

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ КРИОСФЕРЫ

УДК 528.7:551.34:551.583(470.13-17)

DOI: 10.15372/KZ20210505

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВЫСОТЫ ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВ ПРЕДГОРНЫХ ЛАНДШАФТОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО ДАННЫМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ И РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

В.В. Елсаков, Д.А. Каверин, В.М. Щанов

*Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, Сыктывкар, ул. Коммунистическая, 28, Россия;
elsakov@ib.komisc.ru, dkav@mail.ru, shchanov@ib.komisc.ru*

Наборы интерферометрических пар спутниковых изображений ALOS PALSAR периода 2007–2010 гг. использованы для расчета сезонных и межгодовых изменений высоты поверхности почв для участка криолитозоны на крайнем северо-востоке Европейской России, расположенного в предгорной части Полярного Урала. Верификация полученных результатов выполнена по наземным инструментальным измерениям, проведенным на площадке мониторинга мощности сезонного слоя CALM R2. Показатели изменения высоты поверхности почв по результатам спутниковых измерений имели меньшие значения и амплитуду, чем при полевых инструментальных наблюдениях. По интенсивности сезонных изменений высоты поверхности почв в вегетационный период 2007 г. выделены две условные группы участков: более дренированные, часто приуроченные к верхним частям моренных увалов, и нижние части склонов с более высокой степенью увлажнения. Для выделенных групп участков между сравниваемыми показателями спутниковых и инструментальных измерений установлены значимые корреляционные связи. Сходимость результатов возрастает при увеличении количества инструментальных измерений внутри пикселя спутникового изображения. В контрастные по метеорологическим показателям годы (2007 и 2010) отмечены наибольшие различия величин изменения высоты поверхности почв. В равнинных тундрах в относительно влажный и холодный вегетационный сезон 2010 г. зарегистрировано большее опускание поверхности почв (до 1.5–4.5 см) по сравнению с более теплым и сухим 2007 годом (0–3.0 см). Для предгорных участков с моренными отложениями отмечен летний подъем высоты поверхности почв (до 2–3 см) на протяжении периода наблюдений.

Ключевые слова: радарная дифференциальная интерферометрия, предгорные ландшафты Полярного Урала, осадка и пучение почв.

THE STUDY OF SEASONAL VERTICAL CHANGES OF GROUND SURFACE IN THE POLAR URAL FOOTHILLS BASED ON FIELD MEASUREMENTS AND ALOS PALSAR RADAR INTERFEROMETRY

V.V. Elsakov, D.A. Kaverin, V.M. Shchanov

*Institute of Biology, Komi Science Centre UrB RAS, Kommunisticheskaya str. 28, Syktyvkar, 167982, Russia;
elsakov@ib.komisc.ru, dkav@mail.ru, shchanov@ib.komisc.ru*

Interferometric pairs of ALOS PALSAR dataset (2007–2010) were used to estimate the seasonal and long-term variations in the ground surface height in the piedmont of the Polar Ural, the far northeast of European Russia. The obtained results were validated by ground-truth measurements at the CALM R2 site (the site of monitoring the thickness of the active layer). The values and amplitude of ground surface height variations obtained from the satellite imagery were lower compared to field measurements. The sites under study were classified in two conditional groups: more drained sites (confined often to the upper parts of the moraine ridges) and sites with higher moisture content in the soil (lower parts of the slopes). This classification was based on the intensity of seasonal changes in the height of ground surface during the vegetation period of 2007. Significant correlations between the compared *in situ* and remote sensing-based measurements were established for these groups. The convergence of the results increased with a greater number of *in situ* measurements inside the pixel of the satellite image. The greatest differences in the magnitude of changes in the height of ground surface were reported in years marked by contrasting weather conditions (2007 and 2010). Ground surface subsidence was reported to be greater (up to 1.5–4.5 cm) during the colder and wetter vegetation period of 2010, and less pronounced in a drier and warmer season of 2007 (0.0–3.0 cm) within tundra zones of the Pechora Lowland. A summer ground surface heave was noted (up to 2–3 cm) in sites with moraine deposits in the piedmont plains for the whole period of observations.

Key words: differential radar interferometry, piedmont landscapes of the Polar Ural, ground subsidence and heave.

ВВЕДЕНИЕ

Изменение высоты поверхности почв может быть вызвано различными экзогенными и эндогенными геологическими процессами [Добровольский, 2001]. Методы спутниковой радиолокационной дифференциальной интерферометрии (РДИ), основанные на анализе смещения фаз эхосигналов разновременных изображений, позволяют оценить изменения поверхности почвы с сантиметровым уровнем точности на больших площадях, не уступая геодезическим методам [Мусихин, 2012; Чимитдоржиев и др., 2013]. Современные исследования, привлекающие методы РДИ, связаны с анализом изменений уровня поверхности под влиянием как природных, так и техногенно обусловленных факторов: подземных выработок [Эпов и др., 2012], нефтедобычи [Евтюшкин, Филатов, 2009; Елсаков, 2012], развития урбанизированных территорий [Горный и др., 2010].

В криолитозоне одной из основных причин изменения высоты поверхности почв являются сезонные циклы промерзания–оттаивания в почвах с различным содержанием подземного льда [Качурин, 1961; Bockheim, 2015]. В связи с этим в последние годы интерес исследователей все больше направлен на мониторинг естественных деформаций поверхности почв криолитозоны как индикаторов перестройки мерзлотных условий на локальном или региональном уровнях. Баланс разнонаправленных сезонных процессов осадки и пучения служит одним из индикаторов изменений многолетнемерзлых пород (ММП) и развития термокарстовых процессов. Интенсивность зимнего пучения и летней осадки поверхности почв находится в тесной зависимости от климатических условий [Мажитова, Каверин, 2007; Romanovsky et al., 2008].

Метеорологические наблюдения на севере России демонстрируют наличие устойчивого тренда потепления в 1976–2012 гг., отмеченного по повышению приземной температуры воздуха (ПТВ) [Второй... доклад..., 2014]. В результате усиливается деградация ММП, увеличивается биологическая продуктивность тундровых сообществ, однако реакция различных компонентов природной среды на изменение климата в Арктике неоднозначна [Елсаков, 2017]. Высокая информативность методов РДИ отмечена при исследовании экосистем Аляски [Liu et al., 2010], Канадского арктического архипелага [Short et al., 2014; Rudy et al., 2018], Центральной Сибири [Чимитдоржиев и др., 2013; Antonova et al., 2018], горного плато Тибет [Chen et al., 2013] и др. Увеличение частоты съемок (для Sentinel-1A/B до 6–12 суток) сделало метод незаменимым при изучении сезонных изменений мозаичных ландшафтов криолитозоны. Однако ряды данных, сформированных для метеоро-

логически различающихся лет, еще не столь продолжительны и требуют верификации наземными наблюдениями. Основное ограничение для использования РДИ в мониторинге северных территорий – отсутствие доступных и корректных инструментальных полевых данных для проверки получаемых результатов. Прежде всего это связано со сворачиванием многих программ долговременных измерений на комплексных геокриологических и биоценологических стационарах. Создание и расширение сети инструментальной системы циркулярного мониторинга деятельного слоя (Circumpolar Active Layer Monitoring – CALM) способствовало возобновлению и унифицированию сбора многолетних рядов данных по изменению мощности сезонноталого слоя (СТС) и сезонных деформаций поверхности почвы в криолитозоне [Brown et al., 2000].

Целью работы является сравнение сезонных и межгодовых изменений высоты поверхности почв криолитозоны в пределах предгорной равнины Полярного Урала, полученных по интерферометрическим парам изображений ALOS PALSAR и данным полевых топографических съемок для контрастных по метеорологическим параметрам лет.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Территория исследований расположена на крайнем северо-востоке Европейской России на границе с Полярным Уралом в подзоне южных гипоарктических тундр (рис. 1, А) [Геоботаническое районирование..., 1989]. Согласно карте неогенчетвертичных образований территории Воркутинского района (м-б 1:200 000) и опубликованной к ней Пояснительной записке [Шишкин и др., 2013], в районе исследований по геологическому строению выделены три области. Западная область расположена в пределах платформенной равнины с мощным осадочным чехлом ледниковых отложений (до 40 м) и менее мощными аллювиально-морскими отложениями (до 20 м) с участками низинных и верховых болот (рис. 2, А). К востоку ее сменяет область предгорных и межгорных равнин с участками зандровых слабоволнистых равнин, переходящих в холмистую ледниковую равнину с участками аккумулятивно-денудационной равнины, сложенной озерно-ледниковыми отложениями мощностью до 5 м. Восточная часть района исследований включает горный пояс – территорию с преобладанием плосковершинных средних и низких гор.

