

Наблюдения динамики снежного покрова на радарных интерферограммах L-диапазона

А.И. Захаров, Л.Н. Захарова

*Институт радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН, Фрязинский филиал
Фрязино, Московская область
E-mail: aizakhar@sunclass.ire.rssi.ru*

На примере территории дельты реки Селенга в Бурятии исследована возможность мониторинга динамики снежного покрова и оценки его толщины по данным интерферометрической съемки японским радаром L-диапазона PALSAR-2. Основу метода составляет сравнение интерферометрической разности фаз сигналов опорных линий электропередач (ЛЭП) и покрытой снегом окружающей равнинной поверхности. Данными для изучения возможности метода служили пять интерферометрических пар снимков радара PALSAR-2, полученные в период с октября 2014 г. по январь 2015 г. Смещение разности фаз сигнала опорных отражателей относительно разности фаз сигнала равнинной поверхности возникает при выпадении снега на поле за время между повторными съемками, составляющими интерферометрическую пару. Анализ наземных метеоданных показал, что существует пропорциональная связь измеряемого различия фаз сигналов с толщиной снежного покрова, что позволяет измерять его толщину. По трем последовательным интерферометрическим парам снимков, снятым после установления постоянного снежного покрова, удалось наблюдать рост толщины снега до 26 см к концу января 2015 г. Сделано заключение о предпочтительности интерферометрических наблюдений снежного покрова в L-диапазоне из-за большего периода неоднозначности фазовых измерений, а также более высокой степени временной когерентности сигналов радара.

Ключевые слова: радар, PALSAR-2, радарная интерферометрия, разность фаз, ЛЭП, реперный отражатель, снег, плотность снега, толщина снежного слоя

*Одобрена к печати: 19.07.2017
DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-7-190-197*

Дифференциальная радарная интерферометрия — известный способ выявления динамики отражающей поверхности и трассы распространения сигнала. Неизвестная начальная фаза на дифференциальной интерферограмме вносит систематику в измерения динамики, а потому обязательным является использование заведомо стабильного реперного объекта, обеспечивающего калибровку фазовых измерений. В данной работе сделана попытка наблюдать методами радарной интерферометрии процесс накопления снега на обширных равнинных территориях в дельте реки Селенги в период с конца 2014 г. по начало 2015 г. и сделать оценку его толщины. В качестве стабильных реперных отражателей выбраны опоры линий электропередач (ЛЭП) в районе поселка Каменск (см. снимок ЛЭП на *рис. 1*).

Известные до настоящего времени аналогичные работы проводились с использованием съемок в более коротковолновых диапазонах (Gunteriusen et al., 2001), вследствие чего использование интерферометрических пар с длинными интервалами повторной съемки затруднительно из-за сильной временной декорреляции отражений.

Экспериментальный материал в данной работе — данные японского космического РСА L-диапазона PALSAR-2 (длина волны в сеансах съемки $\lambda = 24,2$), проводившего съемку территории дельты Селенги в период с октября 2014 г. по январь 2015 г. Используются снимки, полученные на согласованной горизонтальной поляризации. Угол падения радиоволн РСА $\theta = 40^\circ$, наклонная дальность до центра кадра $r_n = 750$ км, расстояние между пикселями по наклонной дальности $\delta r = 4,3$ м, расстояние между пикселями по азимуту $\delta a_z = 3,2$ м.

Пример фрагмента радиолокационного изображения серии из шести опор и интерферограммы приведен на *рис. 2* и *3*. Спутник находится слева от изображения и движется в вертикальном направлении. Белые горизонтальные полосы — изображения опор ЛЭП с *рис. 1*. Имеет место заворот изображения опоры по дальности — сигнал вершины опоры имеет меньшее запаздывание, чем сигнал основания, и находится ближе к радару. Средняя длина изображения опоры по наклонной дальности равна 6–8 пикселей, что позволяет оценить высоту верхних отражающих элементов опоры в 30–35 м.



