基于准晶体近似的多层积雪InSAR散射模型

李震¹, 李治显^{1,2*}, 田帮森^{1†}, 周建民¹

1. 中国科学院遥感与数字地球研究所, 北京 100094;

2. 中国科学院大学, 北京 100049

* 通讯作者, E-mail: lizx@radi.ac.cn

† 同等贡献, E-mail: tianbs@radi.ac.cn

收稿日期: 2017-06-27; 收修改稿日期: 2018-01-06; 接受日期: 2018-02-05; 网络版发表日期: 2018-04-04

国家自然科学基金项目(批准号: 41471065、41471066)、中国科学院国际合作局对外合作重点项目(编号: 131C11KYB20160061)、科技基础资源调查专项项目(编号: 2017FY100502)和中国科学院战略性先导科技专项A类项目(编号: XDA19070201)资助

摘要 积雪参数是水文模型、气候变化研究重要的指示因子, 并且具有典型的垂直分层特性. 遥感可反演获得大范围的积雪参数信息, InSAR技术在积雪垂直结构探测方面具有优势, InSAR散射模型可揭示电磁波与积雪介质作用的物理过程, 是InSAR进行积雪垂直结构探测的基础. 单层积雪的InSAR散射模型已经进行了较为充分的研究, 但无法应用于多层积雪, 针对此问题, 本文利用准晶体近似理论(QCA)描述积雪的相干散射特性, 引进分层因子描述积雪分层特性对SAR观测场共轭积的影响, 构建了多层积雪QCA/InSAR散射模型, 并以X波段(9.6GHz)为例, 模拟了不同类型的多层积雪的体相干系数. 结果表明, 本模型适用于多层积雪, 多层积雪的子层顺序对体相干系数有较大的影响; 相对于单层模型, 多层模型具有极化差异, 理论更完整, 具有更大适用范围. 为使模型更易用于积雪参数反演算法, 本文还发展了简化的多层模型, 模型相对于完整模型损失了极化信息, 但其模拟的不同积雪类型的相干系数与完整模型相比均具有比较好的一致性; 分析表明所提出的同极化体相干系数差的辐角, 相对于相干系数的辐角差, 对积雪子层序列参数的差异更为敏感, 更利于参数反演算法的发展. 模型的建立对加深电磁波与积雪相互作用的认识, 完善InSAR散射理论, 以及发展积雪参数反演算法有重要意义.

关键词 积雪, InSAR, QCA, 散射模型

1 引言

积雪在全球气候变化和全球水、能循环中扮演着极其重要的角色(Armstrong和Brun, 2008; Che等, 2008; 占瑞芬等, 2016), 积雪面积、雪深等参数是融雪径流预报、水资源管理的重要参量, 同时积雪具有明显的分层特点, 其分层特性参数是气象、水文模型的重要

输入参数(Armstrong和Brun, 2008; Jiang等, 2011). SAR因其能获得积雪内部信息及高分辨率、全天时、全天候的特点而在积雪遥感中得到广泛应用(Li等, 2001; Scheuchl等, 2005), SAR的散射模型揭示电磁波与积雪介质作用的物理过程, 解求某一观测条件下(频率、入射角、极化方式等)积雪参数(粒径、粒子形状、密度、厚度等)与SAR观测量之间的定量关系, 充

中文引用格式: 李震, 李治显, 田帮森, 周建民. 2018. 基于准晶体近似的多层积雪InSAR散射模型. 中国科学: 地球科学, 48: 1070–1084, doi: [10.1360/N072017-00215](https://doi.org/10.1360/N072017-00215)

英文引用格式: Li Z, Li Z X, Tian B S, Zhou J M. 2018. An InSAR scattering model for multi-layer snow based on Quasi-Crystalline Approximation (QCA) theory. Science China Earth Sciences, 61: 1112–1126, <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9178-3>

分理解前向过程的物理机制, 才能发展更准确高效的反演算法.

根据电磁散射理论, 随机介质可分为两类: 稀疏介质和致密介质. 在稀疏介质中, 散射颗粒之间相互独立, 其多次散射作用可忽略不计, 稀疏介质的总散射可以简单地叠加所有粒子的散射进行模拟; 而在致密介质中, 由于散射粒子之间的多次散射作用强烈, 必须考虑多次散射的相干效应, 粒子分布的相关性也需考虑. 作为致密介质的积雪, 其散射特性也受结构、密度、粒形粒径等影响. Tsang等(1985)提出了QCA(Quasi-Crystalline Approximation)理论来研究致密介质的相干散射特性, 该理论采用随机分布的球形粒子来模拟积雪的结构, 用对分布函数来描述雪粒位置的相关性, 通过对Foldy-Lax多次散射方程组做一定的条件平均和高阶截断, 给出了有效传播常数和相矩阵的解析解, 该理论经不断发展、完善, 已经能模拟多层、多粒径积雪的散射, 在积雪微波遥感观测模拟和参数反演中得到广泛应用(Ding等, 1996; Tsang等, 2000, 2003, 2007; Jiang等, 2007, 2011, 2014; Du等, 2010; Xu等, 2014; Tan等, 2015).

