

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

### АНАЛИЗ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЕЙ ЕНИСЕЯ, ПЕЧОРЫ И ХАТАНГИ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД ПО ДАННЫМ СПУТНИКА SMOS

© 2022 г. В. В. Тихонов<sup>a, b, \*</sup>, И. В. Хвостов<sup>b</sup>, Т. А. Алексеева<sup>a, c</sup>, А. Н. Романов<sup>b</sup>,  
Е. В. Афанасьева<sup>a, c</sup>, Ю. В. Соколова<sup>a, c</sup>, Е. А. Шарков<sup>a</sup>, Д. А. Боярский<sup>a</sup>, Н. Ю. Комарова<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Институт космических исследований РАН, Москва, Россия

<sup>b</sup>Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия

<sup>c</sup>Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

\*E-mail: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru

Поступила в редакцию 15.08.2022 г.

Выполнен анализ сезонных и межгодовых зависимостей яркостной температуры устьевых областей Енисея, Печоры и Хатанги, полученных по данным радиометра MIRAS (*англ.* Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis) спутника SMOS (*англ.* Soil Moisture and Ocean Salinity), за период 2012–2020 гг. Проведенные исследования показали, что в период ледостава на фоне малого речного стока Хатангский залив и Печорская губа подвержены сильному влиянию соленых вод моря Лаптевых и Печорского моря, соответственно. В Енисейском заливе анализ спутниковых данных выявил для зимнего периода две характерные области, разграниченные узким проливом между мысом Сопочная Карга и мысом Ошмарина. В южной части залива вода остается пресной, или слабосоленовой; а в северной части (выше поста Сопочная Карга) вода всегда является солоноватой, так как тут расположена зона смешения пресных вод Енисея и соленых вод Карского моря. Прилегающие к устьям Енисея и Печоры акватории морей (Карское и Печорское море, соответственно) являются динамичными зонами с солоноватой или соленой водой и постоянно взламывающимися льдами под воздействием гидрологических и климатических факторов. Полученные результаты показывают, что данные радиометра MIRAS спутника SMOS могут быть использованы: для оценки солености воды и движения фронтальной зоны подо льдом в крупных заливах и эстуариях; для анализа стабильности и динамики ледяного покрова арктических морей; а также определения начала разрушения ледяного покрова в крупных морских и пресноводных акваториях.

*Ключевые слова:* SMOS, яркостная температура, устьевая область, ледяной покров, смешение вод, гидрологический режим, соленость воды, разрушение льда

DOI: 10.31857/S0205961422060124

#### ВВЕДЕНИЕ

Общий объем пресной воды, поступающей в Северный Ледовитый океан, растет по мере таяния ледников и увеличения речного стока. Через арктические реки в Северный Ледовитый океан поступает пресной воды в два раза больше, чем от осадков, выпадающих в данном регионе. С 1980 г. в арктической системе наблюдается увеличение речного стока на 20%. Пресная речная вода, смешиваясь с океанической, образует опресненный поверхностный слой, который оказывает сильное влияние на циркуляцию верхнего слоя океана. Реки приносят в океан органические и неорганические вещества, влияя на биологическое и экологическое состояние заливов и морей Арктики (Effects..., 2018; Haine et al., 2015; Niya et al., 2019). Постоянная оперативная информация о гидрологическом режиме устьевых зон арктиче-

ских рек – важнейший источник при анализе различных природных и климатических процессов. Учитывая протяженность и труднодоступность региона, а также суровые климатические условия, осуществление мониторинга устьевых областей возможно только с помощью методов дистанционного зондирования. В безледный период для этих целей используются снимки оптических, многоспектральных, радиолокационных, тепловых инфракрасных и пассивных микроволновых датчиков с различным разрешением, расположенных на искусственных спутниках Земли (Baban, 1993; Khorram, 1982; Nazirova et al., 2021; Ray et al., 2013; Umbert et al., 2021). В зимний период, когда акватории покрываются сплошным ледяным покровом, осуществление мониторинга гидрологических изменений в речных устьевых

областях такими методами становится практически невозможным.

В работах (Тихонов и др., 2020, 2021; Tikhonov et al., 2022) были представлены исследования сезонной динамики яркостной температуры различных областей Обской губы по данным спутника SMOS. Полученные результаты показали возможность определения зоны смешения пресных и соленых вод (фронтальной зоны) в Обской губе в период ледостава по данным спутниковой микроволновой радиометрии. В настоящей статье описано продолжение этих исследований. В ней выполнен анализ сезонных и межгодовых зависимостей яркостной температуры различных областей Енисейского залива, Хатангского залива и Печорской губы, а также Печорского, Карского моря и моря Лаптевых в период ледостава, полученных по данным радиометра MIRAS спутника SMOS, за период 2012–2020 гг.

## СПУТНИКОВЫЕ ДАННЫЕ

В исследовании использовались данные продукта L1C SMOS. Яркостная температура на горизонтальной  $T_H$  и вертикальной  $T_V$  поляризации измеряется в диапазоне углов зондирования  $0–60^\circ$  микроволновым радиометром MIRAS (Kerr et al., 2010). MIRAS принимает восходящее излучение на частоте 1.41 ГГц. Максимальный пространственный охват достигается при угле визирования  $42.5^\circ$ , при этом пространственное разрешение составляет величину  $35 \times 65$  км (Gutierrez et al., 2017). Данные L1C привязаны к дискретной геодезической сетке DGG ISEA 4N9, линейный размер ячейки которой составляет величину порядка 16 км, а площадь – около  $195 \text{ км}^2$  (Sahr et al., 2003). Таким образом, значение яркостной температуры для любой ячейки продукта L1C формируется участком подстилающей поверхности площадью  $1760 \text{ км}^2$  (по уровню 3 дБ). Сама же ячейка площадью  $195 \text{ км}^2$  расположена в центре этого участка (Sahr et al., 2003). Для достижения максимальной достоверности, из анализа были исключены следующие измерения:

- 1) значения, связанные с влиянием радиочастотных помех (по флагу качества RFI1);
- 2) данные с погрешностью определения  $T_H$  и  $T_V$  более 5 К;
- 3) данные с коэффициентом поляризации ( $T_H/T_V$ ) вне диапазона 0.01–0.99.

Непрерывный архив данных L1C SMOS за период с 2012 г. по настоящее время хранится на серверах Европейского космического агентства (англ. European Space Agency – ESA).

## ИССЛЕДУЕМЫЕ РЕГИОНЫ

Енисейский залив – залив Карского моря, между Гыданским полуостровом и п-вом Таймыр (рис. 1). Ширина в северной части около – 150 км, глубина – 6–20 м, длина залива до мыса Сопочная Карга – около 225 км. Широкий (более 45 км) Енисейский залив сужается до 13 км в створе, образованном мысом Сопочная Карга (на правом берегу) и мысом Ошмарина (на левом берегу). Это сужение называется “Енисейское горло” (Лапин, 2017). В 50 км к югу, в расширении до 44 км, называемом “Енисейской губой” (Лапин, 2017) на 71-й параллели расположены Бреховские отмели. После них начинается дельта Енисея. Зимой вся акватория покрывается неподвижным льдом, на севере – плавучими льдами (Брызгалов и др., 2015; Географический..., 1989). В Енисейском заливе и вблизи него было выбрано 10 участков по всей акватории (E1–E10), а также один участок в Карском море, находящийся вдали от залива (KM) (рис. 1). По ним были получены данные радиометра MIRAS спутника SMOS, за период с 2012 по 2020 г.

Хатангский залив – залив в море Лаптевых, образующийся при впадении р. Хатанги (рис. 2). Длина залива более 200 км, наибольшая ширина – более 50 км. Остров Большой Бегичев разделяет залив на два пролива: Северный (ширина 13 км) и Восточный (ширина 8 км). Наибольшая глубина – 29 м, высота приливов – около 1.4 м. Большую часть года залив покрыт льдом. В залив впадает множество крупных рек: Хатанга, Большая Баляна, Тикян-Юрях, Семиериская, Санга-Юрях, Новая, Подкаменная и др. (Географический..., 1989; Корнишин и др., 2018). В исследуемом регионе было выбрано восемь участков в самом заливе и вблизи него (X1–X8) и один участок, расположенный далеко от залива в акватории моря Лаптевых (ML) (рис. 2), по которым были получены данные радиометра MIRAS спутника SMOS, за период с 2012 по 2020 г.

Печорская губа – залив Печорского моря (рис. 3). Длина залива около 100 км, ширина от 40 до 120 км. С севера губа ограничена полуостровом Русский Заворот и дугой низких песчаных островов Гуляевские Кошки, которые вместе с полуостровом формируют дугу, завершающуюся в северо-восточной части губы. Залив мелководный (глубина до 6 м). В Печорскую губу впадает р. Печора. Ледостав продолжается с октября по июнь (Брызгалов и др., 2015; Географический..., 1989; Полонский, 2012; Полонский и др., 2007). Печорское море – акватория в юго-восточной части Баренцева моря, между о-вами Колгуев и Вайгач (см. рис. 3). Размеры Печорского моря: в широтном направлении – от о-ва Колгуев до пролива Карские Ворота – около 300 км, в меридиональном направлении – от м. Русский Заворот до о-вов Новая



Рис. 1. Енисейский залив и Карское море. Красные многоугольники – ячейки продукта L1C SMOS. Желтые значки – номера выбранных участков. Зеленые треугольники – метеорологические станции. Голубым цветом обозначены границы областей Енисейского залива и их названия (по данным работы (Лапин, 2017)).

Земля – около 180 км. Площадь акватории моря составляет 81 263 км<sup>2</sup> (Болтунов и др., 2014; Экосистемы..., 1996). В исследуемом регионе было выбрано 10 участков: три непосредственно в заливе (П1–П3), пять участков, расположенных по акватории Печорского моря недалеко от залива (П4–П9), и один участок вдали от залива (ПМ) (см. рис. 3). По ним также были получены данные радиометра MIRAS, за период с 2012 по 2020 г.

#### КЛИМАТИЧЕСКИЕ, ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Климатические данные (температура воздуха, осадки, толщина снежного покрова) по исследуемым регионам были получены с метеорологических станций, архивные данные которых размещены на сайте погоды (<https://tr5.ru>). Метеостанции обозначены на рис. 1–3.

