

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

АНАЛИЗ ОБЛАСТЕЙ МОРСКОГО ЛЬДА В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ, НЕОПРЕДЕЛЯЕМЫХ АЛГОРИТМОМ ASI ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ МИКРОВОЛНОВОЙ РАДИОМЕТРИИ

© 2021 г. Т. А. Алексеева^{a, b, *}, Ю. В. Соколова^{a, b}, В. В. Тихонов^{b, c}, В. М. Смоляницкий^a,
Е. В. Афанасьева^a, М. Д. Раев^b, Е. А. Шарков^b

^aФГБУ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

^bИнститут космических исследований РАН, Москва, Россия

^cИнститут водных и экологических проблем Сибирского отделения РАН, Барнаул, Россия

*E-mail: taa@aari.ru

Поступила в редакцию 21.06.2021 г.

В период интенсивного таяния алгоритмы, рассчитывающие сплоченность морского льда по данным спутниковой микроволновой радиометрии, могут не идентифицировать обширные зоны дрейфующих льдов. Высокая стадия разрушенности характеризуется большим количеством снежиц на поверхности льда, что приводит к существенному занижению сплоченности морского льда. Одновременно в период таяния происходит уменьшение сплоченности морского льда, а также распад сморозей, вследствие чего уменьшаются размеры ледяных полей. В шельфовых морях в районах устьев рек в течение зимнего сезона формируются льды, сильно загрязненные терригенными осадками, выносимыми речными водами. Грязная поверхность таких льдов становится видимой в летний период при стаивании снежного покрова. Сплоченность загрязненных льдов плохо определяется методами спутниковой микроволновой радиометрии. В данной работе рассматривается влияние разрушенности, сплоченности, размеров ледяных полей и загрязненности льда в Арктике в летний период на определение общей площади ледяного покрова с помощью алгоритма ARTIST Sea Ice (ASI) по данным радиометра Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR-2). Наши исследования показали, что площадь зон морского льда неопределяемых алгоритмом ASI, в разные годы в конце августа может изменяться от 5.7 до 23.3% от общей площади ледяного покрова в Арктике.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, спутниковая микроволновая радиометрия, площадь льда, сплоченность льда, разрушенность, загрязненность

DOI: 10.31857/S0205961421060026

ВВЕДЕНИЕ

В связи с климатическими изменениями, которые наблюдаются в последние десятилетия, большое внимание уделяется анализу изменения площади морского льда в Северном Ледовитом океане (СЛО). Основным источником данных о площади ледяного покрова являются данные спутниковой микроволновой радиометрии (СМР). Эти данные ежедневные, охватывают всю акваторию Арктики, на них не влияет облачность и темное время суток. Начиная с 1978 г., данные СМР являются постоянным источником информации о ледяном покрове и используются для анализа и прогноза климатических изменений (Stroeve and Notz, 2018; Cavalieri and Parkinson, 2012). Для определения сплоченности и площади ледяного покрова по данным СМР применяются различные алгоритмы. К настоящему времени разработано более двух десятков алгоритмов, каждый из

которых имеет свои преимущества и недостатки (Ivanova et al., 2015b; Tikhonov et al., 2016; Kern et al., 2019). В статье (Ivanova et al., 2014) приведено сравнение 11 различных алгоритмов между собой. Авторы определили среднегодовую площадь ледяного покрова в СЛО за периоды 1979–2012 гг. и 1992–2012 гг. Результаты показали, что при расчете площади льда по различным алгоритмам, полученные значения могут различаться на 1.3 млн км². В связи с этим, большое внимание уделяется валидации существующих и разработке новых более точных алгоритмов.

Разница между данными по площади льда СЛО, полученными по разным алгоритмам, возникает из-за неточностей в определении сплоченности льда, что обусловлено рядом причин:

1. Сезонная изменчивость излучательной способности морского льда и снежного покрова. В последние десятилетия наблюдаются суще-

ственные изменения климатических условий в Арктике и, следовательно, точки привязки, используемые многими алгоритмами, со временем устаревают. Использование в алгоритмах фиксированных точек привязки (значений излучательной способности, яркостной или термодинамической температуры льдов и открытой водной поверхности) приводит к существенным ошибкам в определении сплоченности ледяного покрова (Agnew and Howell, 2003; Ivanova et al., 2015a).

2. Внесезонная региональная изменчивость излучательной способности снежно-ледяной поверхности. Излучательная способность льда, даже одного типа, не может оставаться постоянной величиной. Она зависит от температуры поверхности и климатических условий формирования льда. На собственное микроволновое излучение ледяной поверхности влияет снежный покров, толщина, структура и влажность которого меняется в зависимости от сезона и региона формирования (Tikhonov et al., 2016).

3. Влияние поверхностных эффектов (шероховатость поверхности, снежный покров, снежники и т.п.):

— Одной из основных ошибок, оказывающих влияние на определение сплоченности морского льда по пассивным микроволновым спутниковым данным, является разрушенность льда в период летнего таяния. Наличие снежников на льду приводит к тому, что ледяной покров “принимается” микроволновым радиометром за открытую водную поверхность. При таких условиях, сплоченность льда, определяемая по данным спутниковой микроволновой радиометрии, недооценивается (Cavaliere et al., 1990).

— Наличие снежного покрова на морском льду изменяет значение яркостной температуры поверхности (Tikhonov et al., 2013). Эти изменения сильно зависят от частоты излучения и влажности снега, и эти зависимости не линейны. Для сухого снежного покрова становятся существенными эффекты рассеяния микроволнового излучения на ледяных зернах, которые изменяют значения яркостной температуры с изменением длины волны (частоты) излучения. Эти эффекты определяются соотношением размера ледяных зерен и длины волны электромагнитного излучения (Mätzler, 1987; Hallikainen et al., 2017; Boyarskii et al., 1994; Tikhonov et al., 2014).

— Размеры ледяных полей также оказывают влияние на значения сплоченности по данным спутниковой микроволновой радиометрии. Например, в прикромочной зоне чаще всего присутствует битый лед, наличие которого приводит к занижению общей сплоченности (Ozsoy-Cicek et al., 2011).

— Шероховатость поверхности (волны, пенные образования на воде, ледяные торосы, снеж-

ные барханы, и т.п.) также оказывает влияние на значения яркостной температуры морской поверхности, ледяного и снежного покрова (Ulaby and Long, 2014; Sharkov, 2007; Raizer, 2017).

4. Влияние погодных эффектов (изменение влажности, осадки и т.п.). Высокочастотные каналы более чувствительны к наличию водяного пара в атмосфере и жидкой воды, содержащейся в облаках. В летний период алгоритмы, использующие высокочастотные каналы, показывают хорошие результаты в районах с высокой сплоченностью ледяного покрова. Однако, для районов с низкой сплоченностью льда, эти алгоритмы могут существенно переоценивать сплоченность, если район характеризуется высоким содержанием водяного пара. Эта переоценка увеличивается в районе кромки льда, при прохождении циклонов (Spreen et al., 2008).

В ряде работ данные СМР сравнивались с натурными данными — результатами судовых наблюдений и видеосъемки. В этих работах анализировалась средняя ошибка в определении сплоченности морского ледяного покрова. Она сильно зависела от используемого алгоритма, а также от качества и полноты натурных данных и варьировалась в среднем в пределах от -2 до $+2$ баллов (Alekseeva et al., 2019; Smith, 1996; Lubin et al., 1997; Spreen et al., 2008; Wiebe et al., 2009; Wang et al., 2019; Kern et al., 2019; Knuth and Ackley, 2006). Авторами данных работ рассматривались причины ошибок, однако количественное влияние этих ошибок на определение сплоченности и площади морского льда практически не анализировалось.

При сравнении сплоченности ледяного покрова, полученной на основе данных СМР, со спутниковыми снимками в видимом диапазоне, можно определить, что в период интенсивного таяния льдов в арктических морях есть зоны морского льда, которые отсутствуют на изображениях СМР. Такие зоны весьма обширны. Они вносят существенный вклад в недооценку общей площади морского льда в Арктике. Метеорологические факторы (влагосодержание атмосферы, скорость приводного ветра, влагосодержание облаков), влияющие на формирование таких ледовых зон рассматриваются в ряде публикаций (Han et al., 2021; Животовская и др., 2019). Целью настоящей работы являлся комплексный анализ ледовых условий по спутниковым снимкам в оптическом диапазоне, ледовым картам и данным ледовой авиаразведки Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ), для выявления комплекса причин, приводящих к занижению сплоченности морского льда в летний период, полученной по данным СМР, а также оценке площади таких льдов. Анализ выполнен на основе данных СМР о сплоченности морского льда в Арктике, рассчитанных с помощью одного

из наиболее популярных алгоритмов Artist Sea Ice (ASI) по данным радиометра Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR-2).

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Данные спутниковой микроволновой радиометрии

В исследовании использовался готовый продукт по сплоченности морского льда (уровня Level 3) Бременского университета, рассчитанной с помощью алгоритма ASI. Алгоритм ASI базируется на расчете разности вертикальной и горизонтальной поляризации яркостных температур высокочастотного канала 89 ГГц. Ежедневные расчеты сплоченности по Арктике доступны на сайте <https://seaice.uni-bremen.de>. Для анализа были взяты результаты обработки данных радиометра AMSR-2 (ASI v.5.4) с разрешением 6.25 км (Spreen et al., 2008).

Карты сплоченности, построенные по алгоритму ASI подбирались таким образом, чтобы даты измерений совпадали с датами составления ледовых карт ААНИИ, которые использовались в качестве эталона для сравнения площадей ледяного покрова. Сплоченность, определенная с помощью алгоритма ASI разбивалась на интервалы, соответствующие стандартным интервалам сплоченностей, принятым в ААНИИ: <1, 1–3, 4–6, 7–8, 9–10 баллов (или <10%, 10–30%, 40–60%, 70–80%, 90–100%).

Спутниковые снимки в видимом диапазоне Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)

Выделение зон различной сплоченности и форм полей для обширных регионов проводилось по данным радиометра MODIS метеорологических спутников Terra и Aqua (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>). Для дешифрирования использовались композитные изображения с разрешением 250 метров, составленные из каналов видимого диапазона (Band 1: 0.62–0.67 μm , Band 4: 0.545–0.565 μm , Band 3: 0.459–0.479 μm).

Спутниковые снимки в видимом диапазоне Landsat

Для более детального дешифрирования форм полей и загрязненности морского льда привлекались данные более высокого разрешения, со спутника Landsat-8 (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). Композитные изображения составлялись из каналов видимого диапазона (Band 4: 0.64–0.67 μm , Band 3: 0.53–0.59 μm , Band 2: 0.450–0.51 μm), разрешение снимков – 30 м.

