УДК 528.813, 537.874.4
doi: 10.18101/2304-5728-2016-3-40-50

© *П.Н. Дагуров, С.И. Добрынин, А.В. Дмитриев, Т.Н. Чимитдоржиев*

Фазовая модель рассеяния микроволн от слоя с шероховатыми границами [1]

Разработана приближенная модель обратного рассеяния микроволн от двухслойной среды со статистически шероховатыми границами раздела. Модель основана на лучевом подходе и методе малых возмущений. Новизна модели заключается в том, что она позволяет оценить фазу волны обратного рассеяния. Приведены результаты численных расчетов, показывающие, что слоистость земных покровов может вызывать заметные вариации фазы волны обратного рассеяния.

Ключевые слова: радиолокационная интерферометрия, слоистые среды, фаза волны, обратное рассеяние микроволн.

© *P. N. Dagurov, S. I. Dobrynin, A. V. Dmitriev, T. N. Chimitdorzhiev*

Phase model of the scattering of microwaves by layer with rough boundaries

A approximate model of backscattering microwave from a two-layer medium with statistically rough boundaries is developed. The model is based on the ray approach and method of small perturbations. The novelty of the model is that it allows us to estimate the phase of backscattering waves. The results of numerical calculations show that the earth covers bedding can cause considerable variations in the phase of backscattering waves.

Keywords: radar interferometry, layer medium, wave phase, backscattering of microwaves.

Введение

При интерпретации данных дистанционного зондирования космическими интерферометрическими радарами основной информативной характеристикой является интерферометрическая фаза радиолокационного сигнала, рассеянного земной поверхностью. Эта фаза определяется как разность фаз рассеянных сигналов, полученных из данных разновременных одного спутника над одним участком земной поверхности или одновременных космических радарных снимков, полученных тандемом спутников. Существующие модели обратного рассеяния радарного микровол-

[1] Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ №15-29-06003 офи-м.

нового сигнала практически не учитывают зависимость фазы радиолокационного сигнала от физических и геометрических свойств почвенных покровов, в частности, от слоистого строения влажности почвы. Обычно при анализе работы интерферометрических радаров используется следующее выражение для интерферометрической фазы сигнала [1]

$$\varphi = \varphi_{topo} + \varphi_{def} + \varphi_{atm} + \varphi_{noise}, \quad (1)$$

где слагаемое φ_{topo} возникает вследствие рельефа, компонента φ_{def} описывает влияние деформаций земной поверхности за время между пролетами спутника, составляющая φ_{atm} возникает вследствие неоднородности атмосферы, слагаемое φ_{noise} обусловлено шумами приемно-передающего оборудования.

В формуле (1) не учитывается зависимость фазы сигнала от изменения отражательных свойств поверхности, которая может быть обусловлена слоистой структурой влажности почвы, влиянием замерзания верхнего слоя почвы и другими факторами. Между тем, вариации фазы могут существенно уменьшить точность метода дифференциальной интерферометрии, используемой для определения деформаций и подвижек земных покровов и сооружений на них [2]. Ранее в работах [3-6] было показано, что слоистость земных покровов вызывает заметные вариации фазы отраженного сигнала. Фаза зеркально отраженного сигнала важна для бистатической радиолокации например, для GPS рефлектометрии. Ранее фазовая модель обратного рассеяния, учитывающая фазу рассеянного сигнала была рассмотрена в [7, 8], однако в ней не были учтены все волны, рассеянные неровностями нижней границы слоя.

В данной работе проведено обобщение результатов, ранее полученных в [7, 8]. Цель работы заключается в построении основанной на физических соображениях и методе малых возмущений модели обратного рассеяния от слоистой среды с шероховатыми границами раздела для простого случая двухслойной среды и оценка влияния слоистой структуры среды на фазу рассеянной радарной волны. Двухслойная среда может, например, описывать такие земные покровы, снег на земле, лёд на воде, почва с двухслойным строением, травяной покров на почве.

В первых работах, посвященных влиянию влажности, предполагалось, что изменение влажности однородной почвы может влиять на фазу из-за изменения глубины проникновения и вследствие этого изменения глубины эффективного фазового центра рассеяния. Однако в работах [3, 6] было показано, что изменение влажности влажно-однородной почвы может вызывать только слабые изменения фазы, не превышающие нескольких градусов.

