

Динамика ледяного покрова в морях Восточно-Сибирском и Лаптевых по данным спутникового микроволнового зондирования во второй половине октября 2014 г.

Л.М. Митник, Е.С. Хазанова

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН

Владивосток, 690041, Россия

E-mails: mitnik@poi.dvo.ru, khazanova@poi.dvo.ru

По данным спутникового пассивного и активного микроволнового зондирования рассмотрено формирование ледяного покрова в области Новосибирских о-вов, Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых в период окончания навигации Северным Морским Путем (вторая половина октября 2014 г.). Изменение границ, сплоченности и площади льда прослежено по измерениям радиометра AMSR2 со спутника GCOM-W1. Сплоченность льда анализируется по картам, построенным по алгоритму Artist Sea Ice (ASI) с разрешением $3,1 \times 3,1$ км. Измерения AMSR2 и скаттерометров ASCAT со спутников MetOp-A и MetOp-B служили для восстановления скорости приводного ветра. По вариациям яркости изображений PCA на соосной и скрещенной поляризациях со спутника Sentinel-1A выделены зоны образования ледяного сала, трансформации сала в блинчатый лед в открытом море и у побережья, а также области интенсивного взаимодействия океана и атмосферы, характеризующиеся сильным ветром и организованными вариациями ветра, обусловленными образованием мезомасштабных конвективных гряд и ячеек в пограничном слое атмосферы. В поле яркости изображений PCA с высоким разрешением (40×80 м) выявлены отпечатки циркуляции Ленгмюра в виде чередующихся темных (ледяное сало) и светлых (вода) полос. Оценены изменения характеристик циркуляции вниз по потоку воздуха. Обсуждается изменение ледовой обстановки и возможности навигации в проливах Дмитрия Лаптева, Этерикан, Санникова и к северу от о. Котельный. Отмечено соответствие спутниковых оценок ледяного покрова и скорости ветра с показаниями полярных гидрометеорологических станций.

Ключевые слова: микроволновая радиометрия, GCOM-W1 AMSR2, поляризационная PCA, Sentinel-1A, СМП, Новосибирские острова, пролив Санникова, ледяной покров, сплоченность, ледяное сало, блинчатый лед, циркуляция Ленгмюра, приводный ветер

Введение

Совместный анализ пассивных и активных микроволновых (МВ) спутниковых измерений позволяет улучшить анализ ледовой обстановки в Арктике на различных пространственно-временных масштабах. Частое перекрытие полос обзора МВ устройств дистанционного зондирования в высоких широтах и значительно меньшее влияние атмосферы обеспечивают повышение временного разрешения при зондировании подстилающей поверхности, которое к тому же не зависит от солнечного освещения и облачности. Самое высокое пространственное разрешение среди МВ радиометров имеет Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR2) на японском спутнике Global Change Observing Mission-Water 1st (GCOM-W1). Радиометр измеряет яркостные температуры $T_{\nu}^{B,G}(\nu)$ уходящего излучения Земли на 7 частотах ν в диапазоне от 6,9 до 89,0 ГГц на вертикальной (В) и горизонтальной (Г) поляризациях (Imaoka et al., 2010). По яркостным температурам в Бременском университете выпускаются ежедневные карты сплоченности льда на сетке $3,125 \times 3,125$ км (<http://www.iup.uni-bremen.de:8084/amsr2/>). Значительно большей детальностью обладают изображения морской поверхности, получаемые спутниковыми радиолокационными станциями с синтезированной апертурой (РСА). Для РСА на спутниках Канады Radarsat-2, Европейского космического агентства Sentinel-1A и Японии ALOS-2 пространственное разрешение Δl меняется от $(1-3) \times (1-3)$ м при ширине полосы обзора $\Delta L = 25-50$ км до 100×100 м

при $\Delta L = 400\text{--}500$ км (<https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/radarsat-2>, <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/c-missions/copernicus-sentinel-1>, <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/a/alos-2>). Узкая, по сравнению с МВ радиометрами, ширина полосы обзора и высокое энергопотребление РСА препятствуют непрерывной работе, что снижает разрешение во времени.

Возможности индикации и оценки характеристик морских льдов с помощью РСА возрастают при зондировании на нескольких поляризациях. Совместный анализ радиолокационных (РЛ) изображений на соосных (ГГ, ВВ) и скрещенных (ГВ и ВГ) поляризациях (первый индекс означает поляризацию РЛ-сигнала при излучении, а второй – при приеме) повышает точность определения границ лед – вода и правильность классификации типов льда и др. (Nghiem, Bertoia, 2001; Partington et al., 2010).

В работе рассмотрено применение данных спутникового МВ зондирования для оценки быстрой изменчивости ледовой обстановки в восточной части моря Лаптевых, в районе Новосибирских о-вов и в западной части Восточно-Сибирского моря (*рис. 1*) с 14 по 24 октября 2014 г. Навигация на этом участке Северного морского пути (СМП) осуществляется или через прол. Санникова для судов водоизмещением не выше 8000 тонн, или к северу от о-вов Анжу для судов большего водоизмещения, для чего необходимо располагать оперативными сведениями о ледовых условиях. Цель работы: оценка состояния ледяного покрова в период его интенсивного образования в критически важном районе СМП по данным совместного анализа яркостных температур AMSR2, изображений РСА со спутника Sentinel-1A, находящихся в открытом доступе (<https://sentinel.esa.int/web/sentinel/sentinel-data-access>), и дополнительной спутниковой и контактной информации.

Данные

Район исследования охватывает восточную часть моря Лаптевых, Новосибирские о-ва и западную часть Восточно-Сибирского моря (*рис. 1*). Глубины юго-восточной части моря Лаптевых составляют примерно 10–50 м. Юго-западная часть Восточно-Сибирского моря также мелководна (Добровольский, Залогин, 1982). Море Лаптевых покрыто льдом с октября по май, а Восточно-Сибирское море – с октября – ноября по июнь – июль (Добровольский, Залогин, 1982). С 2000 г. отмечаются заметные изменения ледового режима Арктики в целом и отдельных морей (Иванов и др., 2013; Comiso, Hill, 2014).

Для анализа ледовой обстановки были использованы изображения РСА SAR-C, работающей на частоте 5,405 ГГц, полученные со спутника Европейского космического агентства ESA Sentinel-1A, который был выведен на орбиту 3 апреля 2014 г. Режимы зондирования РСА приведены в *табл. 1*. Зондирование арктического региона выполняется в режиме Extra Wide-swath (EW), что обеспечивает получение изображений на двух поляризациях (ГГ и ГВ) в широкой (410 км) полосе с разрешением 40×20 м. Рассеяние РЛ сигналов на ГГ поляризации существенно выше, чем на ГВ, и РЛ-контрасты ледовых образований на

фоне открытой морской поверхности, а также вариации яркости льда на изображениях с ГВ поляризацией ниже, чем на ГГ (Partington et al., 2010). Поскольку во время обработки изображений РСА официальные калибровочные коэффициенты для определения удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) σ^0 ещё не были сообщены ESA, то по яркости изображений РСА можно судить только об относительных вариациях скорости ветра и уровня рассеяния различных типов льда. За период с 14 по 25 октября было получено 26 изображений на ГГ и ГВ поляризациях.

