

Анализ характеристик ледяного покрова озер Большеземельской тундры по радиолокационным данным ALOS PALSAR

И.О. Смирнова, А.А. Русанова, Н.В. Камышникова

*Научно-исследовательский институт космоэрогеологических методов —
филиал ЦНИИмаш, Санкт-Петербург, 196140, Россия
E-mail: sio_iv@mail.ru*

Статья содержит краткий обзор данных зарубежных и российских исследователей о механизмах рассеяния радиолокационного (РЛ) сигнала от ледяного покрова арктических озер и результаты собственных исследований с использованием данных ALOS PALSAR L-диапазона различных поляризаций на трех участках, расположенных в Большеземельской тундре. Исследовались характеристики ледяного покрова, включая коэффициент обратного рассеяния (σ°) озер различного типа (остаточного ледникового озера Ошкоты, пресных термокарстовых озер, в том числе загрязненных взвесью, и лагунных соленых озер). Обработка поляриметрических РЛ-данных методом декомпозиции показала, что поверхностное рассеяние является доминирующим на суше, в ледяном покрове над наиболее глубокими участками озера и у берегов, где обусловлено неровностями верхней части ледяного покрова (трещины, газовые пузыри, поднимающиеся по разлому, остатки тростника). Объемное рассеяние на участках озера со средней глубиной обусловлено неоднородностями ледяного покрова на границе «лед-вода» (пузырьки газа, остатки водной растительности), растительностью на берегах и в руслах ручьев, а двойное переотражение встречается редко и объясняется наличием крупных неоднородностей во льду (в русле реки и центральной части трещины). Результаты работ показали, что на изменение значений σ° (кроме глубины и степени промерзания озер, выявленных зарубежными исследователями по результатам анализа РЛ-данных в X- и C-диапазонах) влияет наличие неоднородностей в ледяном покрове, обусловленных пузырьками газа, вовлеченными в лед остатками растительности и количеством взвеси. Дополнительные исследования требуются для анализа характеристик льда соленых озер, так как предварительные результаты показали, что понижение значений обратного рассеяния связано в основном с приливными явлениями. В целом проведенное исследование демонстрирует перспективность использования РЛ-данных для изучения ледяного покрова озер.

Ключевые слова: радиолокационные данные, поляризация, ледяной покров озер, коэффициент обратного рассеяния, Большеземельская тундра

*Одобрена к печати: 29.08.2017
DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-7-198-209*

Введение

Озера Большеземельской тундры подразделяются на термокарстовые глубиной 1,5–3 м, пойменные, лагунные, подверженные влиянию морских вод, имеющие хлоридно-натриевый состав воды, ледниковые и тектонические, отличающиеся четко выраженными глубокими (10–40 м) котловинами. Часть озер загрязняется взвесью и нефтью в результате антропогенной деятельности (Большеземельская тундра располагается в северной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции). Арктические озера являются источником парниковых газов. Около восьми месяцев в году озера покрыты льдом, толщина которого достигает 1–2 м, поэтому часть неглубоких озер промерзает до дна, что ограничивает эмиссию парниковых газов и биологическую продуктивность озер, а в более глубоких озерах лед «плавает» на поверхности воды. Под непромерзающими до дна озерами образуются талики, влияющие на процессы сезонного промерзания и протаивания вечномерзлых грунтов. Поэтому наблюдения за состоянием ледяного покрова озер, его мощностью, временем его становления и оттаивания являются важной задачей как для изучения изменений климата и эмиссии парниковых газов в атмосферу, так и для осуществления хозяйственной деятельности: прокладки зимников

и трубопроводов, бурения скважин, строительства, оценки рыбных ресурсов и т.д. Преимуществом радиолокационных (РЛ) съемок для мониторинга арктических и субарктических регионов, в том числе для изучения ледяного покрова озер, помимо независимости от погодных условий и условий освещенности, ограничивающих применение данных оптического диапазона, и возможности охвата больших территорий, недоступных для проведения регулярных наземных измерений, является повышенная чувствительность к влажности и шероховатости поверхности, проникающая способность радиоволн, а также возможность количественного анализа — вычисления коэффициента обратного рассеяния РЛ-сигнала (σ°). Работы по мониторингу ледяного покрова промерзающих до дна арктических озер и озер с плавающим льдом проводятся зарубежными исследователями с 70-х годов XX века с использованием авиационных радарных систем, а позднее — цифровыми космическими РЛ-системами С-диапазона (ERS-1, -2, Envisat ASAR, Radarsat-1, -2 с длиной волны 5,6 см и пространственным разрешением 100–30 м) и Х-диапазона (TerraSAR-X, COSMO-SkyMed) с длиной волны 3 см и более высоким пространственным (1–10 м) и временным (11 суток) разрешением. Подробный анализ использования этих данных для изучения РЛ-сигнала от ледяного покрова различных типов озер и периодов времени нарастания льда и результаты собственных исследований приведены в работах (Antonova et al., 2016; Atwood et al., 2015; Surdu et al., 2014, 2015) и др., а также в российских публикациях, посвященных изучению структурных особенностей ледяного покрова и донного газоотделения пресного эвтрофированного озера Шакшинское и соленого (содового) озера Доронинское (Забайкалье) с использованием результатов спутниковой активной РЛ-системы COSMO-SkyMed и пассивной микроволновой аппаратурой Х-диапазона, устанавливаемой на самолет и автомобиль (Бордонский и др., 2013а, б, 2014, 2016). Немногочислены исследования ледяного покрова термокарстовых озер по РЛ-данным L-диапазона. Здесь следует отметить работу по двум районам Аляски (Engram et al., 2013).

Целью нашего исследования являлся анализ характеристик РЛ-сигнала L-диапазона от ледяного покрова озер различного типа (остаточного ледникового озера Ошкоты, пресных термокарстовых озер, в том числе загрязненных взвесью, и лагунных соленых озер) и причин, влияющих на эти характеристики. Используемые данные со спутников ALOS-1, -2 PALSAR получены в рамках международных проектов, инициированных Японским космическим агентством JAXA (PI 200, PI 1290).