Существует ряд работ, где исследовалось обратное рассеяние от двухслойной среды. Для анализа рассеяния электромагнитных волн использовались различные модели, такие как метод малых возмущений [9], полноволновой метод [10], метод Кирхгофа [11] и метод малых наклонов [12]. Во всех этих работах исследовались только энергетические характеристики рассеянной волны. Только в работе [13] рассматривалось влияние

слоистости на фазовую сигнатуру, являющуюся разностью фаз рассеянных волн вертикальной и горизонтальной поляризаций.

Модель обратного рассеяния

Перейдем к построению приближенной модели обратного рассеяния, основанной на наглядных физических предпосылках и позволяющей определить фазу рассеянной волны. На рис. 1 показана геометрия задачи. Из среды 1 на двухслойную среду, состоящую из слоя 2, лежащего на полубесконечном слое 3, падает плоская электромагнитная волна $E_i = e^{ik_1(x\sin\theta_1 - z\cos\theta_1)}$ (k_1 – волновое число в среде 1), которая имеет горизонтальную или вертикальную поляризации. Среды 1, 2, 3 характеризуются, соответственно, диэлектрическими проницаемостями $\varepsilon_1 = 1$ и комплексными диэлектрическими проницаемостями $\varepsilon_2 = \varepsilon_2' + i\varepsilon_2''$ и $\varepsilon_3 = \varepsilon_3' + i\varepsilon_3''$. Поверхности (границы) S_{12} и S_{23}, разделяющие среды, являются статистически шероховатыми поверхностями с неровностями, описываемыми некоррелированными стационарными случайными функциями $z_1(x,y)$ и $z_2(x,y)$ со средними значениями $< z_1 > = 0$ и $< z_2 > = - b$, среднеквадратичными отклонениями s_1 и s_2, радиусами корреляции l_1 и l_2. Полагаем, что неровности малы по сравнению с длиной волны, их наклоны невелики и выполняются условия применимости метода малых возмущений $ks_{1,2} < 0{,}3$, $kl_{1,2} < 3$ [14].

Представим поле обратного рассеяния в виде суммы волн, испытавших различное число актов преломления, рассеяния и отражения. Будем рассматривать только поле с поляризацией, совпадающей с поляризацией падающей волны. На рис. 1 лучи, соответствующие когерентным волнам, испытывающим отражение и преломление на плоских (в среднем) поверхностях, показаны сплошными линиями, а лучи, вдоль которых распространяются некогерентные рассеянные волны, обозначены пунктиром.

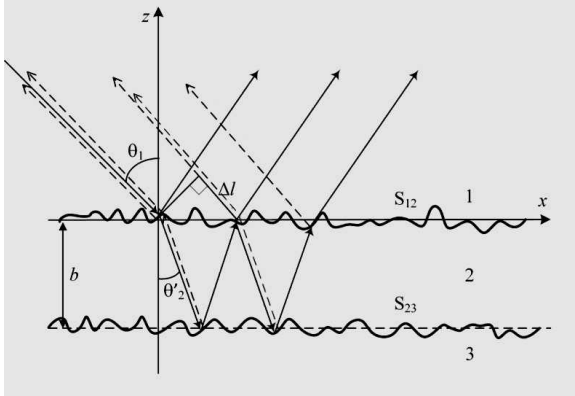

Рис. 1. Геометрия задачи об обратном рассеянии

Коэффициенты отражения и прохождения волн определяются формулами Френеля для плоской границы раздела, т.е. полагаем, что в нулевом приближении неровности не влияют на когерентное поле (борновское приближение) и рассеянное поле, когда оно преломляется по закону

Снеллиуса. Поскольку размеры неровностей малы, будем учитывать только однократное рассеяние, поскольку в этом случае влияние эффектов многократного рассеяния между верхней и нижней поверхностью мало. В связи с малостью неровностей также не учитываем изменения фазы волны вследствие влияния этих неровностей. С учетом принятых допущений поле, рассеянное слоем с шероховатыми границами в обратном направлении, можно представить в виде суммы волн

$$|E|e^{i\psi} = |E_{12}| + |E_1|e^{i\psi_1} + |E_2|e^{i\psi_2}, \qquad (2)$$

где $|E_{12}|$ – амплитуда рассеянного поля при падении волны E_i на границу S_{12}; второе слагаемое описывает поле, обусловленное рассеянием выходящих после отражений от нижней границы волн на неровностях верхней границы раздела S_{12}; третье слагаемое описывает поле волн, рассеянных на поверхности S_{23}. Из выражения (2) следует, что фазы отсчитываются относительно фазы поля E_{12}.