Спутник GCOM-W1 с усовершенствованным микроволновым сканирующим радиометром AMSR2 на борту был запущен в Японии 18 мая 2012 г. Спутник находится на орбите A-train высотой 700 км (Lee et al., 2012) и пересекает экватор в 13:30 местного времени на восходящих витках и в 01:30 – на нисходящих. AMSR2 сканирует Землю под углом $\theta = 55^\circ$ в полосе шириной $\Delta L = 1450$ км (Imaoka et al., 2010). Исследуемый район несколько раз в сутки находился в пределах полосы обзора AMSR2. Карты сплоченности льда строятся по алгоритму Artist Sea Ice (ASI) (Sprenen et al., 2008), в котором используются яркостные температуры на частотах 89,0 ГГц (пространственное разрешение $\Delta l \times \Delta l = 3 \times 5$ км) и 18,7 ГГц ($\Delta l \times \Delta l = 14 \times 22$ км). Ежедневные карты получены как для Восточно-Сибирского моря, так и для всего района Арктики.

Восстановление скорости ветра по измерениям T_y радиометром AMSR2 выполняется по алгоритму (Митник, Митник, 2011; Митник и др., 2013). Использованы также поля ветра, которые дважды в сутки находились по данным скаттерометров ASCAT со спутников MetOp-A и MetOp-B (<http://manati.star.nesdis.noaa.gov>). Синоптические ситуации рассматривались по картам приземного анализа ААНИИ, которые выпускались в 00 Гр. каждые сутки (<http://www.aari.nw.ru>). Температура воздуха и скорость ветра измерялись на полярных гидрометеорологических (ГМ) станциях Мыс Кигилях ($73,3^\circ$ с.ш., $139,9^\circ$ в.д.), Пролив Санникова ($74,7^\circ$ с.ш., $138,9^\circ$ в.д.) и Остров Котельный ($76,0^\circ$ с.ш., $137,54^\circ$ в.д.), местоположение которых показано на *рис. 1*.

Таблица 1. Основные характеристики спутник Sentinel-1A (Sentinel-1, 2012)

Параметры	Название режима			
	Interferometric Wide-swath mode (IW)	Wave mode (WV)	Strip Map mode (SM)	Extra Wide-swath mode (EW)
Поляризация	ГГ+ГВ, ВВ+ВГ	ГГ, ВВ	ГГ+ГВ, ВВ+ВГ	ГГ+ГВ, ВВ+ВГ
Угол сканирования, град	31–46	23–37 (средний угол)	20–47	20–47
Разрешение, дальность x азимут, м	20 × 5	5 × 5	5 × 5	40 × 20
Ширина полосы обзора, км	250	Отдельные сцены, 20 × 20	80	410



Рис. 1. Район исследования. Пунктиром выделены границы изображения РСА за 23 октября 2014 г. Цифрами показано расположение полярных ГМ: 1 – Мыс Кизгилах, 2 – Пролив Санникова, 3 – Остров Котельный

Изменчивость ледяного покрова 14–24 октября 2014 г.

Метеорологические данные

После достижения минимальной ледовитости 20 сентября 2014 г. (<http://nsidc.org>) во всех арктических морях началось образование нового льда. 1–10 октября над морями Лаптевых и Восточно-Сибирским температура воздуха понизилась до 0°C и небольших отрицательных значений. Прохождение циклонов сопровождалось усилением ветра, увеличением теплоотдачи с поверхности воды и быстрым увеличением площади ледяного покрова. Изменчивость температуры воздуха и скорости ветра 11–25 октября на трех полярных станциях на Новосибирских о-вах иллюстрируют графики на рис. 2. Из-за понижения температуры воздуха до $-(10-14)^{\circ}\text{C}$ и роста скорости ветра до 8–12 м/с ледовая обстановка быстро менялась, что следует из анализа спутниковых данных в различных диапазонах.

На изображениях района, полученных спектрометриком MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) в видимом и инфракрасном диапазонах длин волн во второй половине октября, ледяной покров из-за облачности не обнаруживался. Лед, однако, был различим на изображениях, полученных радиометром VIIRS (Visible–Infrared Imaging Radiometer Suite) со спутника Suomi-NPP в спектральной полосе DNB (Day/Night band) - день/ночь. Чувствительность VIIRS к малым вариациям яркости (альбедо) при слабой освещенности (лунном свете) и высоком (750 м) разрешении была обусловлена приемом излучения в широком (0,5–0,9 мкм) диапазоне длин волн (Hillger et al., 2013; Lee et al., 2006; Miller et al., 2013).

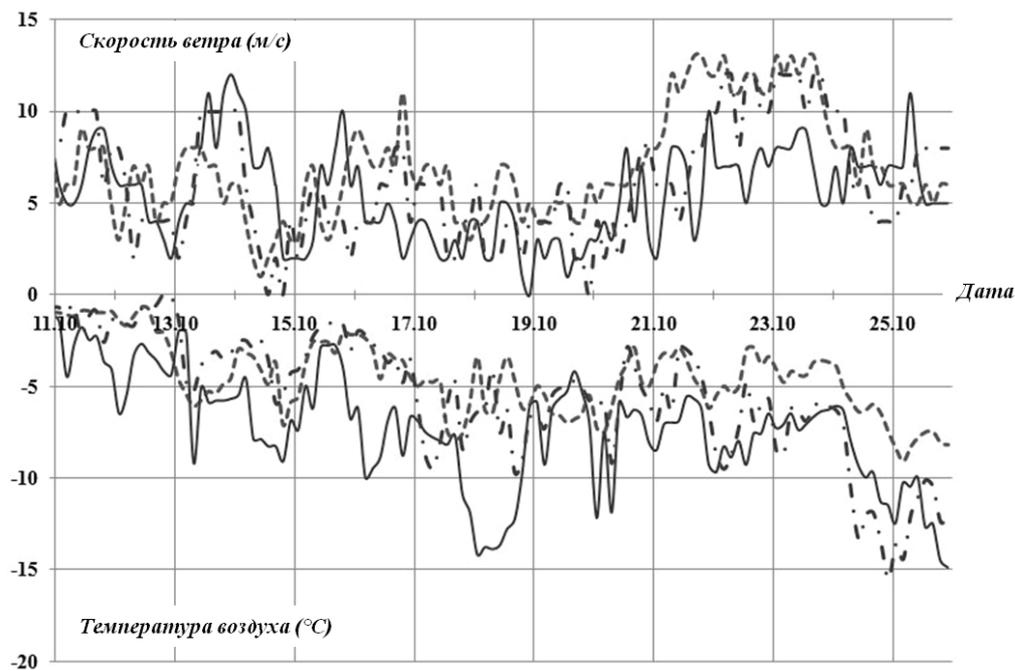


Рис. 2. Изменчивость скорости ветра и температуры воздуха с 11 по 25 октября 2014 г. на полярных ГМ Мыс Кизильях (пунктирные линии), Пролив Санникова (штрихпунктирные линии) и Остров Котельный (сплошные линии) (<http://rp5.ru>)

Лед по данным микроволновых радиометров

Из сравнения полей яркостной температуры на частоте 89,0 ГГц на горизонтальной поляризации $T_{\text{я}}(89\text{Г})$ (рис. 3а) с изображениями DNB следует, что ледяным полям соответствуют области с $T_{\text{я}}(89\text{Г}) = 220\text{--}260\text{ К}$. На рис. 3а эти области отмечены цифрой 1. Изменчивость $T_{\text{я}}(89\text{Г})$ обусловлена вариациями сплоченности и типов льда. Области открытой воды при слабом ветре и отсутствии облачности характеризуются значениями $T_{\text{я}}(89\text{Г}) = 170\text{--}190\text{ К}$. Появление облачности с водозапасом $Q > 0,1\text{--}0,2\text{ кг/м}^2$, усиление ветра и рост паросодержания атмосферы приводят к росту $T_{\text{я}}(89\text{Г})$ и погрешности в оценке сплоченности льда (Даркин и др., 2008; Spreen et al., 2008). Ледяные поля идентифицируются на изображениях DNB из-за отличий их яркости и структуры от полей облачности. Ледяные массивы на изображении DNB (рис. 3б) также обозначены цифрой 1.