Информация о характеристиках РЛ-сигнала от ледяного покрова озер

Основной характеристикой РЛ-сигнала, отражающей характер ледяного покрова, является коэффициент обратного рассеяния (σ°), изменения которого обусловлены диэлектрическими свойствами самого льда, различиями в геометрии поверхности и степени шероховатости ледовых образований относительно длины волны сигнала радара, наличием неоднородностей в его толще (газовых пузырей и других включений), а также связаны с переотражением от крупных неоднородностей льда (трещин, торосов), береговых уступов и т.д. По РЛ-данным

С- и Х-диапазонов на территории Аляски показана возможность дифференциации озер, промерзающих до дна, и озер с плавающим льдом (Antonova et al., 2016; Atwood et al., 2015; Surdu et al., 2014, 2015). Высокие значения σ° плавающего льда связываются с различием в диэлектрической проницаемости льда (порядка 3–6) и воды (изменяющейся в зависимости от температуры и длины волны от 43 до 80), а также с шероховатостью льда и снежного покрова на льду и наличием воздушных включений, пузырьков метана и других газов, поднимающихся со дна в период формирования льда. Низкие значения σ° в начале ледостава указывают на наличие тонкого, однородного ледяного покрова и связаны с зеркальным отражением ото льда, а в конце зимнего периода при промерзании мелких озер до дна объясняются практически одинаковыми характеристиками диэлектрической проницаемости льда и донных отложений (илов и глин). Снижение σ° в зимний период указывает на процесс перехода от озер с плавающим льдом к полностью промерзшим озерам. На этом основании строились батиметрические карты озер глубиной менее 2 м (Kozlenko, Jeffries, 2000). В С- и Х-диапазонах разница в значениях σ° для озер с плавающим льдом и промерзших до дна составляет от 6 до 12 дБ (Antonova et al., 2016). В L-диапазоне эта разница составляет 3–6 дБ, а основным механизмом, определяющим интенсивность σ° , являются неровности границы «вода-лед», в том числе обусловленные миграцией пузырьков газа (Engram et al., 2013). Повышение значений σ° кроме влияния пузырьков газа связывается также с захватыванием в лед фрагментов высшей водной растительности у берегов (Бордонский и др., 2014, 2016).

Характеристика участков работ, используемые материалы и методика работ

Работы по изучению ледяного покрова озер проводились на тестовых участках Ошкоты (участок 1) и Варандей (участки 2, 3) (рис. 1).



Рис. 1. Схема расположения тестовых участков

Участок 1 находится в пределах озерно-ледниковой равнины верхнечетвертичного возраста с абсолютными отметками 70–100 м. Озеро Ошкоты является остаточным ледниковым

озером площадью 17,1 км², глубиной, достигающей 14,2 м в северной части, 7 м в северо-восточной и 1–4 м в южной части (<http://lakemaps.org/ru/plates/nn/oshkoty.jpg>). Озеро образовалось в результате вытаивания подземных льдов и занимало ранее значительно большую площадь, о чем свидетельствует наличие уступов террас, отчетливо проявляющихся на космических снимках. Батиметрические измерения выполнялись в 1999 г. в рамках российско-норвежского проекта PECHORA (Paleo Environment and Climate History of the Russian Arctic) и проекта Ice Sheets and Climate in the Eurasian Arctic at the Last Glacial maximum (Henriksen et al., 2003). На трех участках, имеющих глубину 14 и 7 м, были пробурены скважины, вскрывшие в верхней части разреза слоистые алеврито-глинистые отложения с включениями органики и следами консолидационных разрывных нарушений (Henriksen et al., 2003). Толщина льда в феврале-марте в среднем составляет 1,4 м, только у восточного побережья — 1 м, а высота снежного покрова около 40 см, причем снег сухой и рыхлый (данные М. Henriksen).

На участке 1 использовались снимки ALOS-2 PALSAR L-диапазона (поляризация HH, HV, VH, VV, пространственное разрешение 10 м), полученные 10.03.2015 при максимальной толщине льда. Анализ временных рядов изображений оптического диапазона показал, что в южной части озера в летнее время наблюдается «цветение» воды, а в прибрежной части широко развита высшая водная растительность (заросли тростника).

Участки 2 и 3 расположены в пределах приморской аккумулятивной равнины с абсолютными отметками 5–20 м к югу и востоку от населенного пункта Варандей. На территории участков наблюдается большое количество мелководных (0,5–3 м) озер, болот и осушенных озерных котловин. На участке 2 ведется разработка Варандейского нефтяного месторождения, пробурены многочисленные скважины. С начала 2000-х годов в результате техногенной деятельности часть озер загрязняется взвесью. На севере и западе участка 3 вблизи Печорского моря в лагунных озерах (наиболее крупное — озеро Песчанка площадью 122 км², соединяемое протокой с морем) встречаются горько-соленые воды. Озера подвержены воздействию морских приливов высотой до 1 м. Толщина льда — около 1 м. На востоке участка 3 расположены пресные озера, наиболее крупное — озеро Пильня (площадь 51,6 км², максимальная глубина на севере — 3,2 м, на юге — 2,0 м).

На участках 2 и 3 анализировались снимки ALOS-1, -2 PALSAR L-диапазона, полученные 15.03.2011 (поляризация HH, пространственное разрешение 7 м) и 14.02.2015 (поляризация HH, HV, пространственное разрешение 6 м). Использовались временные ряды снимков оптического диапазона (Landsat, RapidEye, QuickBird) и РЛ-данные ALOS-2 PALSAR, полученные в летне-осенний период. По данным метеостанции Варандей РЛ-съемка проводилась при сходных метеорологических условиях: температура воздуха 15.03.2011 составляла минус 11°, ветер — 6–7 м/с, 14.02.2015 температура воздуха — минус 8–14°, ветер — 6–10 м/с. Мощность сухого рассыпчатого снега около 80 см. Для электромагнитной волны L-диапазона снег на ледяном покрове можно считать прозрачным, так как при сухом снеге глубина проникновения РЛ-сигнала составляет десятки метров, но нужно учитывать, что при увеличении влажности и плотности снега глубина проникновения резко уменьшается (Ulaby et al., 1986).