Данные по объему стока рек Енисей и Печора за 2012–2020 гг. получены с сервера “Обсерватории великих арктических рек” (Arctic Great Rivers Observatory – ArcticGRO) ([\[greatrivers.org/data/\]\(https://arc-greatrivers.org/data/\)\). К сожалению, на этом сервере не представлены данные по стоку р. Хатанги, поэтому пришлось использовать усредненные ежемесячные значения расхода воды в реке, полученные за период с 1961 по 1994 г. Эти характеристики приведены на сервере “Региональной электронной сети гидрографических данных для Арктического региона” \(A Regional, Electronic, Hydrographic Data Network For the Arctic Region – R-ArcticNet\), \(<https://www.r-arcticnet.sr.unh.edu/v4.0/ViewPoint.pl?View=ALL&Unit=ms&Point=6339>\). На рис. 4 показан расход воды в реках Енисей, Печора, Хатанга и Обь. Измерения выполнены в створах: Игарки для Енисея, с. Усть-Цильмы для Печоры, с. Хатанги для р. Хатанги, и Салехарда для Оби. Данные для Хатанги представлены в виде усредненных за период с 1961 по 1994 г. ежемесячных гистограмм.](https://arc-</a></p>
</div>
<div data-bbox=)

Как видно из рис. 4, расходы воды в четырех реках сильно различаются между собой. Наибольший сток показывает р. Енисей. Причем если в зимний период расход воды Енисея и Оби



**Рис. 2.** Хатангский залив (море Лаптевых). Красные многоугольники – ячейки продукта L1C SMOS. Желтые значки – номера выбранных участков. Зеленые треугольники – метеорологические станции.

практически совпадает, то в летний период расход воды р. Енисей, в зависимости от года, в 2–5 раз больше чем р. Оби. Также надо отметить, что максимум стока у Енисея имеет ярко выраженный пик, который приходится на конец мая – начало июня. У Оби максимум расхода воды растянут на несколько месяцев, в среднем с мая по август. Сток рек Печоры и Хатанги значительно меньше, и в зимний период он стремится практически к нулю.

Данные по температуре и солености воды, а также по толщине и динамике ледяного покрова для трех исследуемых акваторий были заимствованы из работ (Болтунов и др., 2014; Коник и др., 2021; Корнишин и др., 2018; Лапин, 2017; Лукин, 2000; Печорское..., 2003; Полонский и др., 2007; Рябченко и др., 2020; Становой, 2008; Экосистемы..., 1996; Pavlov et al., 1996).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ спутниковых данных для выбранных участков трех исследуемых акваторий был выполнен совместно с климатическими, гляциологическими и гидрологическими данными регионов.

Кроме этого, при анализе были использованы результаты теоретического моделирования межгодовой и сезонной динамики яркостной температуры  $T_y$  различных областей Обской губы, представленные в работах (Тихонов и др., 2020, 2021; Tikhonov et al., 2022).

**Енисейский залив и Карское море.** Анализ спутниковых данных показал, что зона смешения пресных и соленых вод находится севернее мыса Сопочная Карга (см. рис. 1), что подтверждается работой (Лапин, 2017). В Енисейской губе (южнее Енисейского горла – участок Е1) вода практически все зимние сезоны является пресной, или слабо солоноватой (рис. 5 слева), в то время как севернее мыса Сопочная Карга (участок Е2), вода в зимний период подвержена постоянному влиянию соленых вод Карского моря (рис. 5 справа). Сезонная динамика  $T_y$  участка Е1 соответствует сезонной динамике  $T_y$  пресноводных участков в Обской губе (Тихонов и др., 2021; Tikhonov et al., 2022). Для участка Е2 сезонная и межгодовая динамика  $T_y$  близка к таковой для центральных участков в Обской губе, где в зимний период соленость воды меняется от года к году и даже в те-

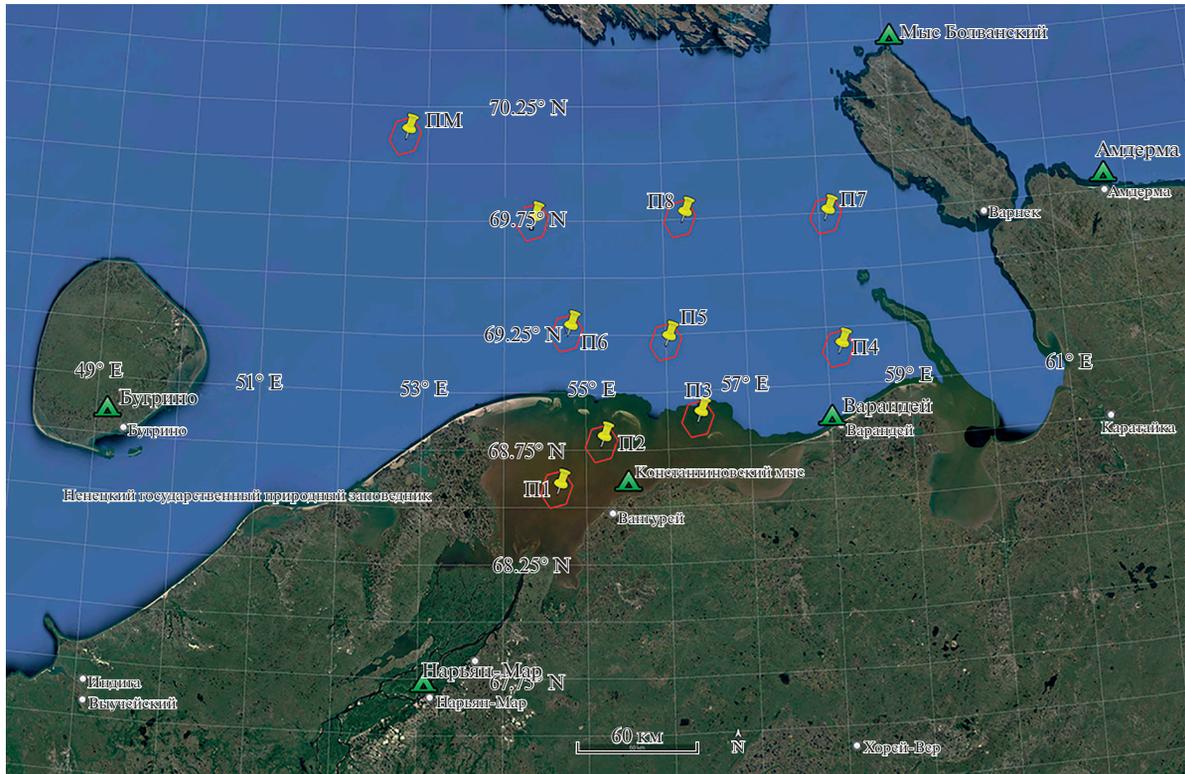


Рис. 3. Печорская губа (Печорское море). Красные многоугольники – ячейки продукта LIC SMOS. Желтые значки – номера выбранных участков. Зеленые треугольники – метеорологические станции.

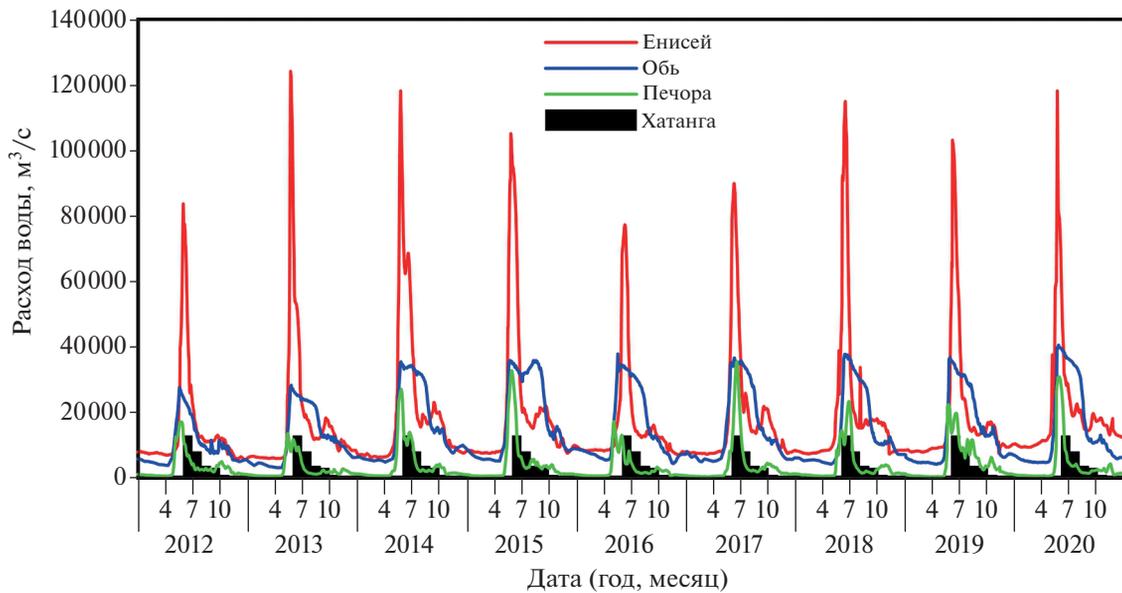
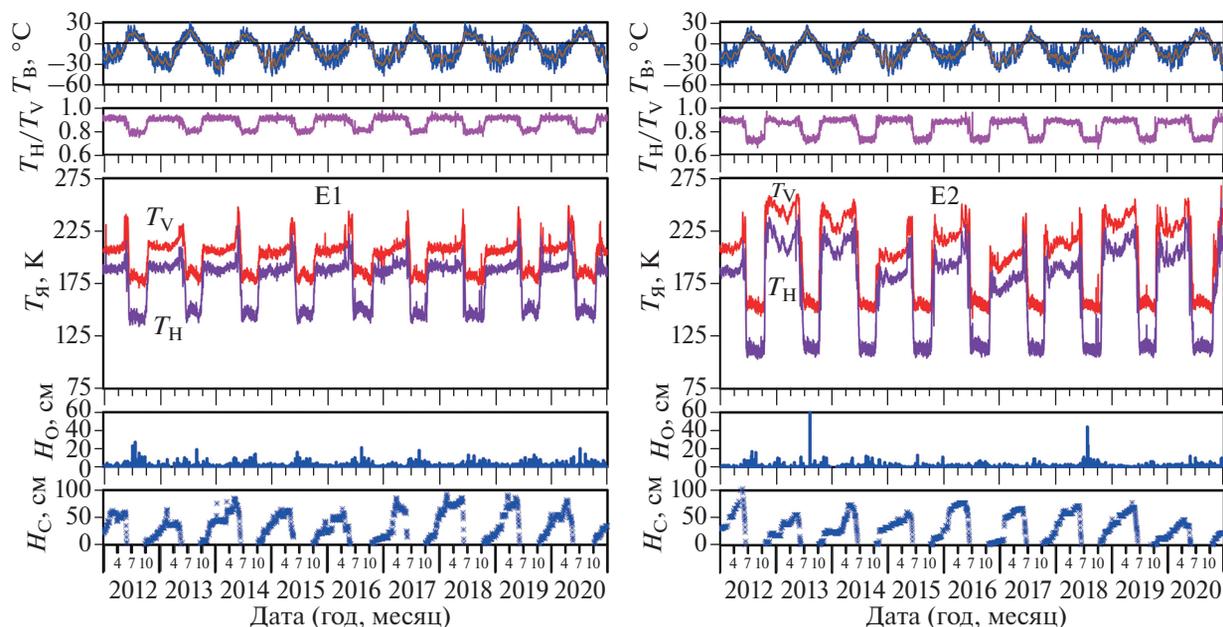


Рис. 4. Расход воды в реках Енисей, Печора, Хатанга, Обь.