Обзорные ледовые карты ААНИИ

Еженедельные обзорные ледовые карты ААНИИ для всей акватории Северного Ледовитого океана обобщают все имеющиеся и доступные данные (спутниковые, а также оперативные данные с судов и полярных станций). Подробно методика составления ледовых карт описана в работе (Афанасьева et al., 2019), исходные файлы ледовых карт в формате SIGRID получены в Центре ледовой и гидрологической информации “Север” ААНИИ.

Для построения обзорных региональных карт, доступных на официальном сайте ААНИИ (<http://www.aari.ru/main.php?lg=0&id=17>) и в электронном каталоге Мирового центра данных по морскому льду (<http://wdc.aari.ru/datasets/d0004>), используется информация, собранная за 2–3 сут, поскольку получить ледовую карту целого бассейна за одни сутки, как правило, невозможно из-за наличия облачности на оптических снимках и неполного суточного покрытия акватории радарными данными. Обобщение спутниковой информации за 2–3 сут дает возможность составить обзорную карту, которая, как мозаика, состоит из отдельных частей, привязанных к разным моментам времени. Приоритетной является наиболее свежая информация. Если на дату составления карты нет информации по какому-то району, то берется информация за предыдущую дату и так далее. Все накопленные за 2–3-дневный период изображения подгружаются в ГИС в виде слоев и далее интерпретируются ледовым экспертом (Афанасьева et al., 2019). В первую очередь используются данные в видимом и инфракрасном диапазоне, а также радиолокационные данные (NOAA, MetOp, Terra, Aqua, Suomi NPP, Fengyun, Sentinel-1) и только в случае полного отсутствия в отдельных районах этих данных ледовый эксперт использует данные СМР из открытых источников.

Общая ледовая карта СЛО, еженедельно выпускаемая на сайте ААНИИ (www.aari.ru) составляется путем “склейки” обзорных региональных карт всех морей, каждое из которых рисуется одним ледовым экспертом. В летний период (1 июня–30 сентября для СЛО) на ледовых картах указывается только сплоченность ледяного покрова по 10-балльной шкале. Ледовые зоны могут характеризоваться как отдельными баллами сплоченности, например, 4 балла или 10 баллов, так и различными интервалами сплоченности, например, 1–3 балла.

Загрязненность льда по данным ледовой авиаразведки ААНИИ

Для анализа загрязненности морского льда в Арктике использовались карты, составленные для морей Лаптевых и Восточно-Сибирского по данным ледовых авиаразведок ААНИИ за период

Таблица 1. Шкала загрязненности льда (Руководство ..., 1981)

Шкала загрязненности льда	Характеристика поверхности льда
0	Лед чистый, наблюдаются лишь незначительные следы загрязненности
1	Лед мало загрязнен. Площадь загрязненного льда составляет менее 1/3 наблюдаемой поверхности льда
2	Лед средней загрязненности. Площадь загрязненного льда составляет от 1/3 до 2/3 наблюдаемой поверхности
3	Лед сильно загрязнен. Более 2/3 поверхности льда загрязнено

1950–1980 гг. Ледовые авиаразведки выполнялись в период с 20-х по 90-е годы XX века. В ходе первых авиаразведок данные о состоянии ледяного покрова наносились наблюдателем на бумажный бланк непосредственно на борту во время полета. Позднее, помимо визуальных наблюдений, стали выполняться инструментальные измерения параметров ледяного покрова. Сначала они ограничивались средствами аэрофотосъемки, а затем с начала 1950-х по 1980 гг. был протестирован и с разным успехом внедрен в практику ряд приборов, включавший в себя панорамные радиолокационные станции, авиационные ИК-радиометры, радиолокационные станции бокового обзора, радиолокационные измерители толщины льда, лазерные профилографы и СВЧ-радиометры (Frolov et al., 2009; Афанасьева и др., 2019).

Загрязненность льда — это площадь загрязненного льда, выраженная в процентах от наблюдаемой общей площади льда. Поверхность ледяного покрова в результате воздействия различных факторов подвергается естественному и искусственному загрязнению. Наиболее значительное количество веществ органического происхождения попадает на лед из морской воды в процессе ее замерзания и таяния. Частицы неорганического происхождения попадают в лед со дна морей на мелководье, а также в результате материкового стока и ветрового разрушения суши. Часть грязи на льду появляется в результате хозяйственной деятельности человека (районы интенсивного судоходства, устья рек, районы портов и городов). Грязь на поверхности льда обычно распространена неравномерно и количество ее меняется в течение года. Загрязненность ледяного покрова определяется визуально по 3-балльной шкале, приведенной в табл. 1. Следует отметить, что загрязненность льда лучше всего определяется в пасмурную погоду, так как в ясную — грязь на льду маскируется блеском и яркостью кристаллов снега и льда (Руководство ..., 1981).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Разрушенность, размеры ледяных полей и сплоченность льда

При дешифрировании морского льда по спутниковым данным и составлении ледовых карт в период интенсивного таяния в арктических морях в летний период выявляются обширные зоны льдов, хорошо видимые на снимках в видимом диапазоне, но не идентифицируемые методами СМР.

На рис. 1–2 приводятся примеры таких зон морского льда в Гренландском море на снимках от 30 июля 2017 г.

На рис. 3 представлены изображения ледяного покрова в Карском море к западу от архипелага Северная Земля и соответствующие им ледовые карты ААНИИ.

На снимках (рис. 1–3) видно, что основная разница между областями, которые не отображаются по данным СМР, заключается в размерах ледяных полей и одновременно — в сплоченности льда.

На снимке Terra MODIS в видимом диапазоне (рис. 1, б) красной линией обведена ледовая зона, в которой сплоченность льда варьируется от 9–10 до 7–8 баллов, а размеры ледяных полей представлены всеми формами ледяных полей: от мелкобитых льдов до гигантских ледяных полей (согласно номенклатуре http://www.aari.ru/gdsidb/glossary_bgk/ru/index.htm). Конец июля — это период интенсивного таяния льдов в арктических морях, период распада сморозей и большого количества снежиц на поверхности льда. Эти льды, хотя и с занижением сплоченности на несколько баллов, но идентифицируются алгоритмом ASI (рис. 1, а). Таким образом, красной линией на рис. 1, б обведена “видимая” область морского льда, т.е. определяемая по данным СМР.

Морской лед внутри зеленого прямоугольника на рис. 1, б и в увеличенном масштабе на рис. 1, г характеризуется следующим образом: это сильно разрушенные мелкобитые и крупнобитые льды, в центральной части преобладает сплоченность 7–8 и 9–10 баллов, а ближе к границам прямоугольника — 4–6 баллов. Такие льды абсолютно не

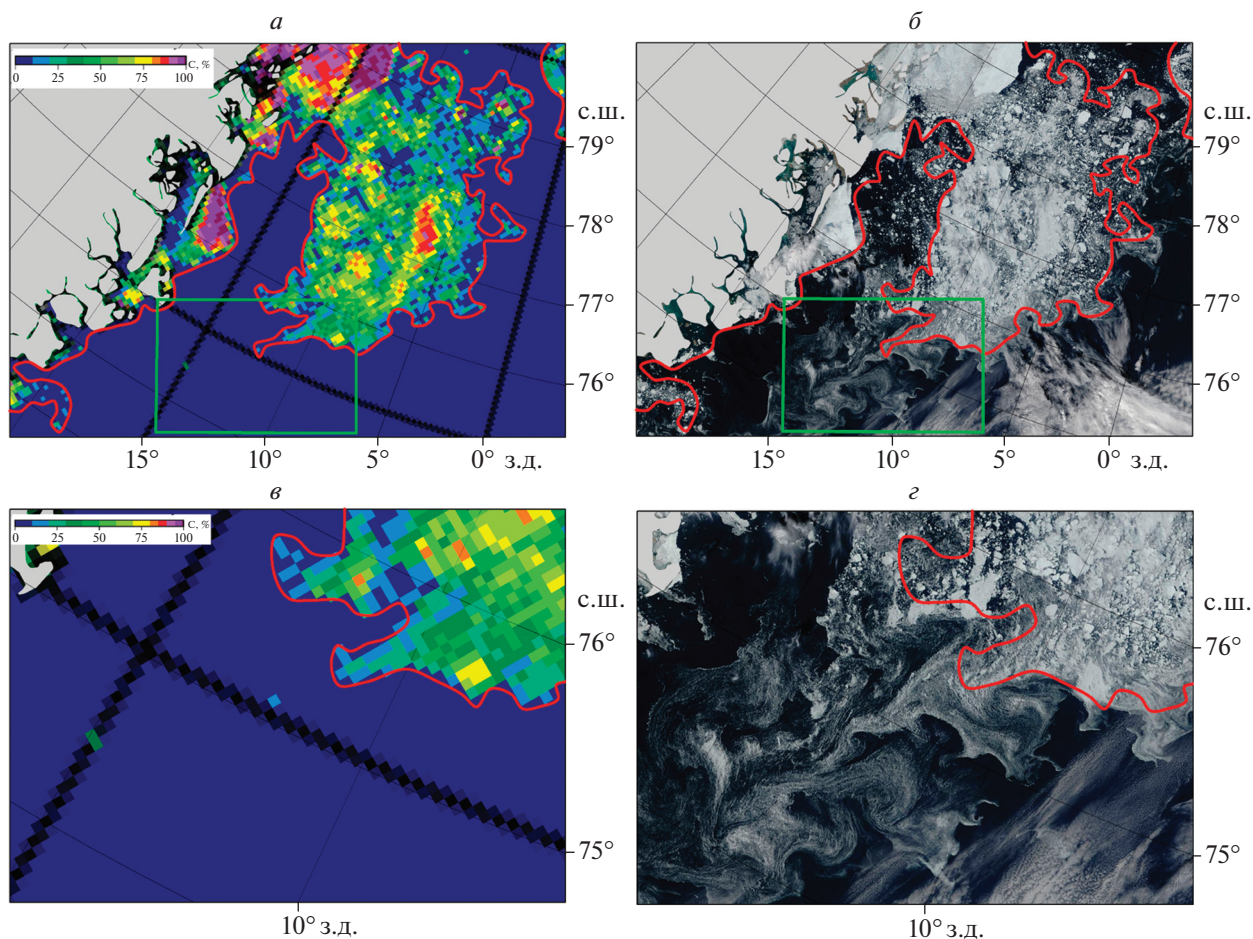


Рис. 1. Пример “невидимой” ледовой зоны в центральной части Гренландского моря. На рисунках в и г в увеличенном масштабе представлена область, которая обведена зеленым квадратом на рисунках а и б и содержит в себе разрушенные битые сплоченные льды. На рисунках а и в представлена карта сплоченности льда, полученная с помощью алгоритма ASI. На рисунках б и г представлено изображение, полученное со спутника Terra MODIS в видимом диапазоне электромагнитного спектра. Карта сплоченности и спутниковое изображение получены 30 июля 2017 г. Красной линией на рисунках показана граница ледяного покрова, идентифицированная алгоритмом ASI.

