

DOI: <https://doi.org/10.30898/1684-1719.2023.2.6>

УДК: 621.396.96

ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРЫ НА ИССЛЕДОВАНИЯ ПЕРЕСЕЧЕННОГО РЕЛЬЕФА МЕТОДАМИ РАДАРНОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

А.И. Захаров, Л.Н. Захарова, В.П. Синило, П.В. Денисов

ИРЭ им. В. А. Котельникова РАН, Фрязинский филиал
141190, Московская область, г. Фрязино, пл. Введенского, 1

Статья поступила в редакцию 13 декабря 2022 г.

Аннотация. Обсуждается влияние атмосферы на измерения пересеченного рельефа методами радарной интерферометрии на примере района Толбачинского вулканического массива на Камчатке. Приведены краткие сведения о радарной интерферометрии и составляющих интерферометрической разности фаз. Описана двухкомпонентная модель тропосферы, основанная на разделении коэффициента преломления на сухую и влажную составляющие. Проведено моделирование влияния изменений высотного профиля коэффициента преломления за время между съемками на фазовые измерения. В качестве входных данных для модели взяты измерения метеопараметров в приземном слое, выполненные наземной метеостанцией населенного пункта Ключи и интерполированные на моменты съемки Канадского радара с синтезированной апертурой «Радарсат-2» летом-осенью 2013 года. Построены радарные интерферограммы, на которых часто наблюдаются смещения разности фаз, абсолютная величина которых растет с ростом высоты рельефа. Эти разности фаз чаще всего достаточно хорошо согласуются с результатами моделирования. Заметное рассогласование фазовых измерений с модельными данными наблюдается в случае неустойчивой погоды с резким изменением относительной влажности в зоне съемки, особенно при разных знаках изменения

метеопараметров во время проведения сеансов, составляющих интерферометрическую пару. Сделано предположение о том, что причиной наблюдаемых ошибок моделирования является некорректность использования в зоне съемки измерений метеопараметров, полученных в точке расположения удаленной метеостанции. Отмечено также, что влияние изменений высотного профиля коэффициента преломления за время между съемками тем ниже, чем меньше перепады высот рельефа в зоне съемки.

Ключевые слова: тропосфера, радары с синтезированной апертурой, интерферометрия.

Финансирование: Работа выполнена в рамках государственного задания ИРЭ им. В.А. Котельникова РАН № 075-01133-22-00.

Автор для переписки: Захаров Александр Иванович,
aizakhar@sunclass.ire.rssi.ru

Введение

Среда распространения сигнала радара с синтезированной апертурой (РСА) может оказывать существенное влияние на качество получаемого изображения, искажая измерения отражательных свойств зондируемого объекта земной поверхности. Степень её влияния зависит от времени суток, времени года, солнечной активности и метеообстановки в зоне съемки. В сравнительно коротковолновых диапазонах, таких, как С- или Х-диапазон, определяющим является влияние нижней части атмосферы, тропосферы. Наиболее заметно влияние тропосферы при радарной интерферометрической съемке Земли из космоса в схеме наблюдения с повторяющихся орбит космического аппарата.

Атмосфера Земли – сферическая газообразная оболочка, толщиной около 150 км, состоящая из четырех слоев: тропосферы, стратосферы, мезосферы и ионосферы (термосферы). Основной вклад в атмосферные эффекты, проявляющиеся в радарных измерениях коротковолновых диапазонов, дает тропосфера – нижний слой атмосферы толщиной 11-16 км.