чение одного зимнего периода (Тихонов и др., 2021; Tikhonov et al., 2022).

Внутригодовое распределение стока на внешней границе дельты Оби и Енисея сильно разли-

чается в период отсутствия ледяного покрова. В летние месяцы расход воды Енисея значительно превосходит расход воды Оби. В период ледостава расход воды Енисея и Оби практически сов-



**Рис. 5.** Сезонная динамика яркостной температуры и метеорологических характеристик участков E1 (слева) и E2 (справа) в Енисейском заливе по данным SMOS для горизонтальной (фиолетовый цвет)  $T_H$  и вертикальной (красный)  $T_V$  поляризации. Снизу вверх: высота снежного покрова, осадки, яркостная температура, отношение яркостных температур на горизонтальной и вертикальной поляризации, температура воздуха.

падает (см. рис. 4). Как отмечено в работе (Становой, 2008), изменение среднемесячной солёности на поверхности воды в зимний период в Енисейском заливе достаточно слабо связано с объёмом стока реки Енисей. Максимальный коэффициент корреляции между солёностью и среднегодовым стоком составляет величину 0,15. В этой же работе отмечено, что несколько лучше связь солёности поверхностного слоя воды с межгодовой изменчивостью атмосферных процессов, происходящих над Карским морем. Это связано с широким створом (порядка 150 км) у соединения залива с Карским морем и очень узким проливом (“Енисейское горло” – порядка 13 км), соединяющим непосредственно р. Енисей и Енисейский залив (Лапин, 2017). Анализ величины осадков и толщины снежного покрова, зафиксированных на метеостанциях Енисейского залива, не выявил какой-либо взаимосвязи этих характеристик с динамикой яркостной температуры и уровнем стока реки Енисей. На величину расхода воды Енисея в летний период влияют жидкие осадки текущего года по всему водосбору реки, а также количество снега, выпавшего в предшествующую зиму (Papa et al., 2008).

Необходимо отметить, что для участка E1 размер пикселя радиометра MIRAS (порядка  $35 \times 65$  км) превышает размер акватории, где этот участок выбран. В связи с этим в радиометр попадает берег, что и отражается на динамике яркостной температуры. Она немного отличается от динамики яркостной температуры участков, располо-

женных в южной (пресноводной) части Обской губы (ср. с рис. 4, 8 из работы (Тихонов и др., 2021)). В летний период, когда растает снежный и ледяной покров, яркостные температуры открытой водной поверхности и поверхности берега (тундровая и лесная растительность, открытая почва, болота) сильно различаются между собой. В зимний период излучательная способность замерзшей поверхности земли, покрытой снежным покровом, и ледяного покрова близки между собой (Emery, Camps, 2017; Ulaby, Long, 2014). Поэтому различие в яркостных температурах между E1 и P1–P4 из статьи (Тихонов и др., 2021) больше проявляется в летний период, чем в зимний. Эта погрешность требует дальнейшего исследования и более сложного подхода к моделированию собственного микроволнового излучения подобных участков. Участок E2 подвержен сильному влиянию вод Карского моря, что отражается на межгодовой и сезонной динамике  $T_я$ , выраженной в значительных изменениях ее величины в зимний период. На участках E3 и E4 солёность воды под ледяным покровом больше, чем на участке E2, о чем свидетельствует увеличение  $T_я$  в зимний период на этих участках по сравнению с участком E2. Динамика  $T_я$  на участках E3 и E4 в зимний период от года к году также нестабильна, что еще обуславливается небольшим влиянием стока Енисея.

Межгодовая и сезонная динамика  $T_я$  участков E5 и E6 (рис. 6 слева) практически одинакова и

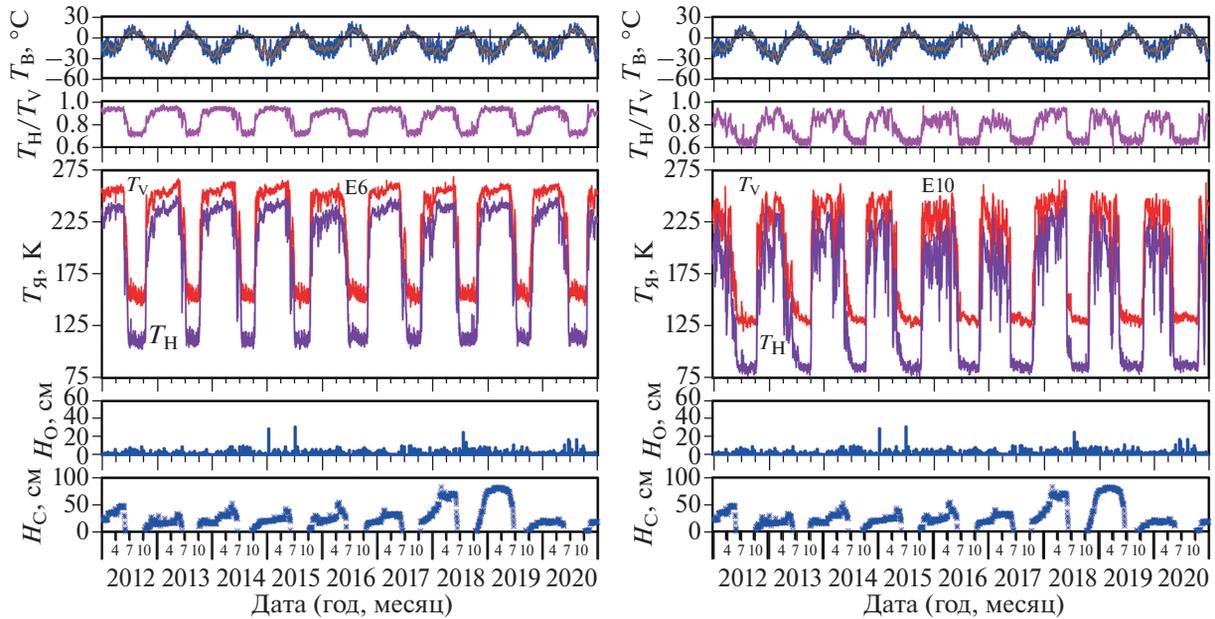


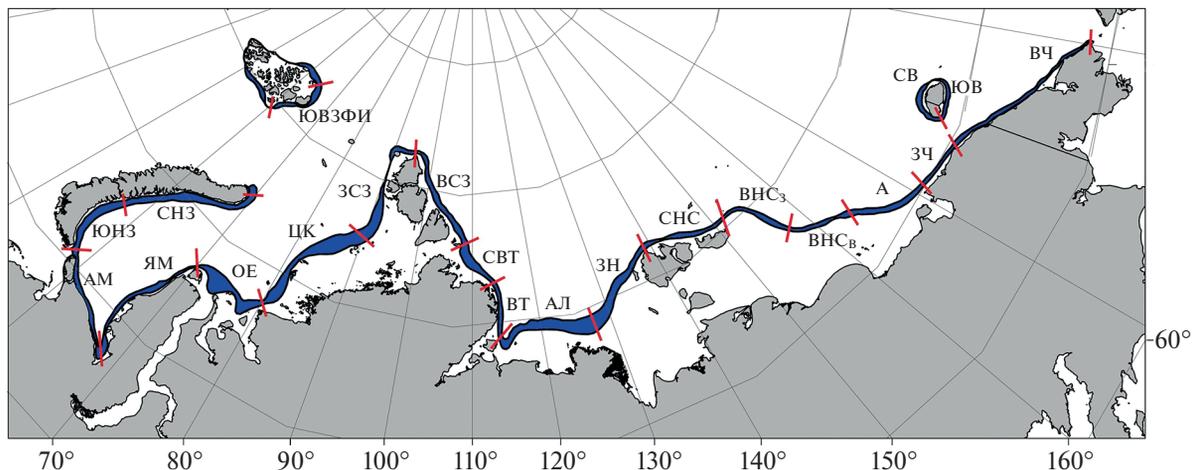
Рис. 6. Сезонная динамика яркостной температуры и метеорологических характеристик участка в Енисейском заливе Е6 (слева) и в Карском море Е10 (справа) по данным SMOS. Обозначения как на рис. 5.

соответствует динамике  $T_я$  морского участка Карского моря (участок КМ на рис. 1). Межгодовая динамика  $T_я$  для этого участка представлена в работе (Тихонов и др., 2021, рис. 5). На участках Е5 и Е6 в зимний период присутствует стабильный ледяной покров, и соленость воды подо льдом выше 15‰, о чем свидетельствуют высокие значения  $T_я$  (Тихонов и др., 2021; Tikhonov et al., 2022). Вариации  $T_я$  в период ледостава обуславливаются колебаниями температуры воздуха. Для участков Е5 и Е6 так же, как и для участка Е1, чувствуется влияние берега, часть которого попадает в пиксель радиометра. Динамика  $T_я$  (годовая и сезонная) участков Е7–Е10 практически одинакова (рис. 6 справа). В зимний период яркостная температура скачкообразно изменяется в широких пределах – иногда от значений, соответствующих открытой водной поверхности, до значений соответствующих установившемуся ледяному покрову. Соленость воды подо льдом также равна или больше 15‰, что соответствует данным работы (Коник и др., 2021). Ледяной покров в данной зоне (область с участками Е7–Е10) является очень динамичным – льды здесь в течение зимы постоянно взламываются, между ледяными полями образуются широкие разводья, которые со временем либо заполняются новыми льдами, либо закрываются при смене преобладающих ветров. Часто при отжимных ветрах, а также под воздействием стока Оби и Енисея в этом районе возникает обширная Обь–Енисейская полынья (см. ОЕ на рис. 7). Все ранее сформировавшиеся льды отходят к северу, освобождая вдоль границы припая

