Радиолокационные, термические и оптические контрасты морского льда в Охотском море зимой

Л. М. Митник, Е. С. Хазанова

*Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева
Владивосток, 690041, Россия
E-mail: mitnik@poi.dvo.ru*

В работе приведены результаты зондирования ледяного покрова на шельфе и в зал. Терпения в Охотском море радиолокационными станциями с синтезированной апертурой (РСА) со спутников Sentinel-1A/B, спектральными приборами в видимом и ИК-диапазонах длин волн со спутника Landsat-8 с пространственным разрешением 30–100 м. Детальное исследование выполнено для близких по времени изображений морского льда и открытых районов моря, полученных 7–8 января 2017 г. при ясном небе и низкой температуре воздуха. При анализе погодных условий и характеристик ледяного покрова привлекались изображения MODIS, карты сплочённости льда по данным микроволнового (МВ) радиометра AMSR2, поля приводного ветра и показания метеорологических станций. Получены оценки абсолютных значений и пространственной изменчивости удельной эффективной площади рассеяния, спектральной отражательной способности и радиационной температуры различных типов льда и морской поверхности. Отмечены особенности формирования льда и структуры прикромочной ледовой зоны при сильном ветре и различия в оценке сплочённости тонких льдов по данным пассивного МВ-зондирования, радиолокационным, видимым и ИК-изображениям. Показаны преимущества совместного использования данных дистанционного зондирования при анализе характеристик морского льда. Подчёркнута необходимость установки РСА на российских спутниках для получения оперативных и научных данных о ледовой обстановке в арктическом регионе.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, морской лёд, РСА, Sentinel-1A/B, УЭПР, Landsat-8, спектральная отражательная способность, яркостная температура, Охотское море

Одобрена к печати: 26.07.2019

DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-255-267

Введение

Для Охотского моря и северо-западной части Японского моря характерны зимы с низкой температурой воздуха, сильным ветром, интенсивной циклонической активностью и развитым ледяным покровом (Гидрометеорология..., 1998; Тамбовский, Пищальник, 1993). На шельфе и в заливах Охотского моря наблюдаются различные виды морского льда от начальных его форм (нилас, шуга, ледяное сало) до толстого однолетнего льда толщиной более 1,2 м (Тамбовский, Пищальник, 1993; Якунин, 2012). Здесь ведётся круглогодичная добыча нефти, выполняются рыбопромысловые и транспортные операции. Под действием ветра и течений сплочённость, торосистость, положение кромки, скорость дрейфа и другие характеристики ледяного покрова быстро меняются. Северо-западные ветры вызывают отжим ледяного покрова от побережья, образование обширных полыней, зон с начальными видами льда, формирование в прикромочной зоне полос льда. При восточных и северо-восточных ветрах возрастает сплочённость льда на шельфе Сахалина, а на границе вода – лёд под влиянием волн образуется полоса торосов. С учётом быстрой изменчивости границ и сплочённости льда сведения о состоянии ледяного покрова должны поступать с высоким временным и пространственным разрешением, что обеспечит безопасность транспортных операций и любителей рыбной ловли у побережья Сахалина.

В последние десятилетия основным источником сведений о распределении, видах и характеристиках морского льда служат спутниковые измерения в микроволновом (МВ), инфракрасном (ИК) и видимом диапазонах длин волн. Спутниковые данные различаются по

пространственному разрешению, ширине полосы обзора, чувствительности к различным параметрам ледяного покрова и др. При ясной погоде структура ледяного покрова проявляется на изображениях в видимом диапазоне длин волн, поступающих ежедневно с полярно-орбитальных и геостационарных спутников.

Рис. 1. Сахалин и морской лёд в Охотском и Японском морях на изображении MODIS со спутника Terra 08.01.2017 в 02:54 GMT: 1 — пос. Ноглики; 2 — г. Поронайск; 3 — заснеженный лёд; 4 — молодой лёд; 5 — прикромочная ледовая зона; 6 — открытая вода; 7 — облачные гряды; 8 — полоса заснеженного дрейфующего льда; 9 — сплочённый заснеженный лёд

Видимое изображение на *рис. 1* (см. с. 256), полученное спектрорадиометром MODIS со спутника Terra в 02:54 GMT 8 января 2017 г., показывает распределение ледяного покрова в Охотском море и на севере Японского. Яркость изображения даёт представление о заснеженности и видах льда. Максимальную яркость имеет толстый заснеженный лёд 3 в Сахалинском заливе и к северу и югу от него. Толщина (и заснеженность) молодых льдов 4 у восточного побережья Сахалина, в заливах Терпения и Анива, в северо-западной части Татарского пролива, у побережья Хабаровского края значительно меньше, и они отображаются серым тоном. Тёмный тон начальных видов льда 5 в прикромочной ледовой зоне Охотского моря немного светлее чёрного тона открытой морской поверхности 6.