Рис. 1. Опоры ЛЭП вблизи населенного пункта Каменск, Бурятия

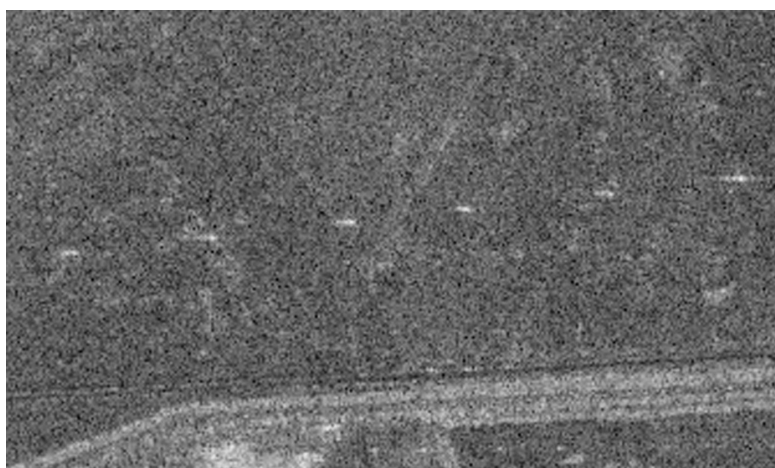


Рис. 2. Амплитудное изображение серии опор ЛЭП в съемке 24 ноября 2014 г.



Рис. 3. Интерферограмма по данным съемки 24 ноября 2014 г. и 8 декабря 2014 г.

Эхо-сигнал вершины опоры — это сигнал с однократным рассеянием (отражение в точке Н на схеме *рис. 4*), а сигнал нижней части опоры вплоть до земли — сигнал с двойным переотражением (отражение в точке В).

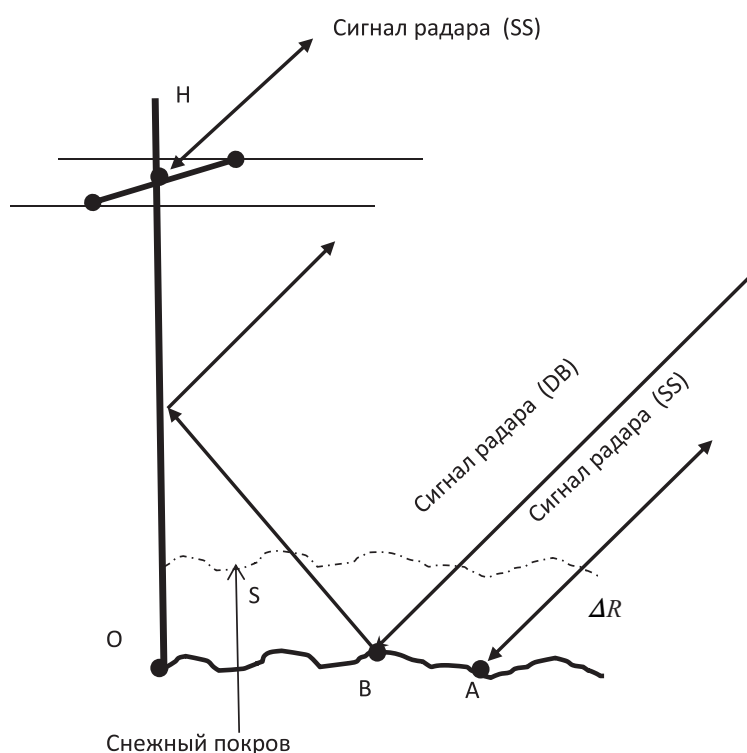


Рис. 4. Схема отражения сигнала радара элементами конструкции опоры ЛЭП

Однократное рассеяние сигнала в точке А характерно для окружающей равнинной поверхности. Анализ поляриметрических данных спутника ALOS-1 для этих ЛЭП подтверждает работу именно таких механизмов рассеяния.

Заметим, что, поскольку вертикальная часть конструкции опоры вместе с горизонтальной поверхностью почвы работает как двугранный уголкоый отражатель, отраженные отрезком ОВ сигналы имеют одинаковое запаздывание, совпадающее с запаздыванием сигнала точки О. По этой причине область точки О на изображении выглядит более яркой. Изображенная прерывистой линией верхняя кромка снежного слоя глубиной s , выпавшего за время между повторными съемками, влияет на условия прохождения сигнала, отраженного почвой в точках А и В, приводя к приращению кажущейся дальности. На интерферограмме это проявляется в дополнительном фазовом набеге в точках А и В, что может быть выявлено при сравнении фаз в этих точках с фазой сигнала в точке Н. На *рис. 3* темные пиксели относительно светлого окружения в нашей схеме обработки сигналов означают меньшее значение фазы и, соответственно, меньшую дальность до фазового центра рассеяния в точке Н по сравнению с окружающей поверхностью. Следует отметить, что такое смещение разности фаз сигналов верхушек опор относительно основания и земной поверхности появляется в холодное время года при условии выпадения снега на поверхность за время между съемками и не наблюдается летом.

На рис. 5 дана иллюстрация влияния снежного слоя s на условия распространения сигнала.