Карты сплоченности, построенные по $T_{\text{я}}$ на частоте 89,0 ГГц (Spreen et al., 2008), дают полное представление об образовании и изменчивости ледовой обстановки и условиях навигации в районе Новосибирских о-вов с 14 по 24 октября (рис. 4). 14 октября льда нет ни в проливах Санникова и Дмитрия Лаптева, ни в области к северу от о. Котельный (рис. 4а). Через 2 дня, 16 октября, к востоку от о. Новая Сибирь образовалась перемычка льда, закрывающая проход в Восточно-Сибирское море (рис. 4б). 18 октября закрыт льдом и прол. Дмитрия Лаптева, открытым для навигации остается только прол. Санникова (рис. 4в). К 22 октября оба пролива были подо льдом, площадь льда к северу от о. Котельный значительно увеличилась (рис. 4д). Еще через два дня проливы Санникова и Дмитрия Лаптева были полностью закрыты льдом, площадь и сплоченность ледяного покрова в рассматриваемом районе продолжали интенсивно увеличиваться (рис. 4е).

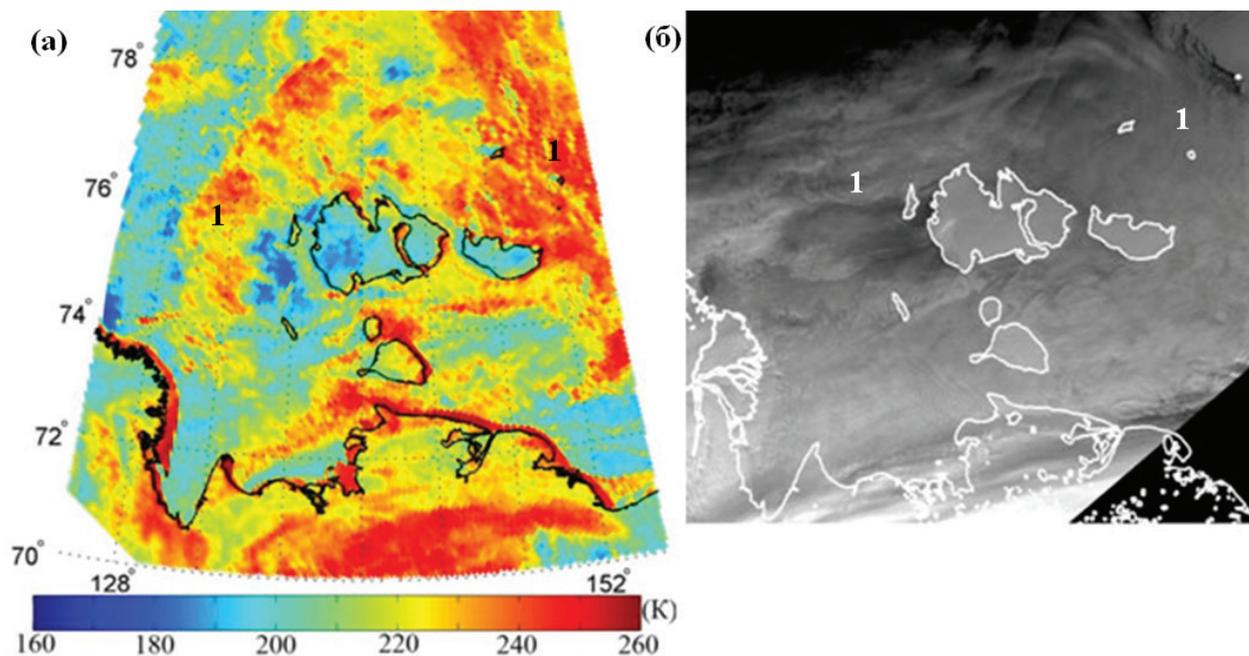


Рис. 3. Море Лаптевых и Восточно-Сибирское море 23 октября 2014 г.: (а) яркостная температура на частоте 89,0 ГГц на горизонтальной поляризации по измерениям радиометра AMSR2 со спутника GCOM-W1 в 00:44 Гр. и (б) изображение в полосе DNP радиометра VIIRS со спутника Suomi-NPP в 01:24 Гр.

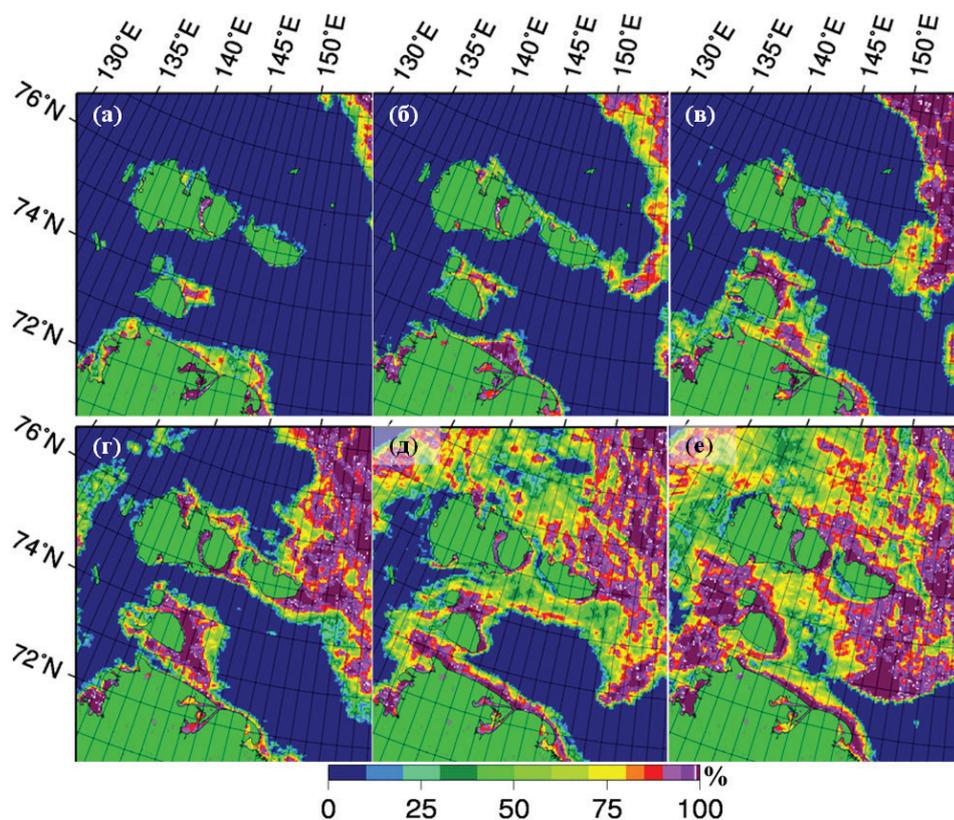


Рис. 4. Карты сплоченности льда 14 октября (а), 16 октября (б), 18 октября (в), 20 октября (г), 22 октября (д) и 24 октября (е) 2014 г., построенные по алгоритму ASI по данным радиометра AMSR2 (<http://www.iup.uni-bremen.de:8084/amr2/>)

Ледяной покров на изображениях РСА

РЛ-изображения открывают новые возможности для индикации ледяного покрова и изучения его динамики. Рассмотрим изображение РСА за 23 октября, охватывающее большую часть исследуемого района (*рис. 5в*). Цифрами обозначены: о. Большой Ляховский **1**, о. Малый Ляховский **2**, о. Котельный **3–5** (включающий о. Котельный **3**, о. Фадеевский **4** и Землю Бунге **5**), о. Новая Сибирь **6** (западная часть), о. Бельковский **7**, о. Столбовой **8** и материк **9**. При зондировании значительная часть поверхности моря к северу и к западу от о. Котельный была покрыта льдом (области **10**). Лед наблюдался вокруг Большого и Малого Ляховских о-вов, в проливах Санникова **11**, Этерикан **12** и Дмитрия Лаптева **13**, вдоль побережья материка **9**.