Территория исследований характеризуется сплошным и прерывистым распространением ММП мощностью 50–150 м и среднегодовой температурой от 0 до –2 °С [Геокриологическая кар-

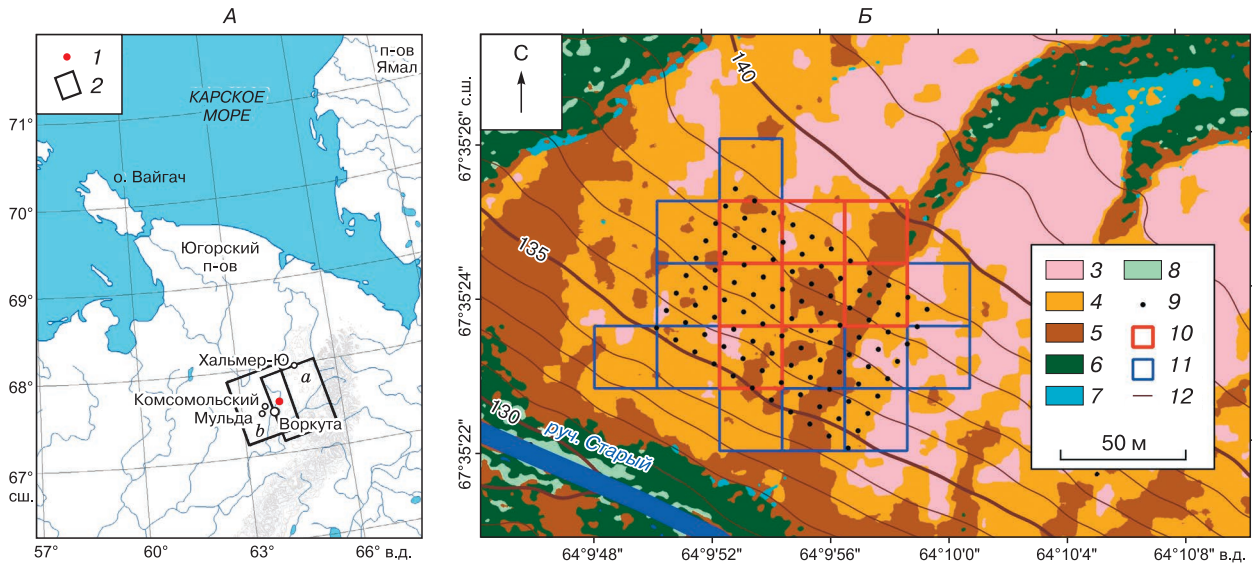


Рис. 1. Географическое положение площадки CALM R2 в границах отдельных наборов снимков ALOS PALSAR (А) и распределение точек полевых наблюдений в пределах участка инструментальных измерений и пикселях спутниковой съемки (25 × 25 м) (Б).

1 – мониторинговая площадка CALM R2; 2 – границы снимков ALOS PALSAR; 3 – тундры кустарничково-лишайниковые; 4 – тундры мелкоерниковые; 5 – тундры кустарниковые; 6 – ивняки; 7 – болотные комплексы; 8 – травяные сообщества; 9 – пикеты полевых измерений; 10 – пиксели, отнесенные в 2007 г. к группе “верхние части увалов”; 11 – пиксели, отнесенные к группе “нижние части увалов”; 12 – изогипсы.

та..., 1996]. Кровля ММП имеет сложную конфигурацию, сквозные талики прорезают ее на водораздельных массивах и под руслами рек. Глубина сезонного оттаивания почв сильно дифференцирована в зависимости от характера растительного покрова и мощности снега. Близкое (до 1 м) залегание кровли ММП характерно для мохово-кустарничковых тундр, под крупнокустарничковыми сообществами ММП обычно залегают на глубине 1–2 м и более [Мажитова, 2008]. На основе анализа карты растительного покрова, построенной методами управляемой классификации по изображениям Landsat 7 ETM+ (съемка 13 7.7.2000) (см. рис. 2, Б), в районе исследований выделено семь доминирующих классов растительного покрова. Представлены комплексы зональных сообществ кустарничковой (20.7 % площади снимка), мелкоерниковой (15.6 %) и кустарничково-лишайниковой (4.7 %) тундры. Азональные группы включают ивняки (42.2 %), болотные комплексы (5.6 %), участки травяных сообществ (0.6 %). Территории без растительного покрова отмечены на 10.3 % площади.

Выбор территории исследований и отбор спутниковых изображений определен расположением мониторинговой площадки CALM R2 (67°35.04' с.ш., 64°09.09' в.д.), находящейся в 13 км к северо-востоку от г. Воркута и имеющей многолетний ряд измерений мощности СТС, высоты

поверхности и температуры почв. Площадка CALM R2 размером 81 × 88 м расположена на юго-западном склоне приречного увала и содержит сеть из 99 постоянных пикетов наблюдений с размером ячеек 9 × 8 м (см. рис. 1, Б). Уклон поверхности участка в среднем составляет 3°, перепад высот не более 4 м. Основными орографическими элементами урочища, где локализована площадка, являются холмисто-грядовые возвышенности с плоскими и слабовыпуклыми вершинами, слабо-волнистой поверхностью и длинными пологими склонами [Дружинина, Мяло, 1990]. Растительный покров участка мозаичен, доминируют сообщества мелкоерниково-моховых тундр на вершинах водораздельных увалов, крупнокустарничковых тундр склонов увалов и болотные комплексы в депрессиях и на плоских вершинах увалов. На площадке преобладают глеевые почвы на тяжелых пылеватых суглинках, льдистость подстилающих ММП варьирует от 40 до 50 % [Мажитова, Каверин, 2007]. Средняя мощность СТС в период исследований варьировала от 86 до 89 см.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Мониторинговые исследования на ключевом участке. В пределах ключевого участка (площадки CALM R2) проводились круглогодичные измерения температуры почв на глубине 0, 0.2 и 0.5 м с использованием логгеров НОВО U-12 и мощно-

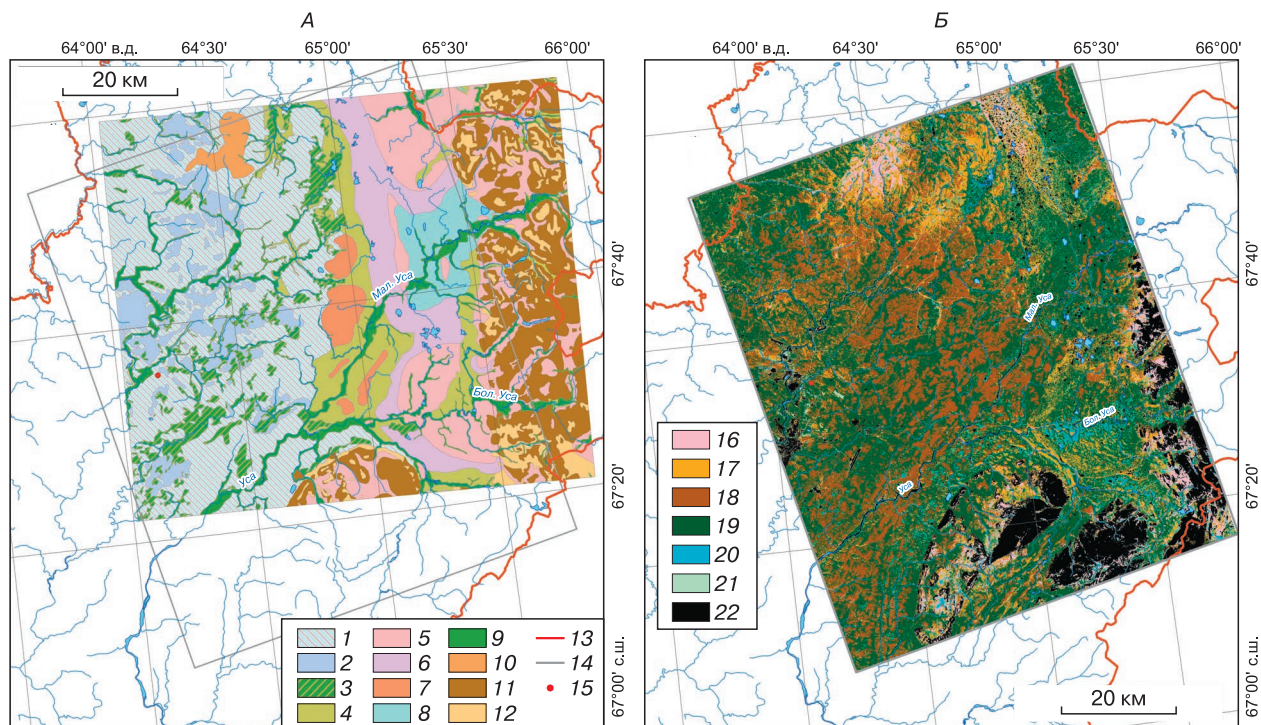


Рис. 2. Основные геоморфологические элементы (А) и доминирующие классы растительного покрова (обработка снимка Landsat 7 ETM+) (Б) территории исследований.