Дополнительная информация о характеристиках льда при малооблачных условиях может быть извлечена из спектральных измерений в видимом, ближнем и дальнем ИК-диапазонах со спутников Landsat-8, Suomi NPP и Sentinel-2 (He et al., 2018; Liu et al., 2016; Montanaro et al., 2014; Tschudi et al., 2017; Vermote et al., 2016; Zhu et al., 2015). При облачности характеристики морского льда и морской поверхности определяются по изображениям, полученным радиолокационными станциями (РЛС) с синтезированной апертурой (РСА).

Данные

Изображения РСА SAR-C со спутников Sentinel-1A и Sentinel-1B находятся в открытом доступе (<https://scihub.copernicus.eu/>). SAR-C зондирует Землю на частоте 5,4 ГГц (длина волны $\lambda = 5,55$ см). Ширина полосы обзора ΔL в зависимости от режима меняется от 20 до 400 км при разрешении $\Delta l = 3,5\text{--}40$ м. В 2015–2019 гг. было получено 738 снимков со спутников Sentinel-1A/B.

Яркость радиолокационного изображения (РЛИ) характеризуется удельной эффективной площадью рассеяния (УЭПР) σ_0 , которая зависит от параметров РСА (частоты, поляризации при передаче и приёме сигналов), геометрии зондирования (диапазона угла падения) и шероховатости подстилающей поверхности. Поверхности с характерным размером неоднородностей заметно меньше λ (гладкий припайный лёд, ледяное сало, лёд на озёрах, спокойная морская поверхность) не рассеивают РЛ-сигналы в направлении на спутник, и на изображении РСА они выглядят тёмными. С увеличением шероховатости возрастает рассеяние назад (значения σ_0) и яркость РЛИ. УЭПР морских льдов зависит от вида льда и условий его образования, температуры, толщины и влажности снега, а также от других причин (Mäkynen, Karvonen, 2017; Onstott, Shuchman, 2004). Рассеяние морской поверхностью определяется скоростью и направлением ветра (углом между направлением РЛ-зондирования и направлением ветра) и меняется в широких пределах (Йоханнессен и др., 2007). В результате яркость морской поверхности на РЛИ может быть как ниже, так и выше яркости льда. При обработке изображений РСА значения σ_0 были найдены с использованием программы Sentinel Application Platform (SNAP), доступной по адресу <http://step.esa.int/main/toolboxes/snap/>.

Изображения в видимом и ИК-диапазонах были получены со спутника Landsat-8 в полосе шириной 185 км с интервалом 9 дней. Прибор OLI (Operational Land Imager) выполнял съёмку шельфа Сахалина в диапазоне длин волн от 0,43 до 2,30 мкм (каналы 1–9) при разрешении $\Delta l = 30$ м, а прибор TIRS (Thermal Infrared Sensor) — в диапазоне 10,6–12,5 мкм (каналы 10 и 11) с $\Delta l = 100$ м (<http://glovis.usgs.gov/next/>). Из-за проблем с калибровкой 11-го канала (Barsi et al., 2014) использованы изображения, полученные только в 10-м канале. В зимние сезоны 2015–2019 гг. было получено 282 изображения. Из-за облачности для изучения ледяного покрова было отобрано примерно 30 % всех данных.

При анализе привлекались снимки, полученные спектрорадиометром MODIS со спутников Terra и Aqua с разрешением 250–1000 м в полосе шириной 2330 км, карты сплочённости льда по данным МВ-радиометра AMSR2 со спутника GCOM-W1 с $\Delta l = 3\text{--}5$ км (<http://seaice.uni-bremen.de/sea-ice-concentration/>), поля приводного ветра с $\Delta l = 10\text{--}25$ км по данным радиометра AMSR2 (<http://www.remss.com/missions/amr/>), скаттерометра ASCAT (<https://manati.star.nesdis.noaa.gov/products.php>) и данные береговых метеостанций.

Значения спектрального коэффициента отражения были найдены в спектральных каналах 2 (0,45–0,51 мкм, синий), 3 (0,53–0,59 мкм, зелёный) и 4 (0,64–0,67 мкм, красный) сенсора OLI. При преобразовании значений излучения на верхней границе атмосферы в значения альbedo поверхности могут быть использованы материалы из работы (He et al., 2018) и данные из служебного файла MTL, передаваемого вместе с архивом данных Landsat-8.

Температура поверхности моря и льда в безоблачных условиях была найдена по яркостной температуре $T_{\text{я}}$, измеренной в 10-м канале TIRS (Montanaro et al., 2014). При паросодержании атмосферы $V < 5\text{--}8 \text{ кг/м}^2$, что следует из данных радиозондирования атмосферы зимой, влияние водяного пара на перенос ИК-излучения мало и значения $T_{\text{я}}$ на верхней границе атмосферы близки к физической температуре поверхности.

При визуальном анализе изображений зал. Терпения и шельфовой зоны к востоку от Сахалина, полученных со спутников Landsat-8, Terra и Aqua (видимый и ИК-диапазоны) и Sentinel-1A/B (РСА), для детального изучения были выбраны данные за 7–8 января 2017 г. При этом учитывалось наличие показаний метеорологических станций и данных радиозондирования атмосферы. На выбранных изображениях наблюдались различные виды льда и отображалась пространственная эволюция ледяного покрова.