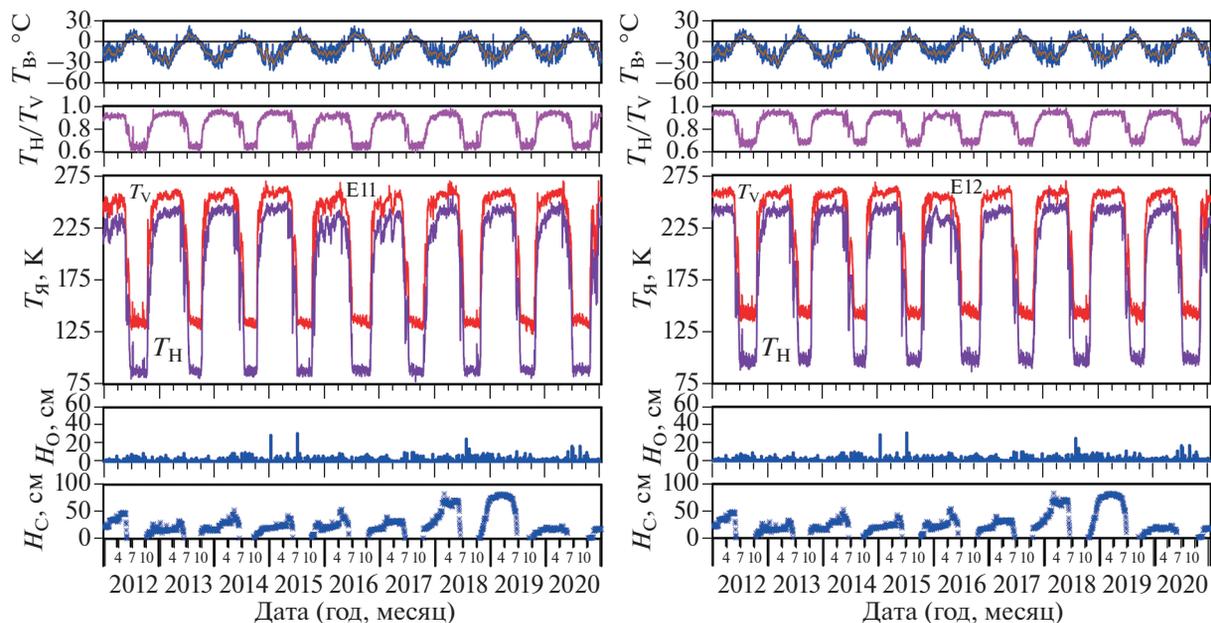
пространство чистой воды, которое также постепенно покрывается молодыми льдами, а при смене ветров на его место опять возвращаются дрейфующие однолетние льды Карского моря. Обь–Енисейская полынья существует с вероятностью более 75% в течение семи месяцев из восьми возможных, когда акватория моря покрыта льдом (Карелин, Карклин, 2012; Львова и др., 2020; Pavlov et al., 1996).

Участки Е11 и Е12 находятся, наоборот, в стабильной области (Карелин, Карклин, 2012; Pavlov et al., 1996). Здесь весь зимний период присутствует нетронутый припай (рис. 8). Кроме того в этом районе нет портов и активного судоходного трафика. Соленость воды под ледяным покровом исходя из значений  $T_я$  также больше 15‰.

Климатические вариации за период 2011–2020 гг. на прилегающих к Енисейскому заливу территориях приведены в таблице 1. В ней представлены значения среднегодовой температуры воздуха, полученные с трех метеостанций, расположенных в данном регионе (см. рис. 1). Анализ этих вариаций и межгодовой динамики яркостной температуры участков Е2 и Е3 в зимний период показал (рис. 5 справа), что просматривается, как и в Обской губе (Тихонов и др., 2021; Tikhonov et al., 2022), соответствие наиболее теплого года (2011 и 2016 гг.) и минимума солености воды подо льдом в следующий за теплым год (2012 и 2017 гг.). Вероятно, это объясняется последствиями таяния вечномерзлых пород п-ова Гыданский и п-ова Таймыр в более теплые годы. Таяние вечной мерзлоты добавляет приток пресной воды в Енисейский



**Рис. 7.** Расположение запирающих полей в арктических морях (Карелин, Карклин, 2012): ЮВЗФИ – Юго-восточная Земли Франца-Иосифа, СНЗ – Северная Новоземельская, ЮНЗ – Южная Новоземельская, АМ – Амдерминская, ЯМ – Ямальская, ОЕ – Обь-Енисейская, ЦК – Центральная Карская, ЗСЗ – Западная Североземельская, ВСЗ – Восточная Североземельская, СВТ – Северо-Восточная Таймырская, ВТ – Восточная Таймырская, АЛ – Анабаро-Ленская, ЗН – Западная Новосибирская, СНС – Северная Новосибирская, ВНСЗ – Восточная Новосибирская (запад), ВНСВ – Восточная Новосибирская (восток), А – Айонская, ЗЧ – Западная Чукотская, ВЧ – Восточная Чукотская, СВ – Северная Врангелевская, ЮВ – Южная Врангелевская.



**Рис. 8.** Сезонная динамика яркостной температуры и метеорологических характеристик участка E11 (слева) и E12 (справа) в Карском море по данным SMOS. Обозначения как на рис. 5.

залив. Подобные процессы отмечаются в последнее время по всей территории Арктики (Долгополова, 2018; Jacques, Sauchyn, 2009; Lin, et al., 2022; Suzuki et al., 2018; Walvoord, Kurylyk, 2016). Южная часть Енисейского залива до мыса Сопочная Карга (см. рис. 1) окружена территориями с умеренной вечной мерзлотой. Среднегодовая температура грунта на глубине нулевой годовой амплитуды ва-

рьируется от  $-3$  до  $-7^{\circ}\text{C}$ , а толщина активного слоя изменяется от 60 до 120 см (Ran et al., 2022). Таким образом, повышение среднегодовой температуры воздуха может привести к таянию вечномёрзлых пород в этом регионе и притоку пресной воды в Енисейский залив. Максимум солёности воды в зимний период для участка E2 и E3 наблюдается в 2013 и 2014 гг. Им соответствуют

**Таблица 1.** Среднегодовая температура воздуха в районе Енисейского залива (см. рис. 1), °С

Метеостанция	Годы									
	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020
Караул	-5.9	-7.2	-8.8	-9.8	-7.7	-6.5	-7.4	-7.9	-7.0	-4.4
Сопочная Карга	-7.3	-7.8	-10.7	-10.6	-8.9	-7.8	-8.5	-9.4	-8.5	-5.5
Диксон	-7.3	-7.0	-10.6	-10.3	-8.8	-7.2	-8.2	-9.1	-8.8	-5.4

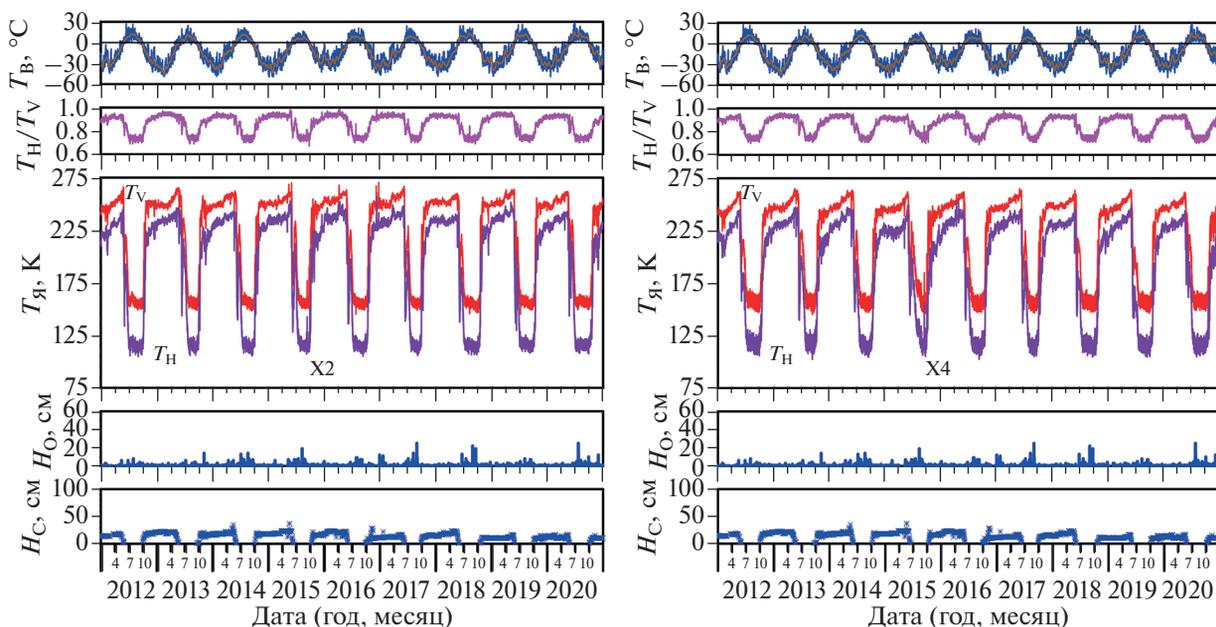
два наиболее холодных года: 2013 и 2014 (см. табл. 1 и рис. 5 справа). На северную часть Енисейского залива (выше участка Е4, см. рис. 1) основополагающее влияние на соленость воды оказывают воды Карского моря (Становой, 2008) и влияние среднегодовых вариаций температуры воздуха здесь пока несущественны. Необходимо отметить, что в отличие от Обской губы, в Енисейском заливе связь между среднегодовой температурой воздуха в регионе и соленостью воды подо льдом в южной части залива значительно слабее. Это объясняется более суровыми климатическими условиями и более устойчивой вечной мерзлотой региона (Долгополова, 2018; Ran et al., 2022). Однако необходимо отметить, что предположение о влиянии таяния вечной мерзлоты на изменение солености воды под ледяным покровом в южной части залива требует дальнейшей проверки и всестороннего изучения. Также непонятно уменьшение солености воды (по данным  $T_{я}$ ) в зимний период на участке Е2 в 2015 г., который не является очень теплым и следует за самым холодным 2014 г. Вероятно, на соленость воды подо льдом в этой области Енисейского залива оказывает влияние большое количество факторов, которые необходимо понять и исследовать.

Анализ межгодовой и сезонной динамики  $T_{я}$  всех участков Енисейского залива и Карского моря позволил выявить еще одну важную закономерность. При весеннем разрушении ледяного покрова значение отношения яркостной температуры на горизонтальной и вертикальной поляризации ( $T_{H}/T_{V}$ ) резко уменьшается (см. второй сверху график на рис. 5, 6, 8). Если для пресноводных акваторий весеннее разрушение льда можно определить по большому и стабильному увеличению значений яркостной температуры на горизонтальной и вертикальной поляризации (Tikhonov et al., 2018), то для морского льда такой индикатор непригоден (Тихонов и др., 2020). Однако динамика изменения  $T_{H}/T_{V}$  одинакова как для пресноводных, так и для морских акваторий (см. рис. 5, 6, 8). Этот факт объясняется тем, что на данной частоте (1.4 ГГц) поляризационная разность (разница в значениях яркостной температуры на горизонтальной и вертикальной поляризации) для открытой водной поверхности значительно больше, чем для ледяного покрова (Emery, Camps, 2017; Ulaby, Long, 2014).