Свободная ото льда поверхность моря **14** к западу от островов характеризуется ярким тоном, что свидетельствует о сильном ветре (*рис. 5*). Лед отсутствовал и к востоку от о. Б. Ляховский (область **15**). Яркость области **15** была, однако, заметно ниже, чем у **14**, несмотря на близость скоростей ветра, что следует из данных AMSR2 (*рис. 5а*) и скаттерометра MetOp-A (*рис. 5б*). Различие яркостей объясняется уменьшением УЭПР с увеличением угла визирования. Левая часть изображения РСА расположена ближе к подспутниковой траектории и наблюдается под меньшими углами визирования по сравнению с правой.

Анализ изображений РСА с полным разрешением выявляет важные особенности образования и структуры льда. На *рис. 6* приведены фрагменты изображений Sentinel-1A, полученные 19 и 23 октября в режиме EW с разрешением 40×20 м. Размер фрагментов, охватывающих о. Столбовой **1**, $\approx 85 \times 100$ км (*рис. 6а*) и $\approx 85 \times 130$ км (*рис. 6б, в*). 19 октября значительные вариации яркости отмечаются в массиве морского льда к северо-западу от острова. Темная полоса **3**, отделяющая его от открытой воды **2**, образована ледяным салом, которое гасит мелкомасштабное волнение. Участки темно-серого и серого тона, прорезанные узкими извилистыми светлыми и ярко белыми полосами, отражают широкий диапазон вариаций шероховатости начальных форм льда. Наибольшим рассеянием (яркостью) обладает блинчатый лед, формирующийся при волнении из темного и светлого ниласа (Йоханнессен и др., 2007; Carsey, 1992; Dierking, Dall, 2008; Martin, Kaufman, 1981; Mitnik et al., 2005; Partington et al., 2010).

Яркость полос выше, чем у открытой воды, которая имеет на изображении серый тон (*рис. 6а*). Скорость ветра по данным скаттерометра ASCAT со спутника MetOp-A в 05:41 Гр. составляла 3–5 м/с. Модуляция яркости морской поверхности вызвана изменчивостью характеристик приводного ветра. Причиной появления слабоконтрастных ориентированных по ветру полос являются, по всей видимости, вариации ветра при валиковой конвекции в морском пограничном слое атмосферы. Облачные улицы видны на оптических изображениях спектрорадиометра MODIS.

С увеличением скорости ветра УЭПР моря увеличивается (Йоханнессен и др., 2007; Carsey, 1992; Dierking, Dall, 2008), растёт и яркость соответствующих участков изображения РСА (области **2** на *рис. 6б*). В результате о. Столбовой **1** выделяется не по положительному, как на *рис. 6а*, а по отрицательному РЛ-контрасту на фоне морской поверхности.

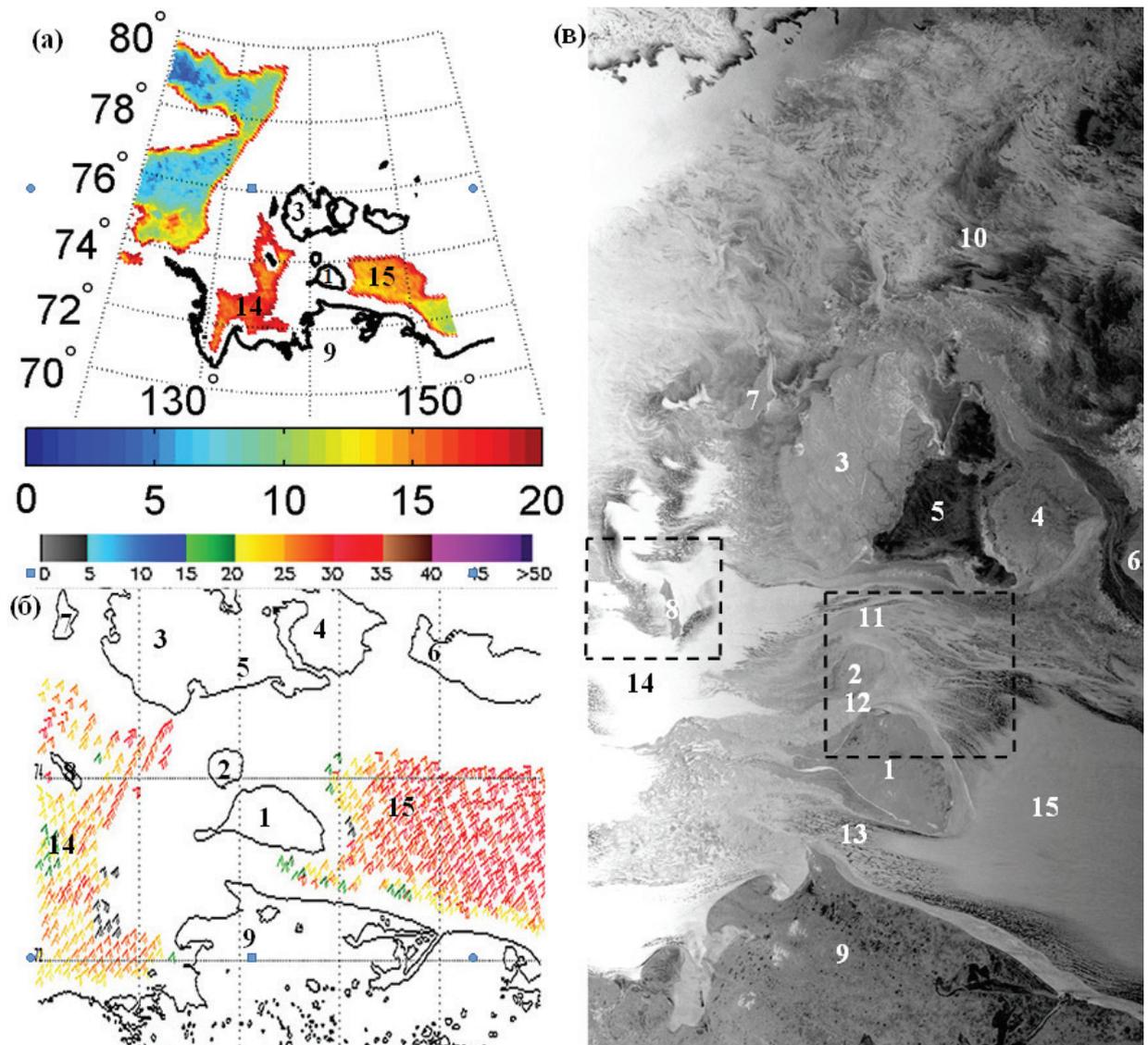


Рис. 5. Спутниковое зондирование Северного морского пути в районе Новосибирских о-вов 23 октября 2014 г.: приводный ветер по данным радиометра AMSR2 за 02:23 Гр. в м/с (а), скаттерометра MetOp-A за 4:19 Гр. в узлах (б) и изображение PCA за 07:40 Гр. (в). Пунктиром на изображении PCA показаны границы рис. 6 и 7