Оценки УЭПР на изображениях РСА были выполнены по однородным участкам ледяного покрова при пространственном сглаживании данных. Профили радиационной температуры ($T_{\text{рад}}$) были построены для сечений, пересекающих заснеженный припайный лёд и/или прибрежные озёра, различные виды льда и открытую морскую поверхность, что позволило привязать шкалу $T_{\text{рад}}$ к известным максимальным и минимальным значениям температуры поверхности и оценить вариации спектрального коэффициента отражения R .

Шельф Сахалина

Рассмотрим показания метеорологических станций на Сахалине, распределение и характеристики ледяного покрова на шельфе по данным спутникового зондирования 7–8 января 2017 г. (рис. 1 и 2, см. с. 259). На метеостанции Ноглики (51°07' с.ш., 143°34' в.д.) температура воздуха менялась от $-10,8^\circ\text{C}$ днём до $-20,5^\circ\text{C}$ ночью (местное время), скорость западных ветров W составляла 1–5 м/с. В 03:00 GMT (13:00 по местному времени) $W = 8 \text{ м/с}$. С удалением от побережья направление ветра менялось на северо-западное, на что указывает ориентация облачных гряд 7 на рис. 1. На изображении MODIS облачные гряды различимы над морем, сплошным ледяным покровом и прикромочной ледовой зоной. Расстояния между грядами, типы и высота облаков меняются с севера на юг (см. рис. 1). Развитость конвекции, ориентация гряд и анализ синоптических карт свидетельствуют об интенсивном холодном вторжении с восточной Сибири. Скорость ветра над морем к востоку от ледяного массива составляла по измерениям скаттерометра ASCAT 7–15 м/с и росла к северо-востоку (см. рис. 2б). Под действием ветра ширина прикромочной ледовой зоны увеличивалась, что видно на рис. 1 и отображается на карте сплочённости льда. Сплочённость льда C , определённая по алгоритму (Spreen et al., 2008), максимальна (90–100 %) в Сахалинском заливе и прилегающих к нему областях в полосе дрейфующего льда, начинающейся у северо-восточной оконечности Сахалина 8, в массиве к востоку от п-ова Терпения 9. В то же время в обширной зоне у Сахалина и в зал. Терпения сплочённость $C \leq 50 \%$, а в ряде областей $C \leq 10 \%$ (см. рис. 2в), что противоречит оценке сплочённости по изображениям MODIS (см. рис. 1) и РСА (см. рис. 2а), а также по данным скаттерометра (см. рис. 2б).

Изображение РСА было получено со спутника Sentinel-1A на ВВ-поляризации (вертикально-вертикальная) при излучении и приёме в режиме широкой (400 км) полосы обзора с разрешением $20 \times 40 \text{ м}$ (рис. 2а, 3а, см. с. 259). В поле яркости изображения можно выделить несколько областей. Высокая яркость свободной ото льда морской поверхности (область 1) обусловлена действием северо-западного ветра, скорость которого по данным ASCAT достигала 12–15 м/с (см. рис. 2б). Направление приводного ветра указывают тёмные полосы на фоне ячеистой структуры. Такое же направление имеют узкие тёмные полосы ледяного сала и светлые полосы блинчатого льда в области I. Хорошо выраженные на рис. 3б структу-

ры являются отпечатками в поле РЛ-рассеяния организованных вариаций приводного ветра при ячейковой и валиковой конвекции, возникающей при неустойчивой стратификации атмосферы, которая типична для холодных вторжений (Мезомасштабные..., 1990; Митник, Митник, 2009; Mitnik, 1992).

Рис. 2. Ледяной покров Охотского моря на изображении PCA SAR-C на ВВ-поляризации (спутник Sentinel-1A) в 20:38 GMT 7 января 2017 г. (а); поле ветра по данным скаттерометра ASCAT (спутник MetOp-B) в 01:39 GMT (б) и сплочённость льда по данным радиометра AMSR2 за 8 января 2017 г. (в). Сплошные линии на рис. 2б и в — границы изображения PCA, пунктирные линии на рис. 2в — границы изображения ALOS-2 за 12 января 2017 г. (не показан)

Рис. 3. Сахалин и ледяной покров в Охотском море и Татарском проливе Японского моря на изображении PCA SAR-C на ВВ-поляризации, полученном в 20:38 GMT 7 января 2017 г. (а); белые прямоугольники — границы увеличенных фрагментов (б, в); 1–4 — области с различными типами и сплочённостью льда (см. текст); (б): I — начальные виды льда, II — прикромочная ледовая зона в области 1, белая стрелка — положение сечения УЭПР; (в) — ледяной покров с шероховатой 2 и гладкой 3 поверхностью. Разрезы А–В и фрагмент (в) см. на рис. 4 и 5

Сигнатуры конвективных процессов в атмосфере (области 1А) и начальных видов льда (область 2А) идентифицируются по вариациям σ_0 вдоль сечения А, перпендикулярного к полосам льда (рис. 4а). Значения σ_0 в областях 1А в среднем на 2–2,5 дБ больше, чем в области 2А, где отмечаются чередующиеся полосы ледяного сала и блинчатого льда. При пересечении блинчатого льда (треугольные выбросы на рис. 4а) значения УЭПР возрастают на 2,5–3 дБ.