идентифицируются алгоритмом ASI (рис. 1, а, 1, в), т.е. являются “невидимыми” областями — неопределяемыми по данным СМР.

На рис. 2 показана ледовая зона, также “невидимая” алгоритмом ASI, однако имеющая несколько иные ледовые характеристики. Хотя размеры ледяных полей в области красного квадрата (рис. 2, г), существенно больше и представлены в основном ледяными полями, но, тем не менее, на карте сплоченности льда, полученной с помощью алгоритма ASI, этот район также отображается как чистая вода. Отличие ледовых условий на рис. 1, г от 2, г заключается не только в размерах ледяных полей, но и в сплоченности, на рис. 2, г льды более разреженные, сплоченностью 4–6 баллов.

Аналогичная ситуация представлена на рис. 3: сильно разрушенные сплоченные льды в Карском море у западных берегов архипелага Северная Земля 25 августа 2020 г. — это остатки Северо-

земельского ледяного массива (рис. 3, а, 3, б, 3, в), который через 4 нед. практически полностью растаял (в соответствии с ледовой картой ААНИИ 20–22 сентября 2020 г., рис. 3, г). На карте сплоченности льда, полученной с помощью алгоритма ASI (рис. 3, а), зона мелкобитых и крупнобитых, но очень сплоченных (9–10 баллов) льдов в центральной части остатков массива (в районе 95° в.д.) отображается с сильным занижением сплоченности на несколько баллов. Одновременно такие же битые разрушенные льды, но сплоченностью 7–8 баллов (к западу от 95° в.д.), идентифицируются алгоритмом ASI как чистая вода.

Таким образом, следующая совокупность ледовых характеристик влияет на определение площади морского льда в летний период: высокая стадия разрушенности, формы ледяных полей, сплоченность и расположение таких зон (см. схему на рис. 4).

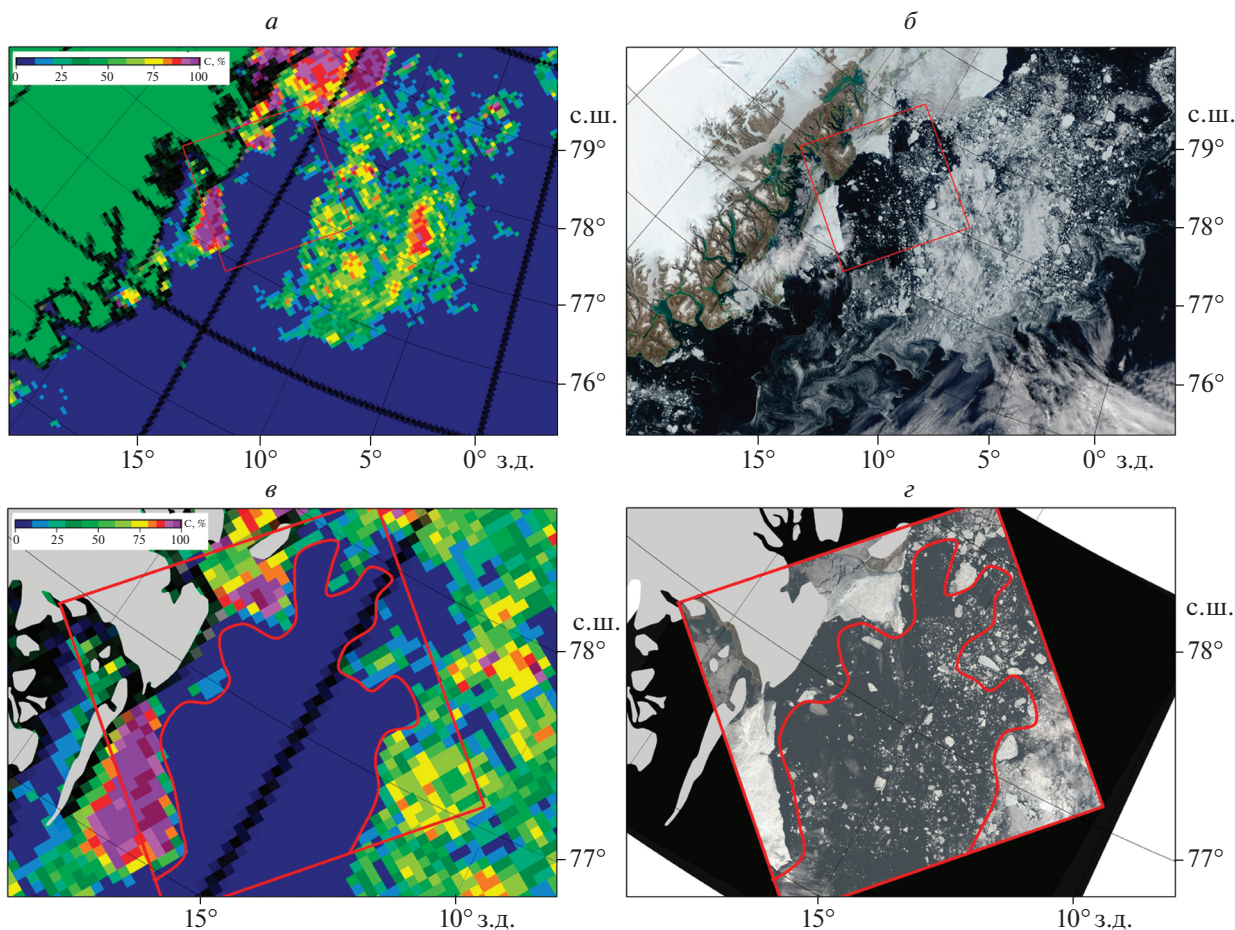


Рис. 2. На рисунках *в* и *г* в увеличенном масштабе представлена область, которая обведена красным квадратом на рисунках *а* и *б* и содержит в себе разрушенные разреженные льды, размеры ледяных полей, представленные битыми льдами, обломками ледяных полей и ледяными полями. На рисунках *а* и *в* представлена карта сплоченности льда, полученная с помощью алгоритма ASI. На рисунке *б* представлено изображение, полученное со спутника Terra MODIS, а на рисунке *г* — со спутника Landsat в видимом диапазоне электромагнитного спектра. Карта сплоченности и спутниковые изображения получены 30 июля 2017 г.

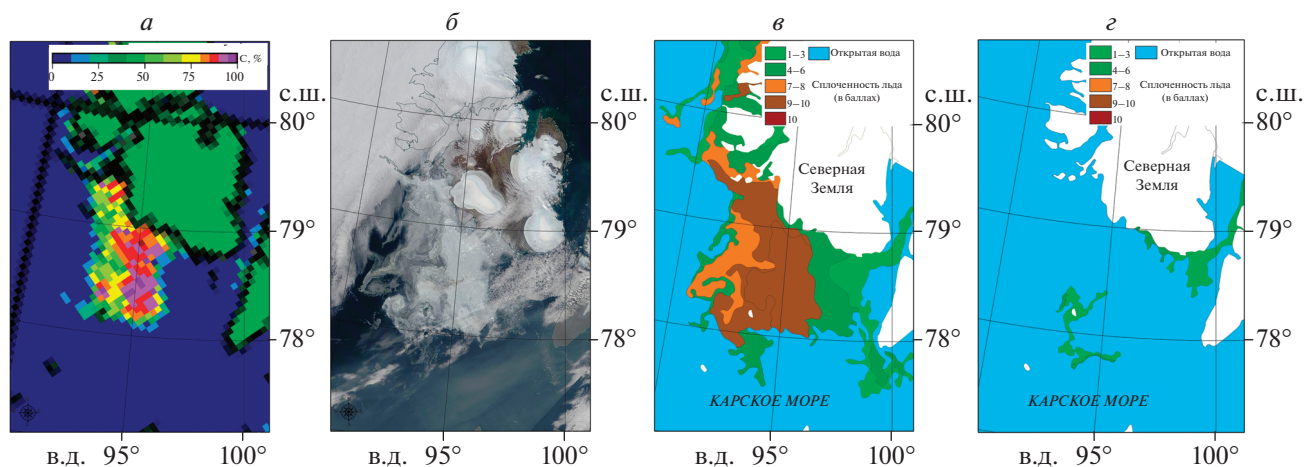


Рис. 3. Ледяной покров в северо-восточной части Карского моря вблизи архипелага Северная Земля, 25 августа 2020 г. *а* — карта сплоченности льда, полученной с помощью алгоритма ASI, *б* — спутниковый снимок Terra MODIS, *в* — ледовая карта ААНИИ от 23–25 августа 2020 г., *г* — ледовая карта ААНИИ от 20–22 сентября 2020 г.

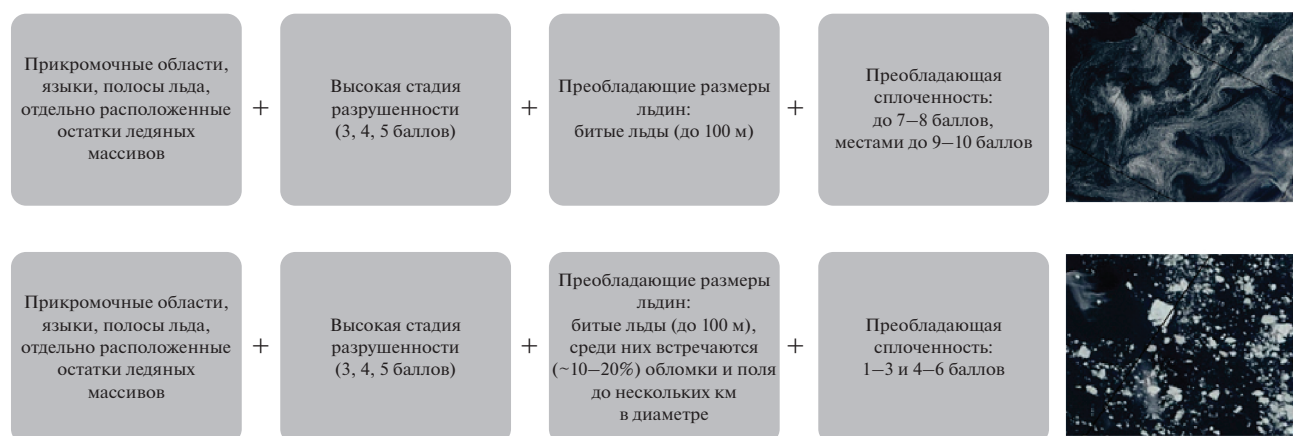


Рис. 4. Схематичное описание факторов, влияющих на определение сплоченности льда по данным СМР, сочетание которых в летний период характерно для “невидимых” зон по данным СМР.