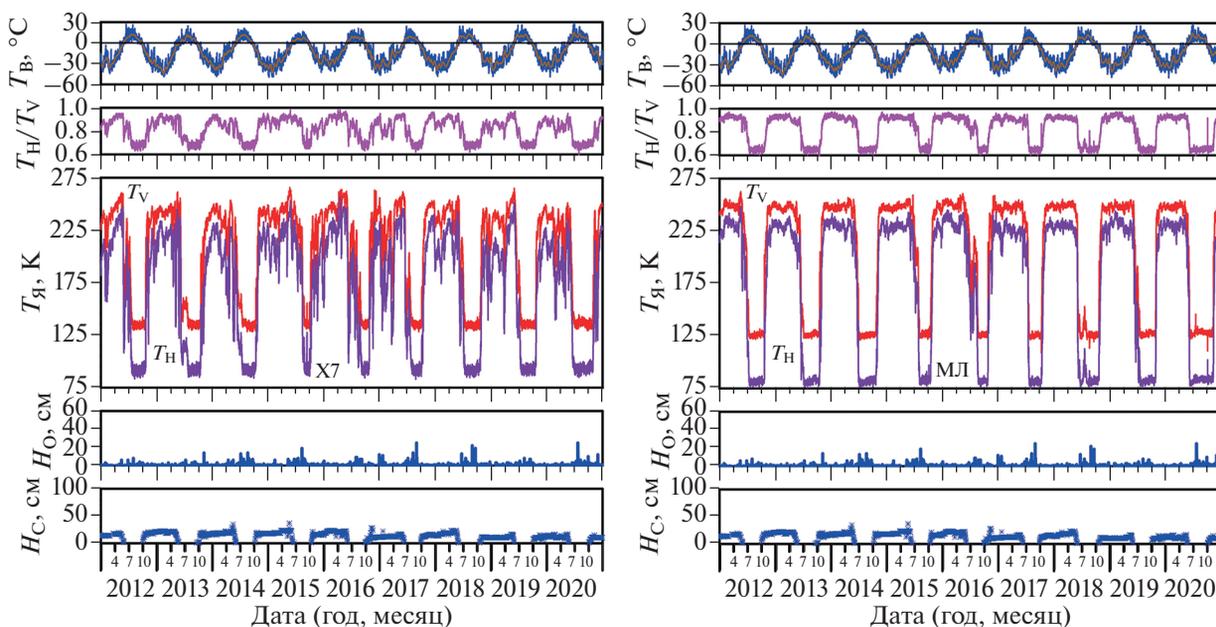
**Хатангский залив и море Лаптевых.** Межгодовая и сезонная динамика  $T_{я}$  различных участков, расположенных в Хатангском заливе (участки Х1–Х5) показала, что в период ледостава залив покрыт сплошным стабильным ледяным покровом, и соленость воды подо льдом превышает величину 15‰ (рис. 9). Полученные результаты полностью подтверждаются данными работы (Корнишин и др., 2018). В ней показано, что весь район покрыт припайным льдом, сформировавшимся в начале зимнего периода и достигающим к маю толщины на ровных участках до 1.8–2.0 м. Соленость воды под ледяным покровом, по данным измерений исследования (Корнишин и др., 2018), составляет 20–26‰. Здесь, на фоне малого зимнего стока Хатанги и других рек (рис. 4), очень сильно влияние приливов моря Лаптевых, а также сгонно-нагонных явлений (Корнишин и др., 2018), которые и определяют соленость воды подо льдом в заливе. В этой области (участки Х1–Х5) для каждого участка в пиксель радиометра также попадает часть берега, собственное излучение которого немного изменяет динамику яркостной температуры, особенно в период таяния льда и снега (см. рис. 9).

Динамика  $T_{я}$  в зимний период на выходе Хатангского залива (участки Х6–Х8) нестабильна (рис. 10 слева). Это объясняется тем, что ледяной покров в данном районе очень динамичен: при устойчивых отжимных ветрах здесь часто формируются Восточная Таймырская (ВТ) и Анабаро-Ленская (АЛ) полыньи (рис. 7), которые при смене преобладающих ветров могут закрываться более толстыми льдами с севера моря Лаптевых. Таким образом, льды в этой области часто обновляются от начальных видов до однолетних тонких льдов и иногда, если район закрывается массивом льдов с севера, — до однолетних средних льдов. Однако чаще здесь присутствуют молодые (10–30 см) и однолетние тонкие (30–70 см) льды. Анабаро-Ленская полынья существует с вероятностью 79% в ноябре–июне и только в апреле ее повторяемость может снизиться до 75%. Повторяемость Восточной Таймырской полыньи превышает 50% (Карелин, Карклин, 2012; Pavlov et al., 1996).

Соленость воды под ледяным покровом на участках Х6–Х8 по данным SMOS также больше 15‰, а по данным работы (Корнишин и др., 2018)



**Рис. 9.** Сезонная динамика яркостной температуры и метеорологических характеристик участка X2 (слева) и X4 (справа) в Хатангском заливе по данным SMOS. Обозначения как на рис. 5.

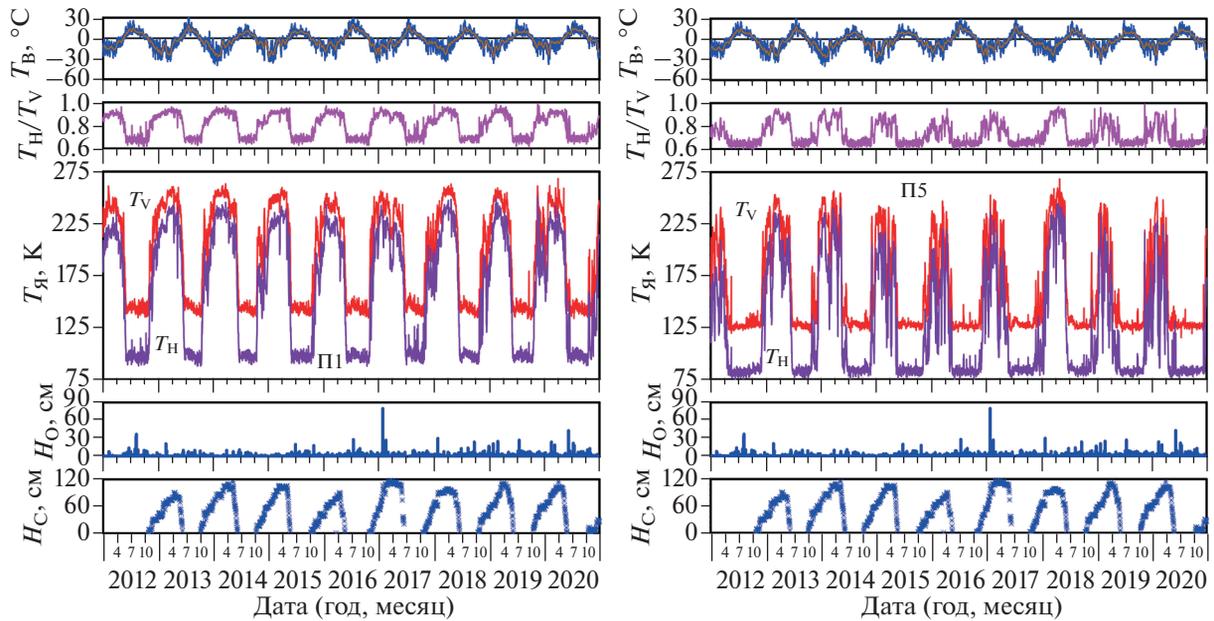


**Рис. 10.** Сезонная динамика яркостной температуры и метеорологических характеристик участка X7 в Хатангском заливе (слева) и MJL в море Лаптевых (справа) по данным SMOS. Обозначения как на рис. 5.

соленость воды в этой части акватории составляет величину в 25–30‰. Участок MJL, находящийся в море Лаптевых, показывает стабильную межгодовую и сезонную динамику яркостной температуры. Здесь всю зиму присутствует сплошной ледяной покров (рис. 10 справа). Соленость воды под ледяным покровом по данным спутника здесь

также больше 15‰. По данным работы (Корнишин и др., 2018) соленость воды подо льдом в этом районе составляет величину 30‰ и более.

Анализ рис. 9 и 10 показывает, что в этом районе при весеннем разрушении ледяного покрова значение отношения яркостной температуры на



**Рис. 11.** Сезонная динамика яркостной температуры и метеорологических характеристик участка П1 в Печорском заливе (слева) и П5 в Печорском море (справа) по данным SMOS. Обозначения как на рис. 5.

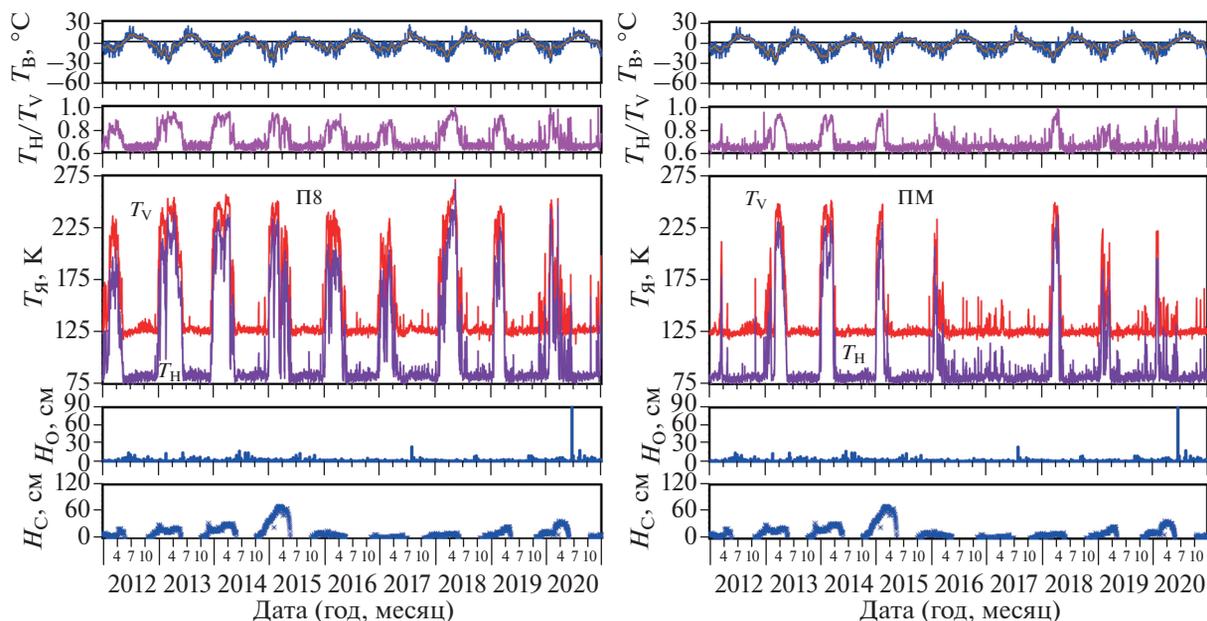
горизонтальной и вертикальной поляризации для любых участков также резко уменьшается.