与基于SAR回波功率的反演方法不同, InSAR(Interferometric Synthetic Aperture Radar)技术对地表高度及其变化敏感, 在垂直方向上的具有探测优势, 基于InSAR复相干系数或相位的参数反演方法能更简便地获取积雪参数及其变化信息, 例如积雪深度(Leinss和Hajnsek, 2012; Hoen和Zebker, 2000)、积雪雪水当量及变化量(Guneriussen等, 2001; Luzzi等, 2009; Leinss等, 2015)、积雪覆盖面积(Kumar和Venkataraman, 2011)等. 相比于基于SAR回波功率的反演方法, InSAR积雪参数反演方法的相关研究较少, 而且多用于长波段(施建成等, 2016), 也没有考虑积雪的致密性对散射特性的影响.

针对InSAR的散射模型发展, Treuhaft等(1996)提出了基于稀疏介质模型的单轨InSAR模型并用于长波段下植被参数反演, 随后该模型用于InSAR积雪反演, 但是由于积雪的颗粒小且分布密集, 介电常数与空气差别较大, 积雪在短波段的相干散射作用较强, 因而该模型在短波段应用于积雪时不够准确. Lei等(2016)提出了基于QCA理论的致密介质InSAR散射模型, 该模型假定积雪为单层, 积雪粒子为球形粒子, 用QCA理论求解积雪介质内的相干场, 并将雷达观测到的总

电场近似为相干场, 然后结合两次观测的观测条件计算复相干系数, 该模型相对于Treuhaft的模型刻画单层积雪更准确. 然而, 由于积雪的分层特性, 电磁波在多层积雪中的传播路径较单层积雪复杂且与积雪子层参数序列有关, 而传播路径的长度、子层折射率则直接影响InSAR相干系数, 因此单层积雪InSAR散射模型无法模拟多层积雪的相干系数, 积雪覆盖地表的微波散射机制和特征需进行进一步理解和模拟.

为研究积雪的分层特性对InSAR观测结果的影响、发展多层积雪的参数反演算法, 本文利用QCA理论描述积雪的相干散射, 新引入分层因子这一参数来描述积雪分层对SAR观测场共轭积的影响, 构建了多层积雪的InSAR散射模型及其简化模型, 然后采用欧空局的NoSREx实验(Chang等, 2014)数据, 模拟分析了X(9.6GHz)波段下不同积雪类型的分层因子的性质及其对体相干系数的影响.

2 多层积雪的QCA/InSAR模型构建

2.1 模型相关参数

为便于理解SAR观测积雪的相关场景, 我们对模型相关参数进行简要说明, 如图1a所示, 采用右手直角坐标系, 以方位向为 x 轴正方向, 距离向为 y 轴正方向, z 轴垂直于空气-积雪界面向上, 坐标系原点设定在空气-积雪界面上的分辨单元中心 $\overline{D}_0$. t_1 时刻雷达位于 $\overline{R}_1$, 发射频率为 ω 、极化方式为 V 或 H 、以角度 θ_{1i} 入射至 $\overline{D}_0$ 处的波, 然后接收反射回波; t_2 时刻雷达位于 $\overline{R}_2$, 重复发射过程, 以角度 θ_{2i} 入射至 $\overline{D}_0$ 处, 然后接收反射回波(相当于重轨干涉). 考虑到相干性, 两次观测的时间间隔应较短, 并且期间积雪变化较小.

多层积雪参数方面, 如图1a所示, 积雪分为 M 层, 各层参数: d 为厚度, l 为粒径, f_v 为冰体积分, N 为雪粒子数. 空气层编号为0, 积雪子层自 $\overline{D}_0$ 开始沿 z 负方向编号, 假设子层积雪为均匀积雪, 雪粒在子层内均匀分布. 角度 θ_{in} 表示雷达在 $\overline{R}_1$ 处观测时, 第 i 层的折射角. $\overline{D}_i$ 为波在第 $i-i+1$ 层界面的入射点.

为了比较相干波与单、多层积雪相互作用的不同, 如图1b所示, 假定了与多层积雪分层厚度相同、其他参数与多层积雪的第一层相同的参考积雪(虚线表示对应的“层间边界”). 由图1可知, 波在多层积雪和参

图 1 多层积雪(a)及参考积雪(b)场景参数示意图

考积雪相应的子层中的折射角、路径以及各积雪子层上界的入射点 $\overline{D}_i$ 的位置均不相同, 因此在多层模型构建过程中需要考虑这些不同点。

2.2 单层积雪的QCA/InSAR模型

当积雪由随机分布的冰粒模拟时, 求解积雪的散射等价于一团离散粒子的散射问题, 可由Foldy-Lax多次散射方程组描述(Tsang等, 2000), QCA理论通过连续固定单个粒子对方程组进行条件平均, 从而得到一系列层次方程, 然后进行高阶截断, 求出等效的传播常数 K , 此后可将积雪看成传播常数为 K 的均匀介质, 再结合折射定律求出积雪内部某处的相干场, 相当于多次模拟雪粒的位置分布后得出的该处散射场的均值。Lei等(2016)据此发展了单层积雪的QCA/InSAR散射模型。

模型中, $\overline{R}_1$ 处的雷达收到所有雪粒的总电场为分辨率单元内所有单个粒子后向散射场 $E(\overline{R}_i; j)$ 的叠加:

$$E(\overline{R}_1) = \sum_{j=1}^N E(\overline{R}_i; j). \quad (1)$$

雷达进行两次观测后, 相应的交叉共轭积为(Treu-

haft等, 1996; Lei等, 2016):

$$\begin{aligned} & \langle E(\overline{R}_1) E^*(\overline{R}_2) \rangle \\ &= \iint \tau \langle E(\overline{R}_i; j) \rangle_j \langle E(\overline{R}_2; j) \rangle_j \\ & \cdot P(f_j | \overline{R}_j) d\overline{R}_j df_j, \end{aligned} \quad (2)$$