Обработка и анализ данных осуществлялись на базе программного обеспечения S1Tbx, находящегося в открытом доступе (<http://sentinel.esa.int/>), ERDAS Imagine, Map Info и включали следующие операции: пространственное совмещение разновременных РЛ-снимков, снимков оптического диапазона и топографических данных; анализ метеорологических факторов, влияющих на характер изображения; интерактивный анализ РЛ-изображений различных поляризацій, их цветовых композиций, космических снимков оптического диапазона; анализ значений σ^0 выделенных объектов по профилям; обработка поляриметрических данных методом декомпозиции, использующим трехкомпонентную модель, представляющую суммарное отражение в виде суммы вкладов от нескольких источников с известными статистическими характеристиками, свойства которых описываются известными комплексными матрицами рассеяния (поверхностного, объемного рассеяния и двукратных отражений) (Freeman, Durden, 1998).

Результаты работ

Анализ РЛ-изображений в четырех поляризациях: HH, HV, VH, VV на участке Ошкоты показал, что береговые формы (уступы террас, русла, расчленяющих склоны водотоков) имеют близкие характеристики сигнала при всех поляризациях (рис. 2).

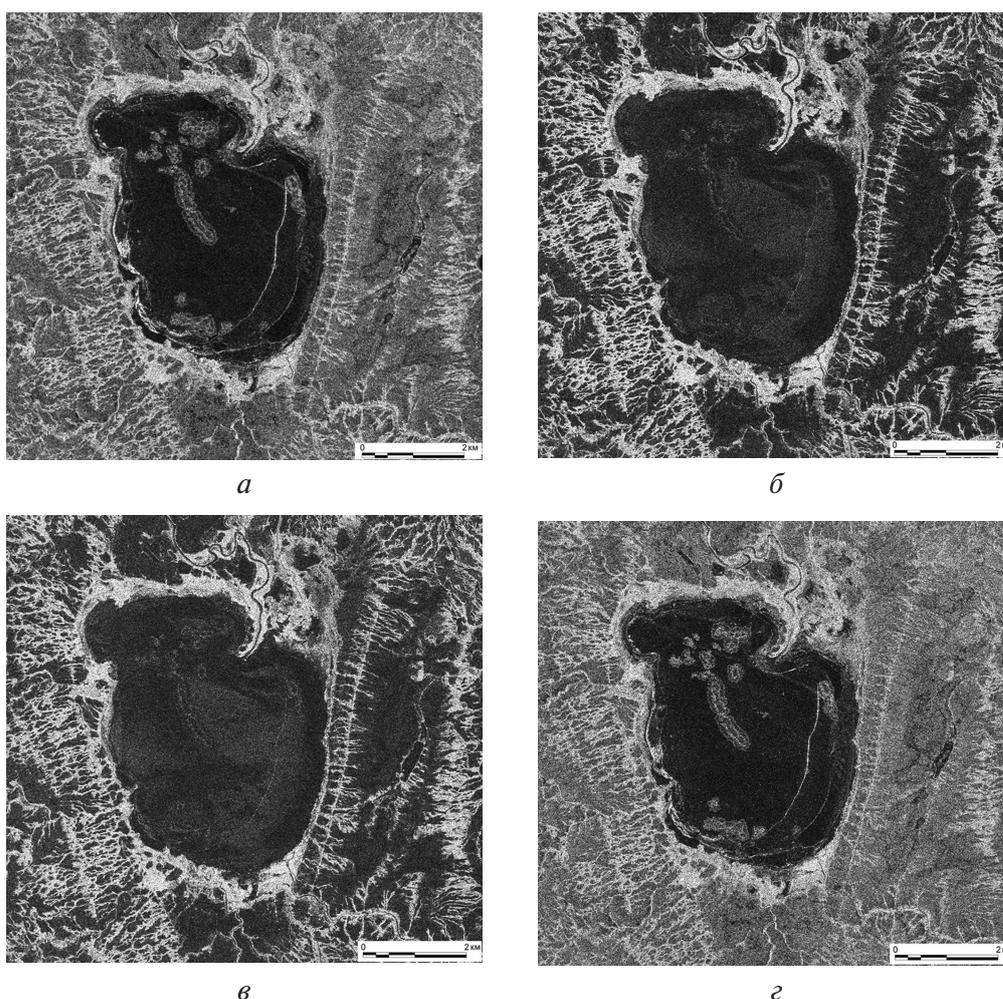


Рис. 2. Характеристика ледяного покрова озера Ошкоты на основе поляриметрических данных, полученных 10.03.2015 системой ALOS-2 PALSAR на поляризации: а — HH; б — HV; в — VH; г — VV

Информация о характеристиках ледяного покрова озера на изображениях HH- и VV-поляризации существенно отличается от информации, содержащейся на изображениях HV-, VH-поляризации. Эти различия отражены на цветовой композиции RGB, где R — поляризация HH, G — поляризация HV, B — поляризация VH (рис. 3).