Существуют различные подходы оценивания вклада атмосферы, основанные как на прямых измерениях, так и модельных расчетах. Благодаря бурному прогрессу в использовании GPS средств, предназначенных в первую очередь для задач навигации, оказалось, что развитые методики измерения параметров атмосферы по трассе сигнала дают возможность оценивать задержки в тропосфере [1,2] и использовать данные GPS для коррекции интерферометрических измерений. Тем не менее, пространственное разрешение измерений GPS станций в целом намного ниже, чем разрешение на интерферограммах. Этим определяется потенциальное ограничение в применении GPS наблюдений для коррекции интерферограмм. Наземные метеостанции также являются источником ценной информации о состоянии атмосферы в приземном слое. Использование наземных метеорологических данных для оценки тропосферных задержек в радиодиапазоне довольно подробно описано в литературе [3-6]. К настоящему времени известно множество работ, основанных на использовании данных такого рода в наблюдениях Земли методами радарной интерферометрии. В работе [7] проведено детальное тематическое исследование по исправлению атмосферных ошибок с использованием метеорологических наблюдений в контрольной точке вместе с тропосферными моделями задержки, моделями вертикального градиента метеорологических параметров и ЦМР исследуемой территории. Целью данной работы являются оценки влияния атмосферы на интерферометрические измерения характеристик подстилающей поверхности с большими перепадами высот рельефа на примере радарной съемки РСА С-диапазона "RADARSAT-2".

1. Метод радарной интерферометрии

Интерферометрическая разность фаз отраженных сигналов из первого и повторного, проведенного через некоторый интервал времени, сеансов съемки:

$$\Delta\varphi_{12} = \varphi_1 - \varphi_2, \quad (1)$$

может быть представлена в виде следующего набора компонент [8]:

$$\Delta\varphi_{12} = \Delta\varphi_t + \Delta\varphi_d + \Delta\varphi_a + \Delta\varphi_n + \Delta\varphi_0, \quad (2)$$

где $\Delta\varphi_t$ – топографическая фаза, обусловленная влиянием вариаций высот рельефа, $\Delta\varphi_d$ – фаза, обусловленная мелкомасштабными площадными смещениями поверхности (динамикой поверхности) за время между съемками, $\Delta\varphi_a$ – атмосферные флуктуации длины пути сигнала радара, $\Delta\varphi_n$ – шумы приемной системы вместе с шумами временной, $\Delta\varphi_0$ – пространственная декорреляция и неизвестная начальная разность фаз.

Построение детальных цифровых моделей рельефа является общепризнанным эффективным применением методов радарной интерферометрии. Примерная зависимость вариаций интерферометрической разности фаз $d\Delta\varphi_t$ от вариаций высот рельефа dh в пределах радиолокационного кадра в двухпроходной съемке такова [8]:

$$d\Delta\varphi_t = -\frac{4\pi}{\lambda r \sin \alpha} l_p dh, \quad (3)$$

где λ – длина волны, r – наклонная дальность до объекта, α – угол обзора, l_p – перпендикулярная к линии визирования компонента базы интерферометра. Под базой интерферометра понимают расстояние между точками съемки в первом и втором сеансах.

Радиальное смещение отражающего объекта за время между съемками на величину Δr_d связано с компонентой фазы $\Delta\varphi_d$:

$$\Delta\varphi_d = -\frac{4\pi}{\lambda} \Delta r_d. \quad (4)$$

Задача выделения топографической фазы $\Delta\varphi_t$ из (2) при построении карты высот или построения карты подвижек подстилающей поверхности по величине фазовой компоненты, обусловленной подвижками поверхности, осложняется наличием атмосферной добавки $\Delta\varphi_a$. Отличие коэффициента преломления среды распространения сигнала n от 1, его пространственно-временная изменчивость являются причинами флуктуаций длины пути сигнала и, соответственно, нежелательных искажений интерферометрической разности фаз. Атмосферная добавка $\Delta\varphi_a$ может быть представлена в виде суммы $\Delta\varphi_a(H) + \Delta\varphi_{ac}$. Первое слагаемое обусловлено изменением высотного профиля

коэффициента преломления в атмосфере. Второе, как правило, является результатом сравнительно мелкомасштабных пространственных флуктуаций влагосодержания и температуры в облачных слоях.

