объёму стока за 2012–2018 гг. получены с сервера «Обсерватории великих арктических рек» (*англ*. Arctic Great Rivers Observatory — ArcticGRO, https://arcticgreatrivers.org/data/). Они представлены на *рис. 3* (см. с. 187). Из рисунка видно, что существенное изменение стока Оби (в зависимости от года) происходит в тёплый период (май – октябрь). В зимний период (ноябрь – апрель) расход воды на порядок меньше, а его изменения (в зависимости от года) незначительны.

### Модель

Теоретический анализ сезонных вариаций яркостной температуры выбранных участков Обской губы был выполнен на основе модели излучения слоисто-неоднородной неизотермической среды (Шарков, 2014). Подробное описание модели представлено в работах (Tikhonov et al., 2014, 2018). В данном случае излучающая система моделировалась средой, состоящей из пяти слоёв: водной поверхности (пресной или морской), тонкого слоя влажного льда, слоя льда (влажного или сухого в зависимости от температурных условий), снежного покрова и толстого слоя атмосферы. В зависимости от моделируемого участка Обской губы ледяной покров мог быть пресноводным, морским или смешанным (пресноводный лёд, поры которого заполнены солёной водой).

При теоретических расчётах входными параметрами модели (температура воздуха, снега и льда; плотность снега и льда; солёность воды; средние размеры ледяных гранул снежного покрова, воздушных пор, включений рассола и воды во льду; дисперсии их размеров и т.п.) были данные, полученные с ближайших к исследуемому участку Обской губы М, МГ и ГП (см. *рис. 1*), а также среднестатистические параметры снега, пресноводного и морского льда, характерные для арктического региона (Тихонов и др., 2020). В период открытой воды яркостная температура выбранных участков определялась как произведение излучательной способности и термодинамической температуры поверхности воды (Ulaby, Long, 2014).

## Результаты и их обсуждение

Для анализа динамики яркостной температуры различных участков Обской губы в период ледостава был выполнен модельный расчёт, результаты которого были сопоставлены со спутниковыми данными.

На рис. 4 (см. с. 189) показана динамика яркостной температуры участка РЗ Обской губы (см. *рис. 1*), построенная по данным радиометра MIRAS, а также теоретические зависимости, рассчитанные по модели. Необходимо отметить, что для участков Р1 и Р2 Обской губы динамика яркостной температуры идентична участку РЗ. Анализ графиков показал, что данная динамика схожа с сезонной динамикой яркостной температуры для пресноводных озёр (Тихонов и др., 2017; Tikhonov et al., 2018). Здесь так же, как у озёр, существуют три временные области (ВО) значений яркостной температуры. Первая область связана с излучением свободной ото льда водной поверхности, вторая — с установившимся на поверхности озёр ледяным покровом, третья соответствует периоду интенсивного разрушения и таяния ледяного покрова. Точно такие же ВО присутствуют на графиках сезонной динамики яркостной температуры для пресноводных участков (Р1-Р3) Обской губы. На рис. 4 хорошо прослеживается корреляция между температурой воздуха и яркостной температурой, соответствующей фенологическим фазам Обской губы. 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 период, когда температура воздуха некоторое время находится на нулевой отметке и дальше становится положительной.



Рис. 4. Динамика яркостной температуры T<sub>я</sub> участка РЗ в Обской губе по данным SMOS на поляризации: а — горизонтальной; б — вертикальной. В верхней части каждого рисунка показана суточная и усреднённая (за две недели) динамика температуры воздуха T<sub>возд</sub>. Синий и красный цвет — данные SMOS, голубой и тёмно-коричневый — модельный расчёт. Расчёт выполнен для солёности воды 0 ‰. Цифрами (внизу слева) отмечены три ВО значений яркостной температуры: 1 — открытая вода, 2 ледяной покров, 3 — разрушение льда

Для участка в Карском море (Р14), по сравнению с пресноводными участками Обской губы, сезонная динамика яркостной температуры отличается. Это отличие связано с отсутствием второй ВО (BO-2) (*puc. 5*). Яркостная температура, характеризующая открытую водную поверхность, после образования ледяного покрова сильно возрастает до значений третьей области и остаётся относительно стабильной вплоть до начала разрушения ледяного покрова. На участке Р14 в период, когда температура воздуха некоторое время держится ниже нуля градусов, происходит сильный скачок яркостной температуры (более 130 К) до значений, соответствующих разрушению льда на пресноводных участках (ср. *рис. 4* и 5). Этот момент соответствует установлению ледяного покрова. Далее продолжительное время (5-7 мес) динамика яркостной температуры не так стабильна, как для ВО-2 пресноводных участков, и её 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 ещё более нестабильной, что можно объяснить процессами периодического таяния/замерзания снежного и ледяного покрова. Разрушение льда начинается тогда, когда средняя температура воздуха становится выше нуля градусов.