Поле $|E_1|e^{i\psi_1}$ представим в следующем виде

$$|E_1|e^{i\psi_1} = T_{12}R_{23}|E_{21}^{(1)}|e^{-a+i(\varphi_1+\varphi_2)} + T_{12}(R_{23})^2R_{21}|E_{21}^{(2)}|e^{2[-a+i(\varphi_1+\varphi_2)]} +$$
$$+T_{12}(R_{23})^3(R_{21})^2|E_{21}^{(3)}|e^{3[-a+i(\varphi_1+\varphi_2)]} + \ldots T_{12}(R_{23})^n(R_{21})^{n-1}|E_{21}^{(n)}|e^{n[-a+i(\varphi_1+\varphi_2)]} + \ldots \qquad (3)$$

В выражении (3) поле E_1 с амплитудой $|E_1|$ и фазой ψ записано как сумма следующих полей: $E_{21}^{(1)}$ – поле рассеяния волны в направлении на радар при прохождении через верхнюю границу из слоя 2 в среду 1: (эта волна возникает в результате прохождения через верхнюю границу и слой 2 в прямом направлении, когерентного отражения от нижней границы и падения на верхнюю границу); $E_{21}^{(2)}$ – поле обратного рассеяния волны, полученной в результате четырехкратного прохождения через слой, двукратного отражения от нижней границы, однократного отражения от верхней границы и рассеяния неровностями верхней границы в направлении на радар; и т.д. В формуле (3) через T_{12} и T_{21} обозначены коэффициенты прохождения Френеля через верхнюю границу из среды 1 в среду 2 и, соответственно, наоборот; R_{23} и R_{12} – коэффициенты отражения Френеля от границ слоя; a – слагаемое в показателе экспоненты, характеризующее ослабление волны при двукратном прохождении слоя; φ_1 – набег фазы волны за счет двукратного прохождения слоя; φ_2 – приращение фазы при распространении в среде 1 на расстояние Δl.

Параметры a, φ_1, и φ_2 определяются следующими выражениями:

$$a = 2k_1b\sqrt{\frac{\varepsilon_2'}{2}(\sqrt{1+\tan^2\delta}-1)}, \quad \varphi_1 = 2k_1b\sqrt{\frac{\varepsilon_2'}{2}(\sqrt{1+\tan^2\delta}+1)}\Big/\cos\theta_2',$$
$$\phi_2 = 2btg\theta_2'\sin\theta_1, \qquad (4)$$

где $\tan\delta = \dfrac{\varepsilon_2''}{\varepsilon_2'}$, $\theta_2' = a\tan\dfrac{k_1\sin\theta_1}{\mathrm{Re}\sqrt{k_2^2-(k_1\sin\theta_1)^2}}$, k_1 – волновое число в среде 1, $k_2 = k_1\sqrt{\varepsilon_2}$ – волновое число в слое 2.

Для поля $|E_2|e^{i\psi_2}$ получим

$$|E_2|e^{i\psi_2} = T_{12}T_{21}|E_{23}^{(1)}|e^{-a+i\varphi_1} + T_{12}R_{23}R_{21}T_{21}|E_{23}^{(2)}|e^{2(-a+i\varphi_1)+\varphi_2} + T_{12}(R_{23})^2(R_{21})^2T_{21}|E_{23}^{(3)}|e^{3(-a+i\varphi_1)+2\varphi_2} + ..T_{12}(R_{23})^{n-1}(R_{21})^{n-1}T_{21}|E_{23}^{(n)}|e^{n(-a+i\varphi_1)+(n-1)\varphi_2} + \ldots \tag{5}$$

В выражении (5) слагаемые имеют следующий смысл. Первое слагаемое описывает поле $E_{23}^{(1)}$ волны, рассеянной неровностями нижней границы S_{23} в обратном направлении (эта волна вначале проходит через верхнюю границу и слой 2 в прямом направлении, а затем в обратном направлении); второе слагаемое описывает волну, прошедшую в слой 2, затем отраженную последовательно от нижней и от верхней границ, рассеянную в обратном направлении на неровностях нижней границы (поле $E_{23}^{(2)}$) и прошедшую через верхнюю границу в направлении на радар. Следующие рассеянные волны возникают благодаря дальнейшим переотражениям от границ слоя.