2. Модель тропосферы

Увеличение длины пути сигнала ΔH в атмосфере при вертикальном зондировании определяется высотным профилем коэффициента преломления среды n :

$$\Delta H = \int_0^H (n - 1) dh, \quad (5)$$

где H – верхний предел интегрирования по высоте. Коэффициент преломления в тропосфере мало отличается от единицы, поэтому обычно используется приведенный коэффициент преломления N , определяемый соотношением:

$$n = 1 + N. \quad (6)$$

Для вычисления тропосферных поправок используются различные модели нейтральной атмосферы. Исходными данными для этих моделей являются метеорологические параметры атмосферы: температура воздуха, относительная влажность воздуха и атмосферное давление. Чаще всего используются модели Хопфилда [9], Блэка [10], Саастамойена [4], основу которых составляет идея двухкомпонентной модели тропосферы, основанная на разделении коэффициента преломления на сухую и влажную составляющие. Для целей данной работы примем зависимость N от давления P , температуры T и парциального давления водяного пара w в виде [11]:

$$N = \frac{77.6}{T} \left(P + \frac{4810w}{T} \right) \cdot 10^{-6}, \quad (7)$$

где давление P и парциальное давление водяного пара w выражены в миллибарах, а температура в градусах Кельвина. Увеличение длины пути в слое толщиной H при вертикальном зондировании можно записать так [12]:

$$\Delta H = 7.76 \cdot 10^{-5} \int_0^H \frac{P_a}{T} dh + 3.73 \cdot 10^{-1} \int_0^H \frac{w}{T^2} dh = \Delta H_{dry} + \Delta H_{wet}, \quad (8)$$

где индексы *dry* и *wet* означают соответственно вклад «сухой» тропосферы (в отсутствие влаги) и «влажной» атмосферы (обусловленной влагой).

При определении влажной компоненты необходимо учесть следующие предположения о высотных зависимостях ее параметров:

1) температура линейно спадает с высотой:

$$T = T_a + \beta(h - h_a), \quad (9)$$

где h_a – высота над уровнем моря, β – градиент температуры;

2) парциальное давление водяного пара меняется с высотой (температурой) в соответствии с выражением:

$$w = w_a \left(\frac{T}{T_a} \right)^{-k}, \quad (10)$$

где $k = \frac{Mg}{R\beta}$, g – ускорение свободного падения, R – универсальная газовая постоянная.

Парциальное давление водяного пара в приземном слое может быть вычислено с использованием метеоданных наземной метеостанции по формуле [13]:

$$w_a = 6.112e^{\frac{17.62t_a}{243.12+t_a}} (1.0016 + 3.15 \cdot 10^{-6} p_a - 0.074(p_a)^{-1}) \frac{h_r}{100}, \quad (11)$$

где t_a – температура в приземном слое в градусах Цельсия, p_a – давление в миллибарах, h_r – относительная влажность в процентах. В экспоненциальной модели сухой тропосферы давление на высоте h равно:

$$P = P_0 e^{\frac{Mgh}{RT}}, \quad (12)$$

где P_0 – давление на базовой высоте, T – абсолютная температура воздуха.

3. Тропосферные эффекты на интерферограммах

Для демонстрации влияния тропоосферы на наблюдения пересеченного рельефа используем снимки района вулканического массива Толбачинский на Камчатке, сделанные космическим РСА С-диапазона RADARSAT-2 в период с 1 июня по 2 октября 2013 г. [14]. В границы снимков попадают стратовулканы Острый Толбачик (3682 м) и Плоский Толбачик (высота 3140 м). К восток-юго-востоку от этой группы на расстоянии 12 км находится комплекс вулканов Большая Удина (высота 2923 м) и Малая Удина (высота 2923 м). К северу от

комплекса Удины находится комплекс вулканов Зимина с максимальной высотой 3081 м. Съёмки территории выполнялись с восходящей ветви орбиты космического аппарата под углом $\alpha=48^\circ$ к вертикали в 20:05 и с нисходящей ветви в 08:22 по местному времени. Интервал повторной съёмки для спутника RADARSAT-2 равен 24 дням. Даты съёмки на восходящих витках: 01.06.13, 25.06.13, 19.07.13, 12.08.13, 05.09.13, 29.09.13, на нисходящих: 05.06.13, 29.06.13, 24.07.13, 16.08.13, 09.09.13, 03.10.13. Соседние по времени съёмки данные на каждом из витков в отдельности были использованы в этой работе для составления интерферометрических пар и построения 10 интерферограмм. Топографическая фаза на интерферограммах была оценена по данным цифровой модели рельефа SRTM и вычтена. Результирующие вариации разности фаз обусловлены в основном изменениями электрической длины пути сигнала в тропосфере и/или подвижками подстилающей поверхности за время между съёмками.