*Рис. 5.* Динамика яркостной температуры *T<sub>я</sub>* участка P14 (Карское море) по данным SMOS на поляризации: *a* — горизонтальной; *б* — вертикальной. Обозначения такие же, как на *рис 4*. Расчёт выполнен для солёности воды 21 ‰. Цифрами (внизу слева) отмечены две ВО значений яркостной температуры: 1 — открытая вода, 3 — ледяной покров и разрушение льда

Модельный расчёт показал, что изменение сезонной динамики яркостной температуры участка P14 связано с изменением солёности воды. Если в пресноводной части Обской губы (участки P1–P3) расчёт выполнялся для солёности воды 0 ‰, то для участка в Карском море — для 21 ‰, что соответствует реальной солёности воды (20–25 ‰) в этой части моря (Зацепин и др., 2010; Полухин, Маккавеев, 2017). Увеличение солёности приводит к сильному возрастанию мнимой части диэлектрической проницаемости воды в диапазоне 1,4 ГГц (Шарков, 2014), что, в свою очередь, приводит к увеличению поглощения излучения во влажном льду. Схематично процессы поглощения и излучения в ледяном и снежном покрове для участков P1–P3 и участка в Карском море (P14) представлены на *рис. 6, 7.* 



*Рис. 6.* Схематичное изображение собственного микроволнового излучения воды, льда и снега для участков P1–P3: *а* — установившийся ледяной покров (ВО-2, см. *рис. 4*); *б* — разрушение ледяного покрова (ВО-3, см. *рис. 4*)



*Puc.* 7. Схематичное изображение собственного микроволнового излучения воды, льда и снега для участка P14: *a* — установившийся ледяной покров (начало и середина BO-3, см. *puc. 5*); *б* — разрушение ледяного покрова (конец BO-3, см. *puc. 5*)

ВО-2 участка РЗ связана с установившимся ледяным покровом. Здесь происходит сильное увеличение значений яркостной температуры. 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. Сухой снежный покров и сухой пресноводный лёд (не имеющие в своих порах жидкой воды) характеризуются низкими диэлектрическими потерями в диапазоне 1,4 ГГц (Ulaby, Long, 2014). Глубина формирования излучения такого льда и снега в диапазоне 1,4 ГГц значительно превосходит толщину льда и снега в Обской губе (Тихонов и др., 2020; Tikhonov et al., 2018). Следовательно, сухой пресноводный лёд и сухой снег Обской губы прозрачны для данного диапазона излучения. Во влажном пресноводном льду, в порах которого присутствуют включения жидкой пресной воды, поглощение микроволнового излучения увеличивается, и такой лёд начинает излучать сам. Схема излучения для пресноводной части Обской губы (участки P1–P3) в ВО-2 представлена на *рис. 6а*. Часть излучения водной поверхности поглощается слоем влажного пресноводного льда, однако такой лёд излучает сам и выступает в качестве дополнительного излучающего слоя к излучению водной поверхности. Сухой снежный покров и сухой пресноводный лёд прозрачны для выходящего излучения.

Третья ВО для участка РЗ характеризуется кратковременным резким возрастанием яркостной температуры на величину порядка 80 К. Это период интенсивного разрушения и таяния ледяного покрова, а также таяния снега (Tikhonov et al., 2018). В данный период происходит изменение физических свойств ледяного покрова: появляется большое количество трещин, которые насыщаются водой. Присутствие жидкой воды во льду изменяет его диэлектрические свойства, которые характеризуются сильным увеличением поглощения микроволнового излучения (Ulaby, Long, 2014). Увеличение поглощения во льду приводит к повышению яркостной температуры ледяного покрова. Однако поглощение сильно уменьшает глубину формирования излучения пресноводного льда, что приводит к экранированию микроволнового излучения, идущего от водной поверхности. Снежный покров в этот период имеет толщину несколько сантиметров (см. puc. 2) и максимальную влажность (интенсивное таяние). Глубина формирования излучения для такого снежного покрова в диапазоне 1,4 ГГц небольшая (10-20 см), но больше чем толщина слоя снега на льду (Тихонов и др., 2020; Tikhonov et al., 2018). Поэтому слой влажного снега оказывает такое же влияние на излучение ледяного покрова в ВО-3, как и слой влажного пресноводного льда в ВО-2 на излучение водной поверхности (см. рис. ба). Только здесь снежный покров вносит дополнительное излучение к излучению тающего льда. Это «суммарное» излучение и характеризует третью ВО для участков Р1–Р3 (см. рис. 66). Таким образом, сезонная динамика яркостной температуры «речной» части Обской губы полностью соответствует сезонной динамике яркостной температуры для замерзающих пресноводных озёр (Тихонов и др., 2017; Tikhonov et al., 2018).