Среднегодовая температура грунта на глубине нулевой годовой амплитуды в районе Хатангского залива составляет величину  $-8...-10^{\circ}\text{C}$ , а толщина активного слоя изменяется от 30 до 60 см (Rap et al., 2022). Среднегодовая температура воздуха в этом регионе ниже  $-12^{\circ}\text{C}$ , что значительно меньше, чем в регионе Обской губы и Енисейского залива (<http://www.pogodaiklimat.ru/climate/20891.htm>). Таким образом, в этом районе процессы таяния вечной мерзлоты либо отсутствуют, либо не существенны и на фоне малого стока реки Хатанга в зимний период (рис. 4) не оказывают какого-либо влияния на изменение солёности воды подо льдом в заливе. Все гидрологические характеристики залива в зимний период определяются влиянием моря Лаптевых.

**Печорский залив и Печорское море.** Анализ межгодовой и сезонной динамики  $T_{\text{я}}$  участков данного региона показал, что в период ледостава стабильный ледяной покров образуется только в самом заливе (участки П1 и П2 – рис. 11 слева) (Полонский и др., 2007). Колебания яркостной температуры данных участков в этот период связаны с изменениями температуры воздуха. Кратковременная оттепель, вызывающая небольшое таяние снежного и ледяного покрова, приводит к повышению значений яркостной температуры. Понижение температуры воздуха ниже  $0^{\circ}\text{C}$  приводит к повторному замерзанию льда и снега, что вызывает небольшое уменьшение значений яркостной температуры. Оттепель, продолжающаяся

достаточно длительное время, порождает обильное таяние снежного и ледяного покрова. Это приводит к насыщению данных сред жидкой водой и сильному уменьшению значений яркостной температуры (Тихонов и др., 2020; Tikhonov et al., 2018). Эти процессы достаточно хорошо представлены на рис. 11 слева (верхний и центральный). Солёность воды под ледяным покровом на участках П1, П2 по спутниковым данным превышает значение  $15\text{‰}$ . По данным публикации (Полонский и др., 2007) солёность воды подо льдом в этой области варьируется от 24 до  $35\text{‰}$ . Кроме того, в этой работе отмечено, что на фоне малого зимнего стока Печоры, который составляет величину менее  $4000\text{ м}^3/\text{с}$  (см. рис. 4), и сильных нагонах солёная вода может проникать на 5–7 км в рукав дельты р. Большая Печора.

Солёность воды в Печорском море меняется в зависимости от сезона в различных местах акватории. В зимний период присутствуют морские солёные воды (солёность  $32\text{--}35\text{‰}$ ). В летне-осенний период под воздействием материкового пресного стока (в первую очередь р. Печора) происходит распреснение верхнего морского слоя. В этом слое ( $\sim 0\text{--}10\text{ м}$ ) образуются зоны солоноватых (солёность до  $25\text{‰}$ ), распреснённых морских (солёность  $25\text{--}30\text{‰}$ ) и солёных морских (солёность более  $30\text{‰}$ ) вод. Максимум солёности в этих зонах отмечается в июле. Сокращение зон солоноватых и распреснённых морских вод происходит в августе–октябре и заканчивается в ноябре, к началу ледообразования, полным исчез-



**Рис. 12.** Сезонная динамика яркостной температуры и метеорологических характеристик участка П8 (слева) и ПМ (справа) в Печорском море по данным SMOS. Обозначения как на рис. 5.

новением в Печорском море солоноватых вод (Географический..., 1989; Экосистемы..., 1996).

Поскольку Баренцево море зимой замерзает не полностью, льды здесь подвержены ветровому воздействию сильнее, чем в остальных арктических морях. В прикромочной ледовой зоне имеется много свободного пространства для ветрового дрейфа. Учитывая, что данный район также характеризуется высокой циклонической активностью, сильные штормовые ветры здесь возникают довольно часто. Поэтому район, в котором расположены участки ПЗ–П7, характеризуется наибольшей динамичностью ледяного покрова по сравнению с остальными районами, рассматриваемыми в статье. Здесь присутствуют дрейфующие льды, которые на протяжении всей зимы постоянно отрывает от берега при отжимных ветрах, а затем снова прижимает к берегу, когда направление ветра меняется. Таким образом, лед на выбранных участках может очень быстро меняться от начальных видов до однолетнего тонкого и, иногда, однолетнего среднего льда (Болтунов и др., 2014; Рябченко и др., 2020). В этой области в зимний период соленость воды составляет 33–35‰ (Полонский и др., 2007). Все эти особенности хорошо подтверждаются спутниковыми данными, которые представлены на рис. 10 справа для характерного участка (П5) этой области.

Еще более динамичным по сравнению с участками ПЗ–П7, является регион, где расположены участки П8 и П9. В этой области льды находятся в постоянном движении (Болтунов и др., 2014; Рябченко и др., 2020). На данных участках сплочен-

ность ледяного покрова может варьироваться от 0 до 10 баллов. Этот факт и отражается на графике яркостной температуры для участка П8 (рис. 12 слева). Участок ПМ (см. рис. 3), расположенный далеко от Печорской губы, характеризуется тем, что льды в эту область в последние годы доходят очень редко (Болтунов и др., 2014; Рябченко и др., 2020). График многолетней динамики яркостной температуры участка ПМ это полностью подтверждает (рис. 12 справа). Из-за большой нестабильности ледяного покрова (участки ПЗ–П9 и ПМ), использование отношения яркостной температуры на горизонтальной и вертикальной поляризации для определения начала периода разрушения льда в этом регионе становится неприемлемым.

Необходимо отметить, что из-за очень малого зимнего расхода воды реки Печора (см. рис. 4), активные процессы таяния вечной мерзлоты, происходящие в этом регионе (Sudakova et al., 2021), не оказывают существенного влияния на проникновение морских вод Печорского моря в залив и дельту реки, как это наблюдается в Обской губе.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ межгодовой и сезонной динамики  $T_я$  устьевых областей крупных арктических российских рек совместно с изменениями их климатических и гидрологических характеристик показал, что данные спутниковой микроволновой радиометрии открывают новые возможности в использовании пассивных спутниковых наблюдений в микроволновом диапазоне для

изучения природных динамических процессов, а также анализа гидрологических явлений, происходящих на всей территории Арктики и субарктики.

Проведенные исследования показали, что данные радиометра MIRAS (1.4 ГГц) спутника SMOS могут быть использованы для анализа и оценки следующих гидрологических и гляциологических характеристик арктического и субарктического региона:

1) солёности воды под ледяным покровом (до 15‰) и движения фронтальной зоны подо льдом в крупных заливах и эстуариях;

2) анализа больших территорий со стабильным, или динамичным морским ледяным покровом. Таким образом, открывается возможность контроля стабильности морского ледяного покрова в крупных акваториях с частотой два раза в сутки (частота пролета спутника SMOS над арктическими территориями);

3) определения начала периода разрушения ледяного покрова в крупных морских и пресноводных акваториях.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00198а) (Тихонов В.В., Хвостов И.В., Романов А.Н., Комарова Н.Ю.), а также при поддержке темы “Мониторинг” (гос. регистрация № 01.20.0.2.00164) (Алексеева Т. А., Соколова Ю. В., Афанасьева Е. В., Шарков Е. А., Боярский Д. А.).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Болтунов А.Н., Дубинин М.Ю., Ежов А.Е., Ларионов М.В., Новоселов А.П., Пухова М.А. Фролова Е.А. Районы ограничения антропогенной деятельности: Печорское море. Нефтегазовый комплекс. Мурманск: Всемирный фонд дикой природы (WWF), 2014. 76 с.

Брызгалов В.А., Никаноров А.М., Косменко Л.С., Решетняк О.С. Устьевые экосистемы крупных рек России: антропогенная нагрузка и экологическое состояние. Ростов н/Д: ЮФУ, 2015. 164 с.

Географический энциклопедический словарь: Географические названия / под ред. Трешникова А.Ф. М: Советская энцикл., 1989. 592 с.

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.  
<https://doi.org/10.25283/2223-4594-2018-4-70-85>

Карелин И.Д., Карклин В.П. Припай и заприпайные полыньи арктических морей сибирского шельфа в конце XX–начале XXI века. СПб: ААНИИ, 2012. 180 с.

Коник А.А., Зимин А.В., Атаджанова О.А., Педченко А.П. Оценка изменчивости характеристик Стоковой фронтальной зоны Карского моря на основе комплексирования данных спутникового дистанционного зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 2. С. 241–250.  
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-2-241-250>

Корнишин К.А., Тарасов П.А., Ефимов Я.О., Гудошников Ю.П., Ковалев С.М., Миронов Е.У., Макаров Е.И., Нестеров А.В. Исследования ледового режима на акватории Хатангского залива в море Лаптевых // Лед и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 396–404.  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-396-404>

Лапин С.А. Особенности формирования пресноводного стока в эстуарных системах Оби и Енисея // Тр. ВНИРО. 2017. Т. 156. С. 139–150.

Львова Е.В., Животовская М.А., Заболотских Е.В., Балашова Е.А., Барановский С.В. Характеристики заприпайных полыней Карского моря по данным спутниковых микроволновых измерений сплоченности морского льда // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 7. С. 203–214.  
<https://doi.org/0.21046/2070-7401-2020-17-7-203-214>

Лукин А.А., Даувальтер В.А., Новоселов А.П. Экосистема Печоры в современных условиях. Апатиты: изд-во Кольского науч. центра, 2000. 192 с.

Печорское море. Системные исследования / под ред. Романкевича Е.А., Лисицына А.П., Виноградова М.Е. М.: Изд-во “Море”, 2003. 502 с.

Полонский В. Ф. Влияние приливов на перераспределение стока воды в дельте реки Печоры // Арктика: экология и экономика. 2012. Т. 6. № 2. С. 20–27.

Полонский В.Ф., Лупачев Ю.В., Остроумова Л.П. Основные черты гидрологического режима устьевой области Печоры // Тр. Гос. океанограф. ин-та. 2007. № 210. С. 265–284.

Рябченко С.В., Драчкова Л.Н., Евдокимова И.О., Зарубина Л.А., Попкова С.В. Тематический отчет № 2 по ледовым условиям Печорского моря. Архангельск: САФУ, 2020. 40 с.

Становой В.В. Изменчивость термохалинной структуры воды в эстуариях Карского моря // Тр. ААНИИ. 2008. Т. 448. С. 103–130.

Тихонов В.В., Хвостов И.В., Романов А.Н., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю., Сеницкий А.И. Особенности собственного излучения Обской губы в L-диапазоне в период ледостава // Исслед. Земли из космоса. 2020. № 3. С. 59–76.  
<https://doi.org/10.31857/S0205961420030070>

Тихонов В.В., Хвостов И.В., Романов А.Н., Алексеева Т.А., Сеницкий А.И., Тихонова М. В., Шарков Е.А., Комарова Н.Ю. Межгодовые вариации собственного микроволнового излучения Обской губы в период ледостава и их связь с гидрологическими и климатическими изменениями региона // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 6. С. 185–199.  
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-6-185-199>

Экосистемы, биоресурсы и антропогенное загрязнение Печорского моря / под ред. Матишова Г.Г. Апатиты: Мурманский мор. биолог. ин-т КНЦ РАН. 1996. 162 с.