式中, $\langle \rangle_j$ 表示为固定第 j 个粒子的平均散射场(相干场), $P(\overline{R}_j)$ 为 j 粒子位于 $\overline{R}_j(x_j, y_j, z_j)$ 的概率, $P(f_j | \overline{R}_j)$ 为 j 粒子位于 $\overline{R}_j$ 且粒子后向散射振幅函数(scattering amplitude)为 f_j 的条件概率。

假设 $\overline{R}_j$ 处的入射场为 $E(\overline{R}_j, \omega)$, 波经过雪粒散射后原路返回, 经过雷达系统距离向和方位向分辨率函数(resolution function)采样后, 即为式(2)中 $\overline{R}_1$ 处雷达收到的固定 j 粒子时的相干场 $\langle E(\overline{R}_i; j) \rangle_j$ (Treuhaft等, 1996; Lei等, 2016):

$$\begin{aligned} \langle E(\overline{R}_i; j) \rangle_j &= \langle E(\overline{R}_j, \omega) \rangle \cdot f_j \\ & \cdot \langle E(\overline{R}_j, \omega) \rangle \cdot Wa(x_j) \\ & \cdot Wr(y_j \sin \theta_i - nz_j \cos \theta_i), \end{aligned} \quad (3)$$

式中, Wr 、 Wa 为距离向和方位向分辨率函数; θ_i 为观测入射角, θ_t 为雪层内的折射角, n 为折射率指数.

QCA理论下, $\overline{R}_1$ 处雷达发射的频率为 ω 、波数为 k 的波, 在参考积雪内部 $\overline{R}(x, y, z)$ 处的相干场为(Lei等, 2016):

$$\langle E(\overline{R}, \omega) \rangle = \frac{a_0 e^{jk|\overline{R}_1 - \overline{D}_0|}}{|\overline{R}_1 - \overline{D}_0|} \cdot e^{K_I z / \cos \theta_t} \cdot e^{jk(y \sin \theta_t - nz \cos \theta_t)}, \quad (4)$$

式中, a_0 为空气-积雪界面的透射系数, QCA理论下的等效波传播常数为 $K = K_R + jK_I$, 实部 K_R 代表参考积雪的有效波常数, 虚部 K_I 为参考积雪的消光系数 K_e 的一半. 折射率指数 n 依据斯涅尔定律(Snell's Law)计算: $n = K_R / k = \sin \theta_i / \sin \theta_t$.

根据菲涅尔公式(Fresnel Formula), 当相干波沿入射路径返回穿过空气-积雪界面时, 其透射系数与入射时不同, 因此当式(4)代入式(3)时, 式(3)的第三项中的透射系数用 a_0^r 表示. 将式(4)和(3)代入式(2), 得到在 $\overline{R}_1$ 、 $\overline{R}_2$ 处雷达收到的雪层内所有粒子的观测场的交叉共轭积为(Lei等, 2016):

$$\begin{aligned} \langle E(\overline{R}_1) E^*(\overline{R}_2) \rangle &= a_{10} a_{10}^r a_{20} a_{20}^r e^{j\varphi_0} r_1 r_2 \\ &\cdot \int |Wa(x_j)|^2 dx_j \\ &\cdot \int |Wr(y_j \sin \theta_t)|^2 e^{jk y_j} dy_j \\ &\cdot \int \tau \sigma e^{\left(\frac{2k_e}{\cos \theta_t} + jk_z\right) z_j} dz_j, \end{aligned} \quad (5a)$$

式中,

$$\begin{aligned} \theta_t &= (\theta_{1t} + \theta_{2t}) / 2, \theta_i = (\theta_{1i} + \theta_{2i}) / 2, \\ k_y &= 2k(\sin \theta_{1i} - \sin \theta_{2i}), k_e = 2K_I, \\ k_z &= 2k(\sin \theta_{1i} - \sin \theta_{2i}) \frac{n \cos \theta_t}{\sin \theta_i} \\ &+ 2k(n \cos \theta_{2t} - n \cos \theta_{1t}), \\ r_1 &= \frac{1}{|\overline{R}_1 - \overline{D}_0|^2}, r_2 = \frac{1}{|\overline{R}_2 - \overline{D}_0|^2}, \\ \varphi_0 &= 2k(|\overline{R}_1 - \overline{D}_0| - |\overline{R}_2 - \overline{D}_0|), \end{aligned} \quad (5b)$$

式中, θ_{1t} 、 θ_{2t} 为第1、2次观测时的折射角, 可以由斯涅

尔定律来计算, θ_{1i} 、 θ_{2i} 为两次观测入射角、折射角的均值; φ_0 为像元中心 $\overline{D}_0$ 处两次观测的相位差; k_z 为垂直波数, k_y 为地距波数; τ 为粒子数密度, σ 为平均体散射强度. 由于积雪粒子在层内均匀分布, 积雪粒子出现在雪层内任意位置的概率相等, 假设子层雪粒为单粒径, 有

$$\begin{aligned} \sigma &= \int |f_j|^2 P(f_j | \overline{R}_j) df_j \\ &= \int |f_j|^2 P(f_j | z_j) df_j = |f_j|^2. \end{aligned} \quad (6)$$