Особенностью участка в Карском море (Р14) является отсутствие ВО-2 на графике межгодовой динамики значений яркостной температуры (см. рис. 5). ВО-1 за короткий промежуток времени (около месяца) трансформируется в ВО-3. Происходит скачок яркостной температуры на величину порядка 130-160 К в зависимости от поляризации излучения. Длительность ВО-3 для этого участка соответствует периоду ледостава. Далее происходит интенсивное разрушение ледяного покрова, и ВО-3 переходит в ВО-1. На участке Р14 лёд образуется уже из солёной воды, в отличие от участков P1–P3, где вода остаётся пресной даже в зимний период (Войнов и др., 2017; Ильин, 2018; Лапин, 2011, 2012). Это приводит к значительному увеличению поглощения излучения в нижнем слое льда, имеющем постоянный контакт с солёной водой. Увеличение поглощения излучения в нижнем слое льда по сравнению со льдом участков Р1-Р3 приводит к возрастанию яркостной температуры. Из-за сильного поглощения нижний (влажный) слой льда экранирует излучение диапазона 1,4 ГГц, идущее от водной поверхности, а его собственное излучение увеличивается по сравнению с пресноводным льдом (см. рис. 7а). Здесь складываются условия, аналогичные периоду разрушения ледяного покрова для участков Р1-Р3 (см. рис. 66, 7а). Собственное излучение тающего и разрушающегося пресноводного льда в диапазоне 1,4 ГГц практически схоже по величине с излучением установившегося ледяного покрова в Карском море. Солёность акватории, где расположен участок P14, объясняет и чуть более поздний (по температуре) момент установления ледяного покрова по сравнению с участками Р1–Р3 (см. *рис.* 4, 5). Период разрушения и таяния ледяного покрова в Карском море (конец ВО-3) слабо отличается от такого же периода для пресноводной части Обской губы (Р1–Р3). Лёд начинает разрушаться, в нём появляется много трещин и пор, которые заполняются водой. Это ещё больше увеличивает поглощение излучения в ледяном покрове. Снежный покров становится влажным и поглощает часть излучения, идущего ото льда. Однако он сам начинает излучать, добавляя своё излучение к излучению морского льда (см. *рис.* 76).

Анализ участка Р4 показал, что в разные годы солёность воды под ледяным покровом может меняться в интервале 0-5 % (puc. 8). В 2012 и 2017 гг. солёность воды в зимнее время была 0 % o, а в 2014 и 2015 гг. — 5 % o. В другие рассматриваемые годы уровень солёности воды в зимнее время находился в промежутке между 0 и 5 % o (см. *puc. 8*). На этом участке ледяной покров образуется из пресной воды. Однако зимой по разным причинам (они будут обсуждены ниже) возможно увеличение солёности воды подо льдом. Нижний слой льда (см. *puc. 6*) будет пропитываться уже солёной водой, а не пресной. Поглощение излучения в этом слое будет увеличиваться, однако и сам слой будет излучать сильнее. Схематичное изображение собственного микроволнового излучения участка в этом случае будет представляться как среднее между *puc. 6* и 7. В зависимости от солёности воды эта схема будет ближе либо к *puc. 7*.



*Рис. 8.* Динамика яркостной температуры *T*<sub>я</sub> участка P4 по данным SMOS на поляризации: *a* — горизонтальной; *б* — вертикальной. Обозначения такие же, как на *puc 4.* Расчёт выполнен для солёности воды: 0 ‰ — небесно-голубые и коричневые кривые, 5 ‰ — голубые и тёмно-коричневые кривые

Сезонная и межгодовая динамика яркостной температуры участка Р5 практически полностью соответствует динамике яркостной температуры участка Р4.

Для участка Р6 модельный расчёт совпадает для солёности воды подо льдом в среднем в 5 ‰. Здесь, так же как и для участка Р4, заметны колебания солёности воды зимой в разные годы, но они не так ярко выражены.

Анализ участка P8 показал, что солёность воды в зимнее время в этой части Обской губы нестабильна и может сильно изменяться не только от года к году, но и в течение одного зимнего сезона в интервале от 5 до 15 ‰ (*рис. 9*, см. с. 193). Так, в 2014 и 2015 гг. солёность воды в зимнее время была 5 ‰, а в 2018 г. большую часть ледостава — 15 ‰. Причём в 2013 и 2016 гг. солёность воды подо льдом изменялась от 5 ‰ в начале зимы до 15 ‰ — в конце. На участках Р7 и Р9 сезонная и межгодовая динамика яркостной температуры такая же, как на участке Р8.

Сезонная и межгодовая динамика яркостной температуры участков P10 и P11 близка к динамике участка P8. Однако разброс значений солёности воды подо льдом от года к году не такой большой, как на участке P8, и составляет величину в среднем от 10 до 15 ‰.