Ландшафтно-геоморфологические комплексы: 1–3 – платформенная равнина (1 – холмисто-волнистая сглаженная ледниковая равнина; 2 – пологоволнистая равнина с аллювиально-морскими отложениями; 3 – комплексы болот (торфяники)); 4–10 – предгорные и межгорные равнины (4 – задровая равнина; 5 – холмистая ледниковая равнина на ханмейской морене; 6 – краевые холмисто-грядовые ледниковые аккумулятивные образования; 7 – грядово-холмистая ледниковая равнина на пачвожской морене; 8 – аккумулятивно-денудационная равнина на озерно-ледниковых отложениях ханмейской морены; 9 – пойменные террасы; 10 – холмисто-увалистая денудационная равнина); 11, 12 – горный пояс (11 – крутые эрозионно-эскарпационные склоны; 12 – пологие склоны с ледниковыми аккумулятивными отложениями); 13 – границы Республики Коми; 14 – контур спутникового изображения ALOS PALSAR; 15 – положение площадки CALM R2. Классы растительного покрова: 16 – тундры кустарничково-лишайниковые; 17 – тундры мелкоерниковые; 18 – тундры кустарниковые; 19 – ивняки; 20 – болотные комплексы; 21 – травяные сообщества; 22 – участки без растительного покрова.

сти СТС градуированным металлическим зондом. Для определения пучения/осадки поверхности почвы на всех пикетах площадки ежегодно после схода снежного покрова (конец мая) и по окончании теплого сезона (конец сентября) определяли абсолютные отметки кровли ММП и поверхности почв. Измерения проведены нивелиром Geobox N8-32, дающим ошибку 1.5 мм на 1 км возвратного хода. В качестве неподвижного репера для определения абсолютных высот использован государственный геодезический знак, расположенный в 100 м от площадки.

Климатические параметры рассчитаны на основе массива данных архива ФГБУ ВНИИГМИ-МЦД (<http://www.meteo.ru>). При характеристике погодных условий на момент спутниковой съемки использован архив погоды по метеостанции г. Воркута (аэропорт) (WMO ID 23226) (<http://gr5.ru>). Для оценки влияния метеорологических

факторов на изменения высоты поверхности почв рассчитывались среднесуточные суммы положительных (*TDD*) и отрицательных (*FDD*) температур воздуха для гидрологических лет (1 октября – 30 сентября) исследуемого периода.

Обработка спутниковых изображений. Работа со спутниковыми изображениями выполнена в модуле ENVI SARscape. Развертка фазы рассчитана в автоматизированном алгоритме “Minimum cost flow”. При проведении процедуры развертки фазы учтены параметры высот точек (*GCP*, ground controls points), локализованных в пределах участков взлетно-посадочной полосы аэропорта г. Воркута. Снимки ALOS PALSAR периода 2007–2011 гг. (режим сканирования “Fine Beam Dual”, *L* – диапазон, длина волны 23.5 см, с углом съемки для всех сцен 34.3°) использованы для построения двух наборов перекрывающихся интерферометрических пар (табл. 1). При радарной съемке

Таблица 1. Характеристика использованных в работе сцен и погодных условий на момент спутниковой съемки

№ п/п	Сцены ALOS PALSAR	Вп, м	N, %	Тип осадков, дневное количество
Path/Frame 529/1350 17:42 UTC (a)				
1	18.09.07 (master-изображение)		40	–
2	18.06.07	615	100	Морось, 2.6 мм
3	08.08.09	2128	100	Дождь
4	26.06.10	1018	70–80	Ливневый дождь, 0.2 мм
5	11.08.10	1479	100	Морось, 7.0 мм
Path/Frame 527/1350 17:35 UTC (b)				
6	15.08.07 (master-изображение)		100	–
7	30.06.07	298	<10	–
8	30.09.07	512	100	Слабый ливневый дождь, 4.4 мм
9	02.07.08	1621	–	–
10	08.07.10	1389	20–30	–
11	23.08.10	1808	70–80	Ливневый дождь, 6.0 мм
12	17.08.08	5269	60	Дождь, 0.1 мм

Примечание. Вп – перпендикулярная компонента базы; N – покрытие облачностью, архив погоды по метеостанции г. Воркута (аэропорт) (WMO ID 23226) на время съемки.

L-диапазона высота растительности не учитывается, сигнал отражается преимущественно от поверхности почвы.

Относительные изменения поверхности почв определены при сопоставлении изображений с master-снимками (15.08.07 и 18.09.07). Их выбор определен наименьшей визуальной трансформацией итоговых интерферограмм, связанной с атмосферной задержкой фазы. Для большинства сравниваемых изображений перпендикулярная компонента базы (Вп) имела допустимые величины (от 298 до 2128 м). В качестве источника данных по рельефу для расчетов дифференциальной интерферограммы применяли цифровую модель рельефа ArcticDEM (<https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem>).

Изображение смещений рассчитано для сетки спутникового изображения с размером пикселя 25 м, подавление шумов выполнено с применением адаптивной фильтрации перед разверткой фазы. Информация о времени съемки (17:30 UTC) позволяла установить характер погодных условий (см. табл. 1). Наличие осадков и облачность не оказывали влияния на получаемые характерис-

тики большинства изображений. Области с искажениями сигнала, вызванными внешними причинами, были исключены из анализа.

Анализ временных изменений поверхности почв. При характеристике сезонных изменений поверхности ключевого участка использовано два подхода. При первом подходе для анализа привлечены пары изображений PALSAR одной группы, максимально различающиеся по периоду съемки в течение сезона (для летней осадки 30.06–30.09.07 и 08.07–23.08.10; зимнего пучения 30.09.07–02.07.08). Доступные пары изображений часто не отражали максимальных величин сезонной осадки и пучения, однако сопоставление результатов спутниковых измерений с инструментальными полевыми наблюдениями, сделанными в смежные даты, позволяет сравнивать применяемые методы. При втором подходе внимание уделено ходу сезонных изменений поверхности с использованием полного набора сцен. Минимальный интервал съемок ALOS PALSAR обеспечивает проведение интерферометрических измерений каждые 46 дней. Это позволяет получить в течение бесснежного периода не более 3–4 изображений в год. Рассчитанные интерферограммы включали две территориально перекрывающиеся группы (контуры их границ обозначены *a*, *b* на рис. 1). Изменение уровня поверхности почв рассчитано для всех изображений по базовым (master) сценам 18.09.07 г. (для группы *a*) и 15.08.07 г. (для *b*). Master-изображения взаимно не калиброваны по высоте поверхности почв и получены для разных дат, поэтому пересчет показателей разных групп выполнен по сценам разных наборов, но полученным на смежные даты съемки конца вегетационного периода 2007 г. (изображения 18.09.07 для группы *a* и 30.09.07 для группы *b*). Уровень поверхности почв на одних участках для этих сцен принят за равные величины, тем самым набор показателей для групп приведен к одной базовой сцене (15.08.07).

Анализ пространственной привязки снимков ALOS PALSAR показал “субпиксельную точность геопозиционирования” [Баранов и др., 2008]. Мониторинговая площадка CALM R2 полностью покрыта 19 пикселями матрицы спутникового изображения (см. рис. 1, Б). Для сравнительного анализа расхождений данных ALOS PALSAR с инструментальными измерениями значения по полевым наблюдениям усреднены согласно их локализации в пикселях спутниковых снимков. Количество полевых измерений в пикселе варьировало от 1 до 10. Результаты спутниковых и полевых инструментальных измерений использованы для сравнения осадки летнего периода между контрастными по метеорологическим показателям 2007 и 2010 гг. Для гидрологического года 2007/08 рассчитаны показатели зимнего пучения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Сопоставление сходимости изменений высоты поверхности почвы по материалам спутниковых изображений и инструментальным полевым измерениям. При сравнении результатов обработки РДИ съемки и данных полевых измерений выборка значений изменений высоты поверхности почвы 2007 г. разделена на две условные группы по положению в рельефе (рис. 3, а): дренированные, преимущественно верхние части увала (вершина, 7 пикселей) и нижние, более увлажненные (подножие, 12 пикселей) участки. При таком разделении между сравниваемыми показателями, полученными разными методами, установлены значимые корреляционные связи (для группы вершина коэффициент ранговой корреляции $r = 0.83$,

вероятность $p < 0.05$ при числе наблюдений $n = 7$, для группы подножие: $r = 0.86$, $p < 0.01$, $n = 12$). Для пикселей нижней части увала значения имели наименьшие различия. По спутниковым измерениям величины и амплитуды вариаций относительно низкие в сравнении с точечными полевыми данными. Верхние дренированные части увала, по данным РДИ, характеризуются меньшими сезонными изменениями высоты поверхности (от поднятия 1.1 см до осадки 1.7 см). Инструментальные измерения площадок характеризовались большей величиной и амплитудой варьирования (от 2.6 до 9.0 см осадки). На нижних участках увала, по данным сравниваемых методов, изменения поверхности почв представлены только осадкой: для первого метода от 0.8 до 4.4 см, для второго – от 1.4 до 7.0 см. Более выраженная осадка поверхности