同理求出雷达单次观测场自身的共轭积 $|E(\overline{R})|^2$ 后, 可求得参考积雪的复相干系数为(Lei等, 2016):

$$\begin{aligned} \gamma_s &= \frac{\langle E(\overline{R}_1) E^*(\overline{R}_2) \rangle}{\sqrt{\langle |E(\overline{R}_1)|^2 \rangle \langle |E(\overline{R}_2)|^2 \rangle}} \\ &= e^{j\varphi_0} \cdot \frac{\int |Wr(y_j \sin \theta_t)|^2 e^{jk y_j} dy_j}{\int |Wr(y_j \sin \theta_t)|^2 dy_j} \\ &\cdot \frac{\int \tau \sigma e^{\left(\frac{2k_e}{\cos \theta_t} + jk_z\right) z_j} dz_j}{\int \tau \sigma e^{\frac{2k_e}{\cos \theta_t} z_j} dz_j}. \end{aligned} \quad (7)$$

式(7)中第三项即为参考积雪的体相干系数.

2.3 多层积雪QCA/InSAR模型

2.3.1 模型构建

多层模型构建的过程与单层模型(参见2.2节)相似, 模型构建过程中, 首先根据QCA理论求解出每层积雪的有效传播常数 K , 然后结合观测参数(频率、入射角、极化方式)求出雷达收到的单个雪粒子的相干场、子层积雪的相干散射场共轭积, 从而导出分层因子, 再结合复相干系数表达式进行化简, 最后得到多层积雪的完整体相干系数, 不考虑分层因子时, 则可以得到多层积雪的简化体相干系数. 图2为多层积雪的QCA/InSAR散射模型框架, 表达了模型的输入参数到输出参数的主要转换过程, 图中, 虚线直角框内的参数都作为下一参数的输入, 圆角框内的为输入或输出参数, 直角框内的为中间参数.

多层积雪的分层使得子层积雪内部的相干场需要

$$\begin{aligned}
G^i &= (a_{10}^r a_{10}^r a_{20}^r a_{20}^r \cdots a_{1i-1}^r a_{1i-1}^r a_{2i-1}^r a_{2i-1}^r) \\
&\quad \cdot e^{2 \sum_{p=1}^{i-1} \left(\frac{K_{Hd_p}}{\cos \theta_{1i}} - \frac{K_{Hd_p}}{\cos \theta_{1p}} + \frac{K_{Hd_p}}{\cos \theta_{2i}} - \frac{K_{Hd_p}}{\cos \theta_{2p}} \right)} \\
&\quad \cdot e^{j2k \left(F_{2i} - F_{1i} + (\sin \theta_{1i} - \sin \theta_{12}) \frac{F_i}{\sin \theta_i} \right)} \\
&= G^i(\theta_{i1}, \theta_{i2}), \\
G_1^i &= (a_{10}^r a_{10}^r \cdots a_{1i-1}^r a_{1i-1}^r)^2 \cdot e^{4 \sum_{p=1}^{i-1} \left(\frac{K_{Hd_p}}{\cos \theta_{1i}} - \frac{K_{Hd_p}}{\cos \theta_{1p}} \right)} \\
&= G^i(\theta_{i1}, \theta_{i1}), \\
G_2^i &= (a_{20}^r a_{20}^r \cdots a_{2i-1}^r a_{2i-1}^r)^2 \cdot e^{4 \sum_{p=1}^{i-1} \left(\frac{K_{Hd_p}}{\cos \theta_{2i}} - \frac{K_{Hd_p}}{\cos \theta_{2p}} \right)} \\
&= G^i(\theta_{i2}, \theta_{i2}), \tag{10}
\end{aligned}$$

G^i 、 G_1^i 、 G_2^i 分别表达了积雪的分层特性对雷达两次观测场的交叉、非交叉共轭积的影响。对于多层积雪的第一层, 其相应的分层因子为 $G_1^1 = G_2^1 = G^1 = a_{10}^r a_{10}^r a_{20}^r a_{20}^r$ 。

2.3.3 多层积雪的体相干系数

对于有 M 层子层的多层积雪, 其相干系数与单层形式也不相同。如图1所示, 第 i 层的粒子数为 N_i , 总粒子数为 N , 同式(1), 在 $\overline{R}_1$ 处雷达收到的总散射场为

$$E(\overline{R}_1) = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^{N_i} \langle E(\overline{R}_1; ji) \rangle. \tag{11}$$

与式(2)相似, 考虑雪粒的随机分布性, 雷达进行两次观测后, 相应的交叉共轭积为

$$\begin{aligned}
&\langle E(\overline{R}_1) E^*(\overline{R}_2) \rangle \\
&= \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^{N_i} \langle E(\overline{R}_1; t) E^*(\overline{R}_2; p) \rangle \\
&= \sum_{i=1}^M \tau_i \iint_{ji} \langle E(\overline{R}_1; ji) \rangle_{ji} \langle E^*(\overline{R}_2; ji) \rangle_{ji} \\
&\quad P(f_{ji} | \overline{R}_{ji}) d\overline{R}_{ji} df_{ji} \\
&= \sum_{i=1}^M \langle E(\overline{R}_1) E^*(\overline{R}_2) \rangle^i. \tag{12}
\end{aligned}$$