Анализ участков P12 и P13 показал, что в этой части Обской губы сезонная и межгодовая динамика яркостной температуры не отличается от участка в Карском море (ср. *рис. 5 и 10*). В этой части Обской губы лёд образуется уже из солёной воды, о чём свидетельствуют данные многочисленных контактных измерений, выполненных в осенний период (Войнов и др., 2017; Ильин, 2018; Лапин, 2011, 2012), а также нерегулярные данные зимних измерений (Васильев, 1976; Войнов и др., 2017; Становой, 2008). На *рис. 10* представлены результаты модельного расчёта для участка P13 при солёности воды под ледяным покровом в 15 ‰.

Необходимо отметить, что солёность воды в зимнее время на участке P13, по данным работы (Войнов и др., 2017), соответствует солёности воды, используемой при модельных расчётах для этого участка.



*Рис. 9.* Динамика яркостной температуры *T<sub>я</sub>* участка Р8 по данным SMOS на поляризации: *a* — горизонтальной; *б* — вертикальной. Обозначения такие же, как на *рис 4*. Расчёт выполнен для солёности воды: 5 ‰ — небесно-голубые и коричневые кривые, 15 ‰ — голубые и тёмно-коричневые кривые



*Рис. 10.* Динамика яркостной температуры *T<sub>я</sub>* участка P13 по данным SMOS на поляризации: *a* — горизонтальной; *б* — вертикальной. Обозначения такие же, как на *рис 4.* Расчёт выполнен для солёности воды 15 ‰

Модельные расчёты и сравнение их со спутниковыми данными показали, что в некоторые зимние сезоны фронтальная зона может смещаться далеко на юг Обской губы, вплоть до Тазовской губы, т.е. до участка Р4 (см. *рис. 1*). Таким образом, полученные результаты подтверждают данные, приведённые в работе (Лапин, 2012), где показано, что фронтальная зона в Обской губе наблюдалась в районе 69° с. ш.

На расположение фронтальной зоны в Обской губе оказывает влияние большое количество факторов: сток рек, приливно-отливные и сгонно-нагонные явления (Войнов и др., 2017), а также последствия таяния вечномёрзлых пород территории водосбора, вызванного климатическими изменениями (Долгополова, 2018; Kokelj et al., 2021). Солёность воды подо льдом в северной части Обской губы (участки P7–P13) определяется в большей степени влиянием Карского моря — приливно-отливными и сгонно-нагонными явлениями (Войнов и др., 2017). Южная часть Обской губы (участки P1–P3) подвержена большему влиянию стока рек и в первую очередь Оби. Влияние приливно-отливных и сгонно-нагонных явлений в южной части Обской губы незначительно (Войнов и др., 2017). Центральная часть Обской губы (участки P4–P6) даже в течение одного зимнего сезона подвергается влиянию и тех, и других факторов. Представленные в работах (Васильев, 1976; Войнов и др., 2017; Ильин, 2018;

Лапин, 2011, 2012; Становой, 2008) результаты исследований показывают, что в зимний период на фоне малого стока рек отмечается постепенный рост солёности и минерализации органического вещества в северной части Обской губы. Здесь в период осенней межени усиливается влияние морских вод. Это вызывает повышение солёности верхних слоёв воды до 8–9 ‰, а придонных — до 20–22 ‰ (Войнов и др., 2017; Ильин, 2018; Лапин, 2011, 2012). В зимний период самая северная часть Обской губы (севернее 71,5° с.ш., участки P10–P13) подвержена ещё более сильному увеличению солёности, связанному со значительным уменьшением стока рек (см. *рис. 3*), а также с морскими придонными течениями и приливами (Войнов и др., 2017; Ильин, 2018).

Как показано в работах (Лапин, 2011, 2012), большую часть речного стока в Обскую губу поставляет р. Обь (~75%). В связи с этим был выполнен анализ климатических характеристик по всему течению реки, а также рассчитана величина годового и зимнего стока Оби у г. Салехарда за исследуемый период (см. рис. 3). Бассейн р. Оби относится к числу крупнейших в сибирском регионе, его площадь достигает 2 770 000 км<sup>2</sup>. Река пересекает с юга на север ряд природно-климатических зон — от Алтайских гор до тундры, протекая через полупустыни, степи, лесостепи, тайгу. Значительную часть питания реки составляет снег (~55 %), 25 % приходится на дождевую составляющую и 20 % — на грунтовую (Лапин, 2012). Особенностью Оби является гигантский водосбор, значительная часть которого (~75 %) сильно заболочена. Большая часть реки (55%) протекает по территории, не подверженной вечной мерзлоте. В нижнем течении Обь течёт в зоне прерывистых и островных многолетнемерзлых пород, и только устье реки и её эстуарий расположены в зоне вечной мерзлоты (Долгополова, 2018). Обь принадлежит к рекам с растянутым весенне-летним половодьем. Начиная с октября и в течение всей зимы река питается в основном грунтовыми водами, а её сток в это время резко сокращается (Булавина, 2020). В табл. 1 представлены рассчитанные значения ежегодного стока р. Оби у г. Салехарда за период 2012–2018 гг., рассчитанные значения ежегодного зимнего стока, а также процентное соотношение зимнего стока к ежегодному стоку Оби.