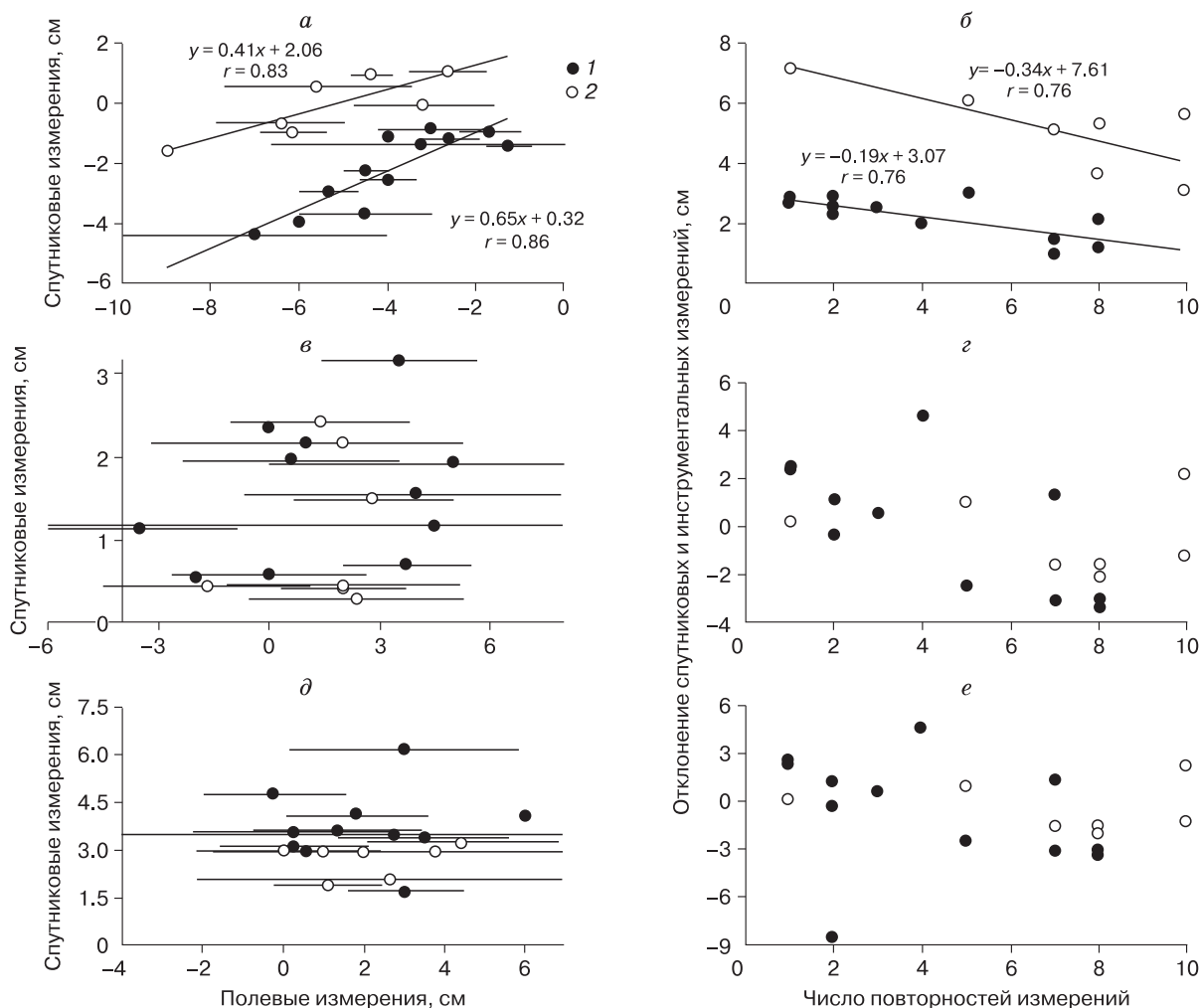


Рис. 3. Сезонные изменения высоты поверхности почвы по данным спутниковых съемок и полевых измерений.

Средние значения со стандартными отклонениями (отрицательные значения соответствуют осадке): а – 30.06–30.09.07; в – 08.07–23.08.10; д – 30.09.07–02.07.08. Различие значений, полученных данными методами, в зависимости от частоты точек полевых измерений (n) в пикселе сетки ALOS PALSAR: б – 30.06–30.09.07; з – 08.07–23.08.10; е – 30.09.07–02.07.08. Группы пикселей: 1 – нижняя часть увала, 2 – верхняя часть увала.

почв в нижней части площадки связана с вытаиванием льдистых слоев СТС на участке с близким залеганием обломочного материала коренных пород (1 м и глубже). Причина различия результатов по полевым и спутниковым методам связана с разными площадями измеряемых участков: инструментальные измерения точечные, пиксели изображений ALOS PALSAR характеризуют поверхности 25 × 25 м. Отклонения между результатами разных методов снижались с увеличением количества точек измерений в пикселе ($r^2 = 0.58$, $n = 12$, $p < 0.01$ и $r^2 = 0.59$, $n = 7$, $p < 0.05$) и для нижних частей увала при $n = 7-8$ были минимальны (до 1.0 см) (см. рис. 3, б).

Наибольшие отклонения (до 7.3 см) получены для участков верхних частей увала с одиночными инструментальными измерениями в пикселе. В среднем расхождения снижались от 0.2 см (подножие) до 0.3 см (вершина) на каждую дополнительную точку. Высокая сходимость результатов, полученных разными методами в 2007 г., была обусловлена и максимальным соответствием дат съемки и полевых наблюдений.

Для вегетационного сезона 2010 г. возможности съемки были ограничены более коротким периодом РДИ наблюдений (46 дней). Для ключевого участка отмечены слабые и средние по амплитуде подъема поверхности почв (08.07–23.08.10 г.), согласно спутниковым (0.3–3.2 см) и инструментальным (0–5 см) измерениям. Для нескольких пикселей зафиксирована осадка до 3.5 см (см. рис. 3, в). Разделение пикселей на группы по признаку положения в рельефе не соответствовало 2007 г. Показатели инструментальных замеров характеризовались высокой вариабельностью. Увеличение числа измерений в пикселе не приводило к лучшей сопоставимости спутниковых и полевых измерений (см. рис. 3, з), что обусловлено меньшим совпадением интервалов наблюдений по этим методам. Относительно низкие величины осадки поверхности обусловлены пониженными летними температурами воздуха и высоким (на 44 % выше среднегодовых) количеством осадков в вегетационный сезон 2010 г. (табл. 2). Изменение высоты поверхности почв в более теп-

лый и менее влажный 2007 год демонстрирует отклик мерзлотных почв на повышение температуры воздуха в зависимости от положения в рельефе.

В зимний период 2007/08 г. на мониторинговой площадке зафиксировано пучение в диапазоне 1.7–6.2 см по спутниковым данным и 0–6.0 см по данным инструментальных измерений. Наибольшие смещения по спутниковой РДИ демонстрировали участки, отнесенные к группе подножие (см. рис. 3, д). Увеличение повторности измерений в пикселях не приводило к росту сходимости.

Сезонные изменения поверхности почвы. Наибольшая контрастность погодных условий зафиксирована при сравнении периодов 2006/07 и 2009/10 гг. (см. табл. 2).

Различия температурных характеристик приземного слоя воздуха отдельных лет отражаются на температуре почв в пределах СТС. При повышенном количестве зимних осадков в 2009/10 г. минимальная температура почвы на глубине 0.2 м отмечена в апреле 2010 г. (–3.7 °С). В 2007 г. при меньшем количестве осадков минимальная температура почвы зафиксирована в начале марта (–3.3 °С). В 2007 г. при раннем прогреве профиля к первой съемке (18.06.07) среднесуточные температуры почвы на глубине 0.2 м варьировали от +0.8 до +2.1 °С, на 0.5 м – от –0.1 до –0.2 °С (рис. 4). Температура почв в вегетационный период 2010 г. росла медленно: переход через 0 °С на глубине 0.2 м отмечен в середине июня и к дате первой съемки (26.06.10) температура выросла до +0.5...+0.6 °С.

Вегетационный период 2007 г. был самым теплым за период наблюдений. Различия летних температур воздуха для вегетационных периодов разных лет наглядно демонстрируют уменьшение *TDD* от 2007 к 2010 г. (см. табл. 2). Интенсивный прогрев почвы отмечен в первой половине лета 2007 г., максимум температуры (+14.3 °С) на глубине 0.2 м зафиксирован 6 июля (6 дней после съемки). Медленнее почвы прогревались в 2010 г.: максимальная температура за сезон (+7.1 °С) была 3 августа.

Отмечены близкие значения средней глубины сезонного протаивания в контрастные по темпера-

Таблица 2. Климатические показатели сравниваемых лет наблюдений

Гидрологические годы	Температурные показатели			Количество осадков, мм		
	<i>TDD</i> , °С·сут	<i>FDD</i> , °С·сут	T_{cp} , °С	годовое	жидких	твердых
2006/07	1277 (14.9)	–2498 (8.9)	–3.8	489	220 (–15.7)	269 (–20.9)
2007/08	1126 (1.4)	–2322 (15.3)	–3.6	525	195 (–25.4)	331 (–2.8)
2008/09	1046 (–5.9)	–2604 (5.0)	–4.5	613	252 (–3.3)	361 (6.2)
2009/10	995 (–10.4)	–3542 (–29.2)	–7.0	776	376 (44.4)	399 (17.4)
Среднее	1111	–2742	–4.7	600.7	260.6	340.1

Примечание. В скобках указаны величины отклонения от средних многолетних показателей (%). T_{cp} – среднегодовая температура воздуха.