Данные метеостанции населенного пункта Ключи [15], расположенного в 62 км к северо-северо-востоку от группы вулканов Толбачик, использованы в качестве входных данных для моделирования рефракционного влияния тропосферы в выражении для интерферометрической разности фаз (2). В таблице 1 ниже приведены результаты вычисления приращения длины пути сигнала в тропосфере при его прохождении от вершины до основания вулкана в 6 сеансах съёмки на восходящих витках и 6 сеансах на нисходящих витках.

Из-за несовпадения приращений длины пути в разных сеансах разность фаз на интерферограмме отличается от нуля и меняется в зависимости от высоты рельефа поверхности. В таблице 2 даны сведения о количестве интерферометрических полос на склонах вулканов для 10 интерферограмм, а также оценки приращения длины пути сигнала Δr_α из-за меняющихся метеоусловий, посчитанные с использованием сведений из колонок 4 и 7 таблицы 1. Идентификатор интерферограммы состоит из номеров сеансов интерферометрической пары и указания на направление витка орбиты. По величине фазового набега из (4) можно оценить количество порожденных

рефракционными эффектами интерферометрических полос K_{met} , учтя тот факт, что в пределах одной полосы изменение фазы равно 2π . Отрицательные значения K_{met} соответствуют росту разности фаз при перемещении от основания вулкана к его вершине. Количество наблюдающихся на интерферограммах полос K_{int} вдоль линии пути от основания к вершине вулкана дано в таблице с точностью до половины полосы. Это количество оценивалось приблизительно, поскольку вследствие декорреляции сигналов на снежно-ледовой шапке вершин вулканов, при которой разность фаз становится случайной.

Таблица 1. Приращение длины пути сигнала в сеансах РСА Радарсат-2, см

Сеанс	Восходящий виток			Нисходящий виток		
	Сухая компонента	Влажная компонента	Сумма	Сухая компонента	Влажная компонента	Сумма
1	92.9	14.3	107.2	90.9	17.8	108.7
2	92.5	14.8	107.3	90.4	17.5	107.9
3	90.4	17.5	107.9	91.0	21.2	112.2
4	89.7	20.7	110.5	90.6	23.6	114.2
5	90.6	16.3	106.8	93.4	13.5	106.9
6	92.1	12.2	104.3	94.3	10.7	105.0

Таблица 2. Приращение длины пути за время между съемками и количество интерференционных полос на интерферограммах

N_{int}	Восходящий виток					Нисходящий виток				
	12в	23в	34в	45в	56в	12н	23н	34н	45н	56н
$\Delta r_a, \text{ см}$	0.1	-0.6	-2.6	3.7	2.5	0.8	-4.3	-2.0	7.3	1.9
K_{met}	0.04	-0.2	0.9	-1.3	-0.9	-0.3	1.5	0.7	-2.6	-0.7
K_{int}	0	-0.5	2.0	-1.0	-0.5	0.5	0	2.5	-3.5	-1.5
$K_{met} - K_{int}$	0.4	0.3	-1.1	-0.3	-0.4	0.8	1.5	-1.8	0.9	0.8

Отметим, что наиболее заметным является отличие модельного количества K_{met} от данных интерферометрии K_{int} в съемках на нисходящем витке,