Причина данного явления заключается в следующем: на последних стадиях таяния, когда сморози распадаются на небольшие льдины и уменьшается общая сплоченность льда, достаточно большую часть пикселей составляет поверхность воды. Одновременно поверхность такого битого льда влажная и покрыта снежницами. Таким образом, яркостная температура такой зоны в целом близка к яркостной температуре воды и при расчете сплоченности льда по данным спутниковой микроволновой радиометрии определяется как чистая вода (Tikhonov et al., 2015). Подобные “невидимые” зоны по данным СМР наблюдаются во всех морях Северного Ледовитого океана в период интенсивного таяния. Оценка площади таких зон в Северном Ледовитом океане приводится в разделе “Оценка площади “невидимых” зон методами СМР в Северном Ледовитом океане”.

Загрязненность морского льда

Помимо разрушенности, сплоченности и размера ледяных полей, еще один параметр влияет на определение сплоченности морского льда в период интенсивного таяния — это загрязненность.

Загрязненность оказывает существенное влияние на интенсивность таяния льдов. Как показали модельные эксперименты, интенсивность таяния загрязненных льдов может приводить к значительным, а в некоторых случаях к “катастрофическим” изменениям баланса их массы в СЛО и срокам очищения арктических морей от сезонного ледяного покрова (Доронин, 1961; Савченко и др., 1990). Альbedo загрязненной поверхности уменьшается примерно до 0.2, из-за этого таяние снега ускоряется в 2–3 раза, а льда — на 50–150% (Доронин, 1961). Альbedo загрязненной поверхности меньше, чем незагрязненной, в среднем на 0.2–

0.3 (Аппель and Гудкович, 1979; Брызгин, 1959). Это способствует увеличению в среднем на 40% количества тепла, идущего на таяние льда сверху, что в свою очередь приводит к более интенсивному прогреву приледного слоя воздуха и усилению “контактного” таяния по сравнению с “радиационным”. Этот процесс охватывает не только поверхность самих загрязненных льдов, но и соседних чистых участков (Брызгин, 1959).

Интересный факт, отмеченный по результатам авиационных наблюдений заключается в том, что в случае, когда снежницы на загрязненном льду занимают половину площади его поверхности, то одновременно на незагрязненных льдинах — лишь около 30% (Аппель and Гудкович, 1979). Таким образом, загрязненность косвенным образом влияет на яркостную температуру поверхности льда: в период интенсивных процессов таяния загрязненные льды разрушаются быстрее и на них образуется большее количество снежниц. Такие льды хуже идентифицируются методами СМР, так как их яркостная температура схожа с яркостной температурой воды.

Однако загрязненность оказывает и прямое влияние на идентификацию льда по данным СМР. В работах (Аппель and Гудкович, 1979; Reimnitz et al., 1995) говорится о том, что загрязненность, в частности, припая, носит слоистый характер, причем слои с максимальными концентрациями загрязнений чаще расположены ближе к поверхности льда. В процессе таяния на последних стадиях разрушенности, после полного исчезновения с поверхности льда снежного покрова, начинается вытаивание этих слоев. Этот процесс приводит к повышенной концентрации отложений в снежницах, ускорению их сквозного протавивания (Иванов, 2007), а также более высокой концентрации загрязнения на поверхности льда. Пример таких сильно загрязненных и одновре-



Рис. 5. Фотография сильно загрязненного морского льда 11 августа 2016 (фото Алексеевой Т.А.), выполненная на борту НИС “Академик Трешников” в море Лаптевых у побережья полуострова Таймыр.

менно сильно разрушенных льдов приводится на рис. 5.

Поверхность льда, изображенная на рис. 5, схожа с поверхностью очень влажной почвы (грунта). С увеличением влажности почвы уменьшается ее излучательная способность; она зависит и от других свойств – содержания солей, гранулометрического состава, шероховатости поверхности, но в наибольшей степени определяется влажностью (Ulaby and Long, 2014). В микроволновом диапазоне излучательная способность очень влажной почвы приближается к излучательной способности водной поверхности. Для высокочастотного канала (около 90 ГГц), который использует алгоритм ASI, различия в излучательной способности очень влажной почвы и водной поверхности очень незначительны (Ulaby and Long, 2014; Emery and Camps, 2017).

Вопрос загрязненности морских льдов представляется достаточно важным, так как в Арктике такие льды занимают обширные площади. Методами дистанционного зондирования Земли грязные льды можно определить только по снимкам высокого разрешения в оптическом диапазоне,

однако сцены таких снимков редки и покрывают лишь небольшие участки акватории, над которыми в летний период в большинстве случаев присутствует облачность, а зимой загрязненность льда не видно под толщей снега. Данные экспедиционных исследований нерегулярны и покрывают небольшие районы. Данные о зонах загрязненных льдов приведены, например, в работах: Nürnberg et al., 1994 (Nürnberg et al., 1994) – для моря Лаптевых, Eicken et al., 2005 (Eicken et al., 2005) – для западной части Чукотского моря и моря Бофорта, Darby et al., 2011 (Darby et al., 2011) – для прибрежных районов всей Арктики.

Одним из самых ценных источников информации об областях загрязненного льда в российских арктических морях являются карты авиаразведок ААНИИ 1950–1980 гг. (Smolyanitsky et al., 2003). На рис. 6 представлена оценка загрязненности льда в июле на основе обобщения материалов 1959, 1972, 1974–1976 гг. для морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (рис. 6). Области сильно загрязненного льда (2–3 балла) наблюдаются в районах рек Хатанга, Лена, Яна, Индигирка, Колыма и в мелководном районе Новосибирских

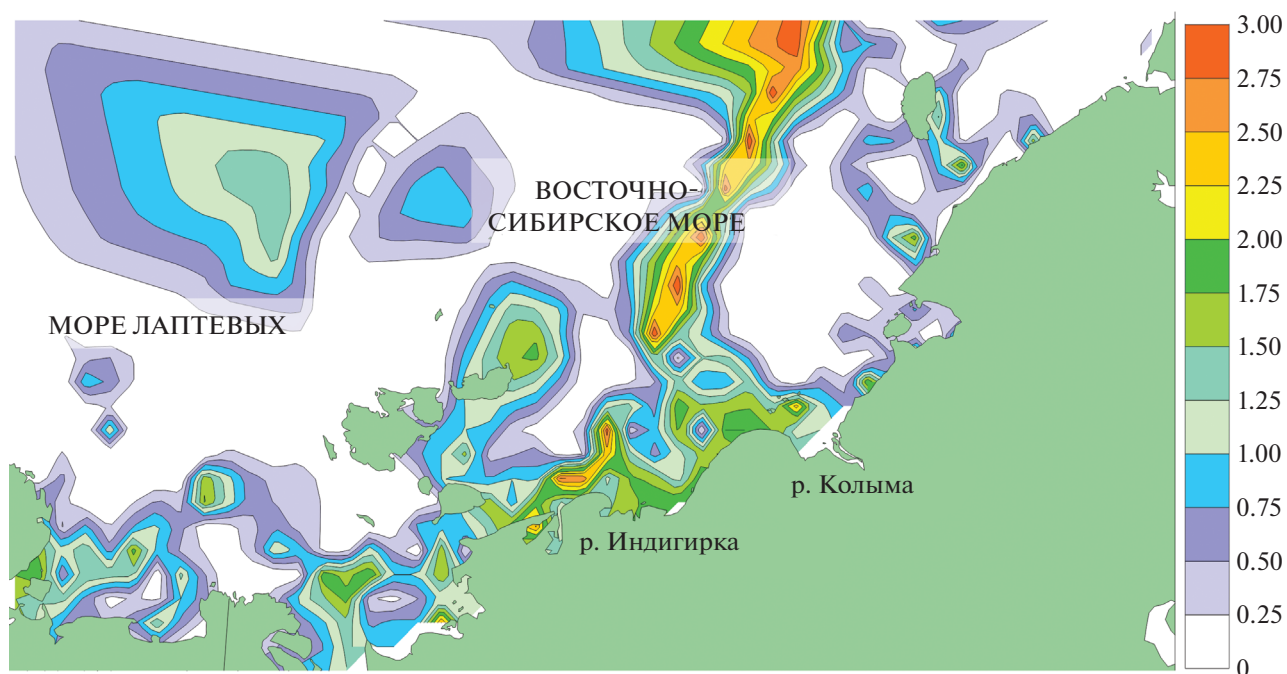


Рис. 6. Загрязненность морского льда в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море в июле на основе данных авиа-разведок ААНИИ за период 1953–1976 гг. Шкала загрязненности определяется по 3-бальной шкале.

островов. Стоит учитывать, что со времени проведения авиаразведки ледовый режим в арктических морях существенно изменился и карты распределения загрязненности на рис. 6 могут отличаться от обстановки в настоящее время, вследствие изменения дрейфа и режима таяния морского льда в различные месяцы. Однако, источники загрязнения в арктических морях остались прежними, и за неимением более свежей информации, карта распределения загрязненности на рис. 6 ценна для понимания основных районов распределения загрязненных льдов и в настоящее время.

На рис. 7 показан район устья реки Колыма 26 июля 2020 г. По снимкам Terra MODIS и Landsat в видимом диапазоне можно определить, что льды, которые не идентифицируются с помощью СМР в данном районе представляют из себя зоны очень сплоченных (9–10 баллов), сплоченных (7–8 баллов) и разреженных (4–6 баллов) льдов с различными размерами льдин (все типы от мелкобитых льдов до больших ледяных полей), сильно разрушенные и, судя по цвету на снимках в видимом диапазоне и данным авиаразведки о районах загрязненности льда, сильно загрязненные. Часть дрейфующих льдов в данном районе в июле на рис. 7, в, 8, а, 8, б – это обломки разрушенного припая, сформировавшегося в течение зимнего сезона в районе устья реки Колыма, который, по мере своего нарастания, загрязнялся осадками

терригенного происхождения, выносимыми речными водами.