Усредняя выражения (2), (3) и (5) по ансамблям случайно-шероховатых поверхностей S_{12} и S_{23}, получим

$$\langle|E|\rangle e^{i\psi} = \langle|E_{12}|\rangle + \langle|E_1|\rangle e^{i\psi_1} + \langle|E_2|\rangle e^{i\psi_2}, \tag{6}$$

$$\langle|E_1|\rangle e^{i\psi_1} = T_{12}R_{23}\langle|E_{21}^{(1)}|\rangle e^{-a+i(\varphi_1+\varphi_2)} + T_{12}(R_{23})^2R_{21}\langle|E_{21}^{(2)}|\rangle e^{2[-a+i(\varphi_1+\varphi_2)]} + T_{12}(R_{23})^3(R_{21})^2\langle|E_{21}^{(3)}|\rangle e^{3[-a+i(\varphi_1+\varphi_2)]} + \ldots T_{12}(R_{23})^n(R_{21})^{n-1}\langle|E_{21}^{(n)}|\rangle e^{n[-a+i(\varphi_1+\varphi_2)]} + \ldots \tag{7}$$

$$\langle|E_2|\rangle e^{i\psi_2} = T_{12}T_{21}\langle|E_{23}^{(1)}|\rangle e^{-a+i\varphi_1} + T_{12}R_{23}R_{21}T\langle|E_{23}^{(2)}|\rangle e^{2(-a+i\varphi_1)+\varphi_2} + T_{12}(R_{23})^2(R_{21})^2T_{21}\langle|E_{23}^{(3)}|\rangle e^{3(-a+i\varphi_1)+2\varphi_2} + ..T_{12}(R_{23})^{n-1}(R_{21})^{n-1}T_{21}\langle|E_{23}^{(n)}|\rangle e^{n(-a+i\varphi_1)+(n-1)\varphi_2} + \ldots \tag{8}$$

Поскольку неровности поверхностей S_{12} и S_{23} являются стационарными случайными функциями, полагаем

$$\langle|E_{21}^{(1)}|\rangle = \langle|E_{21}^{(2)}|\rangle = \langle|E_{21}^{(3)}|\rangle = \ldots = \langle|E_{21}^{(n)}|\rangle = \langle|E_{21}|\rangle, \tag{9}$$

$$\langle|E_{23}^{(1)}|\rangle = \langle|E_{23}^{(2)}|\rangle = \langle|E_{23}^{(3)}|\rangle = \ldots = \langle|E_{23}^{(n)}|\rangle = \langle|E_{23}|\rangle. \tag{10}$$

Используя формулу для бесконечной геометрической прогрессии, получим из (7) – (10)

$$\left\langle \left| E_1 \right| \right\rangle e^{i\psi_1} = \frac{T_{12} R_{23} \left\langle \left| E_{21} \right| \right\rangle e^{-a+i(\varphi_1+\varphi_2)}}{1 - R_{23} R_{21} e^{-a+i(\varphi_1+\varphi_2)}}, \tag{11}$$

$$\left\langle \left| E_2 \right| \right\rangle e^{i\psi_2} = \frac{T_{12} T_{21} \left\langle \left| E_{23} \right| \right\rangle e^{-a+i\varphi_1}}{1 - R_{23} R_{21} e^{-a+i(\varphi_1+\varphi_2)}}. \tag{12}$$

Подставляя выражения (11) и (12) в (6), получим

$$\left\langle \left| E \right| \right\rangle e^{i\psi} = \left\langle \left| E_{12} \right| \right\rangle + \frac{T_{12}(R_{23} \left\langle \left| E_{21} \right| \right\rangle e^{i\varphi_2} + T_{21} \left\langle \left| E_{23} \right| \right\rangle) e^{-a+i\varphi_1}}{1 - R_{23} R_{21} e^{-a+i(\varphi_1+\varphi_2)}}. \tag{13}$$