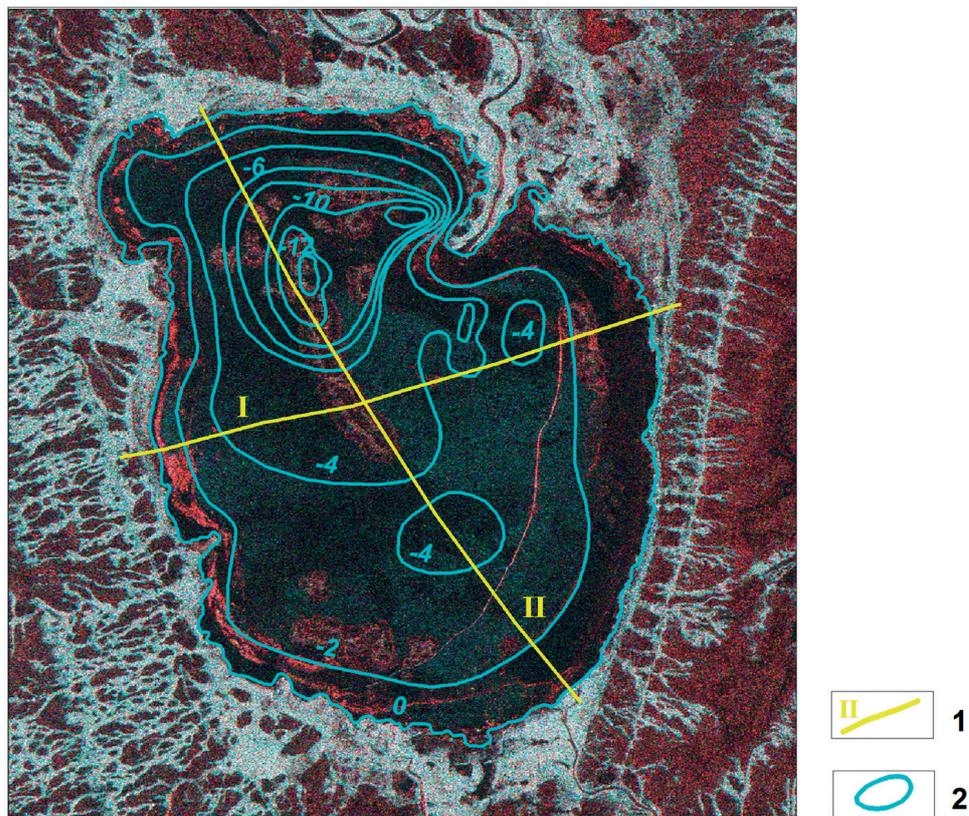


Рис. 3. Озеро Ошкоты. Сопоставление цветовой композиции RGB, составленной из изображений трех поляризаций ALOS-2 PALSAR (R — поляризация HH, G — поляризация HV, B — поляризация VH) и батиметрических данных: 1 — расположение профилей; 2 — изобаты

Сопоставление цветовой композиции с данными батиметрической съемки показало, что наибольшие значения сигнала отмечены на изображениях HH-поляризации в наиболее глубоких частях озера (от 14,2 до 6 м) и у берегов, где имеются заросли тростника (красный цвет на RGB-изображении). Наличие узкой полосы повышенных значений, вытянутой в север-северо-западном направлении, позволяет предположить, что на этом участке могут отмечаться бóльшие глубины, чем указаны на батиметрической карте. В восточной части озера на изображениях HH- и VV-поляризации четко выделяются две параллельных субмеридиональных трещины во льду, характеризующиеся высокими значениями. Простираение трещин согласуется с простираением изобаты –2 м. Слабее выражена трещина запад-северо-западного простираения, протянувшаяся от северного окончания субмеридиональных трещин через всю территорию озера с продолжением в береговой зоне. На изображениях HV- и VH-поляризации выделяется только одна субмеридиональная трещина, а наибольшие значения обратного рассеяния оконтуриваются изобатой –2 м (область сине-зеленого оттенка

на RGB-изображении). Количественные значения σ° и их сопоставление с батиметрией озера представлено по двум профилям (рис. 4).