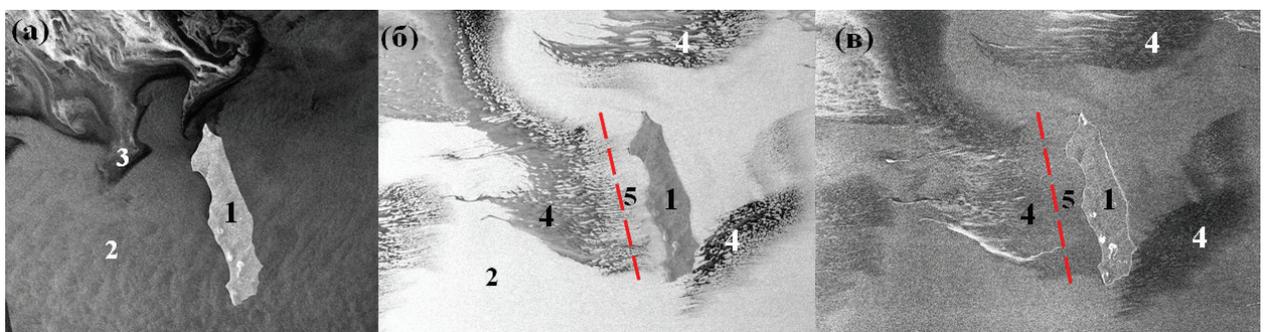
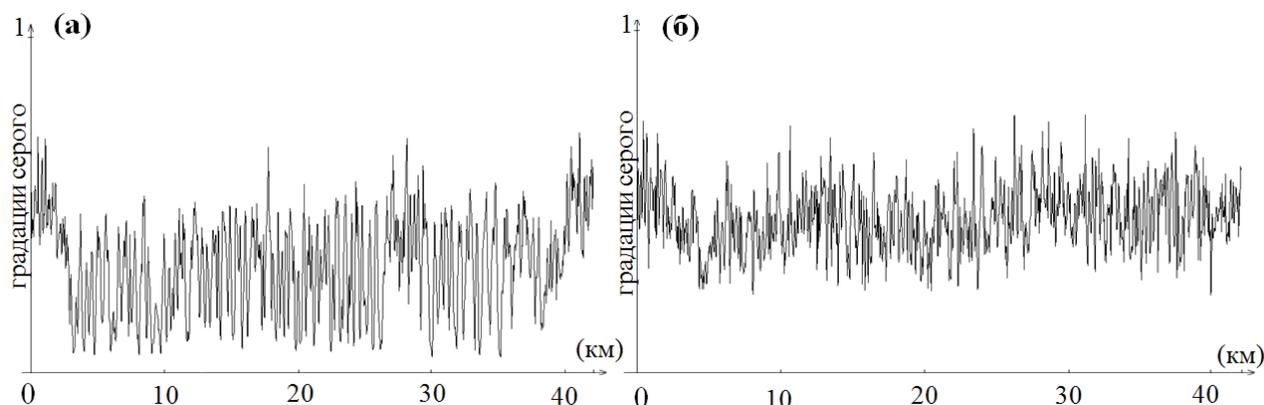


Рис. 6. Изображения моря Лаптевых в окрестности о. Столбовой, полученные PCA со спутника Sentinel-1A: 19 октября на ГГ-поляризации в 08:10 Гр. (а) и 23 октября 2013 г. в 7:37 Гр. на ГГ-поляризации (б) и ГВ-поляризации (в)

Температура морской поверхности по данным радиометра AVHRR менялась незначительно – от $+0,4$ до $-0,5^{\circ}\text{C}$. Среднесуточные потоки явного и скрытого тепла в районе о. Столбовой по данным реанализа MERRA (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>) были близки (40 и 60 Вт/м^2 соответственно). Повышенная теплоотдача с морской поверхности под действием сильного ветра приводила к образованию ледяного сала (Rosa de la et al., 2011; Petersen, Renfrew, 2009).

Области ледяного сала 4, начальной стадии формирования льда, выделялись по темному тону на фоне яркой морской поверхности. Участки с преобладающим темным тоном обнаруживаются на изображениях РСА к северу, западу и востоку от острова 1. В темные области вкраплены вытянутые светлые пятна открытой воды. Вверх по потоку пятна объединяются и образуют узкие полосы (области 5). Чередующиеся светлые и темные полосы в областях 5 визуализируют циркуляцию Ленгмюра (Dethleff et al., 2009).

Для оценки длины волны циркуляции Λ через область 5 на расстоянии 7–10 км от острова 1 проведено сечение в направлении перпендикулярном полосам, отмеченное штриховой линией на *рис. 6б,в*. Ширина сечения – ≈ 300 м. Минимальные значения яркости соответствуют полосам ледяного сала, максимальные – полосам взволнованной морской поверхности. Вариации яркости в градациях серого в направлении юг – север показаны на *рис. 7*. Примерно 30% поверхности воды покрыто здесь ледяным салом (*рис. 6б,в*). Из анализа графиков следует, что $\Lambda \approx 500\text{--}600$ м. Ширина полос ледяного сала и открытой воды составляет 400–800 м. Выше по потоку темные полосы утончаются, и на расстоянии 3–5 км от острова процент сала снижается до $\approx 5\%$. Еще ближе к острову полосы сала исчезают совсем, поскольку сочетание температуры и солености воды, температуры воздуха и скорости ветра не удовлетворяет условиям, при которых возможно образования льда в море. На удалении от острова в 20–25 км ледяное сало занимает уже $\approx 70\text{--}80\%$ поверхности воды, и отдельные темные полосы сала сливаются. Еще дальше к западу ледяное сало занимает практически 100% поверхности воды.



*Рис. 7. Вариации уровня рассеяния в градациях серого вдоль сечения через область 5, отмеченного штриховой линией на *рис. 6б* и *6в*: (а) ГГ-поляризация и (б) ГВ-поляризация*