Полагаем, что $\left\langle \left| E_{mn} \right| \right\rangle^2 = C \left\langle \left| E_{mn} \right|^2 \right\rangle$, где C – константа, m принимает значения 1, 2, а n – 1, 2, 3. Например, для распределения Релея $C = \pi/4$. В свою очередь, значения $\left\langle \left| E_{12} \right|^2 \right\rangle$ и $\left\langle \left| E_{23} \right|^2 \right\rangle$ по определению пропорциональны соответствующим коэффициентам обратного рассеяния (backscattering coefficient) σ^0. При рассеянии волны в результате прохождения шероховатой границы раздела для коэффициента рассеяния используется обозначение σ^t [14]. С учетом этих обстоятельств формула (13) приведётся к виду

$$\sqrt{\sigma^0} e^{i\psi} = \sqrt{\sigma_{12}^0} + \frac{T_{12}(R_{23} \sqrt{\sigma_{21}^t} e^{i\varphi_2} + T_{21} \sqrt{\sigma_{23}^0}) e^{-a+i\varphi_1}}{1 - R_{23} R_{21} e^{-a+i(\varphi_1+\varphi_2)}}, \tag{14}$$

где σ^0 – результирующий коэффициент обратного рассеяния, σ_{12}^0 – коэффициент обратного рассеяния от верхней поверхности, σ_{23}^0 – коэффициент обратного рассеяния от нижней поверхности, σ_{21}^t – коэффициент рассеяния волны в направлении на радар при прохождении из среды 2 обратно в среду 1.

Величину $\sqrt{\sigma^0} e^{i\psi}$ назовем комплексным амплитудным коэффициентом обратного рассеяния.

В рамках метода малых возмущений коэффициент обратного рассеяния для волны с волновым числом k, падающей под углом θ на среду с диэлектрической проницаемостью ε и шероховатой границей со среднеквадратичным отклонением неровностей s и радиусом корреляции l, имеет вид [14]:

$$\sigma^0 = 8k^4 s^2 \cos^4\theta \left| \alpha_p \right|^2 W(2k\sin\theta, 0). \tag{15}$$

В формуле (15) индекс p у параметра α_p характеризует поляризацию волны: $p = h$ при горизонтальной поляризации, $p = v$ при вертикальной поляризации. Значения α_h и α_v определяются соотношениями

$$\alpha_h = \frac{\varepsilon - 1}{(\cos\theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta})^2}, \quad \alpha_v = (\varepsilon - 1)\frac{(\varepsilon - 1)\sin^2\theta + \varepsilon}{(\varepsilon\cos\theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta})^2}. \tag{16}$$

Функция $W(2k\sin\theta,0)$ является спектром неровностей шероховатой поверхности

$$W(k_{\text{x}},k_{\text{y}}) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\rho(u,v)\exp(jk_{\text{x}}u + jk_{\text{y}}v)dudv\ , \qquad (17)$$

где $\rho(u,v)$ – коэффициент корреляции.

Коэффициенты обратного рассеяния σ_{12}^{0} и σ_{23}^{0} в (7) определяются с помощью формул (6) – (8), с заменой обозначений: для рассеяния верхней границей величины k, s, θ, ε заменяются соответственно на k_1, s_1, θ_1, ε_1, а для рассеяния нижней границей на $\text{Re}(k_2)$, s_2, θ_2', $\varepsilon_3/\varepsilon_2$.

Коэффициент рассеяния σ_{21}^{t} на основе соотношений, приведенных в [12], представим в виде

$$\sigma_{21}^{\text{t}} = (8k_1\,\text{Re}(k_2)s_1\cos\theta_1\cos\theta')^2\left|\alpha_p^{21}\right|^2 W(k_1\sin\theta_1 + \text{Re}(k_2)\sin\theta_2',0)\,, \qquad (18)$$

где

$$\alpha_h^{21} = \frac{(1/\varepsilon_2 - 1)}{(\sqrt{(1-\sin^2\theta_1/\varepsilon_2)} + \cos\theta_1/\sqrt{\varepsilon_2})(\cos\theta_2 + \sqrt{1/\varepsilon_2 - \sin^2\theta_2})^2}\,,$$

$$\alpha_v^{21} = \frac{(1/\varepsilon_2 - 1)\sqrt{(1-\sin^2\theta_1/\varepsilon_2)}(1/\varepsilon_2 - \sin\theta_2)}{(\sqrt{(1-\sin^2\theta_1/\varepsilon_2)} + \cos\theta_1\sqrt{\varepsilon_2})(\cos\theta_2/\varepsilon_2 + \sqrt{1/\varepsilon_2 - \sin^2\theta_2})^2}. \qquad (19)$$

Численные результаты

Для получения численных результатов используем гауссов коэффициент корреляции неровностей граничных поверхностей

$$\rho(x,\text{y}) = \exp\left[-(x^2 + y^2)/l^2)\right], \qquad (20)$$

где радиус корреляции l принимает значение l_1 для верхней границы и l_2 для нижней границы. Тогда спектры неровностей в случае их изотропного характера для обратного рассеяния будут иметь вид

$$W(2k\sin\theta,0) = \frac{1}{2}l\exp\left[-(kl\sin\theta)^2\right] \qquad (21)$$