同理, 求出单次观测的相干场的共轭积后, 可得多层积雪的复相干系数 $\gamma_{\text{multi}}^{\text{vol}}$:

$$\begin{aligned}
\gamma_{\text{multi}} &= e^{j\varphi_0} \cdot \frac{\int |Wr(y_{ji} \sin \theta_i)|^2 e^{jk y_{ji}} dy_{ji}}{\int |Wr(y_{ji} \sin \theta_i)|^2 dy_{ji}} \times \\
&\quad \frac{\sum_{i=1}^M G^i \int \tau_i \sigma_i e^{\left(\frac{2k_{ei}}{\cos \theta_{ei}} + jk_{zi} \right) z_{ji}} dz_{ji}}{\sqrt{\sum_{i=1}^M G_1^i \int \tau_i \sigma_i e^{\frac{2k_{ei}}{\cos \theta_{1i}} z_{ji}} dz_{ji}} \sqrt{\sum_{i=1}^M G_2^i \int \tau_i \sigma_i e^{\frac{2k_{ei}}{\cos \theta_{2i}} z_{ji}} dz_{ji}}}. \tag{13}
\end{aligned}$$

与式(7)类似, 式(13)中的第三项即为完整的多层积雪体相干系数 $\gamma_{\text{multi}}^{\text{vol}}$:

$$\begin{aligned}
\gamma_{\text{multi}}^{\text{vol}} &= \\
&\quad \frac{\sum_{i=1}^M G^i \int \tau_i \sigma_i e^{\left(\frac{2k_{ei}}{\cos \theta_{ei}} + jk_{zi} \right) z_{ji}} dz_{ji}}{\sqrt{\sum_{i=1}^M G_1^i \int \tau_i \sigma_i e^{\frac{2k_{ei}}{\cos \theta_{1i}} z_{ji}} dz_{ji}} \sqrt{\sum_{i=1}^M G_2^i \int \tau_i \sigma_i e^{\frac{2k_{ei}}{\cos \theta_{2i}} z_{ji}} dz_{ji}}}. \tag{14}
\end{aligned}$$

由式(10)可知, 由于不同子层积雪的分层因子不同, 无法将体相干系数进一步化简, 但是如果不同子层的 G^i 差距很小, 则可取近似将 G^i 消去, 此时可求得无极化差异、形式更为简洁的简化体相干系数 $\gamma_{\text{multi}}^{\text{vol}}$:

$$\begin{aligned}
\gamma_{\text{multi}}^{\text{vol}} &= \\
&\quad \frac{\sum_{i=1}^M \int \tau_i \sigma_i e^{\left(\frac{2k_{ei}}{\cos \theta_{ei}} + jk_{zi} \right) z_{ji}} dz_{ji}}{\sqrt{\sum_{i=1}^M \int \tau_i \sigma_i e^{\frac{2k_{ei}}{\cos \theta_{1i}} z_{ji}} dz_{ji}} \sqrt{\sum_{i=1}^M \int \tau_i \sigma_i e^{\frac{2k_{ei}}{\cos \theta_{2i}} z_{ji}} dz_{ji}}}. \tag{15}
\end{aligned}$$

3 多层积雪QCA/InSAR散射模型模拟

建立多层积雪QCA/InSAR散射模型后, 以频率9.6GHz(X波段)为例, 模拟分析了不同的积雪分层参数、电磁波极化方式、入射角等参数对分层因子、体相干系数的影响, 并对比完整模型(式(14))和简化模型(式(15))的差异, 为建立遥感反演方法提供参考。

3.1 模拟参数设定

模拟过程中, 我们取文献(Chang等, 2014)中的第1、5、9层积雪作为基本子层, 分别代表小粒径小密度、中粒径中密度和大粒径大密度的雪层(表1)。温度的设置也考虑了与实际积雪内部温度的差异, 采用Matzler(2006)提出的方法计算积雪中冰的介电常数, 对分布函数设定为Percus-Yevick函数(Tsang等, 2000)。

层厚度的设置在穿透深度之内, 以使所有积雪子层都能影响到体相干系数.

雷达的观测参数设置为: 频率9.6GHz(X波段), 固定第二次观测入射角比第一次大 0.3° . 极化方式方面, 由于多层积雪的QCA/InSAR模型仍然将雪粒建模为球形, 无交叉极化体散射, 所以设置为同极化.

由于自然界气候环境变化的复杂性, 多层积雪的粒径、密度分布并非随层号递增, 本文改组基本子层的排列顺序, 组合出基本子层序列分别为小-中-大、小-大-中、大-小-中、大-中-小的4种不同种类的多层

积雪 I ~IV, 以观察子层排列顺序对分层因子、体相干系数的影响.

3.2 分层因子模拟结果

求出子层积雪的有效传播常数 K 后, 利用式(10)可以求得子层积雪的分层因子的值.

3.2.1 分层因子的相对大小

在上述相关参数设定下, 积雪 I ~IV不同层、不同极化的分层因子的大小如图3所示.

表 1 多层积雪QCA/InSAR模型基本子层参数

基准子层类型	粒径(mm)	密度(g mL ⁻¹)	温度(K)	黏性系数	层厚度(cm)
小密度小粒径	0.3	0.064	270	0.1	12
中密度中粒径	1.3	0.168	270	0.1	20
大密度大粒径	2.8	0.208	272	0.1	7

图 3 (网络版彩图)不同子层各分层因子的模的比较
入射角为 30°

图4 (网络版彩图) hh 极化分层因子 G' 随入射角的变化

界面透射系数因入射波的极化方式而异, 因此分层因子有交叉极化. 由图3可知, 同一种积雪, 同一子层的不同极化的分层因子的模长非常接近, 而不同子层的差距较大. 不同种积雪, 其分层因子的大小、变化趋势差异明显, 说明基准子层的排列顺序影响分层因子大小, 由此表明分层因子具有衡量积雪分层特性的能力. 除积雪III外, 极化方式对分层因子的影响不够明显.