Оценка площади “невидимых” зон методами СМР в Северном Ледовитом океане

Для оценки общей площади таких “невидимых” зон в Северном Ледовитом океане рассматривался конец августа – это период наиболее сильной разрушенности морского льда, но одновременно большого распространения разреженных льдов в арктических морях. В сентябре существенная часть таких льдов уже вытает. За период 2012–2020 (на конец августа) были выбраны два года с различными ледовыми условиями. Согласно расчетам площади по ледовым картам ААНИИ максимальное количество разреженных льдов в Северном Ледовитом океане наблюдалось в 2012 г., а минимальное – в 2014 г. (табл. 2). В 2012 г. к концу августа зоны редких и разреженных льдов сохранились в Гренландском, Восточно-Сибирском, Чукотском морях и море Бофорта и составляли 26.8% от всей площади океана, покрытой льдами. В 2014 году разреженные льды сохранялись лишь узкими зонами вдоль сплоченных льдов Арктического бассейна, редких и разреженных льдов было меньше, чем в 2012 г. – 11.4% от всей площади льда (рис. 9).

Исходя из оценки площадей (табл. 3), “невидимые” алгоритмом ASI области дрейфующих льдов в конце августа в Северном Ледовитом оке-

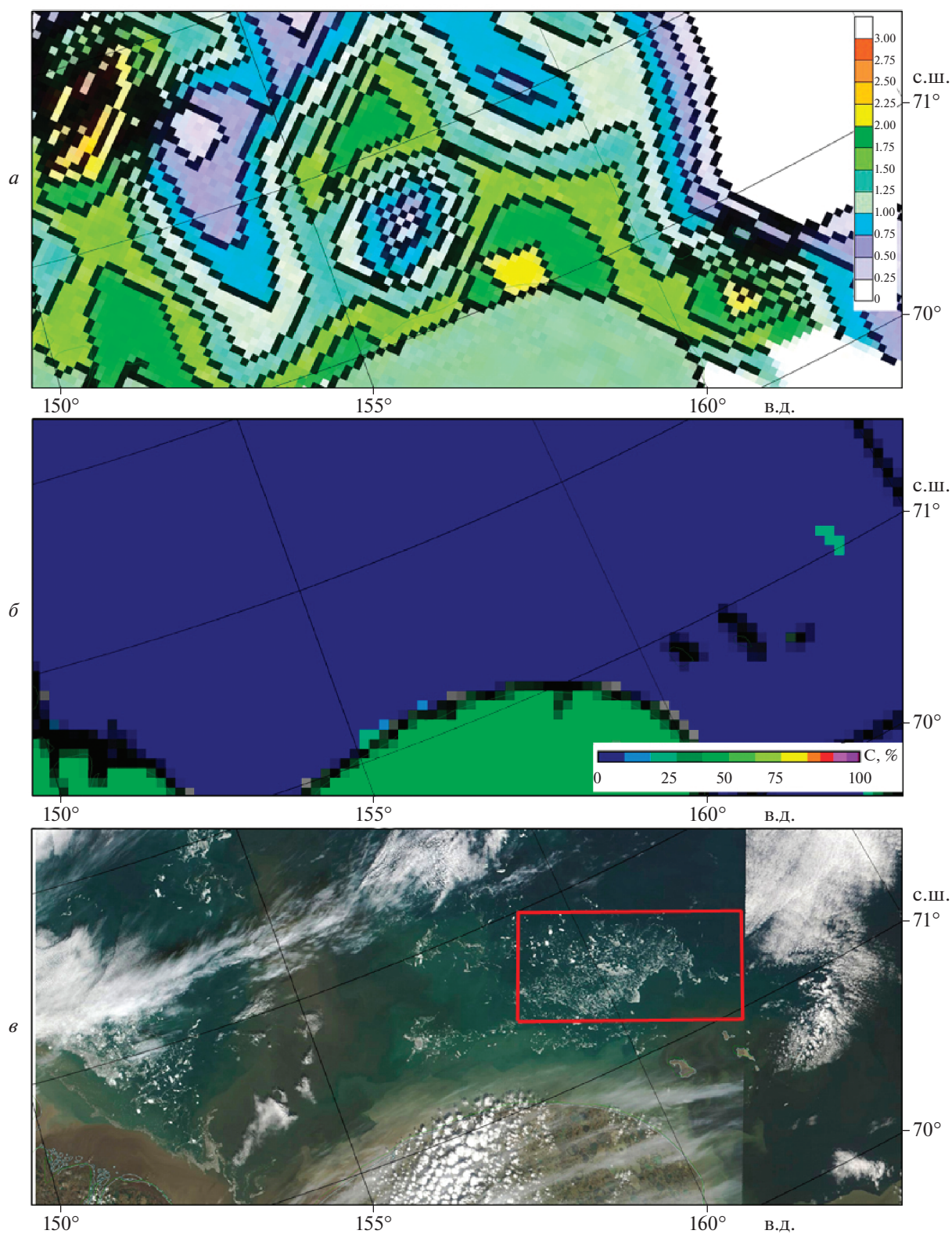


Рис. 7. Фрагмент карты загрязненности морского льда в Восточно-Сибирском море в июле (*a*) на основе данных авиа-разведок ААНИИ за период 1953–1976 гг. Шкала загрязненности определяется по 3-бальной шкале. *б* – Сплоченность льда, полученная с помощью алгоритма ASI от 26 июля 2020 г. *в*, – Спутниковый снимок Terra MODIS. Красным прямоугольником выделена область, показанная в более крупном масштабе на рис. 8.

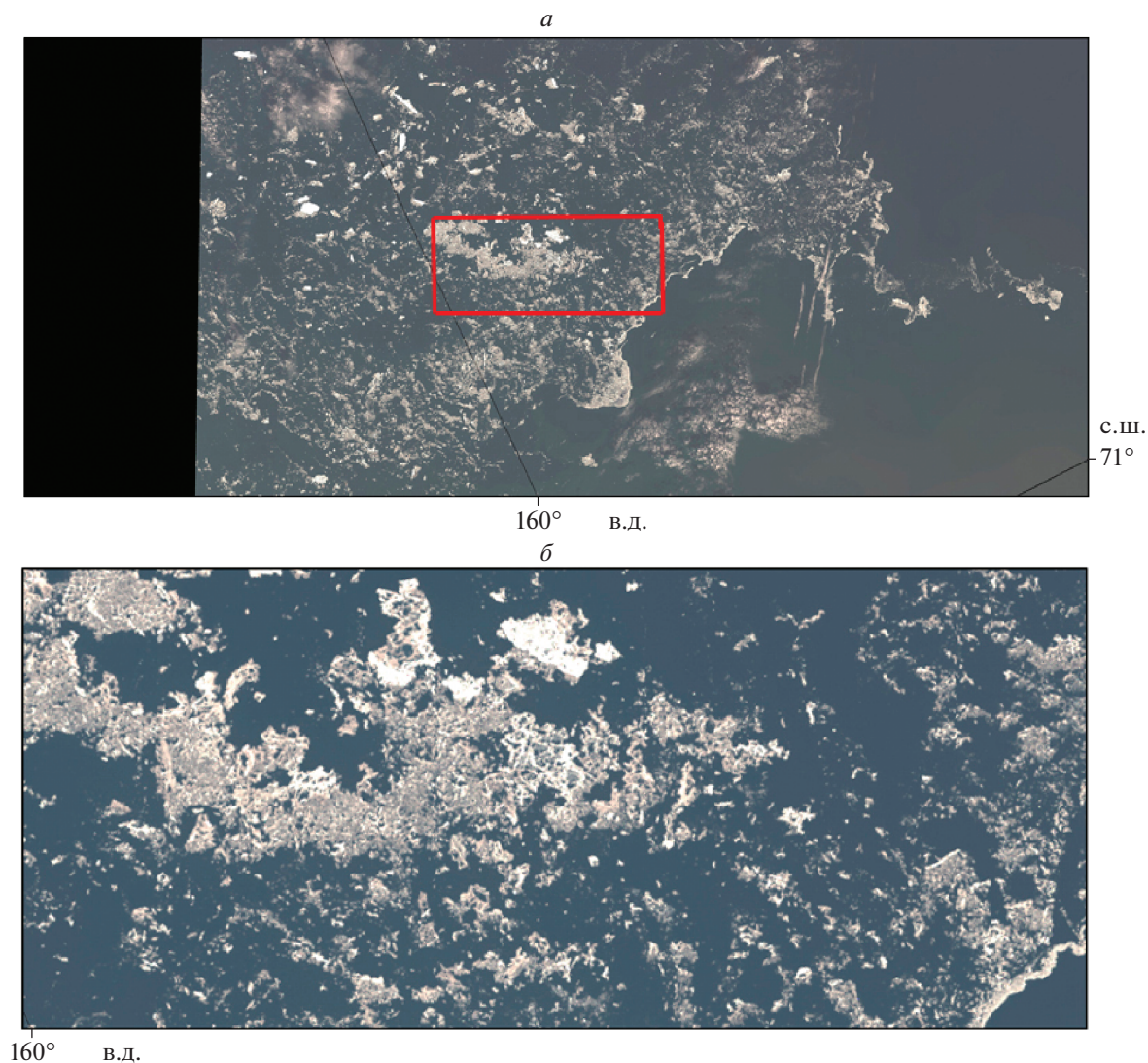


Рис. 8. *а* — спутниковый снимок Landsat, область красного прямоугольника с рис. 7, *б* в более крупном масштабе, 26 июля 2020 г. *б* — спутниковый снимок Landsat — область красного прямоугольника с рисунка *а* в более крупном масштабе.

ане в 2012 г. составили 23.3%, а в 2014 г. 5.7%. Таким образом в зависимости от ледовой обстановки их площадь может существенно различаться.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе были рассмотрены причины отсутствия обширных областей морского льда в СЛО в период интенсивного таяния на картах сплоченности льда, построенных по данным СМР с помощью алгоритма ASI. Были проанализированы различные параметры ледяного покрова по спутниковым снимкам в видимом диапазоне, ледовым картам ААНИИ и данным ледовых авиаразведок и показано сочетание факторов, которое может приводить к тому, что обширные зоны

морского льда в Арктике не определяются данными СМР, а соответственно, не учитываются в общей площади морского льда в Арктике в летний период.

Наиболее важным параметром, влияющим на недооценивание сплоченности морского льда в летний период, является разрушенность льда. В летний период поверхность ледяного покрова покрывается снежниками, вследствие чего ледяной покров “принимается” микроволновым радиометром за открытую водную поверхность. Однако сильная разрушенность морского льда приводит лишь к недооцениванию сплоченности льда, но не к его полному отсутствию на снимках СМР. Следовательно, играют роль и другие параметры. В летний период, одновременно с появле-

Таблица 2. Площадь поверхности Северного Ледовитого океана, покрытой льдами сплоченностью 1 балл и более, в конце августа с 2012 по 2020 гг., рассчитанная по ледовым картам ААНИИ

Дата составления карты	Общая площадь льда (миллионы км ²)	Площадь льда сплоченностью 1–6 баллов (в % от общей площади)	Площадь льда сплоченностью 7–10 баллов (в % от общей площади)
28.08.2012	4.755	26.81	73.19
27.08.2013	5.847	14.22	85.78
26.08.2014	5.610	11.43	88.57
25.08.2015	5.553	20.89	79.11
30.08.2016	5.325	24.44	75.56
29.08.2017	5.441	15.39	84.61
28.08.2018	5.418	16.54	83.46
27.08.2019	4.979	17.85	82.15
25.08.2020	5.016	20.30	79.70

Таблица 3. Площадь Северного Ледовитого океана, покрытая льдами любой сплоченности выше 1 балла по ледовым картам ААНИИ и площадь “невидимых” методами СМР (алгоритм ASI) зон морского льда в конце августа 2012 и 2014 гг.