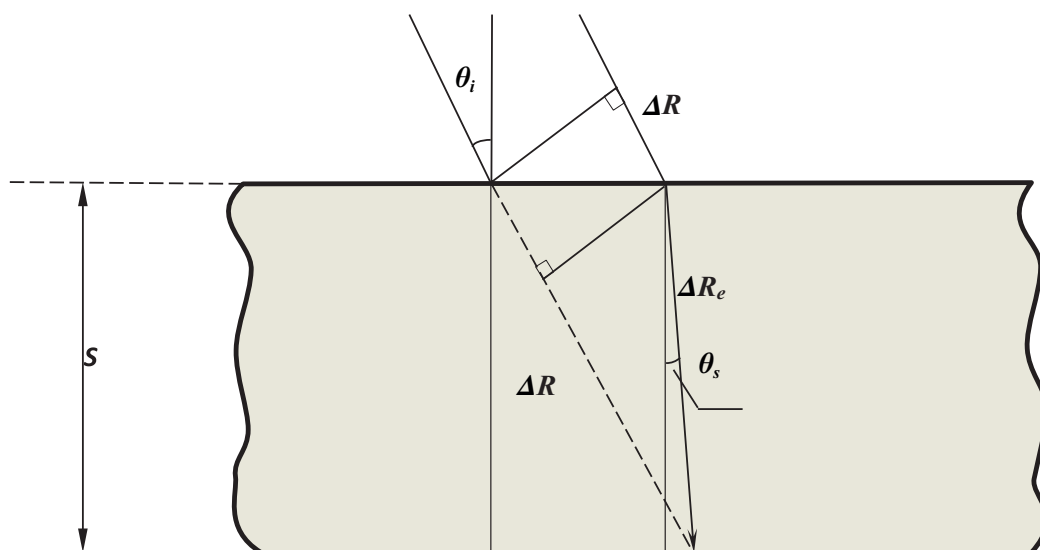


Рис. 5 Влияние снежного слоя на условия распространения сигнала

Здесь сигнал падает на поверхность снежного слоя под углом θ_i . Коэффициент преломления снежной среды больше единицы, а потому угол преломления θ_s меньше угла падения. Геометрическая длина пути сигнала при наличии снежного слоя — это сумма отрезков ΔR_e и ΔR_s , она больше длины пути ΔR_s в отсутствие снега. Приращение электрической длины пути из-за снежного слоя связано с интерферометрической разностью фаз так:

$$l = -\frac{\lambda}{4\pi} \Delta\varphi.$$

Согласно работе (Захаров, Яковлев, Смирнов, 2012), интерферометрическая разность фаз на радарных интерферограммах $\Delta\varphi_{12} = \varphi_1 - \varphi_2$ является суммой следующих компонент: функции $\Delta\varphi_f(\Delta h)$ вариаций рельефа поверхности Δh (эту компоненту называют также топографической фазой), мелкомасштабных площадных смещений поверхности $\Delta\varphi_d$ за время между съемками (динамики поверхности), атмосферных флуктуаций электрической длины пути сигнала радара $\Delta\varphi_a$, шумов приемной системы $\Delta\varphi_n$ и неизвестной начальной разности фаз $\Delta\varphi_0$. В условиях снежного покрова в эту сумму следует добавить компоненту, описывающую влияние снежного слоя $\Delta\varphi_s$:

$$\Delta\varphi_{12} = \Delta\varphi_f + \Delta\varphi_s + \Delta\varphi_d + \Delta\varphi_a + \Delta\varphi_n + \Delta\varphi_0. \quad (1)$$

В случае съемок PALSAR-2 интерферометрическая база практически всегда мала (меньше 500 м), потому топографической компонентой фазы сигнала верхушки опоры можно пренебречь. Динамика поверхности — морозное пучение или просадки поверхности, одинаковые для всех 13 исследуемых далее опор, — маловероятны, они не наблюдаются, а потому фазой

$\Delta\varphi_d$ также можно пренебречь. Атмосферными эффектами можно пренебречь по той причине, что размеры тестового участка с опорами ЛЭП невелики, меньше характерных размеров тропосферных неоднородностей. Поскольку в анализе далее будут использованы разности фаз вершины опоры и окружающей поверхности $\Delta\varphi_{12s} - \Delta\varphi_{12g}$, начальную фазу $\Delta\varphi_0$ также можно исключить из рассмотрения. Запишем увеличение длины пути сигнала в случае снежного покрова как:

$$\Delta l_{12s} = \frac{\Delta\varphi_{12s} - \Delta\varphi_{12g}}{4\pi} \lambda. \quad (2)$$

Материалом для оценки $\Delta\varphi_{12s} - \Delta\varphi_{12g}$ являются интерферометрические пары снимков PALSAR-2, перечисленные в *табл. 1*. Здесь для 13 опор ЛЭП приведены приращения длины пути сигнала Δl .