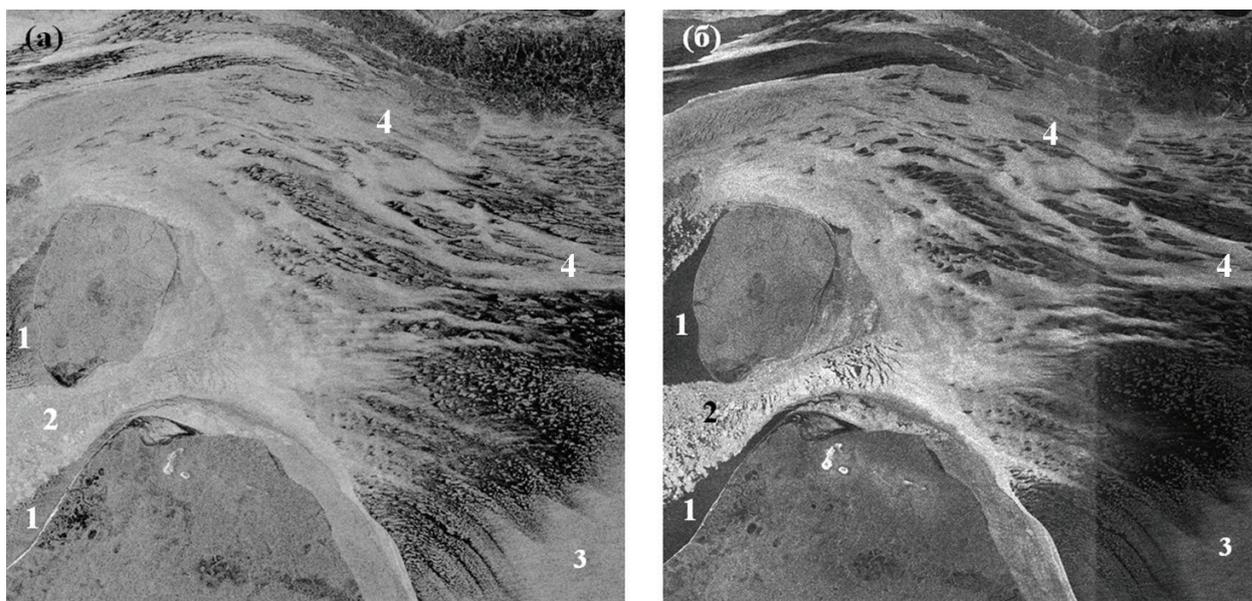


Рис. 8. Ледяной покров в проливах Санникова и Этерикан на изображениях РСА на ГГ-поляризации (а), ГВ- поляризации (б)

Соотношение контрастов различных типов льда и льда относительно моря на изображениях РСА со скрещенной (ГВ) поляризацией отличается от соосной (ГГ) (Eriksson et al., 2010). Полосы циркуляции Ленгмюра **5** на ГВ-поляризации проявляются менее контрастно, главным образом, из-за меньшего рассеяния от открытой воды (рис. 6в). На ГГ-поляризации (рис. 6б) контраст сала на фоне взволнованной морской поверхности выше, чем на ГВ-поляризации (рис. 6в). В то же время полосы торосистого льда **6** характеризуются более высоким контрастом на ГВ-изображениях.

Детальное представление о ледовой обстановке в проливах Санникова и Этерикан дают изображения РСА на ГГ и ГВ-поляризациях размером $\approx 138 \times 138$ км (рис. 8). На изображении с ГВ-поляризацией дрейфующий лед в прол. Этерикан **2** контрастно выделяется на фоне темных участков **1**, примыкающих к Большому и Малому Ляховским о-вам, где лед малоподвижен (возможно, припай), и поэтому более гладкий (рис. 8б).

Размеры ледяных полей в проливах составляют $\approx 2-3,5$ км. По номенклатуре ВМО они относятся к обширным ледяным полям. Полосы к востоку от о-вов Большой и Малый Ляховский – проявления циркуляции Ленгмюра. На юго-востоке выделяется область открытой воды **3**, вариации яркости которой зависят от скорости ветра. О направлении ветра можно судить по ориентации полос ледяного сала. Лед к северу и северо-востоку от островов образуется под влиянием не только сильного ветра, но и снега, почти непрерывное выпадение которого 20–24 октября отмечено на полярной ГМ Мыс Кигилях и др. (слабая или умеренная снежная низовая метель в целом высокая – выше уровня глаз наблюдателя). Характерные для снежуры и шуги сигнатуры в виде светлых полос и пятен на изображениях РСА с соосной и скрещенной поляризацией видны в области **4**.

Обсуждение и выводы

Спутниковая информация, проанализированная в работе, показывает быстрое изменение ледовой обстановки в районе Новосибирских о-вов (*рис. 1*) в конце арктической навигации – с 14 по 24 октября 2014 г. Если 14–18 октября суда могли следовать прол. Санникова и севернее о. Котельный, то после 22–23 октября оба пути можно было преодолеть только с помощью ледокола, что находится в согласии с измерениями полярных ГМ, зафиксировавших понижение температуры воздуха и рост скорости ветра (*рис. 2*). Изменение сплоченности льда прослеживалось по картам Бременского университета (*рис. 4*), построенным по пассивным микроволновым измерениям со спутника Японии GCOM-W1 на сетке с шагом $3,125 \times 3,125$ км (Spreen et al., 2008). Основные источники погрешности оценки сплоченности – облака с водозапасом $> 0,1–0,2$ кг/м² и трудные для индикации начальные формы льда – ледяное сало, шуга, темный нилас (Carsey, 1992).

На активные микроволновые измерения, выполняемые спутниковыми скаттерометрами и РСА, облачность не влияет, а начальные формы льда обладают заметным РЛ-контрастом, как на фоне открытой воды, так и на фоне других форм льда. Высокое разрешение РСА (40×80 м) в сочетании с зондированием на двух поляризациях и широкой полосой обзора обеспечивает получение сведений о ледовой обстановке на более высоком уровне: уверенно определяется граница лед – вода, обнаруживаются полыньи, разводья, торосы, зоны припая, формирования нового льда, циркуляции Ленгмюра и другие особенности (*рис. 6–8*). Из анализа экспериментальных данных, полученных при различных комбинациях поляризаций, следует, что для индикации тонких льдов предпочтительнее использовать сигналы со скрещенной поляризацией (ГВ или ВГ) как менее чувствительных к вариациям ветра. На изображениях с ГВ или ВГ поляризацией различия в уровне рассеяния от гладкого и блинчатого льда выше, чем на изображениях с соосными поляризациями. В то же время граница серых и молодых льдов лучше различается на изображениях с ГГ-поляризацией вследствие более высокой чувствительности к вариациям шероховатости поверхности. Важную информацию о поле приводного ветра дают измерения скаттерометров и МВ радиометров (*рис. 3*).

Временные ряды $T_{\text{я}}^{\text{в.г.}}(v)$, карт сплоченности и изображений РСА в сочетании с сопутствующей спутниковой и контактной информацией позволяют осуществлять ежедневный мониторинг состояния ледяного покрова, следить за эволюцией и дрейфом льда на обширных акваториях, оценивать климатические тренды для всего арктического бассейна и отдельных его частей. Для моделирования (оценка потока тепла и др.) и оперативных приложений (навигация во льдах, воздействие на нефтяные платформы и др.) критически важно классифицировать ледяной покров с малой неопределенностью. Изображения на одной поляризации дают достаточно информации для решения этой задачи, однако поляриметрические РСА позволяют повысить точность классификации.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов ДВО РАН 15-I-1-009_о и РФФИ 13-05-12093. Авторы благодарят ESA за предоставление изображений РСА со спутника Sentinel – 1А, JAXA за данные радиометра AMSR2 со спутника GCOM-W1 и Бременский университет за карты сплоченности по данным AMSR2.