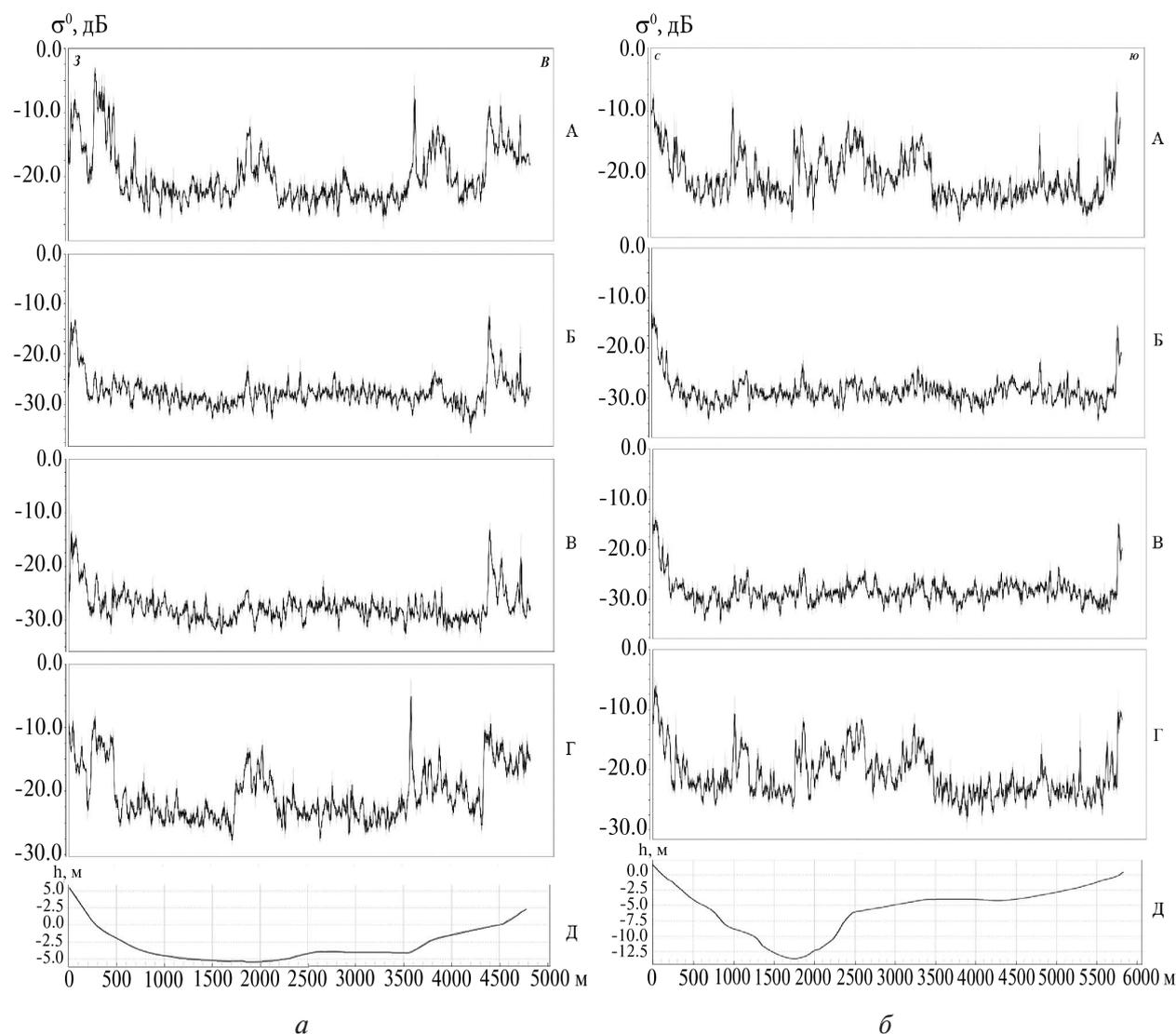


Рис. 4. Озеро Ошкоты. Изменение значений σ° (ALOS-2 PALSAR, 10.03.2015): а — профиль I; б — профиль II. А — поляризация HH; Б — поляризация HV; В — поляризация VH; Г — поляризация VV; Д — данные батиметрии

Профиль I проходит через центр озера с запада на восток с выходом на берега. Для берегов и прибрежной зоны, где в лед вовлечены остатки высшей водной растительности, отмечаются относительно высокие значения σ° (минус 5–8 дБ на изображениях HH- и VV-поляризации и минус 12–17 дБ на изображениях HV-, VH-поляризации). Зона повышенных значений σ° (минус 12,5–15 дБ на изображениях HH- и VV-поляризации), соответствующая наиболее глубокой центральной части озера, протянулась от 1700 до 2200 м от начала профиля. Четким пиком (минус 5–6 дБ на изображении VV- и HH-поляризации) на расстоянии 3500 м от начала профиля выделилась субмеридиональная трещина, соответствующая перегибу в рельефе дна. Далее по профилю до второй трещины наблюдается относительное повышение значений σ° . На профиле II, проходящем через центральную часть озера с севера на юг, отмечаются те же закономерности: высокие значения σ° для берегов и прибрежной зоны на всех

поляризациях, повышенные значения σ° (минус 10–15 дБ на изображениях HH- и VV-поляризации) в зоне, соответствующей наиболее глубокой части озера, протянувшейся от 1000 до 3500 м от начала профиля (северным ограничением этой зоны является трещина запад-северо-западного простирания), пиками выделяются субмеридиональные трещины (4800 и 5300 м от начала профиля).

Для определения доминирующих механизмов рассеяния выполнена обработка поляриметрических данных методом декомпозиции Freeman–Durdan. На изображении, характеризующем поверхностное рассеяние (рис. 5а), наибольшие значения отмечаются у берегов, где в лед вовлечена высшая водная растительность, на трещинах во льду (причем, трещина запад-северо-западного простирания выделяется значительно четче, чем на исходных изображениях), а также в узкой полосе в наиболее глубокой северной части, что, возможно, связано с подвижками льда и подъемом пузырей газа по зоне разлома.

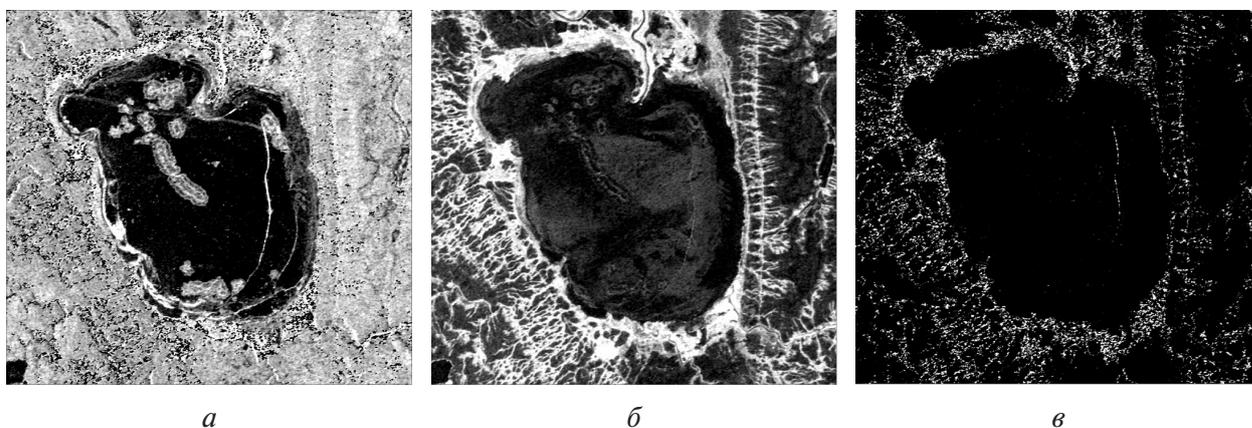


Рис. 5. Озеро Ошкоты. Доминирующие механизмы рассеяния по результатам декомпозиции Freeman–Durdan поляриметрических данных ALOS PALSAR-2: а — поверхностное рассеяние; б — объемное рассеяние; в — двойное переотражение

Относительно высокие значения характерны для берегов и окружающей озеро территории. Наиболее низкие значения наблюдаются над мелководной (2–6 м) частью озера. Высокие значения объемного рассеяния (рис. 5б) отмечаются на суше: у берегов, где сконцентрирована наиболее густая и высокая растительность, и в руслах, расчленяющих склоны береговых уступов. Средние значения наблюдаются в центре озера на участке, ограниченном изобатой –2 м, и соответствуют неоднородностям в толще льда, возможно, связанным с газовыми пузырьками на границе «лед-вода». Наиболее низкие значения характерны для глубин менее 2 м и соответствуют участкам, промерзшим до дна. Двойное переотражение (рис. 5в) наблюдается главным образом на берегах в районе береговых уступов, в русле реки, а также в центре субмеридиональной трещины.