Год	Годовой сток, км <sup>3</sup>	Зимний сток, км <sup>3</sup>	Зимний/годовой, %		
2012	301				
2013	374	70	19		
2014	479	99	21		
2015	542	111	20		
2016	463	128	28		
2017	456	93	20		
2018	435	88	20		

*Таблица 1*. Ежегодный и зимний (с 1 ноября по 30 апреля) сток р. Оби у г. Салехарда, а также отношение зимнего стока к ежегодному стоку за следующий год

Водосбор Оби имеет большую протяжённость с севера на юг и большую площадь, что определяет разнообразие условий формирования стока. В работе (Булавина, 2020) показано, что более 80 % стока реки формируется в верхнем и среднем течении. В нижнем течении Обь питается небольшими притоками, общий сток которых составляет около 5 % от стока Оби. Таким образом, закономерности колебаний стока р. Оби определяются в первую очередь колебаниями климата на водосборах крупных притоков реки, расположенных в верхнем и среднем течении. Анализ ежегодных климатических характеристик по всему течению р. Оби (архив сайта погоды https://rp5.ru), а также данные, представленные в *табл. 1*, подтверждают выводы, сделанные в работе (Булавина, 2020). Большими по водности были годы 2014, 2015, 2016 и 2017 (см. *табл. 1*). Этим годам соответствуют наиболее интенсивные осадки тёплого полугодия в верхнем и среднем течении р. Оби. Наиболее водному году (2015), кроме интенсивных

осадков в тёплое полугодие, предшествовало большое количество твёрдых осадков холодного полугодия. Величина зимнего стока не сильно меняется от года к году (см. *табл. 1 и рис. 3*). Она определяется стоком всего года, и процентное отношение зимнего стока к годовому стоку практически не изменяется.

Сопоставление межгодовых климатических характеристик исследуемого региона и динамики гидрологических параметров р. Оби со спутниковыми данными и модельными расчётами не выявило между ними какой-либо корреляции (ср. *рис. 3 и табл. 1 с рис. 8, 9*). Отчасти этот вывод подтверждается работой (Становой, 2008), где отмечается значительная межгодовая изменчивость солёности поверхностных вод Обской губы зимой (в январе – апреле), которая слабо связана с объёмом стока Оби. В этой же работе отмечается значительно бо́льшая связь солёности воды с межгодовой изменчивостью атмосферных процессов, протекающих над Карским морем в феврале.

Анализ климатических вариаций в регионах, прилегающих к Обской губе, приведён в *табл. 2.* В ней представлена среднегодовая температура воздуха за каждый рассматриваемый год, полученная с М, МГ и ГП, расположенных в районе Обской губы (см. *рис. 1*). Здесь просматривается некоторое соответствие наиболее тёплых годов (2012, 2016, 2017) и минимума солёности воды подо льдом в эти годы для участков Р4–Р6 Обской губы (ср. *табл. 2* и *рис. 8*). Вероятно, это связано с последствиями таяния вечномёрзлых пород п-ова Ямал и п-ова Гыданский в более тёплые годы. Таяние вечной мерзлоты добавляет приток пресной воды в акваторию Обской губы. Подобные процессы отмечаются в последнее время по всей территории Арктики (Kokelj et al., 2021). В северной части Обской губы (Р7–Р13) такого соответствия не наблюдается, поскольку здесь основополагающее влияние на солёность воды оказывают воды Карского моря, а в южной части (Р1–Р3) — сток р. Оби (Войнов и др., 2017; Ильин, 2018; Лапин, 2011, 2012).

Погодная станция	2012 г.	2013 г.	2014 г.	2015 г.	2016 г.	2017 г.	2018 г.
М Ныда	-3,9	-6,5	-7,0	-4,9	-3,4	-4,3	-6,0
МГ Новый порт	-4,8	-7,4	-7,9	-5,9	-4,3	-5,4	-6,8
М, ГП Антипаюта	-6,5	-9,0	-9,4	-7,1	-5,8	-6,8	-8,1
М, ГП Сеяха	-5,9	-9,0	-9,3	-7,0	-5,5	-6,5	-7,6
МГим. М.В. Попова	-5,6	-9,4	-9,1	-7,3	-6,0	-6,7	-7,8

Таблица 2.	Среднегодовая тег	мпература воздуха	(°C) f	в районе	Обской губы	(см. р	ouc. 1	)
------------	-------------------	-------------------	--------	----------	-------------	--------	--------	---

Анализ гидрологических и климатических характеристик исследуемого региона показал, что на движение фронтальной зоны в Обской губе в период ледостава оказывает целый комплекс факторов. Среди них — климатические вариации региона и водосборного бассейна р. Оби, а также сгонно-нагонные и приливно-отливные явления Карского моря и его внутренние течения.