с соответствующими значениями k, l, θ, для нижней и верхней границ. Для рассеяния при прохождении поверхности S_{12} получим

$$W(k_1\sin\theta + \text{Re}(k_2)\sin\theta_2',0) = \frac{1}{2}l_1\exp\left[-(kl_1\sin\theta_1 + \text{Re}(k_2)\sin\theta_2',0)^2\right]. \qquad (22)$$

На рис. 2, 3 для примера приведены построенные по формуле (14) с использованием соотношений (15) – (22) зависимости результирующего коэффициента обратного рассеяния и фазы φ от толщины слоя при горизонтальной поляризации. Параметры расчёта: длина волны λ = 23 см, $\varepsilon_2 = 6 + 1{,}5i$, $\varepsilon_3 = 10 + 2i$, $\theta_1 = 45°$, s_1 = 1 см, l_1 = 10 см, s_2 = 0,4 см, l_2 = 4 см. Указанное значение ε_2 примерно соответствует объемной влажности почвы 12%, а ε_3 – 25% [15].

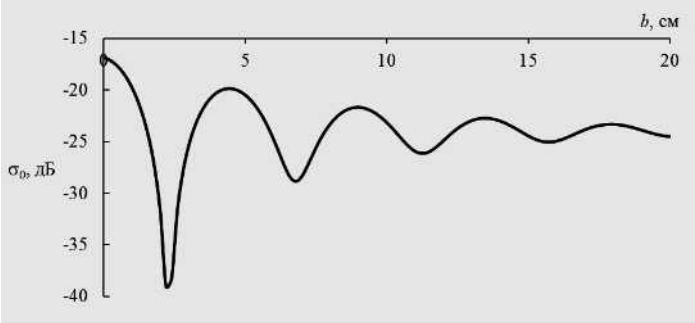

Рис. 2. Зависимость коэффициента обратного рассеяния от толщины слоя

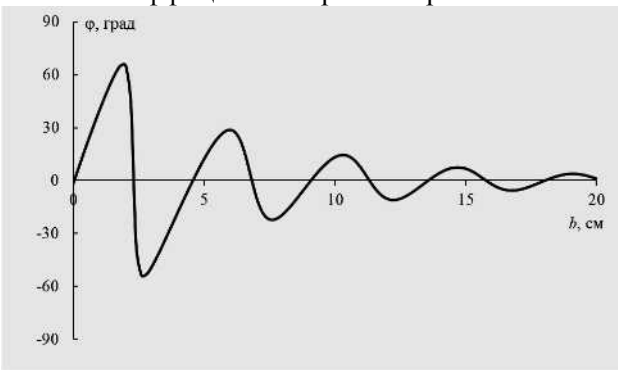

Рис. 3. Зависимости фазы эффективной комплексной амплитуды рассеяния от толщины слоя

Приведённые результаты показывают, что влияние слоистого строения влажности почвы может вызывать значительные изменения, как амплитуды, так и фазы волны обратного рассеяния. Например, изменение фазы, равное 65º и наблюдаемое при толщине слоя 2 см. В радиолокационной интерферометрии изменению фазы на 2π соответствует изменение наклонной дальности на $\lambda/2$, следовательно, изменению фазы на 65º при λ = 23 см соответствует невязка 2,1 см. Поскольку для дифференциальной интерферометрии необходима субсантиметровая точность, учет таких невязок необходим. Отметим, что расчетные значения амплитуды и фазы существенным образом зависят от параметров слоя, что обуславливается интерференционной природой результирующего сигнала.

Заключение

На основе метода малых возмущений построена приближенная фазовая модель обратного рассеяния от двухслойной среды с шероховатыми границами. Численные расчеты показали, что слоистость вызывает значительные изменения фазы и амплитуды волны обратного рассеяния, которые необходимо учитывать при обработке данных микроволнового радарного дистанционного зондирования.

Литература

1. Kampes B.M. Radar Interferometry. Persistent Scatterer Technique. — Springer, 2006. — 221 p.

2. Lanari, R., Casu, F., Manzo et al. An overview of the Small Baseline Subset algorithm: A DInSAR Technique for surface deformation analysis // Pure and Applied Geophysics. — 2007. — V. 164. — P. 647 – 661.