Рис. 4. Профили УЭПР вдоль сечений: А на рис. 3б (а), Б на рис. 3в (б) и В на рис. 3в (в)

В прикромочной ледовой зоне II в нижней левой части рис. 3б выделяются светлые извилистые полосы льда, направленные преимущественно по нормали к ветру. В полосах $\sigma_0 \approx -(16...17)$ дБ (рис. 4б). Между полосами льда, как и в области I, наблюдаются чередующиеся узкие тёмные полосы ледяного сала и светлые полосы блинчатого льда.

Сплочённость льда в светлой по тону области 2 (см. рис. 3а) быстро возрастает по мере удаления от открытой воды. К области 2 примыкает с запада полоса сплочённых гигантских ледяных полей 3 с гладкой поверхностью. (На рис. 2б сплочённость этой зоны $\leq 50\%$.) Тёмный тон изображения означает, что шероховатость льда мала. На границах полей лёд торосистый и характеризуется более высокими значениями УЭПР (см. рис. 3в), что позволяет уверенно идентифицировать отдельные поля и следить за их дрейфом по последовательности изображений РСА, полученных с небольшой разницей во времени.

При приближении к побережью Сахалина (зона 4) на формирование и динамику ледяного покрова начинают влиять Восточно-Сахалинское течение и приливные течения, скорость которых может превышать 1 м/с (Шевченко, Тамбовский, 2018).

Залив Терпения

Залив Терпения расположен у юго-восточного берега о. Сахалин. С востока залив частично ограничен п-овом Терпения. Длина залива — 65 км, ширина — ~130 км, глубина — до 50 м. В залив впадает р. Поронай. Приливы неправильные полусуточные с максимальной высотой до 1,5 м. Изображения зал. Терпения сенсорами TIRS и OLE со спутника Landsat-8, показанные на рис. 6 и 7, были получены примерно за 43 ч до зондирования РСА 6 января 2017 г., что затрудняет детальное сопоставление УЭПР ледяных полей в заливе со значениями радиационной температуры $T_{\text{рад}}$ и коэффициентов отражения R (альбедо).

Рассмотрим особенности, выявленные на всех изображениях, которые могут быть использованы при интерпретации характеристик льда. Сильный северо-западный ветер отгонял в море лёд, образующийся у северного побережья залива. Область I к югу от Поронайска (см. рис. 1) оставалась свободной ото льда или была покрыта ледяным салом. На изображении РСА (рис. 5, см. с. 261, фрагмент «г» на рис. 3а) видны светлые участки взволнованной морской поверхности и тёмные участки ледяного сала. Открытая вода и ледяное сало наблюдаются между ледяными полями на всей площади залива, что следует из анализа полей УЭПР (см. рис. 5а), радиационной температуры $T_{\text{рад}}$ (рис. 6а, см. с. 261), а также коэффициентов отражения R (рис. 7а, см. с. 262) и профилей УЭПР (см. рис. 5в–г), $T_{\text{рад}}$ (см. рис. 6б–г) и R (см. рис. 7б–г).

Рис. 5. Залив Терпения на изображении РСА (а) со спутника Sentinel-1A (фрагмент (г) на рис. 3) и профили УЭПР вдоль сечений I (б), II (в) и III (г)

Рис. 6. Залив Терпения на ИК-изображении (канал 10), полученном сенсором TIRS со спутника Landsat-8 в 01:19 GMT 6 января 2017 г. (а), и вариации яркостной температуры вдоль сечений I (б), II (в) и III (г), показанных красными линиями на рис. 6а

Рис. 7. Изображение зал. Терпения, полученное со спутника Landsat-8 в 01:19 GMT 6 января 2017 г. (а), и вариации коэффициента отражения R вдоль сечений I (б), II (в) и III (г) в трёх зонах спектра. Красные линии на рис. 7а показывают положение сечений

Сечение I начинается на покрытом гладким льдом заснеженном озере, что отражается в согласованных значениях параметров: $\sigma_0 = -(19,5...20)$ дБ (см. рис. 5б), $T_{\text{рад}} = 255$ К (см. рис. 6б) и $R = 0,62-0,72$ (см. рис. 7б). Согласованность изменчивости значений σ_0 , $T_{\text{рад}}$ и R в сечениях I–III, проходящих через залив, в среднем сохраняется. Она выше для $T_{\text{рад}}$ и R . Вариации σ_0 заключены в пределах от -17 до -21 дБ (см. рис. 5б–г). Минимальные значения $T_{\text{рад}} = 262$ К, что заметно выше, чем $T_{\text{рад}} = 255$ К над пресноводным озером 2, и обусловлены, скорее всего, меньшей толщиной морского льда и покрывающего его снега. Гигантские ледяные поля надёжно идентифицируются по значениям $T_{\text{рад}} < 264$ К (лёд покрыт снегом и не очень толстый). Максимальные значения $T_{\text{рад}} = 270$ К соответствуют излучению чистой (без льда) морской поверхности (см. рис. 6б–г). Максимальные значения коэффициентов отражения $R = 0,4-0,48$ ниже, чем над озером, что следует из различий в толщинах и оптических свойствах снега на дрейфующем и неподвижном льду (см. рис. 7б–г).