#### Заключение

В настоящей работе выполнен анализ сезонных и межгодовых зависимостей яркостной температуры различных областей Обской губы в период ледостава, полученных по данным радиометра MIRAS спутника SMOS. Анализ осуществлён на основе сопоставления спутниковых данных, теоретического модельного расчёта, а также климатических характеристик региона и гидрологических параметров Обской губы и р. Оби.

Проведённые исследования показали, что в зимние сезоны область смешения пресных и солёных вод может сдвигаться далеко на юг Обской губы, вплоть до Тазовской губы. Полученные результаты подтверждают данные, представленные в работах (Васильев, 1976; Войнов и др., 2017; Лапин, 2012; Становой, 2008). На смещение фронтальной зоны зимой в южную часть Обской губы влияние оказывает целый комплекс факторов: таяние вечномёрзлых пород прилегающих к Обской губе территорий, речной сток, морские воды Карского моря. Вариации этих факторов определяются климатическими изменениями региона. Однако данные результаты требуют дальнейшего подтверждения и развития.

Необходимо отметить, что смещение фронтальной зоны в зимний период далеко в южную часть Обской губы может привести к серьёзным и необратимым нарушениям экосистемы региона. Связано это с тем, что устьевая область Оби играет ведущую роль в воспроизводстве полупроходных рыб: осётра, пеляди, муксуна, чира, пыжьяна, ряпушки и налима. Здесь сосредоточено основное, уникальное и самое многочисленное местообитание сиговых в мире. Южные и центральные районы Обской губы служат местом зимовки этих рыб. Полупроходные рыбы р. Оби являются в большинстве своём пресноводными формами и не выдерживают повышения солёности. Область их зимовки в губе расположена в рамках подвижных границ фронтальной зоны с севера на юг (Лапин, 2012). Этот факт свидетельствует о необходимости постоянного дистанционного мониторинга данного региона, а также проведения дальнейшего исследования причин, влияющих на вариации гидрологического режима Обской губы.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 20-05-00198а) (Тихонов В. В., Хвостов И. В., Романов А. Н., Синицкий А. И., Комарова Н. Ю.). Моделирование собственного микроволнового излучения морского льда Арктики проведено в рамках темы «Мониторинг» (гос. регистрация № 01.20.0.2.00164) (Алексеева Т. А., Шарков Е. А.).

# Литература

- 1. *Андреев О. М., Драбенко Д. В., Виноградов Р.А., Орлова Е. Ю.* Влияние потепления климата на прочностные характеристики льда в Обской губе // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 4. С. 539–545.
- 2. *Булавина А. С.* Климатические факторы формирования стока реки Обь // Наука юга России. 2020. Т. 16. № 1. С. 45–54.
- 3. *Васильев А. Н.* Взаимодействие речных и морских вод в Обской устьевой области // Тр. Аркт. и антаркт. научно-исследоват. ин-та. 1976. Т. 314. С. 183–196.
- 4. Войнов Г. Н., Налимов Ю. В., Пискун А.А., Становой В. В., Усанкина Г.Е. Основные черты гидрологического режима Обской и Тазовской губ (лед, уровни, структура вод). СПб.: Нестор-История, 2017. 192 с.
- 5. *Долгополова Е. Н.* Роль многолетнемерзлых пород в формировании гидролого-морфологического режима устьев рек водосбора Северного Ледовитого океана // Арктика: экология и экономика. 2018. Т. 32. № 4. С. 70–85.
- 6. Зацепин А. Г., Завьялов П. О., Кременецкий В. В., Поярков С. Г., Соловьев Д. М. Поверхностный опресненный слой в Карском море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 698–708.
- 7. *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.
- 8. *Лапин С.А.* Гидрологическая характеристика Обской губы в летне-осенний период // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 1–10.
- 9. Лапин С.А. Пространственно-временная изменчивость гидролого-гидрохимических характеристик Обской губы как основа оценки ее биопродуктивности: дис. ... канд. геогр. наук. М., 2012. 128 с.
- 10. *Полухин А.А., Маккавеев П. Н.* Особенности распространения материкового стока по акватории Карского моря // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 25–37.
- 11. 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.
- 12. 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.