Baban S.M.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.  
<https://doi.org/10.1080/01431169308953955>

Effects of persistent Arctic warming continue to mount / eds. Osborne E., Richter-Menge J., Jeffries M. et al. Ser. Arctic Report Card. 2018.  
<https://repository.library.noaa.gov/view/noaa/25659>

- Emery W., Camps A.* Introduction to Satellite Remote Sensing: Atmosphere, Ocean, Land and Cryosphere Application. Amsterdam: Elsevier, 2017. 856 p.
- Gutierrez A., Castro R., Vieira P., Lopes G., Barbosa J.* SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model. Lisboa: DEIMOS Engenharia, 2017. 83 p.  
<https://earth.esa.int/eogateway/documents/20142/37627/SMOS-L1c-Data-Processing-Models.pdf>.
- Haine T.W.N., Curry B., Gerdes R., Hansen E., Karcher M., Lee C., Rudels B., Spreen G., de Steur L., Stewart K. D., Woodgate R.* Arctic freshwater export: status, mechanisms, and prospects // *Glob Planet Chang.* 2015. V. 125. P. 13–35.  
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.11.013>
- Hiyama T., Hatta S., Park H.* River Discharge // *Water-Carbon Dynamics in Eastern Siberia* / eds. Ohta T., Hiyama T., Iijima Y., Kotani A., Maximov T.C. Singapore: Springer, 2019. P. 207–229.
- Jacques J.-M. St., Sauchyn D.J.* Increasing winter baseflow and mean annual streamflow from possible permafrost thawing in the Northwest Territories, Canada // *Geophysical Research Letters.* 2009. V. 36. № L01401. 6 p.  
<https://doi.org/10.1029/2008GL035822>.
- Kerr Y.H., Waldeufel P., Wigneron J.-P., Delwart S., Cabot F., Boutin J., Escorihuela M.J., Font J., Reul N., Gruhier C., Juglea S.E., Drinkwater M.R., Hahne A., Martin-Neira M., Mecklenburg S.* The SMOS Mission: New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle // *Proc. IEEE.* 2010. V. 98. № 5. P. 666–687.  
<https://doi.org/10.1109/JPROC.2010.2043032>
- Khorram S.* Remote Sensing of Salinity in the San Francisco Bay Delta. *Remote Sensing of Environment.* 1982. V. 12. № 1. P. 15–22.
- Lin H., Cheng X., Zheng L., Peng X., Feng W., Peng F.* Recent Changes in Groundwater and Surface Water in Large Pan-Arctic River Basins // *Remote Sensing.* 2022. V. 14. № 3. P. 607. 15 p.  
<https://doi.org/10.3390/rs14030607>
- Nazirova K., Alferyeva Y., Lavrova O., Shur Y., Soloviev D., Bocharova T., Storchkov A.* Comparison of In Situ and Remote-Sensing Methods to Determine Turbidity and Concentration of Suspended Matter in the Estuary Zone of the Mzymta River, Black Sea. // *Remote Sensing.* 2021. V. 13. № 1. Art. No. 143, 29 p.  
<https://doi.org/10.3390/rs13010143>
- Papa F., Prigent C., Rossow W.B.* Monitoring Flood and Discharge Variations in the Large Siberian Rivers from a Multi-Satellite Technique // *Surveys in Geophysics.* 2008. V. 29. № 4. P. 297–317.  
<https://doi.org/10.1007/s10712-008-9036-0>
- Pavlov V.K., Timokhov L.A., Baskakov G.A., Kulakov M.Y., Kurazhov V.K., Pavlov P.V., Pivovarov S.V., Stanovoy V.V.* Hydrometeorological regime of the Kara, Laptev, and East-Siberian seas. Technical Memorandum, APL-UW TM 1-96. Washington: Applied Physics Lab., Univ. Washington, 1996. 185 p.
- 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.
- Ran Y., Li X., Cheng G., Che J., Juha A., Olli K., Jan H., Miska L., Jin H., Jaroslav O., Masahiro H., Yu Q., Chang X.* New high-resolution estimates of the permafrost thermal state and hydrothermal conditions over the Northern Hemisphere // *Earth System Science Data.* 2022. V. 14. P. 865–884.  
<https://doi.org/10.5194/essd-14-865-2022>
- Sahr K., White D., Kimerling A.J.* Geodesic Discrete Global Grid System // *Cartography and Geographic Information Science.* 2003. V. 30. № 2. P. 121–134.
- Sudakova M., Sadurtdinov M., Skvortsov A., Tsarev A., Malkova G., Molokitina N., Romanovsky V.* Using Ground Penetrating Radar for Permafrost Monitoring from 2015–2017 at CALM Sites in the Pechora River Delta // *Remote Sensing.* 2021. V. 13. № 19. P. 3271. 16 p.  
<https://doi.org/10.3390/rs13163271>.
- Suzuki K., Matsuo K., Yamazaki D., Ichii K., Iijima Y., Papa F., Yanagi Y., Hiyama T.* Hydrological Variability and Changes in the Arctic Circumpolar Tundra and the Three Largest Pan-Arctic River Basins from 2002 to 2016 // *Remote Sensing.* 2018. V. 10. № 3. Art. № 402. 20 p.  
<https://doi.org/10.3390/rs10030402>.
- 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.  
<https://doi.org/10.5194/tc-12-2727-2018>
- Tikhonov V.V., Romanov A.N., Khvostov I.V., Alekseeva T.A., Sinitskiy A.I., Tikhonova M.V., Sharkov E.A., Komarova N.Yu.* Analysis of the hydrological regime of the Gulf of Ob in the freezing period using SMOS data // *Russian Arctic.* 2022. № 2(17). P. 44–71.  
<https://doi.org/10.24412/2658-4255-2022-2-44-71>.
- Walvoord M.A., Kurylyk B.L.* Hydrologic Impacts of Thawing Permafrost-A Review // *Vadose Zone Journal.* 2016. V. 15. № 6. 20 p.  
<https://doi.org/10.2136/vzj2016.01.0010>.
- Ulaby F.T., Long D.G.* Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing. Univ. of Michigan Press, 2014. 984 p.
- Umbert M., Gabarro C., Olmedo E., Gonçalves-Araujo R., Guimard S., Martinez J.* Using Remotely Sensed Sea Surface Salinity and Colored Detrital Matter to Characterize Freshened Surface Layers in the Kara and Laptev Seas during the Ice-Free Season // *Remote Sensing.* 2021. V. 13. № 19. Art. No. 3828. 29 p.  
<https://doi.org/10.3390/rs13193828>.

## Analysis of the Winter Hydrological Regime of the Yenisei, Pechora and Khatanga Estuaries Using SMOS Data

V. V. Tikhonov<sup>1, 2</sup>, I. V. Khvostov<sup>2</sup>, T. A. Alekseeva<sup>1, 3</sup>, A. N. Romanov<sup>2</sup>, E. V. Afanasyeva<sup>1, 3</sup>, J. V. Sokolova<sup>1, 3</sup>, E. A. Sharkov<sup>1</sup>, D. A. Boyarskii<sup>1</sup>, and N. Yu. Komarova<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Space Research Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Institute for Water and Environmental Problems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Barnaul, Russia

<sup>3</sup> Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

An analysis of seasonal and interannual variations of brightness temperature of the Yenisei, Pechora and Khatanga estuaries is performed using the SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) satellite MIRAS (Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis) data for the period 2012–2020. The study has shown that during the freezing period, with low river flow, the Khatanga and Pechora Bays are strongly influenced by salty waters of the Laptev Sea and the Pechora Sea, respectively. In the Yenisei Bay, the analysis revealed two characteristic areas for the winter period, delimited by a narrow strait between the capes of Sopochnaya Karga and Oshmarina. In the southern part of the bay the water remains fresh, or slightly salty; and in the northern part (north of the Sopochnaya Karga post) the water is always brackish, as this is the zone of mixing of fresh Yenisei water and salty Kara Sea water. The sea areas adjacent to the Yenisei and Pechora estuaries (Kara Sea and Pechora Sea, respectively) are dynamic zones with brackish or salty water and constantly breaking ice under the influence of hydrological and climatic factors. The obtained results show that SMOS MIRAS data can be used to: estimate water salinity and transition zone movement under the ice in large bays and estuaries; analyze the stability and dynamics of the Arctic sea ice cover; and determine the beginning of ice melt in large sea and freshwater areas.

**Keywords:** SMOS, brightness temperature, estuary, ice cover, water mixing, hydrological regime, water salinity, ice melt