Яркостная температура западной части залива выше, чем восточной, и близка к температуре замерзания солёной воды, откуда следует наличие больших пространств тонкого льда (ледяное сало, тёмный и светлый нилас) и открытой водной поверхности. Об этом свидетельствуют вариации яркости видимого изображения (см. рис. 7а), коррелированные с полем $T_{\text{рад}}$ (см. рис. 6а). Низкая температура воздуха у поверхности $T_{\text{воз}}$ в первую декаду января (5–8 января она была ниже $-(15...20)$ °С) по данным метеостанций в Поронайске способствовала образованию льда. На изображении РСА (см. рис. 5а) западная часть залива в основном покрыта льдом. В восточной части залива (см. рис. 6а) видны многочисленные ледяные поля различных размеров с низкой $T_{\text{рад}}$. Они окружены полосами воды и/или ледяного сала с температурой близкой к точке замерзания и чётко выделяются на изображении. Ориентация ледяных полей обусловлена, скорее всего, преобладающим направлением ветра, который уносит лёд в южном направлении.

Обсуждение

Воздействие метеорологических и гидрологических факторов предопределяет разнообразие видов и сплочённости льда на шельфе и в заливах Охотского моря (Митник, Хазанова, 2016; Тамбовский, Пищальник, 1993; Шевченко, Тамбовский, 2018; Mitnik, Dubina, 2018; Shevchenko et al., 2004).

Классификация и оценка параметров льда по изображениям РСА на одной длине волны и одной поляризации неоднозначны из-за перекрытия диапазонов изменчивости УЭПР различных типов льда. Правильность классификации льдов повышается, если анализ ледяного покрова выполняется с использованием изображений РСА на нескольких длинах волн и поляризациях и полей яркостных температур, измеренных спутниковыми МВ-радиометрами, а при отсутствии облаков — и изображений в видимом и ИК-диапазонах (Cho et al., 2016; Dierking, 2013; Johansson et al., 2018; Mitnik, Dubina, 2018; Mitnik et al., 2016; Zakhvatkina et al., 2019).

Из-за поглощения ИК-излучения водяным паром в атмосфере измеренная TIRS радиационная температура $T_{\text{рад}}$ отличается от температуры поверхности воды (ТПО), равной примерно 271 К. Паросодержание атмосферы V по данным радиозондирования атмосферы на станции Поронайск 32098 (49,22° с. ш., 143,10° в. д.) составляло 4 кг/м² в 12:00 GMT 7 января и 2,73 кг/м² — в 00:00 GMT 8 января. На станции Александров-Сахалинский 32061 (50,9° с. ш., 142,16° в. д.) $V = 3,48$ и 3,9 кг/м² соответственно (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Небольшие отличия $T_{\text{рад}}$ от ТПО могут быть учтены по значениям температуры воды у ледовой кромки при ясном небе.

Сплочённость льда ежедневно определяется по яркостной температуре $T_{\text{я}}(\nu)$, измеренной МВ-радиометрами SSMIS, AMSR2, GMI и др. На рис. 2в приведена карта сплочённости, построенная по алгоритму (Spreen et al., 2010), в котором $T_{\text{я}}$ на $\nu = 89,0$ ГГц на В- и Г-поляризации (вертикальная и горизонтальная) используются в качестве основных, что обеспечивает разрешение в 3 км. Из сравнения этой карты с видимым и РСА-изображениями следует, что алгоритм (Spreen et al., 2010) существенно занижает сплочённость тонких льдов, покрывающих обширные области восточнее Сахалина, в заливе Терпения и Татарском проливе. Очевидно, что при мультисенсорном подходе погрешность оценки сплочённости, особенно сплочённости начальных видов льда, снизится. Значительный вклад в повышение точности оценок может внести использование спутниковых изображений с высоким пространственным разрешением, полученных РСА и сенсорами в видимом и ИК-диапазонах, что подтверждают измерения ледяного покрова в зал. Терпения.

Заключение

В работе выполнен анализ радиолокационных, инфракрасных и видимых изображений шельфа Сахалина и зал. Терпения Охотского моря, полученных в 2015–2019 гг. Пространственное разрешение изображений РСА со спутников Sentinel-1A/B, ALOS-2, снимков в видимом и ИК-диапазонах со спутника Landsat-8 близко, что в сочетании со свободным доступом к различным видам спутниковых данных и программам для их обработки и анализа обеспечивает получение детальной информации о ледяном покрове. Наибольший интерес представляют данные спутниковых РСА вследствие высокого пространственного разрешения и возможности получения изображений поверхности независимо от времени суток и облачности. Изображения РСА востребованы для многих приложений, связанных с транспортными, рыбопромысловыми и строительными операциями в море, в том числе и при оценке воздействия морского льда и ветра на нефтяные платформы в различных синоптических ситуациях (Йоханнесен и др., 2007; Митник, Хазанова, 2016).