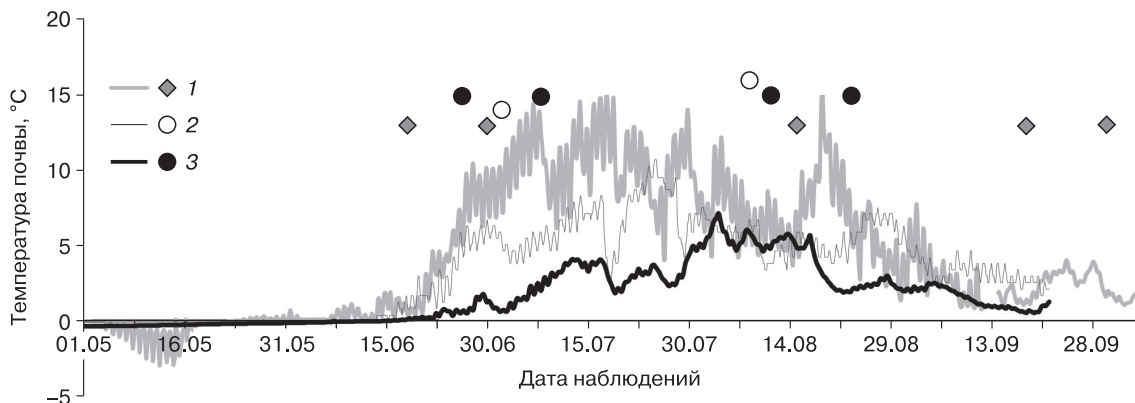


Рис. 4. Динамика температуры почвы на глубине 0.2 м в течение вегетационных периодов разных лет наблюдений с шагом измерений 3 ч.

1 – 2007 г.; 2 – 2008 г.; 3 – 2010 г.

турным условиям годы: (89 ± 14) см ($n = 99$) в 2007 г. и (89 ± 13) см в 2010 г. Существенную разницу летней температуры воздуха в эти годы компенсировали различия в количестве летних осадков. По инструментальным данным, за май–сентябрь 2007 г. поверхность почвы мониторинговой площадки опустилась на (4.0 ± 3.5) см ($n = 19$), в 2010 г. поднялась на (2.2 ± 4.9) см ($n = 19$). Температурные показатели 2008 г. имели промежуточные значения между 2007 и 2010 гг. Первые съемки для 2007 и 2010 гг. совпали с началом прогрева почв (переход через 0°C), что предполагает минимальную частичную компенсацию зимнего пучения. Исключение представляет 2008 г., когда начальная съемка проведена при прогреве сравнимой глубины почвы (0.2 м) на 5°C .

Особенности динамики поверхности почвы для вегетационных периодов разных лет установлены на основе сравнения амплитуд осадков в пик-

селях спутниковых изображений, покрывающих мониторинговую площадку. Аналогично результатам инструментальных исследований в 2007 г. преобладали максимальные за период наблюдений осадки поверхности почв (рис. 5). В 2007 г. среднее изменение высоты поверхности почвы в верхней части увала характеризовалось меньшими значениями (осадка от 0 до 1 см) относительно нижней части (осадка от 2 до 4 см). Нестыковка сезонных перепадов величин на сценах 2010 г. (снижение от 26.06.10 к 08.07.10 и последующий рост к 11.08.10) является следствием использования разных наборов сцен (527/1350 и 529/1350).

По величинам осадок погодные условия летнего сезона 2009 г. ближе к 2010 г., а 2007 г. – к 2008 г., что подтверждают значения температур почвы и метеорологические параметры рассматриваемых периодов (см. табл. 2). В годы с относительно холодным летом (2009 и особенно 2010 г.)

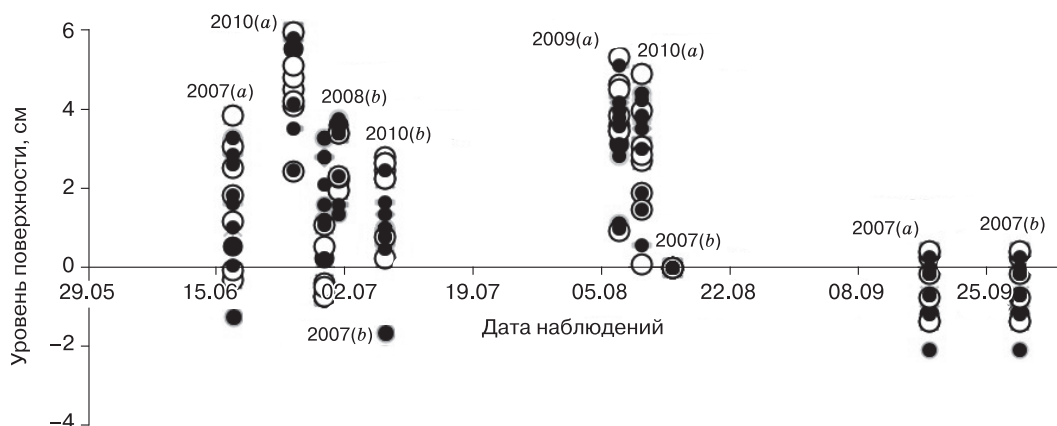


Рис. 5. Изменения высоты поверхности почвы на мониторинговой площадке CALM R2 по съемкам разных лет.

a – пара спутниковых изображений 529/1350; *b* – 527/1350; части склона увала: верхняя (светлые точки) и нижняя (темные). За нулевое значение принят уровень поверхности master-изображения 15.08.07 г.

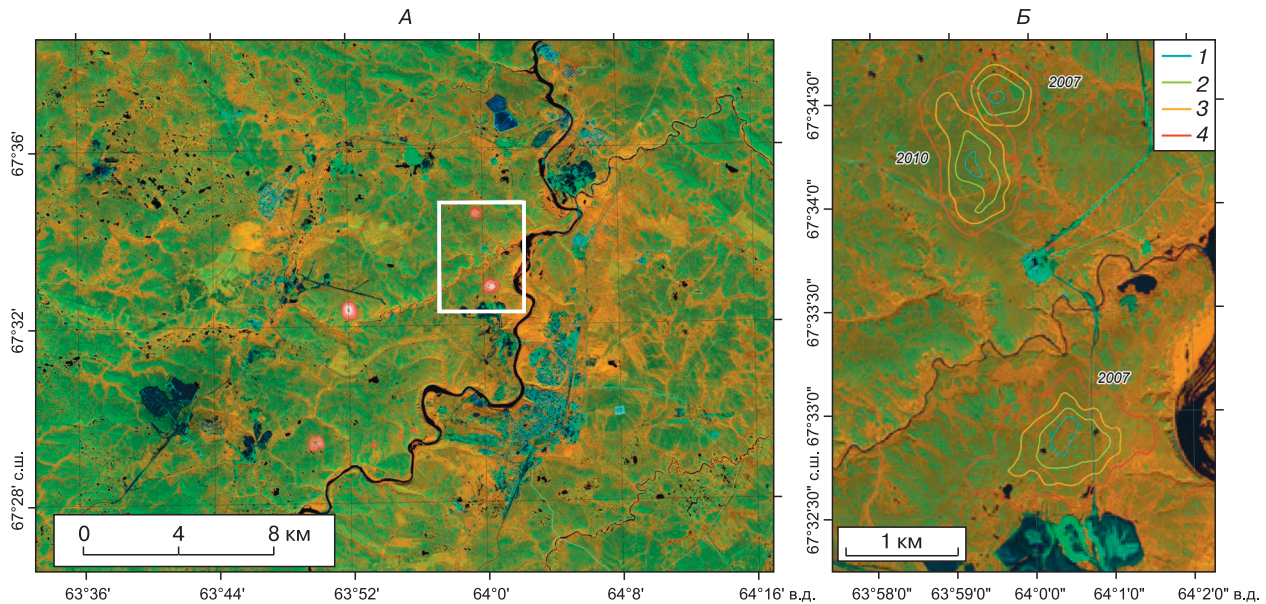


Рис. 6. Шахтные просадки в окрестностях г. Воркута в 2007 г. (А) и изолинии просадок для 2007 и 2010 гг. (Б).

1 – более 16 см; 2 – более 12 см; 3 – более 8 см; 4 – более 4 см.
 Фоновое изображение Sentinel 2 от 25.07.19 г. (<http://www.glovis.usgs.gov>).