Сведения о погоде на интервал времени 1 октября 2014 г. – 28 февраля 2015 г. даны на графике *рис. 6*. На интервале съемки первой пары (начиная с 22 октября) среднесуточная температура чаще всего была отрицательной. С 14 ноября 2014 г. до конца февраля она не поднималась выше нуля. Постоянный снежный покров установился и продолжал монотонно расти начиная с 19 ноября. Исходя из данных таблицы, можно для каждой пары (строки приращений) вычислить среднее: на первом интервале (интервал съемки первой пары) приращение длины пути в среднем равно $-0,1$ см, на втором — $0,1$ см, на третьем — $2,1$ см, на четвертом — $3,3$ см, на пятом — $1,2$ см. Интегральное приращение длины Δl на интервалах 3–5 (24 ноября 2014 г. – 19 января 2015 г.), покрывающих 8-недельный период накопления снега, составляет $6,6$ см. График последовательного приращения длины пути для 13 опор ЛЭП за три последовательных периода интерферометрических съемок (пары 3, 4 и 5 из *табл. 1*) приведен на *рис. 7*. Соответствующие этим парам три последовательных периода изображены внизу на графике *рис. 6* как периоды 1, 2 и 3 штриховой и пунктирными линиями разных оттенков.

Таблица 1. Приращения длины пути сигнала Δl , см, в снежном слое около 13 опор ЛЭП

| № сеанса | Дата съемки | Пара | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|----------|-------------|------|-----|-----|-----|------|-----|-----|------|-----|------|------|------|------|------|
| 1 | 141022 | 1 | 0,1 | 0,6 | 0,0 | -0,2 | 0,1 | 0,2 | -0,4 | 0,1 | -0,2 | -0,7 | -0,1 | 0,2 | -0,6 |
| 2 | 141105 | | | | | | | | | | | | | | |
| 2 | 141105 | 2 | 0,1 | 0,0 | 0,3 | -0,2 | 0,5 | 0,2 | -0,1 | 0,3 | -0,2 | -0,2 | -0,1 | -0,2 | 0,2 |
| 3 | 141119 | | | | | | | | | | | | | | |
| 4 | 141124 | 3 | 1,6 | 1,3 | 2,3 | 2,4 | 1,9 | 2,1 | 1,6 | 2,9 | 2,0 | 1,8 | 2,0 | 2,0 | 1,8 |
| 5 | 141208 | | | | | | | | | | | | | | |
| 5 | 141208 | 4 | 3,4 | 3,2 | 3,2 | 3,1 | 3,2 | 2,4 | 2,6 | 3,1 | 2,9 | 3,6 | 2,6 | 3,6 | 2,7 |
| 6 | 141222 | | | | | | | | | | | | | | |
| 6 | 141222 | 5 | 0,1 | 0,1 | 1,1 | 0,9 | 0,9 | 0,8 | 1,3 | 1,3 | 0,9 | 1,3 | 1,2 | 0,9 | 1,0 |
| 7 | 150119 | | | | | | | | | | | | | | |



Рис. 6. Толщина снежного покрова, см, и температура воздуха, град, в период с 1 октября 2014 г. по 28 февраля 2015 г. по данным наземной метеостанции Кабанска (www.rp5.ru)



Рис. 7. Приращение длины пути сигнала в слое снега по измерениям с использованием эхо-сигналов 13 опор ЛЭП в период 24 ноября 2014 г. – 19 января 2015 г.

Нами также проводились измерения приращения длины пути сигнала при использовании эхо-сигналов с двойным переотражением подстановкой в формуле (2) вместо фазы сигнала с однократным рассеянием $\Delta\varphi_{12s}$ фазы сигнала с двойным переотражением $\Delta\varphi_{12d}$. Как и ожидалось, эти приращения в среднем равны нулю, и здесь они не приводятся.

Как известно, приращение длины пути сигнала в слое снега может быть связано с толщиной снежного покрова (Guneriussen et al., 2001). Используя связь между приращением односторонней длины пути и толщиной снежного покрова s из статей (Guneriussen et al., 2001; Leinss et al., 2015), запишем:

$$s = -\frac{l}{\cos\theta - \sqrt{\varepsilon_s - \sin^2\theta}} \quad (3)$$

Диэлектрическая проницаемость сухого снега ε_s связана с его плотностью ρ_d следующим соотношением (Leinss et al., 2015):

$$\varepsilon_s = 1 + 1,6\rho_d + 1,86\rho_d^3.$$

При более вероятной к середине зимы плотности $\rho_d = 0,25$ диэлектрическая проницаемость $\varepsilon_s = 1,53$. Тогда толщина снежного покрова, вычисленная по формуле (3), равна 26 см, что близко к данным наземной метеостанции Кабанска (<https://gp5.ru/>). Наблюдаемое отличие может быть вызвано уплотнением снега в течение зимы, вследствие чего плотность снега должна быть больше 0,25.