На участке 2 исследовались закономерности отражения ледяного покрова озер, загрязненных взвешенными частицами в результате добычи строительных материалов. Проведенный нами анализ снимков оптического диапазона с 1988 по 2015 г. показал, что загрязнение озер происходило постепенно, начиная от озера 1 к озеру 5, причем, к моменту РЛ-съемки в марте 2011 г. озера 1–3 очистились, и их ледяной покров характеризовался низкими

значениями обратного рассеяния как на РЛ-изображении, полученном 15.03.2011 (рис. 6а), так и на полученном 14.02.2015 (рис. 6б).

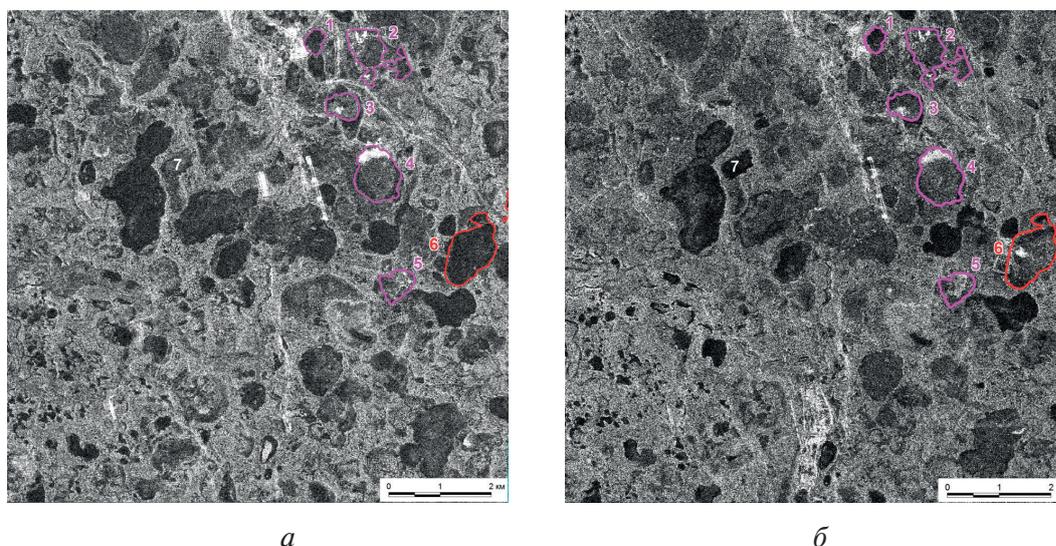


Рис. 6. Участок 2. Сопоставление радиолокационных снимков зимнего аспекта, полученных в разные годы: а — ALOS-1 PALSAR, поляризация HH, 15.03.2011; б — ALOS-2 PALSAR, поляризация HH, 14.02.2015 (озера загрязненные: до 2013 г. — сиреневый цвет; после 2013 г. — красный цвет)

На озерах 4 и 5, на которых работы проводились после 2011 г., на РЛ-снимке 2015 г. отмечены более высокие значения обратного рассеяния, чем на РЛ-снимке 2011 г. Высокие значения обратного рассеяния в 2015 г. характеризуют ледяной покров озера 6, где работы начаты в 2013 г. В 2011 г. на этом озере отмечаются низкие значения σ° , как и на других озерах, не затронутых техногенной деятельностью. Более низкие значения обратного рассеяния в 2015 г. отмечены только на озере 7, еще существовавшем в 2011 г., а в 2013 г. спущенном и превратившимся в заболоченную хасырею.

На участке 3 анализировался характер РЛ-сигнала от ледяного покрова пресных и соленых лагунных озер (рис. 7а).

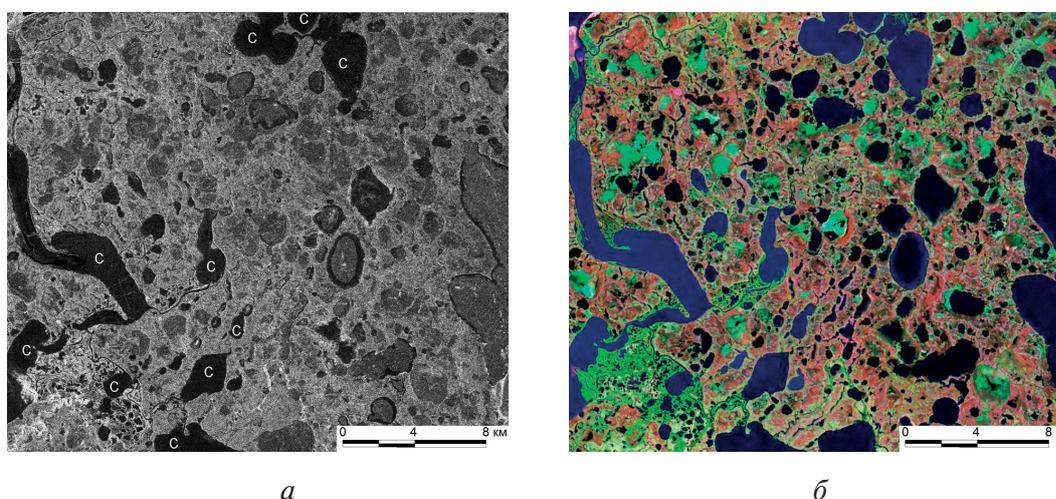


Рис. 7. Участок 3. Особенности РЛ-сигнала от ледяного покрова пресных и соленых озер: а — ALOS-2 PALSAR, поляризация HH, 14.02.2015; б — Landsat 4 TM, RGB: 742, 03.08.1988

Данные о солености озер получены с топографической карты масштаба 1:200 000. На летнем космическом снимке оптического диапазона (RGB: 742) соленые озера окрашены в синий цвет, в отличие от пресных озер, имеющих черный цвет (рис. 7б). Теоретически значения обратного рассеяния должны быть выше у озер с соленой водой, чем у пресных. Однако, как показывает анализ изображения, полученного 14.02.2015, озера с соленой водой характеризуются более низкими значениями обратного рассеяния, чем пресные. Это может быть объяснено тем, что лагунные озера заливаются водой во время прилива, что обуславливает зеркальное отражение. Пресные озера, имеющие повышенные значения обратного рассеяния, находятся в области, не подверженной приливам и, как правило, не промерзают до дна, за исключением мелководной оторочки, характеризующейся низкими значениями обратного рассеяния.