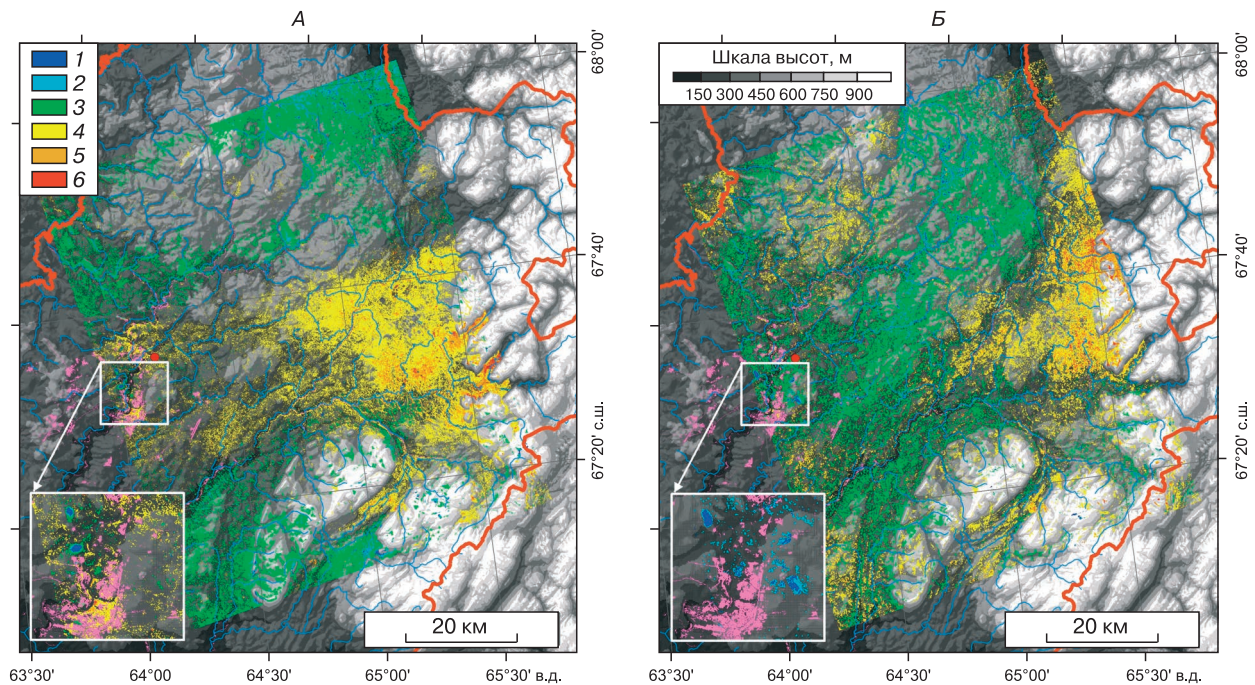


Рис. 7. Изменения высоты поверхности почвы западных склонов Полярного Урала и прилегающего участка Большеземельской тундры для периодов 15.08–30.09.07 г. (А) и 08.07–23.08.10 г. (Б) по данным спутниковой РДИ ALOS PALSAR.

Цветом выделены изменения поверхности почвы: 1 – более –4.5 см; 2 – от –4.5 до –3.0 см; 3 – от –3.0 до –1.5 см; 4 – от 1.5 до 3.0 см; 5 – от 3.0 до 4.5 см; 6 – более 4.5 см. Незначительные изменения (от –1.5 до –1.5 см) цветом не выделены. Отрицательные значения соответствуют осадке поверхности почвы. В фоне представлена цифровая модель рельефа SRTM 90. На врезке – участки окрестностей г. Воркута (участки застройки и нарушения растительного покрова показаны розовым цветом) с локальными просадками в районе шахтных полей (синие пятна в соответствии с легендой).

сезонное пучение слабо компенсировалось летней осадкой.

Сезонные и межгодовые изменения поверхности почвы на региональном уровне. В результате охвата спутниковой съемкой больших площадей (сцена ALOS PALSAR покрывает территорию 69×87 км) можно выявлять изменения высоты поверхности почвы обширных участков. Максимальные показатели подъема и опускания поверхности почв в регионе приурочены к участкам свежих отсыпок и изъятия грунта в районе промышленных площадок. Значительное по амплитуде (более 16 см), но малое по площади (0.7–1.0 км в диаметре) летнее опускание поверхности почв в ненарушенных экосистемах проявляется локально на сценах разных лет (рис. 6, А). Такие участки приурочены к горным отводам шахтного поля филиала ОАО “Воркутауголь”, на них влияет шахтная угледобыча. Локализация участков опусканий в разные годы не совпадала (см. рис. 6, Б), их полевые исследования в 2012 г. не выявили видимых изменений поверхности, структуры и состава растительных сообществ.

Для естественных тундровых экосистем характерно отсутствие существенных сезонных изменений поверхности почвы (рис. 7). Наибольшие площади, где наблюдается летнее понижение поверхности почв (до 3 см), приурочены к крупным ложбинам стока и понижениям в пределах блокового рельефа на моренных отложениях. Для болотных экосистем и крупнокустарниковых тундр летом 2007 и 2010 гг. отмечены слабые (1.5–3.0 см) и средние (3.0–4.5 см) по амплитуде понижения поверхности (30–40 % площади). Слабый подъем поверхности почв наблюдается на 23 % площади кустарничково-лишайниковых тундр. Ерниковые тундры, луговые сообщества существенных изменений не демонстрировали.

Существенное влияние на динамику поверхности почв в регионе оказывает распространение четвертичных пород (см. рис. 2, А). В равнинной части территории исследований в 2010 г. наблюдается максимальное опускание поверхности почв (1.5–4.5 см), выраженное слабее в 2007 г. (см. рис. 7).

Достаточно крупные по протяженности участки с летним подъемом поверхности почв (1.5–4.5 см) отмечены в предгорных районах Полярного Урала (водоразделы рек Большая и Малая Уса). Эти территории приурочены к наиболее молодым моренам ледниковых комплексов Ханмейского позднеплейстоценового оледенения [Астахов и др., 2007; Астахов, 2011]. Подъем поверхности почв наиболее отчетливо фиксируется на снимках 2010 г.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные по спутниковым снимкам величины сезонных изменений высоты поверхности почвы на площадке CALM R2 и в прилегающем районе исследований имели сходные амплитуды, фиксируемые в других секторах Арктики. По данным TerraSAR-X, на 40 % площади тундровых экосистем дельты р. Лена в 2013–2014 гг. отмечена осадка до 2 см [Antonova et al., 2018]. Средние значения варьировали в зависимости от особенностей сравниваемых лет от (1.7 ± 1.5) см в относительно холодный 2013 год до (4.8 ± 2.0) см в теплый 2014-й. Амплитуда изменений поверхности почв по изображениям ERS ½ SAR округа Норт-Слоуп (Аляска) в течение летних периодов 1992–2000 гг. варьировала в диапазоне 1–4 см [Liu et al., 2010].

Результаты обработки сцен RADARSAT-2 территории Канадского арктического архипелага (Баффинова Земля) [Short et al., 2014] показали, что величины летних изменений поверхности почв определялись составом отложений, различием в содержании льда и толщине осадочного чехла. Наименьшие изменения (± 1 см) отмечены для коренных скальных выходов и валунных глин [Rudy et al., 2018]. В теплые годы, несмотря на максимальное протаивание, осадка на таких участках выражена слабее. Измерения, выполненные в 1962–2015 гг. на севере Аляски, показали наличие малоамплитудных сезонных и межгодовых смещений поверхности почв разной направленности [Streletskiy et al., 2016].

В равнинной части территории исследований выраженные опускания поверхности почв, вероятно, связаны с активизацией просадок при оттаивании ММП. Даже в относительно холодные годы (2010) наблюдались высокие значения опусканий поверхности на фоне большего количества осадков.

Зафиксированный в западных предгорьях Полярного Урала летний подъем поверхности почв, возможно, связан с увеличением количества летних осадков [Атлас..., 1997] на участке широкого распространения суглинистых глеевых почв [Государственная... карта..., 2000]. Основные причины наблюдаемого подъема поверхности в предгорных ландшафтах могут быть связаны как с природными процессами (склоновые процессы, перераспределение почвенной влаги и формирование агградационного льда в период завершения вегетационного периода*), так и с погрешностями при проведении интерферометрических измерений [Antonova et al., 2018]. По данным спутниковой РДИ, на 10–13 % площади участка горных

* Льдовыделение не происходит в период завершения вегетационного периода. Механизм формирования агградационного льда, предложенный в статье [Rudy et al., 2018] для частного случая оползня-сплыва, возможен только в экстремально холодных условиях (при температуре пород ниже -10 °С). – *Прим. ред.*

тундр южной части о. Мелвилл (Канада) в 2013 и 2015 гг. также отмечался летний подъем поверхности почв (3.0–4.0 см) [Rudy et al., 2018].

Высокая мозаичность почвенно-растительного покрова тундр затрудняет сопоставление данных спутниковых и инструментальных измерений, не позволяя достичь высокой сходимости результатов [Short et al., 2011]. Однако для массивов сравниваемых данных верификация результатов спутниковых оценок является вопросом корректности статистического анализа. Для мониторинговой площадки рост количества инструментальных измерений приводил к увеличению сходимости.