3. Дагуров П. Н., Дмитриев А. В, Дымбрылов Ж. Б., Чимитдоржиев Т. Н. Влияние слоистой структуры влажности почвы на работу интерферометрических радиолокаторов с синтезированной апертурой // Известия вузов. Физика. — 2012. — Т.55. — № 8/2. — С. 266 – 267.

4. Дагуров П. Н., Дмитриев А. В., Чимитдоржиев Т. Н., Базаров А. В., Балтухаев А. К., Дымбрылов Ж. Б. Вариации амплитуды и фазы коэффициента отражения микроволн от влажно-слоистой почвы // Вестник СибГАУ. — 2013. — Вып. 5(51). — С. 117 – 120.

5. Чимитдоржиев Т. Н., Дагуров П. Н., Захаров А. И., Татьков Г. И., Быков М. Е., Дмитриев А. В., Балданов Н. Д., Мухорин Е. А., Мильхеев Е. Ю. Оценка сезонных деформаций болотистых почв методами радиолокационной интерферометрии и геодезического нивелирования. // Криосфера Земли. — 2013. — Т. XVII. — № 1. — С. 80 – 87.

6. Chimitdorzhiev T. N., Dagurov P. N.,. Bykov M. E, Aleksey V. Dmitriev A.V., and Kirbizhekova1 I. I. Comparison of ALOS PALSAR interferometry and field geodetic leveling for marshy soil thaw/freeze monitoring, case study from the Baikal lake region, Russia // Journal of Applied Remote Sensing. — 2016. — V. 10. — No. 1. — P. 016006-1 – 016006-12.

7. Дагуров П. Н., Дмитриев А. В., Добрынин С. И., Захаров А. И., Чимитдоржиев Т. Н. Радиолокационная интерферометрия сезонных деформаций почвы и фазовая модель обратного рассеяния микроволн двухслойной средой с шероховатыми границами // Оптика атмосферы и океана. — 2016. — Т. 29. — № 7. — С. 585 – 591.

8. Дагуров П. Н., Добрынин С. И., Дмитриев А. В., Захаров А. И. Модель рассеяния микроволн от двухслойной среды с шероховатыми границами // Вестник Бурятского государственного университета. Математика, информатика. — 2015. — № 2. — С. 30 – 35.

9. Tabatabaeenejad A., Moghaddam M. Bistatic scattering from three-dimensional layered rough surfaces // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. — 2006. — V. 44. — No. 8. — P. 2102 – 2114.

10. Bahar E., Y. Zhang. A new unified full wave approach to evaluate the scatter cross sections of composite random rough surfaces // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. — 1996. — V. 34. — No. 4. — P. 973 – 980.

11. Арманд Н. А. Рассеяние радиоволн от слоя с шероховатыми границами // Радиотехника и электроника. — 1995. — Т. 40. — № 3. — С. 358 – 367.

12. Berginc G. and Bourrely C. The small-slope approximation method applied to a three-dimensional slab with rough boundaries // Progr. Electromagn. Res. — 2007. — V. PIER 73. — P. 131 – 211.

13.Lasne Y, Paillou P., August-Bernex T., Ruffié G., and Grandjean G. A Phase Signature for Detecting Wet Subsurface Structures Using Polarimetric L-Band SAR // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. — 2004. — V. 42. — No. 8. — P. 1683 – 1684.

14.Ulaby F.T., Moore R.K. and Fung A.K. Microwave Remote Sensing: Active and Passive. V.II . — Artech House, Dedham, MA, 1982. — 1054 p.

References

1. Kampes B.M. Radar Interferometry. Persistent Scatterer Technique. — Springer, 2006. — 221 p.

2. Lanari, R., Casu, F., Manzo et al. An overview of the Small Baseline Subset algorithm: A DInSAR Technique for surface deformation analysis // Pure and Applied Geophysics. — 2007. — V. 164. — P. 647 – 661.

3. Dagurov P. N., Dmitriev A. V, Dymbrylov Zh. B., Chimitdorzhiev T. N. Vlijanie sloistoj struktury vlazhnosti pochvy na rabotu interferometricheskih radiolokatorov s sintezirovannoj aperturoj // Izvestija vuzov. Fizika. — 2012. — T.55. — № 8/2. — S. 266 – 267.