Заключение

Статья содержит краткий обзор данных зарубежных и российских исследователей о механизмах рассеяния РЛ-сигнала от ледяного покрова арктических озер и результаты собственных исследований с использованием РЛ-данных L-диапазона на трех участках, расположенных в Большеземельской тундре. Обработка поляриметрических РЛ-данных методом декомпозиции на участке 1 (Ошкоты) показала, что поверхностное рассеяние, является доминирующим на суше, в ледяном покрове над наиболее глубокими участками озера и у берегов, где обусловлено неровностями верхней части ледяного покрова (трещины, газовые пузыри, поднимающиеся по разлому, остатки высшей водной растительности). Объемное рассеяние на участках озера со средней глубиной обусловлено неоднородностями ледяного покрова на границе «лед-вода» (пузырьки газа, остатки низшей водной растительности), растительностью на берегах и в руслах ручьев, а двойное переотражение встречается редко и обусловлено наличием крупных неоднородностей во льду (в русле реки и центральной части трещины). Предварительные результаты продемонстрировали возможность по изменению значений σ° составить представление о глубине озер, но для окончательных выводов необходим статистический анализ. Кроме того, на увеличение значений обратного рассеяния влияет наличие неоднородностей в ледяном покрове, обусловленных пузырьками газа, вовлеченными в лед остатками водной растительности и количеством взвеси (участок 2). Особые исследования требуются для анализа характеристик льда соленых озер, так как результаты, полученные на участке 3, показали, что понижение значений обратного рассеяния связано в основном с приливными явлениями. Таким образом, по результатам анализа РЛ-данных L-диапазона выявлены более сложные зависимости в рассеянии РЛ-сигнала, обусловленные неоднородностями ледяного покрова, чем отмечены зарубежными исследователями для С- и X-диапазонов (высокие значения σ° для озер с плавающим льдом и низкие для озер, промерзающих до дна).

В целом проведенное исследование показывает перспективность использования РЛ-данных для изучения ледяного покрова озер. Особые перспективы связываются с обработкой

поляриметрических данных для выделения информативных поляризационных признаков, характеризующих свойства ледяного покрова озер, и определения доминирующих механизмов рассеяния РЛ-сигнала.

Литература

1. База данных по батиметрии озер. URL: <http://lakemaps.org/ru> (Дата обращения 03.10.16).
2. Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Орлов А.О., Цыренжапов С.В. Различие картин радарных и радиометрических измерений (на примере ледяного покрова эвтрофированного озера) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 2. С. 228–240.
3. Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Крылов С.Д., Орлов А.О., Цыренжапов С.В. Определение областей донного газоотделения на акваториях с пресным льдом по данным радарных и радиометрических измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 3. С. 150–161.
4. Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Кантемиров Ю.И., Орлов А.О., Лукьянов П.Ю., Щегрина К.А., Цыренжапов С.В. Радиолокационное исследование ледяного покрова озера Доронинского // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013а. Т. 10. № 4. С. 289–297.
5. Бордонский Г.С., Орлов А.О., Гурулев А.А., Щегрина К.А. Изучение ледяного покрова соленых озер радиолокационным методом // Вестник СибГАУ. 2013б. № 5 (51). С. 112–114.
6. Antonova S., Duguay C.R., Kääh A., Heim B., Langer M., Westermann S., Boike J. Monitoring bedfast ice and ice phenology in lakes of the Lena river delta using TerraSAR-X backscatter and coherence time series // Remote Sensing. 2016. Vol. 8. P. 903–924.
7. Atwood D.K., Gunn G.E., Roussi C., Wu J., Duguay C., Sarabandi K. Microwave backscatter from Arctic lake ice and polarimetric implications // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2015. Vol. 53. No. 11. URL: <https://www.researchgate.net/publication/280970582> (Дата обращения 05.12.16).
8. Engram M., Walter A., Meyer F.J., Grosse G. Characterization of L-band synthetic aperture radar (SAR) backscatter from floating and grounded thermokarst lake ice in Arctic Alaska // Cryosphere. 2013. Vol. 7. P. 1741–1752.
9. Freeman A., Durden S.L. A Three-component scattering model for polarimetric SAR data // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 1998. Vol. 36. No. 3. P. 963–973.
10. Henriksen M., Mangerud J., Matiouchkov A., Paus A., Svendsen J.I. Lake stratigraphy implies an 80 000 year delayed melting of buried dead ice in Northern Russia // Journal of Quaternary Science. 2003. Vol. 18 (7). P. 663–679.
11. Kozlenko N., Jeffries M. Bathymetric mapping of shallow water in thaw lakes on the north slope of Alaska with spaceborne imaging radar // Arctic. 2000. Vol. 53. No. 3. P. 306–316.
12. Surdu C.M., Duguay C.R., Brown L.C., Fernández Prieto D. Response of ice cover on shallow lakes of the north slope of Alaska to contemporary climate conditions (1950–2011): radar remote-sensing and numerical modeling data analysis // Cryosphere. 2014. Vol. 8. P. 167–180.
13. Surdu C.M., Duguay C.R., Kheyrollah Pour H., Brown L.C. Ice freeze-up and break-up detection of shallow lakes in northern Alaska with spaceborne SAR // Remote Sensing. 2015. Vol. 7. P. 6133–6159.
14. Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K. Microwave remote sensing: active and passive. Volume III: from theory to applications. Artech House, Remote Sensing Series, 4, 1986. 1120 p.