Максимальное соответствие результатов измерений отмечено в 2007 г. на участке нижней части увала с частотой 7–8 измерений на пиксель.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Высокая сходимость результатов сезонных и межгодовых изменений поверхности почвы, полученных методами инструментальных наблюдений и РДИ, подтверждает эффективность комбинирования наземных и спутниковых наблюдений при исследовании экосистем криолитозоны. Увеличение объемов выборки инструментальных измерений и использование одинаковых временных интервалов наблюдений приводят к снижению расхождений между методами. Для повышения точности анализа изменений высоты поверхности почв на основе данных спутниковой РДИ необходимо привлечение массива снимков всего вегетационного сезона.

Методы РДИ позволили пространственно разделить площадку мониторинга мощности сезонноталого слоя CALM R2 на два сектора (нижняя и верхняя части склона увала) с дифференцированными изменениями высоты поверхности почв. Минимальные расхождения результатов спутниковых и инструментальных измерений отмечены в нижней части склона увала.

В регионе исследований разнонаправленные изменения высоты поверхности почвы в летний период, идентифицированные с помощью РДИ, связаны с ландшафтными различиями. В равнинной части территории с широким распространением суглинистых ММП регистрировали летнюю осадку поверхности почв (1.5–4.5 см). В предгорных районах Полярного Урала зафиксированы слабые изменения и подъем поверхности почв (до 2–3 см), связанные как с переувлажнением суглинистых глеевых почв в условиях повышенного количества летних осадков, так и с перераспределением склоновых отложений. Изменения поверхности почв в отдельные годы определяются спецификой погодных условий. В относительно теплые и сухие годы в регионе отмечены меньшие величины опусканий, чем в холодные и влажные годы.

Широкий территориальный охват спутниковых съемок позволяет анализировать изменения поверхности почв на региональном уровне, а увеличение временной повторности выявляет их сезонные изменения и минимизирует ошибки. Возможности составления временных рядов наблюдений изменений поверхности почв с учетом влияния метеорологических и ландшафтных факторов, съемки удаленных и труднодоступных для полевых исследований районов определяют индикаторные возможности метода РДИ для крупномасштабного динамического картографирования экосистем криолитозоны.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственного задания Института биологии Коми НЦ УрО РАН № АААА-А17-117122290011-5 “Выявление общих закономерностей формирования и функционирования торфяных почв на территории Арктического и субарктического секторов Европейского Северо-Востока России”, программы циркумполярного мониторинга деятельного слоя (CALM). Снимки ALOS PALSAR получены по программе JAXA RA-6 (PI 3018).

Литература

- Астахов В.И.** Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России // Регион. геология и металлогения, 2011, № 47, с. 12–27.
- Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Й.И.** Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера // Регион. геология и металлогения, 2007, № 30–31, с. 190–206.
- Атлас** Республики Коми по климату и гидрологии / Под ред. А.И. Таскаева. М., Дик, 1997, 115 с.
- Баранов Ю.Б., Киселевский Е.В., Кантимиров Ю.И. и др.** Построение ЦМР по результатам интерферометрической обработки радиолокационных изображений ALOS PALSAR // Геоматика, 2008, № 1, р. 37–45.
- Второй** оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Ред. Т.В. Лешкевич. М., Росгидромет, 2014, 1009 с.
- Геоботаническое** районирование Нечерноземья европейской части РСФСР. Л., Наука, 1989, 64 с.
- Геокриологическая** карта СССР. М-6 1:2 500 000 / Под ред. Э.Д. Ершова. Винница, Гос. картогр. ф-ка, 1996, 16 л.
- Горный В.И., Крицук С.Г., Латыпов И.Ш. и др.** Знакопеременные вертикальные движения земной поверхности по данным космической радиолокационной съемки (на примере Санкт-Петербурга) // Соврем. пробл. дистанц. зондирования Земли из космоса, 2010, т. 7, № 2, с. 231–332.
- Государственная** почвенная карта России. М-6 1:1 млн. Лист Q-41 “Воркута” / Отв. ред. Л.Л. Шишов. М., ФСКР, 2000.
- Добровольский В.В.** Геология. М., Гуман. изд. центр ВЛА-ДОС, 2001, 320 с.
- Дружинина О.А.** Охрана растительного покрова Крайнего Севера: проблемы и перспективы / О.А. Дружинина, Е.Г. Мяло. М., Агропромиздат, 1990, 176 с.
- Евтюшкин А.В., Филатов А.В.** Оценка деформаций земной поверхности в районах интенсивной нефтедобычи Запад-

- ной Сибири методом PCA интерферометрии по данным ENVISAT/ASAR и ALOS/PALSAR // *Соврем. пробл. дистанц. зондирования Земли из космоса*, 2009, т. 2, № 6, с. 46–53.
- Елсаков В.В.** Спутниковая съемка в экологическом мониторинге регионов добычи углеводородов // *Соврем. пробл. дистанц. зондирования Земли из космоса*, 2012, т. 9, № 5, с. 133–139.
- Елсаков В.В.** Пространственная и межгодовая неоднородность изменений растительного покрова тундровой зоны Евразии по материалам съемки MODIS 2000–2016 гг. // *Соврем. пробл. дистанц. зондирования Земли из космоса*, 2017, т. 14, № 6, с. 56–72.
- Качурин С.П.** Термокарст на территории СССР. М., Изд. АН СССР, 1961, 291 с.
- Мажитова Г.Г.** Температурные режимы почв в зоне несплошной многолетней мерзлоты европейского Северо-Востока России // *Почвоведение*, 2008, № 1, с. 54–67.
- Мажитова Г.Г., Каверин Д.А.** Динамика глубины сезонного протаивания и осадки поверхности почвы на площадке циркумполярного мониторинга деятельного слоя (CALM) в европейской части России // *Криосфера Земли*, 2007, т. XI, № 4, с. 20–30.
- Мусихин В.В.** Мониторинг процессов оседаний земной поверхности в районах интенсивного недропользования на основе интерферометрической обработки данных космического радиолокационного зондирования: Автореф. дис. ... канд. техн. наук. Пермь, 2012, 22 с.
- Чимитдоржиев Т.Н., Дагуров П.Н., Захаров А.И. и др.** Оценка сезонных деформаций болотистых почв методами радиолокационной интерферометрии и геодезического нивелирования // *Криосфера Земли*, 2013, т. XVII, № 1, с. 80–87.
- Шишкин М.А., Малых О.Н., Попов П.Е., Колесник Л.С.** Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Лист Q-41- V, VI (2-е изд.). М., ВСЕГЕИ, 2013, 262 с.
- Эпов М.И., Миронов В.Л., Чимитдоржиев Т.Н. и др.** Наблюдение просадок поверхности Земли в районе подземных угольных выработок Кузбасса по данным радиолокационной интерферометрии Alos Palsar // *Исслед. Земли из космоса*, 2012, № 4, с. 26–29.
- Antonova S., Sudhaus H., Strozzi T. et al.** Thaw Subsidence of a yedoma landscape in Northern Siberia, measured in situ and estimated from TerraSAR-X interferometry // *Remote Sens.*, 2018, vol. 10 (4), No. 494, p. 1–27.
- Bockheim J.** *Cryopedology*. N.Y., Springer, Cham, 2015, 177 p.
- Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E.** The Circumpolar active layer monitoring (CALM) program: Research designs and initial results // *Polar Geography*, 2010, vol. 24, No. 3, p. 165–258.
- Chen F., Lin H., Zhou W. et al.** Surface deformation detected by ALOS PALSAR small baseline SAR interferometry over permafrost environment of Beiluhe section, Tibet Plateau, China // *Remote Sens. Environ.*, 2013, vol. 138, p. 10–18.
- Liu L., Tingjun Zhang T., Wahr J.** InSAR measurements of surface deformation over permafrost on the North Slope of Alaska // *J. Geophys. Res.*, 2010, vol. 115, p. 1–14.
- Romanovsky V.E., Marchenko S.S., Daanen R.P. et al.** Soil climate and frost heave along the Permafrost / Ecological North American Arctic Transect // *Proc. of the 9th Intern. Conf. on Permafrost (Fairbanks, Alaska, 28 June–3 July 2008)*. Fairbanks, Institute of Northern Eng., Univ. Alaska Fairbanks, 2008, vol. 2, p. 1519–1524.
- Rudy A.C., Lamoureux S.F., Treitz P. et al.** Seasonal and multi-year surface displacements measured by DInSAR in a High Arctic permafrost environment // *Intern. J. Appl. Earth Obs. Geoinformation*, 2018, vol. 64, p. 51–61.
- Short N., Brisco B., Couture N. et al.** A comparison of TerraSAR-X, RADARSAT-2 and ALOS-PALSAR interferometry for monitoring permafrost environments, case study from Herschel Island, Canada // *Remote Sens. Environ.*, 2011, vol. 115, p. 3491–3506.
- Short N., LeBlanc A.-M., Wendy S.W. et al.** RADARSAT-2 D-InSAR for ground displacement in permafrost terrain, validation from Iqaluit Airport, Baffin Island, Canada // *Remote Sens. Environ.*, 2014, vol. 141, p. 40–51.
- Streletskiy D.A., Shiklomanov N., Jonathon D. et al.** Thaw subsidence in undisturbed tundra landscapes, Barrow, Alaska, 1962–2015 // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2016, vol. 28 (3), p. 566–572.
- URL:** <http://www.glovis.usgs.gov> (дата обращения: 18.04.2018).
- URL:** [http://rp5.ru/Архив_погоды_в_Воркута_\(аэропорт\)](http://rp5.ru/Архив_погоды_в_Воркута_(аэропорт)) (дата обращения: 18.04.2018).
- URL:** <http://www.meteo.ru> (дата обращения: 30.08.2019).
- URL:** <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem> (дата обращения: 10.02.2020).