## REFERENCES

- Baban S.M.J.* Detecting water quality parameters in the Norfolk Broads, U.K., using Landsat imagery // *International Journal of Remote Sensing*. 1993. V. 14. № 7. P. 1247–1267.  
<https://doi.org/10.1080/01431169308953955>.
- Boltunov A.N., Dubinin M.Iu., Ezhov A.E., Larionov M.V., Novoselov A.P., Pukhova M.A., Frolova E.A.* Raiony ogranicheniia antropogennoi deiatel'nosti: Pechorskoe more. Neftgazovyi kompleks [Areas of restricted anthropogenic activity: Pechora Sea. Oil and gas complex]. Murmansk: World Wildlife Fund (WWF). 2014. 76 p. (In Russian).
- Bryzgalov V.A., Nikanorov A.M., Kosmenko L.S., Reshetniak O.S.* Ust'evye ekosistemy krupnykh rek Rossii: antropogennaia nagruzka i ekologicheskoe sostoianie [Estuary ecosystems of Russia's major rivers: anthropogenic pressure and ecological status]. Rostov on the Don: SFedU, 2015. 164 p. (In Russian).
- Effects of persistent Arctic warming continue to mount / eds. *Osborne E., Richter-Menge J., Jeffries M.* Arctic Report Card 2018.  
<https://arctic.noaa.gov/Report-Card/Report-Card-2018>.
- Ekosistemy, bioresursy i antropogennoe zagriaznenie Pechorskogo moria [Ecosystems, bioresources and anthropogenic pollution of the Pechora Sea]. Matishov G.G. (Ed.). Apatity: Murmansk Marine Biological Institute, 1996. 162 p. (In Russian).
- Emery W., Camps A.* Introduction to Satellite Remote Sensing: Atmosphere, Ocean, Land and Cryosphere Application. Amsterdam: Elsevier, 2017. 856 p.
- Geograficheskii entsiklopedicheskii slovar'. Geograficheskie nazvaniia [Geographical Encyclopedic Dictionary. Geographic names]. Treshnikov A.F. (Ed.). Moscow: Soviet Encyclopedia, 1989. 592 p. (In Russian).
- Gutierrez A., Castro R., Vieira P., Lopes G., Barbosa J.* SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model. Lisboa: DEIMOS Engenharia, 2017. 83 p.  
<https://earth.esa.int/eogateway/documents/20142/37627/SMOS-L1c-Data-Processing-Models.pdf>.
- Dolgopolova E.N.* Rol' mnogoletnemerzlykh porod v formirovaniu gidrologo-morfologicheskogo rezhima ust'ev rek vodosbora Severnogo Ledovitogo okeana [The role of permafrost in the formation of the hydrological and morphological regime of river mouths in the Arctic Ocean watershed area] // *Arctic: ecology and economy*. 2018. V. 32. № 4. P. 55–70. (In Russian).  
<https://doi.org/10.25283/2223-4594-2018-4-70-85>.
- Haine T.W.N., Curry B., Gerdes R., Hansen E., Karcher M., Lee C., Rudels B., Spreen G., de Steur L., Stewart K.D., Woodgate R.* Arctic freshwater export: status, mechanisms, and prospects // *Glob Planet Chang*. 2015. V. 125. P. 13–35.  
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.11.013>.
- Hiyama T., Hatta S., Park H.* River Discharge // *Water-Carbon Dynamics in Eastern Siberia* / eds. Ohta T., Hiyama T., Iijima Y., Kotani A., Maximov T. C. Singapore: Springer, 2019. P. 207–229.
- Jacques J.-M.St., Sauchyn D.J.* Increasing winter baseflow and mean annual streamflow from possible permafrost thawing in the Northwest Territories, Canada // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. № L01401. 6 p.  
<https://doi.org/10.1029/2008GL035822>
- Karelin I.D., Karklin V.P.* Pripaj i zapripajnye polyn'i arkticheskikh morej sibirskogo shel'fa v konce XX–nachale XXI veka [Landfast ice and polynyas in the Arctic seas of the Siberian shelf at the end of the 20th and beginning of the 21st century]. St. Petersburg: AARI, 2012. 180 p. (In Russian).
- Kerr Y.H., Waldteufel P., Wigneron J.-P., Delwart S., Cabot F., Boutin J., Escorihuela M.J., Font J., Reul N., Gruhier C., Juglea S.E., Drinkwater M.R., Hahne A., Martin-Neira M., Mecklenburg S.* The SMOS Mission: New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle // *Proceeding of the IEEE*. 2010. Vol. 98. № 5. P. 666–687.  
<https://doi.org/10.1109/JPROC.2010.2043032>.
- Khorram S.* Remote Sensing of Salinity in the San Francisco Bay Delta. *Remote Sensing of Environment*. 1982. V. 12. № 1. P. 15–22.
- Konik A.A., Zimin A.V., Atadzhanova O.A., Pedchenko A.P.* Otsenka izmenchivosti kharakteristik Stokovoi frontal'noi zony Karskogo moria na osnove kompleksirovaniia dannykh sputnikovogo distantsionnogo zondirovaniia [Assessment of the variability of the River Plums frontal zone in the Kara Sea on the basis of integration of satellite remote sensing data] // *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniia Zemli iz kosmosa*. 2021. V. 18. № 2. P. 241–250. (In Russian).  
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-2-241-250>.
- Kornishin K.A., Tarasov P.A., Yefimov Ya.O., Gudoshnikov Yu.P., Kovalev S.M., Mironov Ye.U., Makarov Ye.I., Nesterov A.V.* Issledovaniia ledovogo rezhima na akvatorii Khatangskogo zaliva v more Laptevnykh [Studies of the ice regime in the

- waters of the Gulf of Khatanga in the Laptev Sea] // *Led i Sneg*. 2018. V. 58. № 3. P. 396–404. (In Russian).  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-396-404>.
- Lapin S.A.* Osobennosti formirovaniia presnovodnogo stoka v estuariykh sistemakh Obi i Eniseia [Features of freshwater flow formation in estuary systems of the Ob and the Yenisei] // *Trudy VNIRO*. 2017. V. 156. P. 139–150. (In Russian).
- Lvova E.V., Zhivotovskaya M.A., Zabolotskikh E.V., Balashova E.A., Baranovskiy S.V.* The Kara Sea flaw polynya characteristics derived from satellite microwave measurements of sea ice concentration // *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2020. V. 17. № 7. P. 203–214. (In Russian).  
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-7-203-214>.
- Lin H., Cheng X., Zheng L., Peng X., Feng W., Peng F.* Recent Changes in Groundwater and Surface Water in Large Pan-Arctic River Basins // *Remote Sensing*. 2022. V. 14. № 3. Art. No. 607, 15 p.  
<https://doi.org/10.3390/rs14030607>.
- Lukin A.A., Dauvalter V.A., Novoselov A.P.* Ekosistema Pechory v sovremennykh usloviyakh [Ecosystem of the Pechora river in modern conditions]. Apatity: Kola Science Centre, 2000. 192 p. (In Russian).
- Nazirova K., Alferyeva Y., Lavrova O., Shur Y., Soloviev D., Bocharova T., Strochkov A.* Comparison of In Situ and Remote-Sensing Methods to Determine Turbidity and Concentration of Suspended Matter in the Estuary Zone of the Mzymta River, Black Sea // *Remote Sensing*. 2021. V. 13. № 1. P. 143, 29 p.  
<https://doi.org/10.3390/rs13010143>.
- Papa F., Prigent C., Rossow W.B.* Monitoring Flood and Discharge Variations in the Large Siberian Rivers From a Multi-Satellite Technique // *Surveys in Geophysics*. 2008. V. 29. № 4. P. 297–317.  
<https://doi.org/10.1007/s10712-008-9036-0>
- Pavlov V.K., Timokhov L.A., Baskakov G.A., Kulakov M.Y., Kurazhov V.K., Pavlov P.V., Pivovarov S.V., Stanovoy V.V.* Hydrometeorological regime of the Kara, Laptev, and East-Siberian seas. Technical Memorandum, APL-UW TM 1-96. Washington: Applied Physics Laboratory, University of Washington, 1996. 185 p.
- Pechorskoe more. Sistemnye issledovaniia [The Pechora Sea: Integrated Research], Romankevich E.A., Lisitzin A.P., Vinogradov M.E. (Eds.). M.: More, 2003. 502 p. (In Russian).
- Polonskii V.F.* Vliianie prilivov na pereraspredelenie stoka vody v del'te reki Pechory [Influence of tides on redistribution water flow redistribution in the Pechora river delta] // *Arktika: ekologiya i ekonomika*. 2012. V. 6. № 2. P. 20–27. (In Russian).
- Polonskii V.F., Lupachev Iu.V., Ostroumova L.P.* Osnovnye cherty gidrologicheskogo rezhima ust'voi oblasti Pechory [Main features of the hydrological regime of the Pechora estuary] // *Trudy Gosudarstvennogo okeanograficheskogo instituta*. 2007. № 210. P. 265–284. (In Russian).
- 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.
- Ran Y., Li X., Cheng G., Che J., Juha A., Olli K., Jan H., Miska L., Jin H., Jaroslav O., Masahiro H., Yu Q., Chang X.* New high-resolution estimates of the permafrost thermal state and hydrothermal conditions over the Northern Hemisphere // *Earth System Science Data*. 2022. V. 14. P. 865–884.  
<https://doi.org/10.5194/essd-14-865-2022>.
- Riabchenko S.V., Drachkova L.N., Evdokimova I.O., Zarubina L.A., Popkova S.V.* Tematicheskii otchet № 2 po ledovym usloviyam Pechorskogo moria [Pechora Sea Ice Condition Report № 2]. Arkhangel'sk: SAFU, 2020. 40 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.
- Stanovoi V.V.* Izmenchivost' termokhalinnoi struktury vody v estuariyakh Karskogo moria [Variability of thermohaline water structure in the Kara Sea estuaries] // *Proceedings of the AARI*. 2008. V. 448. P. 103–130. (In Russian).
- Sudakova M., Sadurtdinov M., Skvortsov A., Tsarev A., Malkova G., Molokitina N., Romanovsky V.* Using Ground Penetrating Radar for Permafrost Monitoring from 2015–2017 at CALM Sites in the Pechora River Delta // *Remote Sensing*. 2021. V. 13. № 19. Art. No. 3271. 16 p.  
<https://doi.org/10.3390/rs13163271>.
- Suzuki K., Matsuo K., Yamazaki D., Ichii K., Iijima Y., Papa F., Yanagi Y., Hiyama T.* Hydrological Variability and Changes in the Arctic Circumpolar Tundra and the Three Largest Pan-Arctic River Basins from 2002 to 2016 // *Remote Sensing*. 2018. V. 10. № 3. Art. No. 402, 20 p.  
<https://doi.org/10.3390/rs10030402>.
- 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.  
<https://doi.org/10.5194/tc-12-2727-2018>
- Tikhonov V.V., Khvostov I.V., Romanov A.N., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Komarova N.Yu., Sinit'skiy 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. V. 56. № 9. P. 936–949.  
<https://doi.org/10.1134/S0001433820090236>.
- Tikhonov V.V., Khvostov I.V., Romanov A.N., Alekseeva T.A., Sinit'skiy A.I., Tikhonova M.V., Sharkov E.A., Komarova N.Yu.* Mezhdogodovye variatsii sobstvennogo mikrovolnovogo izlucheniia Obskoi guby v period ledostava i ikh svyaz' s gidrologicheskimi i klimaticheskimi izmeneniyami regiona [Interannual variation of microwave radiation of the Gulf of Ob during the freezing season and relationship to hydrological and climate changes in the region] // *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2021. V. 18. № 6. P. 185–199. (In Russian).  
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-6-185-199>.
- Tikhonov V.V., Romanov A.N., Khvostov I.V., Alekseeva T.A., Sinit'skiy A.I., Tikhonova M.V., Sharkov E.A., Komarova N.Yu.* Analysis of the hydrological regime of the Gulf of Ob in the freezing period using SMOS data // *Russian Arctic*. 2022. № 2(17). P. 44–71.  
<https://doi.org/10.24412/2658-4255-2022-2-44-71>.
- Walvoord M.A., Kurylyk B.L.* Hydrologic Impacts of Thawing Permafrost-A Review // *Vadose Zone Journal*. 2016. V. 15. № 6. 20 p.  
<https://doi.org/10.2136/vzj2016.01.0010>.
- Ulaby F.T., Long D.G.* Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing. Univ. of Michigan Press, 2014. 984 p.
- Umbert M., Gabarro C., Olmedo E., Gonçaves-Araujo R., Guimard S., Martinez J.* Using Remotely Sensed Sea Surface Salinity and Colored Detrital Matter to Characterize Freshened Surface Layers in the Kara and Laptev Seas during the Ice-Free Season // *Remote Sensing*. 2021. V. 13. № 19. Art. No. 3828. 29 p.  
<https://doi.org/10.3390/rs13193828>.