Год	Площадь, покрытая льдом любой сплоченности выше 1 балла, по ледовым картам ААНИИ	Площадь “невидимых” методами пассивной микроволновой радиометрии (алгоритм ASI) зон морского льда	Процент площади “невидимых” зон от общей площади, рассчитанной по ледовым картам ААНИИ
2012	4755041 км ²	1 108 938 км ²	23.3%
2014	5610218 км ²	320728 км ²	5.7%

нием снежниц на поверхности льда, постепенно происходит вытаивание более тонких льдов, а соответственно – распад сморозей, что приводит к уменьшению размеров ледяных полей. Проанализировав снимки в видимом диапазоне было определено, что по данным СМР практически не отображаются ледовые зоны в прикромочных областях ледяных массивов, языки и полосы льда и отдельно расположенные остатки ледяных массивов, в которых лед характеризуется двумя сочетаниями факторов:

1. Битые льды (с размерами ледяных полей до 100 м в диаметре) сплоченностью 7–8 (с отдельными пятнами 9–10 баллов) с высокой стадией разрушенности (3–5 баллов).

2. Битые льды (с размерами ледяных полей до 100 м в диаметре), среди которых встречаются обломки полей и ледяные поля до нескольких километров в диаметре, с преобладающей сплоченностью 1–3 и 4–6 баллов с высокой стадией разрушенности (3–5 баллов).

Также в районах крупных рек, впадающих в СЛО, происходит интенсивное загрязнение льдов в процессе ледообразования в прибрежной зоне, которые затем, вследствие дрейфа, переносятся на значительные расстояния от побережья. За-

грязненность оказывает существенное влияние на интенсивность таяния льдов – загрязненные льды разрушаются быстрее и на них образуется большее количество снежниц. Одновременно, в процессе таяния происходит повышение концентрации загрязнения на поверхности льда, что делает похожим такие льды на поверхность очень влажной почвы. А в микроволновом диапазоне излучательная способность очень влажной почвы приближается к излучательной способности водной поверхности. Загрязненные льды занимают значительные площади арктических морей, что подтверждается наблюдениями во время ледовой авиаразведки ААНИИ. Таким образом, мы считаем, что загрязненность морского льда имеет большое значение при определении площади льда в Северном Ледовитом океане по данным СМР, однако степень ее влияния еще следует изучить на основе привлечения дополнительных данных.

Для оценки наибольшей площади областей льда, неопределяемых алгоритмом ASI, были рассмотрены ледовые карты СЛО в период наиболее сильной разрушенности морского льда, но одновременно большого распространения разреженных льдов в арктических морях, пока такие льды еще окончательно не вытаяли (конец августа). За

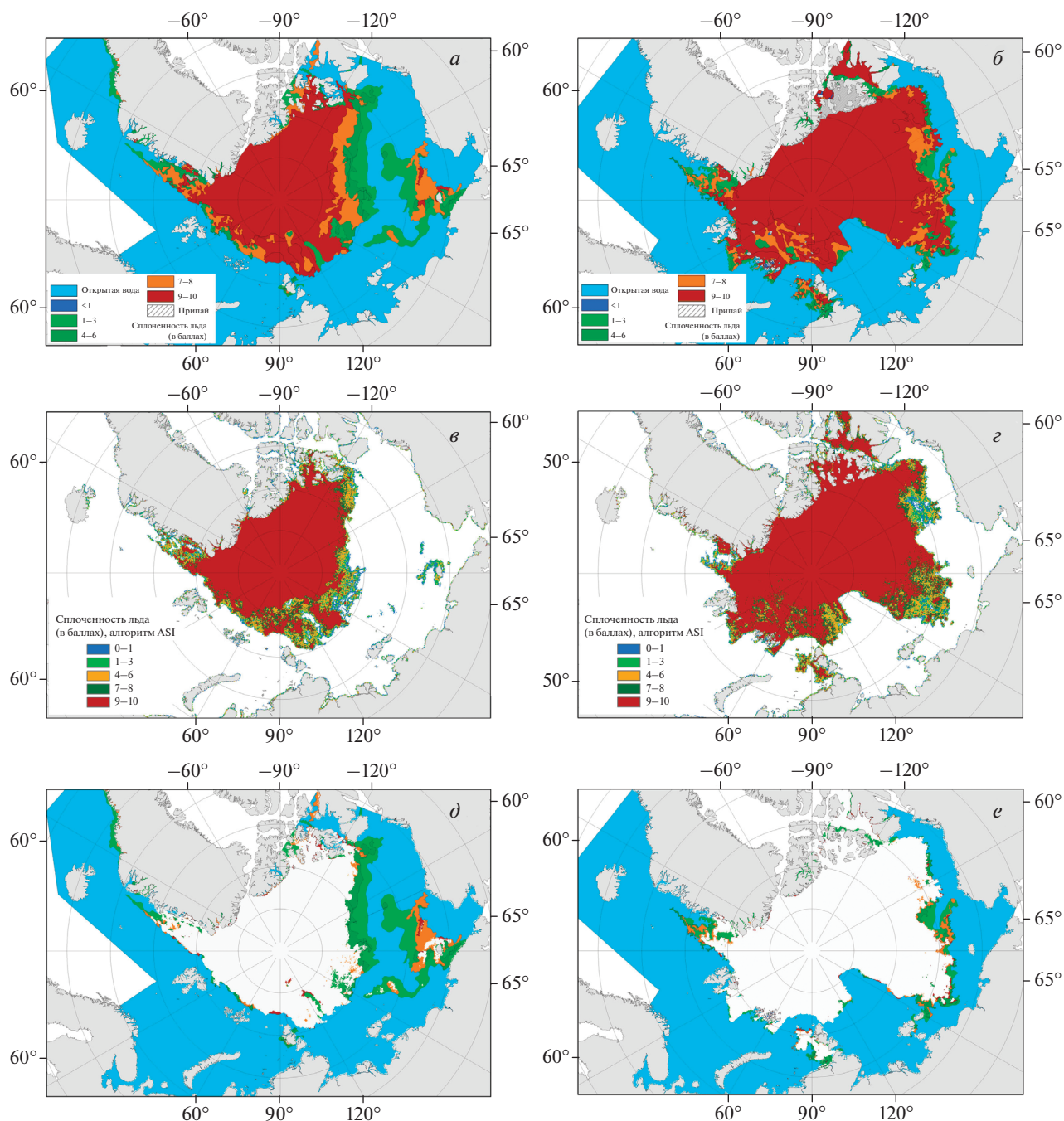


Рис. 9. Обзорные ледовые карты ААНИИ, 26–28.08.2012 (а) и 24–26.08.2014 (б) гг. Соответствующие им карты сплоченности морского льда, полученные по алгоритму ASI 28.08.2012 (в) и 26.08.2014 (з). Комбинированное изображение, полученное путем наложения области, покрытой льдами любой сплоченности более 1 балла, полученной по алгоритму ASI (вся область покрашена белым цветом) на ледовую карту ААНИИ, 26–28.08.2012 (д) и 24–26.08.2014 (е).

период 2012–2020 гг., в который доступны карты сплоченности льда, полученные в результате обработки данных радиометра AMSR-2 по алгоритму ASI, мы выбрали 2012 г. с максимальным количеством разреженных льдов в СЛО и 2014 г. — с их минимальным количеством. В результате “невидимые” на снимках СМР области дрейфующих

льдов в конце августа в СЛО в 2012 г. составили 23.3%, а в 2014 г. 5.7% от общей площади ледяного покрова.

Таким образом, данные СМР в летний период не только занижают сплоченность морского льда в Северном Ледовитом океане, но и вовсе не определяют обширные области морского льда

при определенных условиях в летний период, описанных в данной статье. Анализ данных алгоритма ASI за период 2012–2020 гг. показал, что такие области могут составлять от 5.7 до 23.3% от общей площади ледяного покрова в СЛО в конце августа. Площадь “невидимых” областей варьируется от года к году, в зависимости от сложившихся условий. Их учет крайне важен как для практических задач (например, обеспечение судоходства), так и для научных задач при определении площади льда в СЛО.

В дальнейшем планируется оценка изменений площади областей морского льда в СЛО, неопределяемых методами СМР по различным алгоритмам в период интенсивного таяния, и расчет площади льда в СЛО с учетом таких зон. Так как из года в год площадь “невидимых” зон отличается в зависимости от сформировавшихся ледовых условий, то, очевидно, что такая коррекция должна значительно изменить данные о межгодовой изменчивости площади льда в СЛО в летний период.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа с ледовыми картами, составленными в Центре ледовой и гидрометеорологической информации ААНИИ и данными ледовой авиаразведки ААНИИ, выполнялась в рамках гранта РФФИ № 18-05-60048 Исследование межгодовой изменчивости баланса морского льда Северного Ледовитого океана на рубеже XX и XXI веков (Алексеева Т.А., Смоляницкий В.М.).

Работа с данными алгоритма ASI и спутниковыми снимками в видимом диапазоне выполнялась в рамках темы “Мониторинг”, гос. регистрация № 01.20.0.2.00164 (Соколова Ю.В., Тихонов В.В., Раев М.Д., Шарков Е.А.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аппель И.Л., Гудкович З.М. Отражательная способность ледяного покрова в период таяния льда в юго-восточной части моря Лаптевых // Полярная экспедиция “Север-76” (научные результаты). 1979. Ч. 2. С. 27–32.

Афанасьева Е.В., Алексеева Т.А., Соколова Ю.В., Демчев Д.М., Чуфарова М.С., Быченков Ю.Д., Девятаев О.С. Методика составления ледовых карт ААНИИ // Российская Арктика. 2019. №7. С. 5–20.
<https://doi.org/10.24411/2658-4255-2019-10071>

Брызгин Н.Н. К вопросу об альбедо поверхности дрейфующих льдов // Проблемы Арктики и Антарктики. 1959. Вып. 1. С. 33–40.

Доронин Ю.П. К методике расчета радиационного баланса снежно-ледяного покрова в Арктике // Труды ААНИИ. 1961. Т. 229. С. 84–89.