- 13. Становой В. В. Изменчивость термохалинной структуры воды в эстуариях Карского моря // Тр. Аркт. и антаркт. научно-исследоват. ин-та. 2008. Т. 448. С. 103–130.
- 14. *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.
- 15. Тихонов В. В., Хвостов И. В., Романов А. Н., Шарков Е. А., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю., Синицкий А. И. Особенности собственного излучения Обской губы в L-диапазоне в период ледостава // Исслед. Земли из космоса. 2020. № 3. С. 59–76.
- 16. Шарков Е.А. Радиотепловое дистанционное зондирование Земли: физические основы. Т. 1. М.: ИКИ РАН, 2014. 544 с.
- 17. *Barry R. G., Gan T. Y.* The Global Cryosphere. Past, Present, and Future. Cambridge: Cambridge University Press, 2011. 472 p.
- Gutierrez A., Castro R., Vieira P. SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model. DEIMOS Engenharia. Lisboa, Portugal. 2014. URL: https://earth.esa.int/documents/10174/1854456/ SMOS\_L1c-Data-Processing-Models.
- 19. *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.
- 20. Kokelj S. V., Kokoszka J., van der Sluijs J., Rudy A. C. A., Tunnicliffe J., Shakil S., Tank S. E., Zolkos S. Thawdriven mass wasting couples slopes with downstream systems, and effects propagate through Arctic drainage networks // The Cryosphere. 2021. V. 15. No. 7. P. 3059–3081.
- 21. *Sahr K., White D., Kimerling A. J.* Geodesic Discrete Global Grid System // Cartography and Geographic Information Science. 2003. V. 30. No. 2. P. 121–134.
- 22. 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.
- 24. *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. No. 8. P. 2727–2740.
- 25. *Ulaby F. T., Long D. G.* Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing. University of Michigan Press. 2014. 984 p.

# Interannual variation of microwave radiation of the Gulf of Ob during the freezing season and relationship to hydrological and climate changes in the region

V. V. Tikhonov<sup>1,2</sup>, A. N. Romanov<sup>2</sup>, I. V. Khvostov<sup>2</sup>, T. A. Alekseeva<sup>3,1</sup>, A. I. Sinitskiy<sup>4</sup>, M. V. Tikhonova<sup>5</sup>, E. A. Sharkov<sup>1</sup>, N. Yu. Komarova<sup>1</sup>

 <sup>1</sup> Space Research Institute RAS, Moscow 117997, Russia E-mails: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru, e.sharkov@mail.ru, nata.komarova@iki.rssi.ru
<sup>2</sup> Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul 656038, Russia E-mails: romanov alt@mail.ru, nii82@mail.ru

<sup>3</sup> Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg 199397, Russia E-mail: taa@aari.ru

 <sup>4</sup> LLP GEOINGSERVICE, Moscow 119331, Russia E-mail: geolosoph@gmail.com
<sup>5</sup> Russian State Agrarian University — Moscow Timiryazev Agricultural Academy

Moscow 127550, Russia

E-mail: marysechka06@mail.ru

The article presents an analysis of seasonal and interannual variations of brightness temperature in different areas of the Gulf of Ob during the freezing season obtained from SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) satellite data. The studies showed that in the southern part of the Gulf of Ob, the seasonal and interannual brightness temperature dynamics are similar to those of freshwater lakes. However, closer to the Kara Sea these dynamics are broken and in the northern part of the bay become similar to the brightness temperature dynamics of the central Kara Sea. Changes in the seasonal brightness temperature dynamics in different areas of the Gulf of Ob occur during the freezing period. They are explained by an increase in the salinity of water under ice. The studies show that during winter seasons, the mixing area of fresh and salt waters (transition zone) can shift far to the south of the Gulf of Ob. The winter shift of the transition zone is compared with climate changes in the region and in the Ob River basin that determine the river runoff and the state of permafrost. The revealed patterns of seasonal and interannual variations of brightness temperature in different areas of the Gulf of Ob and the associated phases of ice cover can be used to assess the hydrological regime in large estuaries of the Arctic in winter as well as climate changes in the adjacent areas from satellite microwave radiometry.

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

Accepted: 02.11.2021 DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-6-185-199