Analysis of ice cover characteristics of lakes in Bolshezemelskaya Tundra using ALOS PALSAR radar data

I.O. Smirnova, A.A. Rusanova, N.V. Kamyshnikova

*Research Institute of Remote Sensing Methods for Geology — Branch of TsNIIMash
Saint-Petersburg 196140, Russia
E-mail: sio_iv@mail.ru*

The paper contains a brief overview of foreign and Russian researches related to the mechanisms of radar backscatter from the ice cover of Arctic lakes and the results of our studies based on analysis of polarimetric ALOS PALSAR data (L-band) for three test sites in Bolshezemelskaya Tundra. Ice cover characteristics, including the backscatter intensity (σ°), were studied for lakes of different types (residual glacial lake Oshkoty, freshwater thermokarst lakes, including contaminated by suspended matters, lagoon salt lakes). Decomposition technique of polarimetric radar data showed

that surface scattering mechanism is dominant on land, in the ice cover over the most profound areas of the lake and along the coasts due to the roughness of the top of ice cover (cracks, ebullition along a fault, remains of reeds). Volume scattering on moderate depth parts of the lake is caused by heterogeneities of the ice cover at the “ice-water” interface (bubbles of gas, the remains of aquatic vegetation), vegetation on shores of lakes and rivers. Double bounce scattering is rare and explained by the presence of large heterogeneities in the ice cover (in the rivers and in the central part of the crack). Results obtained showed that the changes in L-band radar backscatter (beside lakes depth and grade of freezing revealed by foreign researchers from analyzing radar data in X and C-bands) are influenced by heterogeneities in the ice cover due to gas bubbles, remains of vegetation and by amount of suspended matters. To analyze the characteristics of salt lakes ice cover additional studies are required, as preliminary results showed that the decrease in radar backscatter is mainly associated with tidal phenomena. Overall, this research demonstrates the advantage of radar data usage to study ice cover of lakes.

Keywords: radar data, polarimetric, ice cover of lakes, radar backscatter, Bolshezemelskaya Tundra

Accepted: 29.08.2017

DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-7-198-209

References

1. <http://lakemaps.org/ru> (October 03, 2016).
2. Bordonskii G.S., Gurulev A.A., Orlov A.O., Tsyrenzhapov S.V., Razlichie kartin radarnykh i radiometricheskikh izmerenii (na primere ledyanogo pokrova evτροφirovannogo ozera) (Difference between radar and radiometric signatures (the case of eutrophic lake ice cover)), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2014, Vol. 11, No. 2, pp. 228–240.
3. Bordonskii G.S., Gurulev A.A., Krylov S.D., Orlov A.O., Tsyrenzhapov S.V., Opredelenie oblastei donnogo gazootdeleniya na akvatoriyakh s presnym l'dom po dannym radarnykh i radiometricheskikh izmerenii (Determination of bottom gas liberation zone in fresh ice water areas according to radar and radiometric measurements data), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2016, Vol. 13, No. 3, pp. 150–161.
4. Bordonskii G.S., Gurulev A.A., Kantemirov Yu.I., Orlov A.O., Luk'yanov P.Yu., Shchegrina K.A., Tsyrenzhapov S.V., Radiolokatsionnoe issledovanie ledyanogo pokrova ozera Doroninskogo (Ice cover radar study of the Doroninskoye lake), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2013, Vol. 10, No. 4, pp. 289–297.
5. Bordonskii G.S., Orlov A.O., Gurulev A.A., Shchegrina K.A., Izuchenie ledyanogo pokrova solenykh ozer radiolokatsionnym metodom (Investigation of saline lakes ice cover by radar method), *Vestnik SibGAU*, 2013, No. 5 (51), pp. 112–114.
6. Antonova S., Duguay C.R., Käab A., Heim B., Langer M., Westermann S., Boike J., Monitoring bedfast ice and ice phenology in lakes of the Lena river delta using TerraSAR-X backscatter and coherence time series, *Remote Sensing*, 2016, No. 8, pp. 903–924.
7. Atwood D.K., Gunn G.E., Roussi C., Wu J., Duguay C., Sarabandi K., Microwave backscatter from Arctic lake ice and polarimetric implications, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2015, Vol. 53, No. 11, available at: <https://www.researchgate.net/publication/280970582.pdf> (December 05, 2016).
8. Engram M., Walter A., Meyer F.J., Grosse G., Characterization of L-band synthetic aperture radar (SAR) backscatter from floating and grounded thermokarst lake ice in Arctic Alaska, *Cryosphere*, 2013, Vol. 7, pp. 1741–1752.
9. Freeman A., Durden S.L., A three-component scattering model for polarimetric SAR data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1998, Vol. 36, No. 3, pp. 963–973.
10. Henriksen M., Mangerud J., Matiouchkov A., Paus A., Svendsen J.I., Lake stratigraphy implies an 80 000 year delayed melting of buried dead ice in Northern Russia, *Journal of Quaternary Science*, 2003, Vol. 18 (7), pp. 663–679.
11. Kozlenko N., Jeffries M., Bathymetric mapping of shallow water in thaw lakes on the north slope of Alaska with spaceborne imaging radar, *Arctic*, 2000, Vol. 53, No. 3, pp. 306–316.
12. Surdu C.M., Duguay C.R., Brown L.C., Fernández Prieto D., Response of ice cover on shallow lakes of the north slope of Alaska to contemporary climate conditions (1950–2011): radar remote sensing and numerical modeling data analysis, *Cryosphere*, 2014, Vol. 8, pp. 167–180.
13. Surdu C.M., Duguay C.R., Kheyrollah Pour H., Brown L.C., Ice freeze-up and break-up detection of shallow lakes in northern Alaska with spaceborne SAR, *Remote Sensing*, 2015, Vol. 7, pp. 6133–6159.
14. Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K., *Microwave remote sensing: active and passive. Vol. III: from theory to applications*, Artech House, Remote Sensing Series, 4, 1986, 1120 p.