Животовская М.А., Заболотских Е.В., Шапрон Б. Ложная диагностика морского льда в Арктике спутниковыми микроволновыми радиометрами в экстремальных погодных условиях // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019.

Т. 16. С. 209–220.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-6-209-220>

Иванов Б.В. Оценка естественного и антропогенного загрязнения морского льда // МГИ. 2007. Т. 102. С. 121–126.

Савченко В.Г., Нагурный А.П., Махитас А.П. Реакция морского ледяного покрова на аэрозольное загрязнение атмосферы // Метеорология и гидрология. 1990. № 4. С. 102–108.

Руководство по производству ледовой авиаразведки. Л.: Гидрометеиздат. 1981. 240 с.

Agnew T. Howell S. The use of operational ice charts for evaluating passive microwave ice concentration data // Atmosphere-Ocean. 2003. V. 41. P. 317–331.
<https://doi.org/10.3137/ao.410405>

Alekseeva T., Tikhonov V., Frolov S., Repina I., Raev M., Sokolova J., Sharkov E., Afanasieva E., Serovetnikov S. Comparison of Arctic Sea Ice Concentrations from the NASA Team, ASI, and VASIA2 Algorithms with Summer and Winter Ship Data // Remote Sensing. 2019. V. 11.
<https://doi.org/10.3390/rs11212481>

Boyarskii D.A., Tikhonov V.V., Kleeorin N.I., Mirovskii V.G. Inclusion of scattering losses in the models of the effective permittivity of dielectric mixtures and applications to wet snow // J. Electromagnetic Waves and Applications. 1994. V. 8. P. 1395–1410.
<https://doi.org/10.1163/156939394X00281>

Cavalieri D.J., Parkinson C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // The Cryosphere. 2012. V. 6. P. 881–889.
<https://doi.org/10.5194/tc-6-881-2012>

Cavalieri D.J., Burns B.A., Onstott R.G. Investigation of the effects of summer melt on the calculation of sea ice concentration using active and passive microwave data // J. Geophysical Research: Oceans. 1990. V. 95. P. 5359–5369.
<https://doi.org/10.1029/JC095iC04p05359>

Darby D.A., Myers W.B., Jakobsson M., Rigor I. Modern dirty sea ice characteristics and sources: The role of anchor ice // J. Geophysical Research: Oceans 2011. V. 116.
<https://doi.org/10.1029/2010JC006675>

Eicken H., Gradinger R., Gaylord A., Mahoney A., Rigor I., Melling H. Sediment transport by sea ice in the Chuckchi and Beaufort Seas: Increasing importance due to changing ice conditions? // Deep Sea Research II. 2005. V. 52. P. 3281–3302.

Emery W., Camps A. Introduction to Satellite Remote Sensing: Atmosphere, Ocean, Land and Cryosphere Application. Elsevier Inc.: 2017. 856 p.

Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolyanitsky V.M. Climate Change in Eurasian Arctic Shelf Seas – Centennial Ice Cover Observations. Springer-Verlag Berlin Heidelberg: 2009. 166 p.
<https://doi.org/10.1007/978-3-540-85875-1>

Hallikainen M., Lemmetyinen J., Jiang L. Snow Properties From Passive Microwave, in: Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier: 2017.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10358-6>

Han H., Lee S., Kim H.-C., Kim, M. Retrieval of summer sea ice concentration in the Pacific Arctic ocean from AMSR2 observations and numerical weather data using

- random forest regression // Remote Sensing. 2021. V. 13. <https://doi.org/10.3390/rs13122283>
- Ivanova N., Johannessen O., Pedersen L., Tonboe R. Retrieval of Arctic Sea Ice Parameters by Satellite Passive Microwave Sensors: A Comparison of Eleven Sea Ice Concentration Algorithms // Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2014. V. 52. P. 7233–7246. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2014.2310136>
- Ivanova N., Pedersen L., Tonboe R., Kern S., Heygster G., Laverne T., Sorensen A., Saldo R., Dybkjaer G., Brucker L., Shokr M. Inter-comparison and evaluation of sea ice algorithms: towards further identification of challenges and optimal approach using passive microwave observations // Cryosphere. 2015a. V. 9. P. 1797–1817. <https://doi.org/10.5194/tc-9-1797-2015>
- Ivanova N., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Kern S., Heygster G., Laverne T., Sorensen A., Saldo R., Dybkjaer G., Brucker L., Shokr M. Inter-comparison and evaluation of sea ice algorithms: towards further identification of challenges and optimal approach using passive microwave observations // The Cryosphere. 2015b. V. 9. P. 1797–1817. <https://doi.org/10.5194/tc-9-1797-2015>
- Kern S., Laverne T., Notz D., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Saldo R., Sorensen A.M. Satellite passive microwave sea-ice concentration data set intercomparison: closed ice and ship-based observations // The Cryosphere. 2019. V. 13. P. 3261–3307.
- Knuth M.A., Ackley S.F. Summer and early-fall Sea-ice concentration in the Ross Sea: comparison of in Situ ASPeCt observations and satellite passive microwave estimates // Annals of Glaciology. 2006. V. 44. P. 303–309. <https://doi.org/10.3189/172756406781811466>
- Lubin D., Garrity C., Ramseier R., Whritner R. H. Total sea ice concentration retrieval from the SSM/I 85.5 GHz channels during the arctic summer // Remote Sensing of Environment. 1997. V. 62. P. 63–76. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(97\)00081-3](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(97)00081-3)
- Mätzler C. Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover // Remote Sensing Reviews. 1987. V. 2. P. 259–387. <https://doi.org/10.1080/02757258709532086>
- Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D., Eicken H., Kassens H., Letzig T., Reimnitz E., Thiede J. Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release // Marine Geology. 1994. V. 119. P. 185–214. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90181-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90181-3)
- Ozsoy-Cicek B., Ackley S.F., Worby A., Xie H., Lieser J. Ant-arctic sea-ice extents and concentrations: comparison of satellite and ship measurements from International Polar Year cruises // Annals of Glaciology. 2011. V. 52. P. 318–326. <https://doi.org/10.3189/172756411795931877>
- Raizer V. Advances in passive microwave remote sensing of oceans. Taylor & Francis: 2017.
- Reimnitz E., Kassens H., Eicken H. Report of Polar Research. Russian-Germany cooperation: “Laptev Sea System”. 1995. P. 71–77.
- Sharkov E.A. Breaking Ocean Waves Geometry, Structure and Remote Sensing. Springer: 2007. 278 p.
- Smith D.M. Extraction of winter total sea-ice concentration in the Greenland and Barents Seas from SSM/I data // International J. Remote Sensing. 1996. V. 17. P. 2625–2646. <https://doi.org/10.1080/01431169608949096>
- Smolyanitsky V., Karelin I., Karklin V., Ivanov B. Ice conditions, albedo, surface contamination and ice mass exchange. In Proceedings of the Oceanography of the ESS. Paper presented at ESSS Workshop 2003, Malaga, Spain, 11–18 October 2003; International Arctic Research Center: Fairbanks, AK, USA, 2003.
- Spreen G., Kaleschke L., Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // J. Geophysical Research: Oceans. 2008. V. 113. <https://doi.org/10.1029/2005JC003384>
- Stroeve J., Notz, D. Changing state of Arctic sea ice across all seasons // Environmental Research Letters. 2018. V. 13. P. 103001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56>
- Tikhonov V.V., Boyarskii D.A., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Alexeeva T.A. Snow Cover Effect on Brightness Temperature of Arctic Ice Fields Based on SSM/I Data // Progress In Electromagnetics Research Symposium (PIERS) Proceedings. 2013. Stockholm, Sweden. P. 514–518.
- Tikhonov V.V., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Repina I.A., Komarova N.Y. Satellite microwave radiometry of sea ice of polar regions: a review // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2016. V. 52. P. 1012–1030. <https://doi.org/10.1134/S0001433816090267>
- Tikhonov V.V., Boyarskii D.A., Sharkov E.A., Raev M.D., Repina I.A., Ivanov V.V., Alexeeva T.A., Komarova N.Y. 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. <https://doi.org/10.2528/PIERB14021706>
- Tikhonov V.V., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Ivanov V.V., Boyarskii D.A., Alexeeva T.A., Komarova N.Y. A physical algorithm to measure sea ice concentration from passive microwave remote sensing data // Advances in Space Research. 2015. V. 56. P. 1578–1589. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2015.07.009>
- Ulaby F.T., Long D.G. Microwave radar and radiometric remote sensing. Univ. of Michigan Press.: 2014.
- Wang Q., Lu P., Zu Y., Li Z., Leppäranta M., Zhang G. Comparison of Passive Microwave Data with Shipborne Photographic Observations of Summer Sea Ice Concentration along an Arctic Cruise Path // Remote Sensing. 2019. V. 11. <https://doi.org/10.3390/rs11172009>
- Wiebe H., Heygster G., Markus T. Comparison of the ASI Ice Concentration Algorithm With Landsat-7 ETM+ and SAR Imagery // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2009. V. 47. P. 3008–3015. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2009.2026367>

Analysis of Sea Ice Areas Undetectable by Satellite Microwave Radiometry (ASI Algorithm) in the Arctic Ocean

T. A. Alekseeva^{1, 2}, J. V. Sokolova^{1, 2}, V. V. Tikhonov^{2, 3}, V. M. Smolyanitsky¹, E. V. Afanasyeva¹, M. D. Raev², and E. A. Sharkov²

¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

²Space Research Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

³Institute for Water and Environmental Problems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Barnaul, Russia

In the period of intense ice melt, the algorithms retrieving sea ice concentration from satellite microwave radiometry (SMR) data may fail to detect vast regions of floating ice. Late stage melt is characterized by abundance of melt ponds on ice resulting in considerable underestimation of sea ice concentration. Also, during melt, ice concentration decreases and ice breccias disintegrate, therefore the size of ice floes decreases. In winter, at river mouths in the shelf seas, ice is formed with a heavy load of terrigenous sediments carried by the rivers. Dirty ice surface becomes visible in summer when snow cover melts off. SMR techniques fail to adequately determine dirty ice concentration. The article considers the impact of ice melt, concentration, floe size and dirtiness on the determination of sea ice extent in the Arctic in summer using the Artist Sea Ice (ASI) algorithm. Our study shows that the portion of ice cover left undetected by the SMR technique may range in different years 5.7 to 23.3% of the total Arctic sea ice extent.