4. Dagurov P. N., Dmitriev A. V., Chimitdorzhiev T. N., Bazarov A. V., Baltuhaev A. K., Dymbrylov Zh. B. Variacii amplitudy i fazy kojefficienta otrazhenija mikrovoln ot vlazhno-sloistoj pochvy // Vestnik SibGAU. — 2013. — Vyp. 5(51). — S. 117 – 120.

5. Chimitdorzhiev T. N., Dagurov P. N., Zaharov A. I., Tat'kov G. I., Bykov M. E., Dmitriev A. V., Baldanov N. D., Muhorin E. A., Mil'heev E. Ju. Ocenka sezonnyh deformacij bolotistyh pochv metodami radiolokacionnoj interferometrii i geodezicheskogo nivelirovanija. // Kriosfera Zemli. — 2013. — T. XVII. — № 1. — S. 80 – 87.

6. Chimitdorzhiev T. N., Dagurov P. N.,. Bykov M. E, Aleksey V. Dmitriev A.V., and Kirbizhekova1 I. I. Comparison of ALOS PALSAR interferometry and field geodetic leveling for marshy soil thaw/freeze monitoring, case study from the Baikal lake region, Russia // Journal of Applied Remote Sensing. — 2016. — V. 10. — No. 1. — P. 016006-1 – 016006-12.

7. Dagurov P. N., Dmitriev A. V., Dobrynin S. I., Zaharov A. I., Chimitdorzhiev T. N. Radiolokacionnaja interferometrija sezonnyh deformacij pochvy i fazovaja model' obratnogo rassejanija mikrovoln dvuhslojnoj sredoj s sherohovatymi granicami // Optika atmosfery i okeana. — 2016. — T. 29. — № 7. — S. 585 – 591.

8. Dagurov P. N., Dobrynin S. I., Dmitriev A. V., Zaharov A. I. Model' rassejanija mikrovoln ot dvuhslojnoj sredy s sherohovatymi granicami // Vestnik Burjatskogo gosudarstvennogo universiteta. Matematika, informatika. — 2015. — № 2. — S. 30 – 35.

9. Tabatabaeenejad A., Moghaddam M. Bistatic scattering from three-dimensional layered rough surfaces // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. — 2006. — V. 44. — No. 8. — P. 2102 – 2114.

10.Bahar E., Y. Zhang. A new unified full wave approach to evaluate the scatter cross sections of composite random rough surfaces // IEEE Trans. Geo-

sci. Remote Sensing. — 1996. — V. 34. — No. 4. — P. 973 – 980.

11.Armand N. A. Rassejanie radiovoln ot sloja s sherohovatymi granicami // Radiotehnika i jelektronika. — 1995. — T. 40. — № 3. — S. 358 –367.

12.Berginc G. and Bourrely C. The small-slope approximation method applied to a three-dimensional slab with rough boundaries // Progr. Electromagn. Res. — 2007. — V. PIER 73. — P. 131 – 211.

13.Lasne Y, Paillou P., August-Bernex T., Ruffié G., and Grandjean G. A Phase Signature for Detecting Wet Subsurface Structures Using Polarimetric L-Band SAR // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. — 2004. — V. 42. — No. 8. — P. 1683 – 1684.

14.Ulaby F.T., Moore R.K. and Fung A.K. Microwave Remote Sensing: Active and Passive. V.II . — Artech House, Dedham, MA, 1982. — 1054 p.

Дагуров Павел Николаевич, доктор физико-математических наук, ведущий научный сотрудник ИФМ СО РАН, e-mail: dpn@ipms.bscnet.ru.

Добрынин Сергей Иннокентьевич, руководитель отдела информационных технологий Бурятского филиала СибГУТИ, e-mail: wmdumb@gmail.com.

Дмитриев Алексей Валерьевич, кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник ИФМ СО РАН, e-mail: dav@ipms.bscnet.ru.

Чимитдоржиев Тумэн Намжилович, доктор технических наук, зам. директора ИФМ СО РАН, e-mail: scidir@ipms.bscnet.ru.

Dagurov Pavel Nikolaevich, DSc, Leading Researcher of the IPMS SB RAS.

Dobrynin Sergej Innokentyevich, Head of group information systems group, Buryat Institute for Infocommunication SibGUTI.

Dmitriev Aleksej Valeryevich, PhD, Senior Researcher of the IPMS SB RAS.

Chimitdorzhiev Tumjen Namzhilovich, DSc, Deputy Director of the IPMS SB RAS.