выполнявшихся в утренние часы (см. интерферограммы 23н и 34н), что может быть объяснено тем, что трехчасовые измерения удаленной метеостанции недостаточно детальны и актуальны для описания быстроменяющихся утренних метеопараметров в зоне съемки. Существенной особенностью съемок сеансов, составляющих пары 23н и 34н, являлось резкое, до 20...30%, изменение относительной влажности за три часа, причем в одних случаях влажность росла, в других падала. В то же время, температура воздуха и атмосферное давление менялись очень слабо. Та же динамика влажности характерна и для съемок пары 34в. Однако невозможно объяснить большое отличие модельного количества полос от измеренного только изменением влажной компоненты. Прокомментируем это сведениями об изменении длины пути за время между съемками сеансов интерферометрических пар, обусловленными изменением отдельно сухой и влажной компонент (см. рис. 1). Видно, что для пар 45в, 56в, 45н характерен высокий вклад изменения N_{dry} , однако ошибки в последней строке таблицы 2 для этих интерферограмм в среднем не столь велики. Наиболее вероятной причиной является ошибка экстраполяции метеопараметров с метеостанции Ключи на окрестности Толбачика.

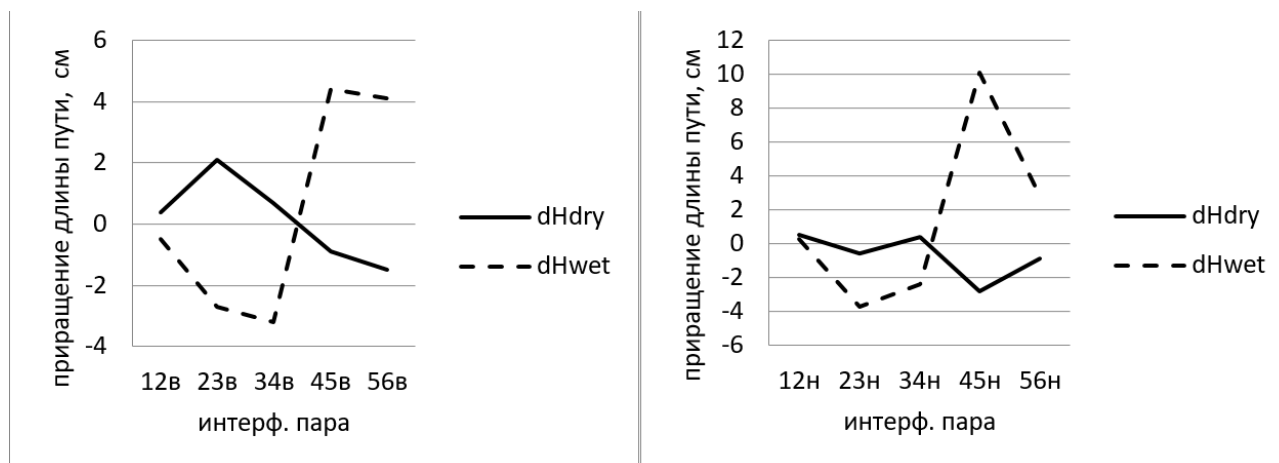


Рис. 1. Приращения длины пути, обусловленные изменением вклада сухой и влажной компонент тропосферы. Съемки на восходящем витке (слева) и нисходящем витке (справа)

4. Коррекция атмосферных ошибок

Для демонстрации возможности коррекции фазового набега, вызванного различиями в профилях коэффициента преломления в разные сеансы съемки

посчитаем разность дополнительных длин пути для первого и второго сеансов в зависимости от глубины проникновения сигнала в слой атмосферы от некоторой текущей высоты вулканического рельефа H до высоты у основания h_c :

$$\Delta H_{12}(h_c) = \left(\int_H^{h_c} N_1(h) - N_2(h) dh \right) \frac{1}{\cos \alpha} \quad (13)$$