3.2.2 分层因子随入射角的变化

图3表明不同极化的分层因子的变化趋势相同, 因此本文仅列举分析 hh 极化分层因子 G' 随入射角的变化. 如图4所示, 同种积雪的不同子层, 其分层因子相对大小关系不随角度变化, 当大粒径位于顶层(第1子层)时, 分层因子的变化趋势一致. 不同种积雪, 由于顶层积雪的分层因子是空气-积雪界面双向透射率的乘积,

因此积雪III和IV、积雪I和II的第一子层的分层因子大小相同, 都随着入射角的增加而减小; 当基本积雪子层在不同位置时, 即使参数相同(如积雪I的第3子层和积雪II的第2子层都是大粒径大密度层), 其分层因子大小也不相同.

3.3 体相干系数模拟结果

3.3.1 体相干系数的模

图5列出了完整体相干系数(用 γ - G 表示)和简化体相干系数(用 γ 表示)随入射角的变化. 可以看出, 同一类型积雪, 两相干系数模长均随入射角的增加而增加; γ 的模长无极化差异, 与 γ - G 的差异在 0.05 以内. 不同类型的积雪, γ - G 大小不同, 差距最大达 0.23 (对应 15° 时的积雪II和积雪), 说明积雪子层排列顺序对体相干系数有较大影响. 仅积雪III的 γ - G 有微弱的极化差异.

图5 (网络版彩图)体相干系数的模随入射角的变化

3.3.2 体相干系数的辐角

从图6a可知, 同一类型积雪, γ -G和 γ 的辐角随入射角的增加而减小并有较小的差异(最大值为 12.5° , 对应 15° 入射角时的积雪II)。不同类型积雪, γ -G的辐角差异较大可达 116.9° (对应 15° 时的积雪I和积雪III), 说明积雪类型对体相干系数的辐角影响较大。从图6b可知, 分层因子使体相干系数的辐角有极其微弱的极化差异, 极化差异的大小与分层因子极化差异的大小对应。

3.3.3 同极化体相干系数差的辐角

如图7所示, 不同积雪类型的同极化体相干系数差($hh-vv$)的辐角均随入射角的增加而减小, 不考虑分层因子时, 其值恒为0, 而考虑分层因子时则有较明显的值, 且与积雪类型有关。对比图6可知, 分层因子对极化

体相干系数的辐角差的影响不够明显, 但是对同极化体相干系数差($hh-vv$)的辐角的影响却很明显。

4 讨论

4.1 分层因子的性质

4.1.1 分层因子的相对大小

由式(10)可知, 分层因子本质上表明某一观测条件下, 波传播路径内积雪的垂直分层对雷达两次观测电场共轭积的影响, 底层积雪的分层因子受它之上所有层的影响, 因此即使积雪分层性质差异较小, 由于传播路径上的累积, 不同层分层因子差距仍可能较大。

对于同一子层积雪, G^i 、 G_1^i 、 G_2^i 的值取决于式(10)中的指数部分和透射率乘积部分。由于两次观测角的差异很小(本文为 0.3°), 波在积雪中的路径非常接

图 6 (网络版彩图)极化相干系数辐角(a)及其差(b)随入射角的变化

图7 (网络版彩图)同极化体相干系数差(hh-vv)的辐角随入射角的变化

表2 模拟积雪参数对分层因子的影响所用的雪层及其参数

子层编号	粒径(mm)	密度(g mL ⁻¹)	层厚度(cm)
第1子层	0.3	0.064	12
第2子层	0~3	0~0.6543	0~300
第3子层	3.1	0.208	7

近,由此导致指数部分的差异很小,由菲涅尔公式,同一入射角不同极化波的透射率也很接近,因此在固定观测角度下,三个分层因子的模长较为接近。

而对于不同子层积雪,传播路径的长度、子层积雪的 K_i 的差异都会导致积雪分层因子有较大的变化。

4.1.2 分层因子随入射角的变化

如图4所示,固定两次观测的角差时,随着入射角 θ_{ii} 的增大,分层因子基本都出现大者(模大于1)愈大、

小者(模小于1)愈小的现象,分层因子与1的大小关系,主要取决于第 i 层垂直方向消光系数与其上诸子层的垂直消光系数的均值相对大小,当入射角范围在 $0^\circ \sim 90^\circ$ 时,正割函数的变化率随角度的增大而非线性增大,导致这一相对大小关系放大。

由式(10)可知,所有分层因子都含有界面透过率连乘项,该项随入射角增大而减小,因此导致入射角增大时分层因子减小。

4.1.3 分层因子随积雪参数的变化

为了模拟积雪参数对分层因子的影响,我们设定两次观测入射角分别为 30° 、 30.3° ,比较了入射波频率分别为1.27GHz(L波段)、9.6GHz(X波段)和17.8GHz(Ku波段)时,分层因子随积雪参数的变化情况,其中,冰的介电常数设定为 $3.2+0.001j$,子层的黏性系数设定为0.1、对分布函数设定为Percus-Yevick

图 8 (网络版彩图)不同波段 VL 极化 G^2 模长、指数部分 E 值和 K_2 随积雪参数的变化

函数, 其他参数的设定见表2. 需要说明的是, 由式(10)可以看出, 第2层积雪厚度 d_2 影响的是第3层而非第2层的分层因子, 因此研究积雪厚度对分层因子的影响时, 至少需要3层积雪.