Для обеспечения хозяйственной деятельности в Охотском море и других полярных морях требуется проведение оперативного круглогодичного мониторинга состояния ледяного покрова и морской поверхности с высоким временным разрешением (1–2 раза в сутки

и лучше). Временное разрешение критически зависит от регулярности включений зарубежных РСА над арктическими регионами, а не только от атмосферных условий. Надёжность идентификации типов льда, обнаружение полыней, разводий, айсбергов и других ледовых образований, зон штормовых ветров, оценки сплочённости ледяного покрова существенно возрастает при совместном анализе изображений РСА, спутниковых видимых, ИК- и пассивных МВ-изображений в сочетании с сопутствующей гидрометеорологической информацией (Йоханнессен и др., 2007; Johansson et al., 2018; Liu et al., 2016; Mitnik, Dubina, 2018; Mitnik et al., 2016; Tschudi et al., 2017; Zakhvatkina et al., 2019). Очевидна необходимость зондирования земной поверхности современными РСА с российских, а не только с зарубежных спутников.

Работа выполнена при частичной поддержке целевой субсидии No. 18-I-010.

Литература

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / ред. Глуховский Б. Х., Гоптарев Н. П., Терзиев Ф. С. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. 342 с.
2. Йоханнессен О. М., Александров В. Ю., Фролов И. Е., Сандвен С., Петтерссон Л. Х., Бобылев Л. П., Клостер К., Смирнов В. Г., Миронов Е. У., Бабиц Н. Г. Научные исследования в Арктике. Т. 3. Дистанционное зондирование морских льдов на Северном морском пути: изучение и применение. СПб.: Наука, 2007. 512 с.
3. Мезомасштабные конвективные гряды и ячейки // Радиолокация поверхности Земли из космоса / ред. Л. М. Митник, С. В. Виктор. Л.: Гидрометеиздат, 1990. С. 103–120.
4. Митник М. Л., Митник Л. М. Моделирование микроволновых характеристик системы атмосфера-океан при организованной мезомасштабной конвекции // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2009. № 6. С. 147–154.
5. Митник Л. М., Хазанова Е. С. Ледяной покров на шельфе Сахалина в районах добычи и транспортировки нефти // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. № 2. С. 100–113.
6. Тамбовский В. С., Пищальник В. М. Атлас льдов Японского и Охотского морей. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1993. 186 с.
7. Шевченко Г. В., Тамбовский В. С. Динамика дрейфа льда на северо-восточном шельфе острова Сахалин по данным измерений радиолокационными. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2018. 136 с.
8. Якунин Л. П. Атлас основных параметров ледяного покрова Охотского моря. Владивосток: ДВФУ, 2012. 116 с.
9. Barsi J. A., Schott J. R., Hook S. J., Raqueno N. G., Markham B., Radocinski R. G. Landsat-8 thermal infrared sensor (TIRS) vicarious radiometric calibration // Remote Sensing. 2014. V. 6. P. 11607–11626.
10. Cho K., Sato Y., Naoki K. Thin ice area extraction in the Sea of Okhotsk from GCOM-W1/ AMSR 2 data // The Intern. Archives Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. Proc. 23rd SPRS Congress. 2016. V. XLI-B8. P. 463–468.
11. Dierking W. Sea ice monitoring by synthetic aperture radar // Oceanography. 2013. V. 26. No. 2. P. 100–111.
12. He T., Liang S. L., Wang D. D., Cao Y. F., Gao F., Yu Y. Y., Feng M. Evaluating land surface albedo estimation from Landsat MSS, TM, ETM plus, and OLI data based on the unified direct estimation approach // Remote Sensing of Environment. 2018. V 204. P. 181–196.
13. Johansson A. M., Brekke C., Spreen G., King J. A. X-, C-, and L-band SAR signatures of newly formed sea ice in Arctic leads during winter and spring // Remote Sensing of Environment. 2018. V. 204. No. 1. P. 162–180.
14. Liu Y., Key J., Mahoney R. Sea and freshwater ice concentration from VIIRS on Suomi NPP and the future JPSS satellites // Remote Sensing. 2016. V. 8. No. 6(523). P. 1–20.
15. Mäkinen M., Karvonen J. Incidence angle dependence of first-year sea ice backscattering coefficient in Sentinel-1 SAR imagery over the Kara Sea // IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing. 2017. V. 55. No. 11. P. 6170–6181.
16. Mitnik L. M. Mesoscale coherent structures in the surface wind field during cold air outbreaks over the Far Eastern seas from the satellite side looking radar // La Mer. 1992. V. 30. P. 287–296.
17. Mitnik L. M., Dubina V. A. The Sea of Okhotsk: Scientific and Operational Applications of Remote Sensing // Remote Sensing of the Asian Seas / eds. V. Barale, M. Gade. Springer, 2018. P. 159–175.
18. Mitnik L., Dubina V., Khazanova E. New ice formation in the Okhotsk Sea and the Japan Sea from C- and L-band satellite SRS // Proc. IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. (IGARSS'2016). 2016. P. 4853–4856.