## References

- 1. Andreev O. M., Drabenko D. V., Vinogradov R. A., Orlova E. U., Influence of climate warming on the strength characteristics of ice in the Ob Bay, *Led i Sneg*, 2009, Vol. 59, No. 4, pp. 539–545 (in Russian).
- 2. Bulavina A.S., Climatic factors of the Ob River runoff formation, *Nauka yuga Rossii*, 2020, Vol. 16, No. 1, pp. 45–54 (in Russian).
- 3. Vasil'ev A. N., Interaction of river and sea waters in the Ob estuary, *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta*, 1976, Vol. 314, pp. 183–196 (in Russian).
- Voynov G. N., Nalimov Yu. V., Piskun A. A., Stanovoy V. V., Usankina G. E., Osnovnye cherty gidrologicheskogo rezhima Obskoi i Tazovskoi gub (led, urovni, struktura vod) (The main features of the hydrological regime of the Ob and Taz bays (ice, levels, water structure)), Saint Petersburg: Nestor-History, 2017, 192 p. (in Russian).
- 5. Dolgopolova E. N., The role of permafrost in the formation of the hydrological and morphological regime of river mouths in the Arctic Ocean watershed area, *Arktika: ekologiya i ekonomika*, 2018, Vol. 32, No. 4, pp. 55–70 (in Russian).
- 6. Zatsepin A. G., Zavialov P. O., Kremenetskiy V. V., Poyarkov S. G., Soloviev D. M., The Upper Desalinated Layer in the Kara Sea, *Okeanologiya*, 2010, Vol. 50, No. 5, pp. 657–667.
- 7. Ilyin G.V., Hydrological conditions of the Ob bay as new area of maritime wildlife management in the Russian Arctic, *Nauka yuga Rossii*, 2018, Vol. 14, No. 2, pp. 20–32 (in Russian).
- 8. Lapin S.A., Hydrological Characterization of the Ob' Inlet in the Summer and Autumn Seasons, *Oceanology*, 2011, Vol. 51, No. 6, pp. 925–934.
- 9. Lapin S.A., *Prostranstvenno-vremennaya izmenchivost' gidrologo-gidrokhimicheskikh kharakteristik Obskoi guby kak osnova otsenki ee bioproduktivnosti: Diss. kand. geogr. nauk* (Spatial and temporal variability of the hydro-hydrochemical characteristics of the Ob Bay as a basis for assessing its bioproductivity, Cand. geogr. sci. thesis), Moscow, 2012, 128 p. (in Russian).
- 10. Polukhin A.A., Makkaveev P.N., Features of the Continental Runoff Distribution over the Kara Sea, *Oceanology*, 2017, Vol. 57, No. 1, pp. 19–30.
- 11. Romanov A. N., Khvostov I. V., Kovalevskaya N. M., Sinitskiy A. I., Kolesnikov R. A., First results of cosmic microwave monitoring of permafrost and tundra vegetation in the territory of Gydan Peninsula, *Nauchnyi vestnik Yamalo-Nenetskogo avtonomnogo okruga*, 2016, Vol. 93, No. 4, pp. 68–76 (in Russian).
- 12. Romanov A. N., Khvostov I. V., Ulanov P. N., Kovalevskaya N. M., Kirillov V. V., Plutalova T. G., Kobelev V. O., Pechkin A. S., Sinitskii A. I., Sysoeva T. G., Khvorova L. A., *Kosmicheskii monitoring arkticheskikh i subarkticheskikh territorii Yamalo-Nenetskogo avtonomnogo okruga* (Space Monitoring of the Arctic and Subarctic Territories in the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug), Barnaul: "Pyat' plus", 2018, 120 p. (in Russian).
- 13. Stanovoy V.V., Variability of thermohaline water structure in the Kara Sea estuaries, *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta*, 2008, Vol. 448, pp. 103–30 (in Russian).
- 14. 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, Vol. 54, No. 9, pp. 1135–1140.
- 15. Tikhonov V.V., Khvostov I.V., Romanov A.N., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Komarova N.Yu., Sinitskiy A.I., Features of the Intrinsic L-Band Radiation of the Gulf of Ob during the Freeze-Up Period, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2020, Vol. 56, No. 9, pp. 936–949.

- 16. Sharkov E.A., *Passive Microwave Remote Sensing of the Earth: Physical Foundations*, Berlin: Springer/ PRAXIS, 2003, 612 p.
- 17. Barry R.G., Gan T.Y., *The Global Cryosphere. Past, Present, and Future*, Cambridge: Cambridge University Press, 2011, 472 p.
- Gutierrez A., Castro R., Vieira P., SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model, Lisboa: DEIMOS Engenharia, 2014, available at: https://earth.esa.int/documents/10174/1854456/ SMOS\_L1c-Data-Processing-Models.
- 19. Karlsson J. M., Jaramillo F., Destouni G., Hydro-climatic and lake change patterns in Arctic permafrost and non-permafrost areas, *J. Hydrology*, 2015, Vol. 529, Part 1, pp. 134–145.
- 20. Kokelj S. V., Kokoszka J., van der Sluijs J., Rudy A. C. A., Tunnicliffe J., Shakil S., Tank S. E., Zolkos S., Thaw-driven mass wasting couples slopes with downstream systems, and effects propagate through Arctic drainage networks, *The Cryosphere*, 2021, Vol. 15, No. 7, pp. 3059–3081.
- 21. Sahr K., White D., Kimerling A.J., Geodesic Discrete Global Grid System, *Cartography and Geographic Information Science*, 2003, Vol. 30, No. 2, pp. 121–134.
- 22. Tedesco M., Remote Sensing of the Cryosphere, Oxford: John Wiley and Sons, 2015, 404 p.
- 23. 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, Vol. 59, pp. 123–133.
- 24. 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, Vol. 12, No. 8, pp. 2727–2740.
- 25. Ulaby F.T., Long D.G., *Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing*, University of Michigan Press, 2014, 984 p.