Keywords: Arctic Ocean, satellite microwave radiometry, ice extent, ice concentration, stage of ice melt, dirty ice, ice pollution

REFERENCES

- Afanasyeva E.V., Alekseeva T.A., Sokolova YU.V., Demchev D.M., CHufarova M.S., Bychenkov YU.D., Devyataev O.S. Metodika sostavleniya ledovykh kart AANII [AARI methodology for sea ice charts composition] // Rossijskaya Arktika. 2019. № 7. S. 5–20. DOI: 10.24411/2658-4255-2019-10071. (In Russian)
- Agnew T. Howell S. The use of operational ice charts for evaluating passive microwave ice concentration data // Atmosphere-Ocean. 2003. V. 41. P. 317–331. DOI: 10.3137/ao.410405
- Alekseeva T., Tikhonov V., Frolov S., Repina I., Raev M., Sokolova J., Sharkov E., Afanasieva E., Serovetnikov S. Comparison of Arctic Sea Ice Concentrations from the NASA Team, ASI, and VASIA2 Algorithms with Summer and Winter Ship Data // Remote Sensing. 2019. V. 11. DOI: 10.3390/rs11212481, 2019
- Appel' I.L., Gudkovich Z.M. Otrazhatel'naya sposobnost' ledyanogo pokrova v period tayaniya l'da v yugo-vostochnoj chasti morya [Reflection capacity of ice cover during its melting in the south-eastern part of the Laptev Sea] // Pol'yarnaya ekspeditsiya "Sever-76" (nauchnye rezul'taty. 1979. ch. 2, s. 27–32. (In Russian)
- Boyarskii D.A., Tikhonov V.V., Kleeorin N.I., Mirovskii V.G. Inclusion of scattering losses in the models of the effective permittivity of dielectric mixtures and applications to wet snow // J. Electromagnetic Waves and Applications. 1994. V. 8. P. 1395–1410. DOI: 10.1163/156939394X00281
- Bryazgin N.N. K voprosu ob al'bedo poverhnosti drejfuyschih l'dov [About the albedo of surface of drifting ice] // Problemy Arktiki i Antarktiki. 1959. V. 1. S. 33–40. (In Russian)
- Cavalieri D.J., Parkinson C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // The Cryosphere. 2012. V. 6. P. 881–889. DOI: 10.5194/tc-6-881-2012
- Cavalieri D.J., Burns B.A., Onstott R.G. Investigation of the effects of summer melt on the calculation of sea ice concentration using active and passive microwave data // J. Geophysical Research: Oceans. 1990. V. 95. P. 5359–5369. DOI: 10.1029/JC095iC04p05359
- Darby D.A., Myers W.B., Jakobsson M., Rigor I. Modern dirty sea ice characteristics and sources: The role of anchor ice // J. Geophysical Research: Oceans 2011. V. 116. DOI: 10.1029/2010JC006675
- Doronin YU.P. K metodike rascheta radiacionnogo balansa snezhno-ledyanogo pokrova v Arktike [Method of calculation of radiation balance of snow-ice cover in the Arctic] // Trudy AANII. 1961. T. 229. S. 84–89. (In Russian)
- Eicken H., Gradinger R., Gaylord A., Mahoney A., Rigor I., Melling H. Sediment transport by sea ice in the Chuckchi and Beaufort Seas: Increasing importance due to changing ice conditions? // Deep Sea Research II. 2005. V. 52. P. 3281–3302.
- Emery W., Camps A. Introduction to Satellite Remote Sensing: Atmosphere, Ocean, Land and Cryosphere Application. Elsevier Inc.: 2017. 856 p.
- Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolyanitsky V.M. Climate Change in Eurasian Arctic Shelf Seas – Centennial Ice Cover Observations. Springer-Verlag Berlin Heidelberg: 2009. 166 p. DOI: 10.1007/978-3-540-85875-1
- Hallikainen M., Lemmetyinen J., Jiang L. Snow Properties From Passive Microwave, in: Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier: 2017. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.10358-6
- Han H., Lee S., Kim H.-C., Kim, M. Retrieval of summer sea ice concentration in the Pacific Arctic ocean from AMSR2 observations and numerical weather data using random forest regression // Remote Sensing. 2021. V. 13. DOI: 10.3390/rs13122283

- Ivanov B.V.* Ocenka estestvennogo i antropogennogo zagryazneniya morskogo l'da [Estimation of natural and anthropogenic dirtiness of sea ice] // MGI. 2007. T. 102. S. 121–126. (In Russian)
- Ivanova N., Johannessen O., Pedersen L., Tonboe R.* Retrieval of Arctic Sea Ice Parameters by Satellite Passive Microwave Sensors: A Comparison of Eleven Sea Ice Concentration Algorithms // *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2014. V. 52. P. 7233–7246. DOI: 10.1109/TGRS.2014.2310136
- Ivanova N., Pedersen L., Tonboe R., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sorensen A., Saldo R., Dybkjaer G., Brucker L., Shokr M.* Inter-comparison and evaluation of sea ice algorithms: towards further identification of challenges and optimal approach using passive microwave observations // *Cryosphere*. 2015a. V. 9. P. 1797–1817. DOI: 10.5194/tc-9-1797-2015
- Ivanova N., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sorensen A., Saldo R., Dybkjaer G., Brucker L., Shokr M.* Inter-comparison and evaluation of sea ice algorithms: towards further identification of challenges and optimal approach using passive microwave observations // *The Cryosphere*. 2015b. V. 9. P. 1797–1817. DOI: 10.5194/tc-9-1797-2015
- Kern S., Lavergne T., Notz D., Pedersen L. T., Tonboe R. T., Saldo R., Sorensen A. M.* Satellite passive microwave sea-ice concentration data set intercomparison: closed ice and ship-based observations // *The Cryosphere*. 2019. V. 13. P. 3261–3307.
- Knuth M.A., Ackley S.F.* Summer and early-fall Sea-ice concentration in the Ross Sea: comparison of in Situ ASPeCt observations and satellite passive microwave estimates // *Annals of Glaciology*. 2006. V. 44. P. 303–309. DOI: 10.3189/172756406781811466
- Lubin D., Garrity C., Ramseier R., Whritner R.H.* Total sea ice concentration retrieval from the SSM/I 85.5 GHz channels during the arctic summer // *Remote Sensing of Environment*. 1997. V. 62. P. 63–76. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(97\)00081-3](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(97)00081-3)
- Mätzler C.* Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover // *Remote Sensing Reviews*. 1987. V. 2. P. 259–387. DOI: 10.1080/02757258709532086.
- Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D., Eicken H., Kassens H., Leizig T., Reimnitz E., Thiede J.* Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release // *Marine Geology*. 1994. V. 119. P. 185–214. DOI: 10.1016/0025-3227(94)90181-3
- Ozsoy-Cicek B., Ackley S. F., Worby A., Xie H., Lieser J.* Antarctic sea-ice extents and concentrations: comparison of satellite and ship measurements from International Polar Year cruises // *Annals of Glaciology*. 2011. V. 52. P. 318–326. DOI: 10.3189/172756411795931877
- Raizer V.* Advances in passive microwave remote sensing of oceans. Taylor & Francis: 2017.
- Reimnitz E., Kassens H., Eicken H.* Report of Polar Research. Russian-Germany cooperation: “Laptev Sea System”. 1995. P. 71–77.
- Rukovodstvo po proizvodstvu ledovoj aviarezvedki* [Guidance to ice air reconnaissance]. L.: Gidrometeoizdat. 1981. 240 c. (In Russian)
- Savchenko V.G., Nagurnyj A.P., Makshtas A.P.* Reakciya morskogo ledyanogo pokrova na aerizol'noe zagryaznenie atmosfery [Response of sea ice cover to airborne contamination] // *Meteorologiya i gidrologiya*. 1990. № 4. S. 102–108. (In Russian)
- Sharkov E.A.* Breaking Ocean Waves Geometry, Structure and Remote Sensing. Springer: 2007. 278 p.
- Smith D.M.* Extraction of winter total sea-ice concentration in the Greenland and Barents Seas from SSM/I data // *International Journal of Remote Sensing*. 1996. V. 17. P. 2625–2646. DOI: 10.1080/01431169608949096
- Smolyanitsky V., Karelin I., Karklin V., Ivanov B.* Ice conditions, albedo, surface contamination and ice mass exchange. In *Proceedings of the Oceanography of the ESS. Paper presented at ESSS Workshop 2003, Malaga, Spain, 11–18 October 2003*; International Arctic Research Center: Fairbanks, AK, USA, 2003.
- Spren G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2008. V. 113. DOI: 10.1029/2005JC003384
- Stroeve J., Notz D.* Changing state of Arctic sea ice across all seasons // *Environmental Research Letters*. 2018. V. 13. P. 103001. DOI: 10.1088/1748-9326/aade56
- Tikhonov V.V., Boyarskii D.A., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Alexeeva T.A.* Snow Cover Effect on Brightness Temperature of Arctic Ice Fields Based on SSM/I Data // *Progress In Electromagnetics Research Symposium (PIERS) Proceedings*. 2013. Stockholm, Sweden. P. 514–518.
- Tikhonov V.V., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Repina I.A., Komarova N.Y.* Satellite microwave radiometry of sea ice of polar regions: a review // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016. V. 52. P. 1012–1030. DOI: 10.1134/S0001433816090267
- Tikhonov V.V., Boyarskii D.A., Sharkov E.A., Raev M.D., Repina I.A., Ivanov V.V., Alexeeva T.A., Komarova N.Y.* 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. DOI: 10.2528/PIERB14021706
- Tikhonov V.V., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Ivanov V.V., Boyarskii D.A., Alexeeva T.A., Komarova N.Y.* A physical algorithm to measure sea ice concentration from passive microwave remote sensing data // *Advances in Space Research*. 2015. V. 56. P. 1578–1589. DOI: 10.1016/j.asr.2015.07.009
- Ulaby F.T., Long D.G.* Microwave radar and radiometric remote sensing. Univ. of Michigan Press.: 2014.
- Wang Q., Lu P., Zu Y., Li Z., Leppäranta M., Zhang G.* Comparison of Passive Microwave Data with Shipborne Photographic Observations of Summer Sea Ice Concentration along an Arctic Cruise Path // *Remote Sensing*. 2019. V. 11. DOI: 10.3390/rs11172009
- Wiebe H., Heygster G., Markus T.* Comparison of the ASI Ice Concentration Algorithm With Landsat-7 ETM+ and SAR Imagery // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2009. V. 47. P. 3008–3015. DOI: 10.1109/TGRS.2009.2026367
- Zhivotovskaya M.A., Zabolotskih E.V., SHapron B.* Lozhnaya diagnostika morskogo l'da v Arktike sputnikovymi mikrovolnovymi radiometrami v ekstremal'nykh pogodnykh usloviyakh [Spurious Arctic sea ice identification by satellite microwave radiometers under extreme weather conditions] // *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2019. T. 16. S. 209–220. DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-6-209-220. (In Russian)