19. Montanaro M., Lunsford A., Tesfaye Z., Wenny B., Reuter D. Radiometric calibration methodology of the Landsat 8 Thermal Infrared Sensor // *Remote Sensing*. 2014. V. 6. P. 8803–8821.
20. Onstott R. J., Shuchman R. A. SAR measurements of sea ice // *Synthetic Aperture Radar Marine User's Manual* / eds. Jackson R., Apel J. R. 2004. P. 81–115.
21. Shevchenko G. V., Rabinovich A. B., Thompson R. E. Sea-ice drift on the Northeastern shelf of Sakhalin Island // *J. Physical Oceanography*. 2004. V. 34. No. 11. P. 2470–2491.
22. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // *J. Geophysical Research*. 2008. V. 113. C02S03. 14 p.
23. Tschudi M., Riggs G., Hall D., Román M. O. Suomi-NPP VIIRS Sea Ice Cover Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD). Version 1.0. 2017. URL: https://viirsland.gsfc.nasa.gov/PDF/VIIRS_SeaIceCover_ATBD_V2.pdf.
24. Vermote E., Justice C., Claverie M., Franch B. Preliminary analysis of the performance of the Landsat 8/OLI land surface reflectance product // *Remote Sensing of Environment*. 2016. V. 85. P. 46–56.
25. Zakhvatkina N., Smirnov V., Bychkova I. Satellite SAR data-based sea ice classification: An overview // *Geosciences*. 2019. V. 9(152). 15 p.
26. Zhu Z., Wang S., Woodcock C. E. Improvement and expansion of the Fmask algorithm: cloud, cloud shadow, and snow detection for Landsat 4–7, 8, and Sentinel 2 images // *Remote Sensing Environment*. 2015. V. 159. P. 269–277.

Radar, thermal and optical contrasts of sea ice in the Sea of Okhotsk during winter

L. M. Mitnik, E. S. Khazanova

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

The paper presents the results of ice cover sensing on the shelf and in the Terpeniya Bay in the Sea of Okhotsk by Sentinel-1A/B synthetic aperture radar (SAR) and Landsat-8 spectral instruments in the visible and IR wavelengths with the spatial resolution of 30–100 m. A detailed study was carried out for the sea ice images and open sea surface acquired on January 7–8, 2017 under clear sky and at low air surface temperature. When analyzing the weather conditions and ice cover characteristics, the Terra MODIS images, AMSR2-retrieved sea ice concentration maps, scatterometer-derived sea surface wind fields, and weather station reports were used. Estimates of the absolute values and spatial variability of the normalized radar cross section, spectral reflectance and radiation temperature of various types of sea ice and sea surface were obtained. The features of sea ice formation and the structure of the marginal ice zone under strong wind and differences in the assessment of the thin ice concentration according to passive MW sensing data, SAR, visible and IR images are noted. The advantages of sharing remote sensing data when analyzing the characteristics of sea ice are shown. The need to install the SAR on Russian satellites to obtain operational and scientific data on the ice condition in the Arctic region is underlined.

Keywords: remote sensing, sea ice, SAR, Sentinel-1A/B, NRCS, Landsat-8, spectral reflectance, brightness temperature, Sea of Okhotsk

Accepted: 26.07.2019

DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-255-267

References

1. *Gidrometeorologiya i gidrokimiya morei. Tom IX. Okhotskoe more. Vyp. 1. Hidrometeorologicheskie usloviya* (Hydrometeorology and hydrochemistry of seas. Vol. IX. The Sea of Okhotsk. Issue 1. Hydrometeorological conditions), Glukhovskii B. Kh., Goptarev N. P., Terziev F. S. (eds.), Saint Petersburg: Gidrometizdat, 1998, 342 p.