参见网络版附录公式(A5a)和(A5b), 分层因子的实部可分成指数部分 E 和界面透射部分 A , 我们将分层因子的 G^2 或 G^3 的模、 E 值、第二子层 K 的虚部 K_{12} (半消光系数)随积雪参数的变化情况绘制在图8中, 以更清楚地观察分层因子中的主导变量.

由图8中第1~2行的6个子图可以看出, X和Ku波段, 分层因子模长、指数部分 E 值、以及半消光系数 K_2 都随粒径的增大而增大、随密度的增大而先增大后减小, 且波长越短, 值越大. 指数部分 E 值非常接近分层因子的模, 这是因为多层积雪内部层内衰减、散射对电磁波的传输影响占主导. 积雪粒径、密度通过 K_2 影响指数部分 E 进而影响分层因子, 所以此三者随积雪粒径、密度的变化趋势一致. 可以看出分层因子和 K_2 一样, 也具有文献(Tsang等, 1985)描述的致密效应.

图8中第3行2个子图表明, X和Ku波段, 分层因子模长和 E 值随积雪厚度的增加而指数增加. 由式(10)可知, 当其他参数固定时, 积雪厚度对分层因子的影响, 取决于第 i 层垂直向半消光系数 $K_{ii}/\cos\theta_{ii}$ 与 $1 \sim i-1$ 层半消光系数以厚度为权的加权均值的相对大小, 当 $K_{ii}/\cos\theta_{ii}$ 大于该均值时, 则随厚度增加而增加, 反之则减小. 由于分层因子是层厚度的指数函数, 因此厚度对分层因子的影响速度极快. 值得注意的是, 对于图8中的Ku波段, 考虑穿透深度的限制时, 子层2的厚度不超过14cm, 此时的分层因子模长约为766.8.

然而, 图8也表明L波段的分层因子基本稳定在1左右, 基本不随积雪参数变化, 这是因为L波段波长远大于积雪粒径, 积雪的 K_2 极小(小于 3.4×10^{-5}), 使得 E 值接近1.

综上, 由于本模型采用QCA理论描述, 积雪密度、粒径、厚度参数对分层因子的影响, 与其对雪层散射特性的影响一致, 不同参数在不同波段对分层因子的大小影响不同, 短波段厚度和粒径影响较大, 长波段厚度和密度影响较大, 而对于L波段这种远大于积雪粒径的波段, 积雪各参数对分层因子影响程度很小.

4.2 分层因子、积雪类型对体相干系数的影响

4.2.1 体相干系数

γ - G 和 γ 的模长均随入射角增加而增加, 这与单层QCA/InSAR模型预测结果一致; 本模型假定积雪粒子为球形, 式(14)中各参数只有分层因子有极化差异, 因此 γ 模长及辐角无极化差异; 由式(14)和(15)知, 积雪的类型不同, 其分层因子大小不同, 但是 γ - G 和 γ 的模长、辐角均非常接近, 说明分层因子只能微弱改变体相干系数的模及辐角, 也说明式(15)的这种简化具有有效性. 由于式(15)更为简洁, 用其发展参数反演算法将更为容易.

积雪的分层导致界面透射系数存在极化差异, 这种差异通过分层因子最终传递到体相干系数, 实际观测的相干系数也有微弱的极化差异, 由于单层的QCA/InSAR模型的体相关系数无极化差异, 由此可见, 多层积雪模型更为完整.

图5和6显示, 积雪III和积雪IV的体相干系数模差异较大, 但是辐角却较为接近, 积雪II和积雪IV的体

相干系数模非常接近, 但辐角差异较大, 说明基本积雪子层的排列顺序对InSAR体相干系数的影响较大, 采用单层等效积雪模拟多层积雪的体相干系数时, 其等效积雪参数的优化求解过程需要考虑积雪子层的顺序.

4.2.2 同极化体相干系数差的辐角

在本模拟中, 由于积雪子层为匀质介质, 因此总的极化差异仅来自分层因子. 如图7所示, 不考虑分层因子时, 体相干系数无极化差异, 因此其同相干系数差的辐角恒为0, 而考虑分层因子时 γ_{hh} - G 与 γ_{vv} - G 的差的辐角在 $15^\circ \sim 75^\circ$ 内有较明显的变化范围(积雪I: $-70^\circ \sim 48^\circ$, 积雪II: $-71^\circ \sim -25^\circ$, 积雪III: $-77^\circ \sim -7^\circ$, 积雪IV: $-82^\circ \sim -33^\circ$), 该参数相对于体相干系数具有较大的变化, 且对积雪类型敏感, 后续可以利用同极化相干系数差的辐角进行参数反演工作.

4.3 应用分析

本模型将积雪结构建模为球形粒子堆叠结构、雪层的致密散射特性由QCA理论描述, 与单层模型一致. 积雪子层间的透射依据菲涅尔公式描述, 这一方法在多层积雪模型中也有大量使用. 文献(Lei等, 2016)做了频率范围为1.27GHz~100GHz的单层积雪InSAR模型的敏感性分析, 结果表明短波段相位对积雪粒径更为敏感, 长波段对积雪厚度更为敏感, 这与相关的微波遥感理论一致(West等, 1993; Tsang等, 2007), 同时该模型模拟结果表明相干系数随积雪深度增加而减小, 这也与文献(Kumar和Venkataraman, 2011)的实际观测结果一致, 因此本文模型具有可靠性.