Необходимо отметить, что полученное в данной работе приращение односторонней длины пути 6,6 см на 2-месячном интервале времени существенно меньше интервала неоднозначности, равного длине волны сигнала 24,2 см. Максимальный период между съемками интерферометрической пары для оценки толщины снежного покрова может быть существенно больше двух месяцев при условии, что толщина выпавшего за время между съемками снега не превышает 1 м. Ограничение на длительность интервала повторной съемки оказывается весьма более жестким в случае использования данных радаров С- и Х-диапазонов, где длина волны соответственно в четыре и восемь раз короче.

Выводы

Радиолокационная интерферометрия является эффективным средством мониторинга снежного покрова, позволяя измерять его толщину и водный эквивалент снега. Данные радаров L-диапазона могут быть предпочтительнее других частотных диапазонов вследствие более высокой временной стабильности отраженных сигналов, а также большего интервала неоднозначности в измерениях приращения длины пути сигнала из-за выпадения снега за время между интерферометрическими съемками.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 15-29-06003). Авторы признательны Японскому агентству аэрокосмических исследований JAXA за данные PALSAR-2, предоставленные по проекту RA2 № 102.

Литература

1. Захаров А.И., Яковлев О.И., Смирнов В.М. Спутниковый мониторинг Земли: Радиолокационное зондирование поверхности. М.: КРАСАНД, 2012. 248 с.
2. Guneriusen T., Høgda K.A., Johnsen H., Lauknes I. InSAR for estimation of changes in snow water equivalent of dry snow // *IEEE Trans. Geosciences and Remote Sensing*. 2001. Vol. 39. Issue 10. P. 2101–2108.
3. Leinss S., Wiesmann A., Lemmetyinen J., Hajnsek I. Snow water equivalent of dry snow measured by differential interferometry // *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. 2015. Vol. 8. No. 8. P. 3773–3790.

Observation of snow cover dynamics on L-band SAR interferograms

A.I. Zakharov, L.N. Zakharova

V.A. Kotelnikov Institute of Radioengineering and Electronics RAS, Fryazino, Moscow region
E-mail: aizakhar@sunclass.ire.rssi.ru

The possibility of snow cover monitoring and estimation of its thickness in Selenga River delta, Buryatia, using interferometric observation of Japanese L-band SAR PALSAR-2 was studied. The basis of the approach is a comparison of interferometric phase difference of signals scattered from power lines towers and surrounding plain area. The data used in the study are 5 interferometric pairs of PALSAR-2 images acquired in October 2014 – January 2015. The mismatch between the phase difference for signals of power line towers and surrounding fields occurs as a consequence of snowfall during interval of repeated observations constituting the interferometric pair. An analysis of meteorological data from local weather station shows the proportional relation between snowfall thickness and mismatch of the phase difference mentioned above, what provides the possibility of snow layer thickness monitoring. Three adjacent interferometric pairs acquired since the beginning of permanent snow cover allowed the observation of progressive increase of snow thickness up to 26 cm in the end of January 2015. The conclusion about the preference of L-band observations because of larger ambiguity interval of phase measurements as well as higher temporal coherence of SAR signals is made.

Keywords: radar, PALSAR-2, radar interferometry, phase difference, power lines, reference scatterer, snow, snow density, snow layer thickness

Accepted: 19.07.2017
DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-7-190-197

References

1. Zakharov A.I., Yakovlev O.I., Smirnov V.M., *Sputnikoviy monitoring Zemli. Radiolokatsionnoe zondirovanie poverhnosti* (Satellite Earth observation. Radar remote sensing of the surface), Moscow: KRASAND, 2012, 248 p.
2. Guneriusen T., Høgda K.A., Johnsen H., Lauknes I., InSAR for estimation of changes in snow water equivalent of dry snow, *IEEE Trans. Geosciences and Remote Sensing*, 2001, Vol. 39, Issue 10, pp. 2101–2108.
3. Leinss S., Wiesmann A., Lemmetyinen J., Hajnsek I., Snow water equivalent of dry snow measured by differential interferometry, *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2015, Vol. 8, No. 8, pp. 3773–3790.