и сформируем фазовую поправку (атмосферный экран) для коррекции фазы на интерферограмме в зависимости от высоты рельефа в данном пикселе:

$$\Delta \varphi(H) = -\frac{4\pi}{\lambda} \Delta H_{12}(H). \quad (14)$$

На рис. 2 приведены фрагмент радиолокационного изображения и дифференциальная интерферограмма с условным номером 45н. Вулканическая группа Толбачик находится немного выше центра радиолокационного кадра. Темное пятно немного ниже центра – гладкая лавовая равнина Толбачинского Дола. На интерферограмме черный цвет соответствует нулевому значению фазы 0° , а белый – 360° . Две интерферометрические полосы, окружающие вулканический пик, порождены различием в метеопараметрах в разные дни съемки. На рис. 3 слева показан атмосферный фазовый экран, сформированный по формуле (14) с использованием в качестве входных метеопараметров данных наземной метеостанции в Ключах. Справа – результат коррекции интерферометрической фазы. Отметим неплохое качество коррекции – монотонное изменение фазы вдоль склонов вулканов отсутствует. Вместе с тем, влияние атмосферных неоднородностей, вызванных локальными вариациями температуры воздуха, влагосодержания в облачном слое не может быть учтено в рамках столь приблизительной модели. Эти мелкомасштабные флуктуации видны на дифференциальной интерферограмме.

Таким образом, атмосфера является потенциально большим источником ошибок при интерферометрических исследованиях подстилающей поверхности. В немалой степени это обусловлено, в первую очередь, вариациями профиля коэффициента преломления из-за изменения метеопараметров за время между съемками. Такого рода явления наиболее важно учитывать при картировании участков сильно пересеченного, горного рельефа. Полезной оценочной

характеристикой степени влияния атмосферных ошибок является так называемая высота неоднозначности по высоте h_a [8], которая может быть получена заменой в формуле (3) $d\Delta\varphi_t$ на 2π :

$$h_a = \frac{\lambda r}{2l_p} \sin \alpha. \quad (15)$$

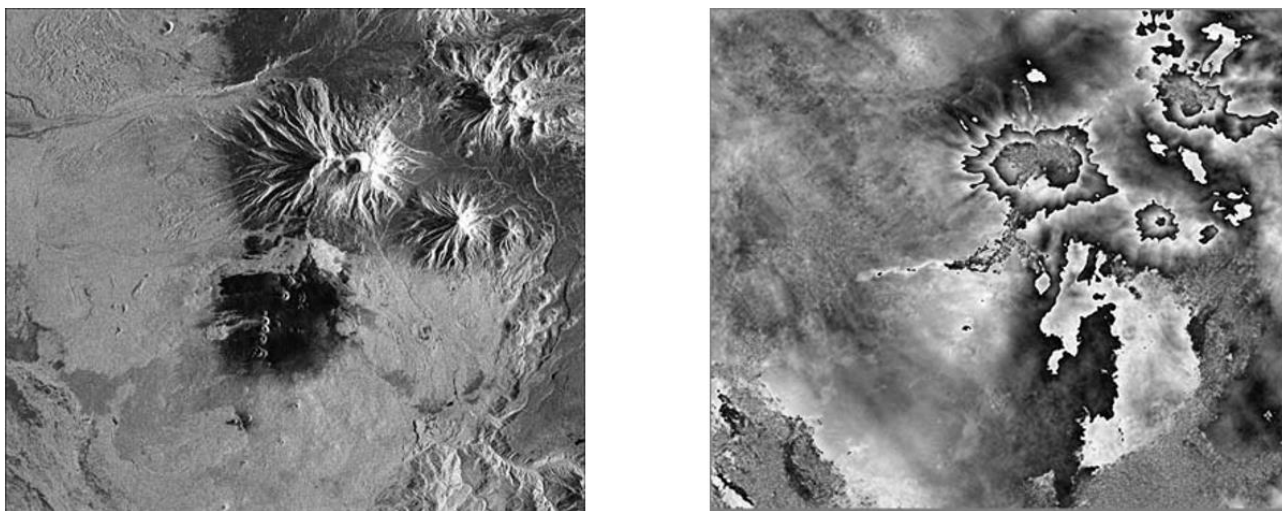


Рис. 2. Амплитудное изображение (слева) и дифференциальная интерферограмма (справа)