Литература

1. Даркин Д.В., Митник Л.М., Митник М.Л. Спектры коэффициентов излучения тонкого льда по данным микроволновых и оптических измерений со спутника Aqua на примере Охотского и Японского морей // Исследование Земли из космоса. 2008. № 1. С. 3–14.
2. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: МГУ, 1982. 192 с.
3. Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследование Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–65.
4. Йоханнессен О.М., Александров В.Ю., Фролов И.Е., Сандвен С., Петтерссон Л.Х., Бобылев Л.П., Клостер К., Смиронов В.Г., Миронов Е.У., Бабич Н.Г. Научные исследования в Арктике. Том 3. Дистанционное зондирование морских льдов на северном морском пути: изучение и применение. СПб.: Наука, 2007. 512 с.
5. Митник Л.М., Митник М.Л. Алгоритм восстановления скорости приводного ветра по измерениям микроволнового радиометра AMSR-E со спутника Aqua // Исследование Земли из космоса. 2011. № 6. С. 34–44.
6. Митник Л.М., Митник М.Л., Заболотских Е.В. Спутник Японии GCOM-W1: моделирование, калибровка и первые результаты восстановления параметров океана и атмосферы // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 3. С. 135–141.
7. Carsey F.D. (Ed.). *Microwave Remote Sensing of Sea Ice* (Geophysical Monograph 68). D.C.: American Geophysical Union, Washington, 1992. 462 p.
8. Comiso J.C., Hall D.K. Climate trends in the Arctic as observed from space // WIREs Climate Change. 2014. Vol. 5. No. 3. pp. 389–409.
9. Dethleff D., Kempema E.W., Koch R., Chubarenko I. On the helical flow of Langmuir circulation – approaching the process of suspension freezing // Cold Regions Science and Technology. 2009. No. 4. pp. 50–57.
10. Dierking W. Mapping of different sea ice regimes using images from Sentinel-1 and ALOS syntactic aperture radar // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2007. Vol. 48. No. 3. pp. 1045–1058.
11. Dierking W., Dall J. Sea-ice deformation state from synthetic aperture radar imagery. Part I: comparison of C- and L - band and different polarization // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 2008. Vol. 46. No. 11. pp. 3610–3622.
12. Dierking W., Pedersen L.T. Monitoring sea ice using ENVISAT ASAR – A new era starting 10 years ago // Proc. IGARSS 2012. Munich, 22–27 July 2012. pp. 1852–1855.
13. Eriksson L.E.B., Borenäs K., Dierking W., Berg A., Santoro M., Pemberton P., Lindh H., Karlson B. Evaluation of new spaceborn SAR sensors for sea ice monitoring in the Baltic Sea // Can. J. Remote Sens. 2010. Vol. 36. No. 1. pp. S56–S73.
14. Hillger D., Kopp T., Lee T., Lindsey D., Seaman C., Miller S., Solbrig J., Kidder S., Bachmeier S., Jasmin T., Rink T. First-light imagery from Suomi NPP VIIRS // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2013. Vol. 94, No. 7. pp. 1019–1029.
15. Imaoka K., Kachi M., Fujii H., Murakami H., Hori M., Ono A., Igarashi T., Nakagawa K., Oki T., Honda Y., Shimoda H. Global Change Observation Mission (GCOM) for monitoring carbon, water cycles, and climate change // Proc. IEEE. 2010. Vol. 98. No. 5. pp. 717–734.
16. Karvonen J. A sea ice concentration estimation algorithm utilizing radiometer and SAR data // The Cryosphere. 2014. Vol. 8. pp. 1639–1650.
17. Lee T.F., Miller S.D., Turk J.F., Schueler C., Julian R., Deyo S., Dills P., Wang S. The NPOESS VIIRS Day/Night Visible Sensor // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2006. Vol. 87. No. 2. pp. 191–199.
18. Lee T.F., Bankert R.L., Mitrescu C. Meteorological education and training using A-Train profilers // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2012. Vol. 93. No. 5. pp. 687–696.
19. Martin S., Kauffman P. A field and laboratory study of wave damping by grease ice // Journal of Glaciology. 1981. Vol. 27. Issue 96. pp. 283–313.
20. Melentyev V., Bobylev L., Pettersson L., Tsepelev V., Kolesov A., Soloshchuk P., Melentyev K., Zakharova T. Ecologically significant and hazardous ice phenomena in the Gulf of Finland and adjoined water bodies: results of study based on satellite SAR/ASAR survey // 20th IAHR International Symposium on Ice. Lahti, Finland, June 14 to 18, 2010. 16 p.
21. Miller S.D., Straka W., Mills S.P., Elvidge C.D., Lee T.F., Solbrig J., Walther A., Heidinger A.K., Weiss S.C. Illuminating the capabilities of the Suomi National Polar-Orbiting Partnership (NPP) Visible Infrared Imaging Radiometer Suite (VIIRS) Day/Night Band // Remote Sensing. 2013. Vol. 5. No. 12. pp. 6717–6766.
22. Mitnik L.M., Dubina V.A., Darkin D.V. New ice formation in the Okhotsk Sea: Detection with ERS-2 SAR and Envisat ASAR // Proc. 20th International Symposium on Okhotsk Sea and Sea Ice. Mombetsu, Hokkaido, Japan. 2005. pp. 37–44.
23. Nghiem S., Bertoia C. Study of multi-polarization C-band backscatter signatures for Arctic sea ice mapping with future satellite SAR // Can. J. Remote Sensing. 2001. Vol. 27. No. 5. pp. 387–402.
24. Partington K.C., Flach J.D., Barber D., et al. Dual-polarization C-band radar observations of sea ice in the Amundsen Gulf // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 2010. Vol. 48. No. 6. pp. 685–2691.
25. Petersen G. N., Renfrew I. A. Aircraft-based observations of air–sea fluxes over Denmark Strait and the Irminger Sea during high wind speed conditions // Quarterly J. Royal Meteorol. Society. Special Issue: The Greenland Flow Distortion Experiment. Part B. 2009. Vol. 135. No. 645. pp. 2030–2045.
26. Rosa de la S., Maus S., Kern S. Thermodynamic investigation of an evolving grease to pancake ice field // Annals of Glaciology. 2011. Vol. 52. No.1. pp. 206–214.
27. Sentinel-1: ESA Radar Observation Mission for GMES Operational Services (ESA SP-1322/1. March 2012). AG Noordwijk, 2012. 86 p.
28. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels // J. Geophys. Res. Oceans. 2008. Vol. 113. No. C02S03. pp. 1–14.

Ice cover dynamics in the East Siberian and Laptev Seas at the second half of October 2014 from remote sensing data

L.M. Mitnik, E.S. Khazanova

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, 690041, Russia
E-mail: mitnik@poi.dvo.ru, khazanova@poi.dvo.ru

The formation of an ice cover in the New Siberian Islands area, the East Siberian and Laptev Seas from satellite passive and active microwave sensing during the end of navigation by the Northern Sea Route (the second half of October, 2014) is considered. Change of the borders, concentration and area of ice is traced by the GCOM-W1 AMSR2 radiometer measurements. Ice concentration is analyzed according to the maps with the resolution of $3,1 \times 3,1$ km constructed with Artist Sea Ice (ASI) algorithm. Measurements of AMSR2, MetOp-A and MetOp-B ASCAT scatterometers served for near surface wind speed retrieval. From brightness variations of the Sentinel-1A SAR images with co- and cross polarizations, zones of grease ice formation and its transformation in pancake ice in the open sea and near the coast are determined. Imprints of Langmuir circulation in the form of alternating dark (grease ice) and light (water) strips are revealed on SAR images taken with high (40 x 80 m) resolution. Changes of downstream circulation characteristics are estimated. The areas of intense air-sea interaction characterized by the strong wind and its organized variations caused by mesoscale convective rolls and cells formation in the boundary layer of the atmosphere are detected. Changes of an ice condition and possibility of navigation in Dmitry Laptev, Eterikan and Sannikova Straits, and to the North of the Kotelny Island are discussed. Satellite estimates of ice cover and wind speed are consistent with data of polar hydrometeorological stations.