2. Iokhannessen O. M., Aleksandrov V. Yu., Frolov I. E., Sandven S., Pettersson L. Kh., Bobylev L. P., Kloster K., Smirnov V. G., Mironov E. U., Babich N. G., *Nauchnye issledovaniya v Arktike. T. 3. Distantсионное зондирование морских льдов на Северном морском пути: изучение и применение* (Scientific research in the Arctic. Vol. 3. Remote sensing of sea ice on the Northern Sea Route: study and application), Saint Petersburg: Nauka, 2007, 512 p.
3. Mezomasshtabnye konvektivnye gryady i yacheiki (Mesoscale convective ridges and cells), In: *Radiolokatsiya poverkhnosti Zemli iz kosmosa* (Earth radiolocation from space), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1990, pp. 103–120.
4. Mitnik M. L., Mitnik L. M., Modelirovanie mikrovolnovykh kharakteristik sistemy atmosfera-okean pri organizovannoi mezomasshtabnoi konveksii (Modeling of microwave characteristics of organized mesoscale convection over the ocean), *Sovremennye problemy distantсионного зондирования Zemli iz kosmosa*, 2009, No. 6, pp. 147–154.
5. Mitnik L. M., Khazanova E. S., Ledyanoi pokrov na shel'fe Sakhalina v raionakh dobychi i transportirovki nefti (Ice cover on the Sakhalin shelf in areas of oil production and transportation by satellite microwave sensing), *Sovremennye problemy distantсионного зондирования Zemli iz kosmosa*, 2016, No. 2, pp. 100–113.
6. Tambovskii V. S., Pishchal'nik V. M., *Atlas l'dov Yaponskogo i Okhotskogo morei* (Atlas of ice of the Sea of Japan and Sea of Okhotsk), Yuzhno-Sakhalinsk: IMGIG DVO RAN, 1993, 186 p.
7. Shevchenko G. V., Tambovskii V. S., *Dinamika dreifa l'da na severo-vostochnom shel'fe ostrova Sakhalin po dannym izmerenii radiolokatsionnymi stantsiyami* (Ice drift dynamics on the northeastern shelf of Sakhalin Island as measured by radar stations), Yuzhno-Sakhalinsk: IMGIG DVO RAN, 2018, 136 p.
8. Yakunin L. P., *Atlas osnovnykh parametrov ledyanogo pokrova Okhotskogo morya* (Atlas of the main parameters of the Okhotsk Sea ice cover), Vladivostok: DVFU, 2012, 116 p.
9. Barsi J. A., Schott J. R., Hook S. J., Raqueno N. G., Markham B., Radocinski R. G., Landsat-8 thermal infrared sensor (TIRS) vicarious radiometric calibration, *Remote Sensing*, 2014, No. 6, pp. 11607–11626.
10. Cho K., Sato Y., Naoki K., Thin ice area extraction in the Sea of Okhotsk from GCOM-W1/ AMSR 2 data, *The Intern. Archives Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Proc. XXIII ISPRS Congress, 2016, Vol. XLI-B8, pp. 463–468.
11. Dierking W., Sea ice monitoring by synthetic aperture radar, *Oceanography*, 2013, Vol. 26, No. 2, pp. 100–111.
12. He T., Liang S. L., Wang D. D., Cao Y. F., Gao F., Yu Y. Y., Feng M., Evaluating land surface albedo estimation from Landsat MSS, TM, ETM plus, and OLI data based on the unified direct estimation approach, *Remote Sensing of Environment*, 2018, Vol. 204, pp. 181–196.
13. Johansson A. M., Brekke C., Spreen G., King J. A., X-, C-, and L-band SAR signatures of newly formed sea ice in Arctic leads during winter and spring, *Remote Sensing of Environment*, 2018, Vol. 204, No. 1, pp. 162–180.
14. Liu Y., Key J., Mahoney R., Sea and freshwater ice concentration from VIIRS on Suomi NPP and the future JPSS satellites, *Remote Sensing*, 2016, Vol. 8, No. 6(523), pp. 1–20.
15. Mäkynen M., Karvonen J., Incidence angle dependence of first-year sea ice backscattering coefficient in Sentinel-1 SAR imagery over the Kara Sea, *IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing*, 2017, Vol. 55, No. 11, pp. 6170–6181.
16. Mitnik L. M., Mesoscale coherent structures in the surface wind field during cold air outbreaks over the Far Eastern seas from the satellite side looking radar, *La Mer*, 1992, Vol. 30, pp. 287–296.
17. Mitnik L. M., Dubina V. A., The Sea of Okhotsk: Scientific and Operational Applications of Remote Sensing, In: *Remote Sensing of the Asian Seas*, Springer, 2018, pp. 159–175.
18. Mitnik L., Dubina V., Khazanova E., New ice formation in the Okhotsk Sea and the Japan Sea from C- and L-band satellite SARS, *Proc. IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. (IGARSS'2016)*, 2016, pp. 4853–4856.
19. Montanaro M., Lunsford A., Tesfaye Z., Wenny B., Reuter D., Radiometric calibration methodology of the Landsat 8 Thermal Infrared Sensor, *Remote Sensing*, 2014, Vol. 6, pp. 8803–8821.
20. Onstott R. J., Shuchman R. A., SAR measurements of sea ice, In: *Synthetic Aperture Radar Marine User's Manual*, 2004, pp. 81–115.
21. Shevchenko G. V., Rabinovich A. B., Thompson R. E., Sea-ice drift on the Northeastern shelf of Sakhalin Island, *J. Physical Oceanography*, 2004, Vol. 34, No. 11, pp. 2470–2491.
22. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G., Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels, *J. Geophysical Research*, 2008, Vol. 113, C02S03, 14 p.
23. Tschudi M., Riggs G., Hall D., Román M. O., *Suomi-NPP VIIRS Sea Ice Cover Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD). Version 1.0*, 2017, available at: https://viirsland.gsfc.nasa.gov/PDF/VIIRS_SeaIceCover_ATBD_V2.pdf.
24. Vermote E., Justice C., Claverie M., Franch B., Preliminary analysis of the performance of the Landsat 8/ OLI land surface reflectance product, *Remote Sensing of Environment*, 2016, Vol. 85, pp. 46–56.

25. Zakhvatkina N., Smirnov V., Bychkova I., Satellite SAR data-based sea ice classification: An overview, *Geosciences*, 2019, Vol. 9(152), 15 p.
26. Zhu Z., Wang S., Woodcock C. E., Improvement and expansion of the Fmask algorithm: cloud, cloud shadow, and snow detection for Landsat 4–7, 8, and Sentinel 2 images, *Remote Sensing of Environment*, 2015, Vol. 159, pp. 269–277.