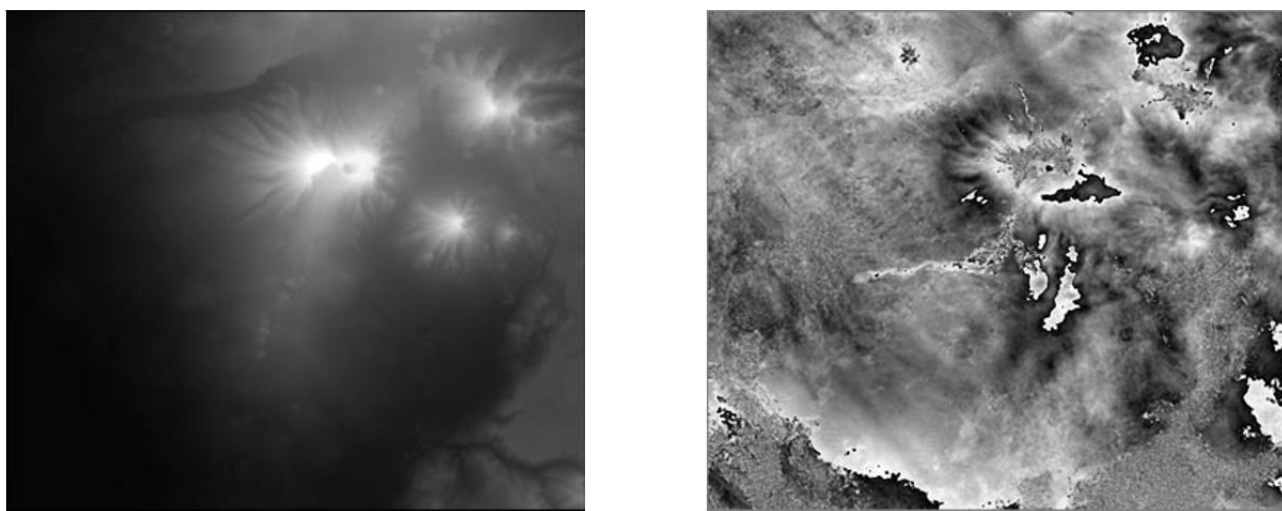


Рис. 3. Фазовый экран (слева) и скорректированная дифференциальная интерферограмма (справа)

Взяв $h_a=30$ м, по примеру интерферометрической миссии TanDEM-X [16], получим, что порожденный тропосферой набег фазы 2π , проявляющийся на интерферограмме в виде интерферометрической полосы на склоне вулкана приведет к ошибке измерения высоты рельефа 30 м. Фазовый набег 6π на пути от основания вулкана к вершине на интерферограмме рис. 3 приведет к ошибке в измерении высоты на вершине вулкана 90 м. При выделении компоненты $\Delta\varphi_d$

в уравнении (2), с целью оценки динамики подстилающей поверхности порожденная атмосферной фазовая ошибка 2π приведет к ошибке измерения радиального смещения на 0.5λ или 2.8 см при использовании данных RADARSAT-2.

Заключение

Точность измерения параметров подстилающей поверхности методами радарной интерферометрии может быть существенно снижена из-за искажающего влияния атмосферы. Изменение высотного профиля коэффициента рефракции за время между съемками участка с сильно пересеченным рельефом является самым большим источником ошибок интерферометрических измерений. Влияние атмосферы на фазовые измерения проявляется в виде смещения разностей фаз, абсолютная величина которых растет с ростом высоты рельефа, продемонстрировано с помощью построенных дифференциальных радарных интерферограмм района Толбачинского вулканического массива на Камчатке. Использование двухкомпонентной модели тропосферы позволило смоделировать влияния изменений высотного профиля коэффициента преломления за время между съемками на фазовые измерения и получить оценки смещения разности фаз в зависимости от высоты рельефа. Наблюдаемые на интерферограммах разности фаз чаще всего достаточно хорошо согласуются с результатами моделирования. Заметное рассогласование измерений с модельными данными наблюдается в случае неустойчивой погоды с резким изменением относительной влажности в зоне съемки, особенно при разных знаках изменения метеопараметров тропосферы в сеансах, составляющих интерферометрическую пару. Причиной наблюдаемых ошибок моделирования является, вероятно, некорректность использования в зоне съемки измерений метеопараметров, полученных в точке расположения удаленной метеостанции.