Keywords: microwave radiometry, GCOM-W1 AMSR2, Sentinel-1A SAR, Northern Sea Route, New Siberian Islands, Sannikov Strait, ice cover, sea ice concentration, grease ice, pancake ice, Langmuir circulation, surface wind

References

1. Darkin D.V., Mitnik L.M., Mitnik M.L., Spektry koeffitsientov izlucheniya tonkogo l'da po dannym mikrovolnovykh i opticheskikh izmerenii so sputnika Aqua na primere Okhotskogo i Yaponskogo morei (Young ice emissivity coefficients spectra derived using Aqua microwave and optical measurements over the Japan and Okhotsk Seas), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2008, No. 1, pp. 3–14.
2. Dobrovolskii A.D., Zalogin B.S. *Morya SSSR* (Sea of USSR), Moscow: MGU, 1982. 192 p.
3. Ivanov V.V., Alekseev V.A., Alekseeva T.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Smirnov A.V., Arkticheskii ledyanoi pokrov stanovitsya sezonnym? (Does Arctic Ocean ice cover become seasonal?), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2013, No. 4, pp. 50–65.
4. Johannessen O.M., Aleksandrov V.Ju., Frolov I.E., Sandven S., Pettersson L.H., Bobylev L.P., Kloster K., Smironov V.G., Mironov E.U., Babich N.G. *Nauchnye issledovaniya v Arktike. Tom 4. Distantsionnoe zondirovanie morskikh l'dov na severnom morskoy puti: izuchenie i primeneni* (Remote sensing of sea ice in the northern sea route. Studies and applications), Saint-Petersburg: Nauka, 2007. 512 p.
5. Mitnik L.M., Mitnik M.L., Algoritm vosstanovleniya skorosti privodnogo vetra po izmereniyam mikrovolnovogo radiometra AMSR-E so sputnika Aqua (Algorithm of sea surface wind speed retrieval from Aqua AMSR-E measurements), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2011, No. 6, pp. 34–44.
6. Mitnik L.M., Mitnik M.L., Zabolotskikh E.V., Sputnik Yaponii GCOM-W1: modelirovanie, kalibrovka i pervye rezul'taty vosstanovleniya parametrov okeana i atmosfery (Japan satellite GCOM-W1: simulation, calibration and first results of the retrievals of atmospheric and oceanic parameters), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2013, Vol. 10, No. 3, pp. 135–141.
7. Carsey F.D. (Ed.). *Microwave Remote Sensing of Sea Ice* (Geophysical Monograph 68). Washington D.C.: American Geophysical Union, 1992, 462 p.
8. Comiso J.C., Hall D.K., Climate trends in the Arctic as observed from space, *WIREs Climate Change*, 2014, Vol. 5, No. 3, pp. 389–409.
9. Dethleff D., Kempema E.W., Koch R., Chubarenko I., On the helical flow of Langmuir circulation – approaching the process of suspension freezing, *Cold Regions Science and Technology*, 2009, No. 4, pp. 50–57.
10. Dierking W., Mapping of different sea ice regimes using images from Sentinel-1 and ALOS synthetic aperture radar, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2007, Vol. 48, No. 3, pp. 1045–1058.
11. Dierking W., Dall J., Sea-ice deformation state from synthetic aperture radar imagery. Part I: comparison of C- and L - band and different polarization, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 2008, Vol. 45, No. 11, pp. 3610–3622.
12. Dierking W., Pedersen L.T., Monitoring sea ice using ENVISAT ASAR – A new era starting 10 years ago, *Proc. IGARSS 2012*, Munich, 22–27 July 2012, pp. 1852–1855.
13. Eriksson L.E.B., Borenäs K., Dierking W., Berg A., Santoro M., Pemberton P., Lindh H., Karlson B., Evaluation of new spaceborn SAR sensors for sea ice monitoring in the Baltic Sea, *Can. J. Remote Sens.*, 2010, Vol. 36, No. 1, pp. S56–S73.
14. Hillger D., Kopp T., Lee T., Lindsey D., Seaman C., Miller S., Solbrig J., Kidder S., Bachmeier S., Jasmin T., Rink T., First-Light Imagery from Suomi NPP VIIRS, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2013, Vol. 94, No. 7, pp. 1019–1029.

15. Imaoka K., Kachi M., Fujii H., Murakami H., Hori M., Ono A., Igarashi T., Nakagawa K., Oki T., Honda Y., Shimoda H., Global Change Observation Mission (GCOM) for monitoring carbon, water cycles, and climate change, *Proc. IEEE*, 2010, Vol. 98, No. 5, pp. 717-734.
16. Karvonen J., A sea ice concentration estimation algorithm utilizing radiometer and SAR data, *The Cryosphere*, 2014, Vol. 8, pp. 1639–1650.
17. Lee T. E., Miller S.D., Turk J.F., Schueler C., Julian R., Deyo S., Dills P., Wang S., The NPOESS VIIRS Day/Night Visible Sensor, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2006, Vol. 87, No. 2, pp. 191–199.
18. Lee T.F., Bankert R.L., Mitrescu C., Meteorological education and training using A-Train profilers, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2012, Vol. 93, No. 5, pp. 687–696.
19. Martin S., Kauffman P., A field and laboratory study of wave damping by grease ice, *Journal of Glaciology*, 1981, Vol. 27, No. 96, pp. 283–313.
20. Melentyev V., Bobylev L., Pettersson L., Tsepelev V., Kolesov A., Soloshchuk P., Melentyev K., Zakharova T., Ecologically significant and hazardous ice phenomena in the Gulf of Finland and adjoined water bodies: results of study based on satellite SAR/ASAR survey, 20th *IAHR International Symposium on Ice*, Lahti, Finland, June 14–18, 2010, 16 pp.
21. Miller S.D., Straka W., Mills S.P., Elvidge C.D., Lee T.F., Solbrig J., Walther A., Heidinger A.K., Weiss S.C., Illuminating the capabilities of the Suomi National Polar-Orbiting Partnership (NPP) Visible Infrared Imaging Radiometer Suite (VIIRS) Day/Night Band, *Remote Sensing*, 2013, Vol. 5, No. 12, pp. 6717–6766.
22. Mitnik L.M., Dubina V.A., Darkin D.V., New ice formation in the Okhotsk Sea: Detection with ERS-2 SAR and Envisat ASAR, *Proc. 20th International Symposium on Okhotsk Sea and Sea Ice*, 2005, Mombetsu, Japan, pp. 37–44.
23. Nghiem S., Bertoia C., Study of multi-polarization C-band backscatter signatures for Arctic sea ice mapping with future satellite SAR, *Can.J. Remote Sens.*, 2001, Vol.27, No.5, pp.387–402.
24. Partington K.C., Flach J.D., Barber D., Isleifson D., Meadows P.J., Verlaan P., Dual-polarization C-band radar observations of sea ice in the Amundsen Gulf, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 2010, Vol. 48, No. 6, pp. 685–2691.
25. Petersen G.N., Renfrew I.A., Aircraft-based observations of air–sea fluxes over Denmark Strait and the Irminger Sea during high wind speed conditions, *Quarterly Journal Royal Meteorol. Society. Special Issue: The Greenland Flow Distortion Experiment. Part B*, 2009, Vol. 135, No. 645, pp. 2030–2045.
26. Rosa de la S., Maus S., Kern S., Thermodynamic investigation of an evolving grease to pancake ice field, *Annals of Glaciology*, 2011, Vol. 52, No.1, pp. 206–214.
27. Sentinel-1: ESA Radar Observation Mission for GMES Operational Services (ESA SP-1322/1, March 2012), AG Noordwijk, 2012, 86 p.
28. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G., Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels, *J. Geophys. Res. Oceans*, 2008, Vol. 113, No. C02S03, pp. 1–14.