References

- Astakhov V.I. The cover formation of the final Pleistocene in the far northeast of European Russia. *Regional'naya geologiya i metallogeniya [Regional Geology and Metallogeny]*, 2011, No. 47, p. 12–27 (in Russian).
- Astakhov V.I., Mangerud Ya., Svendsen J.I. Trans-Uralian correlation of the northern Upper Pleistocene. *Regional'naya geologiya i metallogeniya [Regional Geology and Metallogeny]*, 2007, No. 30–31, p. 190–206 (in Russian).
- Atlas Respubliki Komi po klimatu i gidrologii [Climate and Hydrology Atlas of the Komi Republic]. A.I. Taskaev (Ed.). Moscow, Dik, 1997, 115 p. (in Russian).
- Baranov Yu.B., Kiselevskii E.V., Kantimirov Yu.I. et al. DEM Building based on the data derived due to the interferometric processing of ALOS PALSAR radar images. *Geomatika [Geomatics]*, 2008, No. 1, p. 37–45 (in Russian).
- Vtoroi otsenochnyi doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiiskoi Federatsii [The Second Roshydromet Assessment Report on Climate Change and its Consequences in the Russian Federation]. T.V. Leshkevich (Ed.). Moscow, Rosgidromet, 2014, 1009 p. (in Russian).
- Geobotanicheskoe raionirovanie Nechernozem'ya evropeiskoi chasti RSFSR [Geobotanical Zoning of the Non-Chernozem zone of the European Part of the RSFSR]. Leningrad, Nauka, 1989, 64 p. (in Russian).
- Geokriologicheskaya karta SSSR. Masshtab 1:2 500 000 [Geocryological Map of the USSR, scale 1: 2 500 000]. E.D. Ershov (Ed.). Vinnitsa, Gos. kartogr. f-ka, 1996, 16 p. (in Russian).
- Gornyy V.I., Kritsuk S.G., Latypov I.Sh. et al. Vertical sign-variable movements of ground surface according to satellite remote sensing data (On an example of Saint-Petersburg). *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa [Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space]*, 2010, vol. 7, No. 2, p. 231–332 (in Russian).
- Gosudarstvennaya pochvennaya karta Rossii. Masshtab 1:1 mln. List Q-41 "Vorkuta" [The State Soil Map of Russia, scale

- 1:1 000 000, Sheet: Q-41 Vorkuta]. L.L. Shishov (Ed.). Moscow, FSGKR, 2000 (in Russian).
- Dobrovolskii V.V. Geologiya [Geology]. Moscow, VLADOS, 2001, 320 p. (in Russian).
- Druzhinina O.A., Myalo E.G. Okhrana rastitel'nogo pokrova Krainego Severa: problemy i perspektivy [Protection of Vegetation of the Far North: Problems and Prospects]. Moscow, Agropromizdat, 1990, 176 p. (in Russian).
- Yevtyushkin A.V., Filatov A.V. Estimation of Earth surface displacements in area of intensive oil production in Western Siberia by SAR interferometry using ENVISAT\ASAR and ALOS\PALSAR data. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa [Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space]*, 2009, vol. 2, No. 6, p. 46–53 (in Russian).
- Elsakov V.V. Satellite remote sensing in the environmental monitoring of hydrocarbon production regions. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa [Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space]*, 2012, vol. 9, No. 5, p. 133–139 (in Russian).
- Elsakov V.V. Spatial and interannual heterogeneity of changes in the vegetation cover of Eurasian tundra: Analysis of 2000–2016 MODIS data. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa [Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space]*, 2017, vol. 14, No. 6, p. 56–72 (in Russian).
- Kachurin S.P. Termokarst na territorii SSSR [Thermokarst on USSR territory]. Moscow, Izd. AN SSSR, 1961, 291 p. (in Russian).
- Mazhitova G.G. Soil temperature regimes in the discontinuous permafrost zone in the East European Russian Arctic. *Pochvovedeniye [Eurasian Soil Science]*, 2008, No. 1, p. 48–62.
- Mazhitova G.G., Kaverin D.A. Thaw depth dynamics and soil surface subsidence at a Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) site, the European North of Russia. *Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere]*, 2007, vol. XI, No. 4, p. 20–30 (in Russian).
- Musikhin V.V. Monitoring protsessov osedaniya zemnoi poverkhnosti v raionakh intensivnogo nedropol'zovaniya na osnove interferometricheskoi obrabotki dannykh kosmicheskogo radiolokatsionnogo zondirovaniya [The interferometric SAR data processing-based monitoring of ground surface subsidence in areas under extensive mineral mining]. Extended abstract of Cand. Sci. (Eng.) Dissertation. Perm, 2012, 22 p. (in Russian).
- Chimitdorzhiev T.N., Dagurov P.N., Zakharov A.I. et al. Estimation of seasonal deformations of marshy soil by radar interferometry and geodetic leveling techniques. *Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere]*, 2013, vol. XVII, No. 1, p. 80–87 (in Russian).
- Shishkin M.A., Malykh O.N., Popov P.E., Kolesnik L.S. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF mashtaba 1:200 000 lista Q-41-V, VI (2 ed.) [The State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:200 000, Sheets: Q-41-V, VI (2nd ed.)]. Moscow, VSEGEI, 2013, 262 p. (in Russian).
- Epov M.I., Mironov V.L., Chimitdorzhiev T.N. et al. Observations of Earth's surface subsidence in the area of Kuzbass underground mines based on ALOS PALSAR radar interferometry. *data Issledovanie Zemli iz kosmosa [Earth Observation and Remote Sensing]*, 2012, No. 4, p. 26–29 (in Russian).
- Antonova S., Sudhaus H., Strozzi T. et al. Thaw subsidence of a yedoma landscape in Northern Siberia, measured *in situ* and estimated from TerraSAR-X interferometry. *Remote Sensing*, 2018, vol. 10 (4), No. 494, p. 1–27.
- Bockheim J. *Cryopedology*. N.Y., Springer, Cham, 2015, 177 p.
- Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E. The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: research designs and initial results. *Polar Geography*, 2000, vol. 24, No. 3, p. 165–258.
- Chen F., Lin H., Zhou W. et al. Surface deformation detected by ALOS PALSAR small baseline SAR interferometry over permafrost environment of Beiluhe section, Tibet Plateau, China. *Remote Sensing of Environment*, 2013, vol. 138, p. 10–18.
- Liu L., Tingjun Zhang T., Wahr J. InSAR measurements of surface deformation over permafrost on the North Slope of Alaska. *J. Geophys. Res.*, 2010, vol. 115, p. 1–14.
- Romanovsky V.E., Marchenko S.S., Daanen R.P. Soil climate and frost heave along the permafrost / Ecological North American Arctic Transect. In: *Proc. of the Ninth International Conference on Permafrost (Fairbanks, Alaska, 28 June–3 July 2008)*. Fairbanks, Institute of Northern Engineering, Univ. Alaska Fairbanks, 2008, vol. 2, p. 1519–1524.
- Rudy A.C., Lamoureux S.F., Treitz P. et al. Seasonal and multi-year surface displacements measured by DInSAR in a High Arctic permafrost environment. *Intern. J. Appl. Earth Obs. Geoinformation*, 2018, vol. 64, p. 51–61.
- Short N., Brisco B., Couture N. et al. A comparison of TerraSAR-X, RADARSAT-2 and ALOS-PALSAR interferometry for monitoring permafrost environments, case study from Herschel Island, Canada. *Remote Sensing of Environment*, 2011, vol. 115, p. 3491–3506.
- Short N., LeBlanc A.-M., Wendy S.W. et al. RADARSAT-2 D-InSAR for ground displacement in permafrost terrain, validation from Iqaluit Airport, Baffin Island, Canada. *Remote Sensing of Environment*, 2014, vol. 141, p. 40–51.
- Streletskiy D.A., Shiklomanov N., Jonathon D. et al. Thaw subsidence in undisturbed tundra landscapes, Barrow, Alaska, 1962–2015. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2016, vol. 28 (3), p. 566–572.
- URL: <http://www.glovis.usgs.gov> (last visited: 18.04.2018).
- URL: [http://rp5.ru/Архив_погоды_в_Воркута_\(аэропорт\)](http://rp5.ru/Архив_погоды_в_Воркута_(аэропорт)) (last visited: 18.04.2018).
- URL: <http://www.meteo.ru> (last visited: 30.08.2019).
- URL: <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem> (last visited: 10.02.2020).

Поступила в редакцию 4 декабря 2018 г.,
после доработки – 22 августа 2019 г.,
принята к публикации 28 мая 2021 г.