Финансирование: Работа выполнена в рамках государственного задания ИРЭ им. В.А. Котельникова РАН № 075-01133-22-00.

Литература

1. Bevis M., Businger S., Herring T.A., Rocken R., Anthes R.A., Ware R.H. GPS meteorology: remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research*. 1992. V.97. P.15787-15801.
2. Liu Y. *Remote Sensing of Water Vapor Content Using GPS Data in Hong Kong Region*. PhD thesis. Hung Hom, Hong Kong Polytechnic University. 2000. 158 p. <https://theses.lib.polyu.edu.hk/handle/200/3126>
3. Hopfield H.S. Tropospheric effect on electromagnetically measured range: Prediction from surface weather data. *Radio Science*. 1971. V.6. P.357-367.
4. Saastamoinen J. Atmospheric correction for troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites. *Geophysical Monograph. American Geophysical Union, Washington D.C.* 1972. P.247-252. <https://doi.org/10.1029/GM015p0247>
5. Askne J., Nordius H. Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data. *Radio Science*. 1987. V.22. P.379-386.
6. Baby H.B., Gole P., Lavergnat J. A model for the tropospheric excess path length of radio waves from surface meteorological measurements. *Radio Science*. 1988. V.23. P.1023-1038.
7. Delacourt C., Briole P., Achache J. Tropospheric corrections of SAR interferograms with strong topography: application to Etna. *Geophysical Research Letters*. 1998. V.25. P.2849-2852.
8. Захаров А.И., Яковлев О.И., Смирнов В.М. *Спутниковый мониторинг Земли. Радиолокационное зондирование поверхности*. Москва, Красанд. 2012. 248 с.
9. Hopfield H.S. Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. *Journal of Geophysical Research*. 1969. V.74. №18. P.4487-4499.
10. Black H.D. An easily implemented algorithm for the tropospheric range correction. *Journal of Geophysical Research*. 1998. V.83. №B4. P.1825-1828.

11. Яковлев О.И., Якубов В.П., Урядов В.П., Павельев А.Г. *Распространение радиоволн*. Москва, URSS. 2009. 345 с.
12. Goldhirsh J., Rowland J.R. A tutorial assessment of atmospheric height uncertainties for high-precision satellite altimeter missions to monitor ocean currents. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. V.GE-20. №4. 1982. P.418-434.
13. *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. 2008 edition, updated in 2010. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, WMO-№ 0008. 2012. 715 p.
14. Захаров А.И., Захарова Л.Н., Михайлюкова П.Г. Влияние атмосферы в исследованиях динамики рельефа Толбачинского дола методами радарной интерферометрии. *Всероссийская научная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования, радиолокации, распространения и дифракции волн»*. Муром. 2017. С.68-73.
15. Rp5.ru. Расписание погоды. Погода в Ключах [web]. *Rp5.ru. Расписание погоды*. ООО «Расписание Погоды». Дата обращения: 13.12.2022. URL: http://www.rp5.ru/Архив_погоды_в_Ключах,_Камчатский_край
16. Krieger G., Moreira A., Fiedler H., Hajnsek I., Werner M., Younis M., Zink M. TanDEM-X: a satellite formation for high resolution SAR interferometry. *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing*. 2007. V.45. №11. P.3317-3341.

Для цитирования:

Захаров А.И., Захарова Л.Н., Синоло В.П., Денисов П.В. Влияние атмосферы на исследования пересеченного рельефа методами радарной интерферометрии. *Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]*. 2023. №2 <https://doi.org/10.30898/1684-1719.2023.2.6>