本模型对地表积雪做了简化建模, 可以用于近球形的纯净干雪, 由于局部下垫面、气象条件的多变性, 自然界积雪的情况较为复杂, 一些常见的情况需要做相应的改变才能进行模拟, 如:

(1) 存在积雪-土壤界面的散射. 此项工作在单层模型中已有详细的介绍(Treuhaft等, 1996; Lei等, 2016), 考虑土壤界面散射时需使用RVoG模型(Random Volume Over Ground Model)才能完整描述积雪和土壤总的相干系数, 多层积雪的RVoG模型与单层相似, 只需将其中的单层积雪回波部分改成多层即可.

(2) 存在雪面波纹. 风吹等原因能使积雪表面存在一定朝向的雪面波纹, 只有当存在相对于观测波段较

为粗糙的雪面波纹时,才需在回波中考虑空气-积雪界面的回波,可依据粗糙情况选择合适的粗糙面散射模型进行描述.

(3) 存在湿雪层. 湿雪的介电特性和干雪有很大不同,可以将湿雪粒建模为水膜包裹的冰球代替本模型中的雪粒,然后用本模型模拟其体相干系数.

(4) 雪层内存在杂质,此种情况最为典型的是子层内含有低矮植被、污化层、碎石块等,应考虑杂质对雪层体散射的贡献,若杂质散射较小,则可以忽略不计.

模型的建立除了分析多层积雪参数与InSAR观测量的作用机制外,另一重要目标是建立积雪参数反演的模型和方法.可能的基于本模型的积雪参数反演方法有以下几类:

(1) 线性化方法. 依据先验知识确定积雪的层数,然后线性化本模型反演.在不确定积雪层数的情况下,积雪参数的数目也不确定,如能依据气象数据或积雪演化模型确定积雪层数,则可以用足够多不同观测角度的InSAR观测数据来构建线性化方程组,由此反演多层积雪参数.

(2) 基于人工智能的方法. 神经网络等智能算法可以建立起输入输出参数之间的映射关系而无需关注其具体过程,因此可以用本模型模拟的数据训练神经网络,实现积雪参数的反演.

(3) 基于多波段组合的方法. 由于InSAR相干系数对积雪参数的敏感性因波段不同而不同,短波段(如Ku波段)对积雪的粒径更为敏感,长波段(如L波段)对积雪的深度更为敏感,因此可以考虑双波段组合来反演积雪的多个参数.

由于模型的非线性,上述反演方法可能存在多解问题.在星载InSAR积雪遥感中,由于卫星的重访周期较长,可能存在积雪在观测期间变化较大导致的失相干问题.后续将结合积雪时间失相关的相关研究,分析积雪InSAR应用中的时间失相干成因,引进相应的时间失相干因子,进一步完善本模型,并针对模型验证及完善、反演算法等研究开展地基SAR观测、星载SAR与地面同步观测试验,用获得的地基、星载等多源InSAR遥感观测数据和相应的地面积雪物理参数,定量评估单、多层模型的精度和差异,发展适用于不同SAR空间观测时间间隔、不同自然条件下的积雪参数反演算法并确保反演解算的唯一性.

5 结论

本文考虑积雪作为致密介质,在利用准晶体近似理论描述积雪的相干散射基础上,构建了多层积雪散射模型QCA/InSAR,模型中引入分层因子描述积雪分层特性对SAR观测场共轭积的影响;然后结合不同类型的多层积雪,模拟了X波段(9.6GHz)不同类型的多层积雪分层因子的性质及其对体相干系数的影响以及多个波段下积雪参数对分层因子的影响.模型的建立对加深电磁波与积雪相互作用的认识,完善InSAR散射理论,以及发展多层积雪参数反演算法有重要意义.其主要结论如下:

(1) 模型引入分层因子来描述积雪的分层特性对SAR观测的相干场共轭积的影响,模拟分析表明,该参数对入射角、积雪子层的顺序具有明显的敏感性,并且在短波段受积雪参数影响较大,能反映积雪子层信息.

(2) 多层QCA/InSAR模型对多层积雪分层特性敏感,并具有单层模型不具有的极化差异和更大的适用范围,能为后续的积雪参数反演工作提供理论参考.

(3) 模拟分析表明,在X波段,简化的多层QCA/InSAR模型相对于完整模型,损失了微弱的极化差异,但是其不同积雪类型的相干系数与完整模型相比均具有比较好的一致性,且其形式简单、参数较少,更利于发展InSAR积雪反演算法.

(4) 本文提出了多层积雪同极化体相干系数差的辐角这一参数,该参数受积雪层序结构影响较大,对积雪类型敏感,后续可用于积雪反演.

多层积雪参数较多,需要进行更全面的模拟分析工作,多层积雪的体相干系数形式仍较为复杂,本模型依据的理论和假设虽经过多方实验和模拟验证具有可靠性,但仍需数据进行精度评估.另一方面,基于本模型的反演算法的发展还需要考虑时间失相干等条件.未来的研究将结合地面实际测量资料验证模型精度及发展多层积雪的参数反演算法.

参考文献

- 施建成,熊川,蒋玲梅. 2016. 雪水当量主被动微波遥感研究进展. 中国科学: 地球科学, 46: 529–543
- 占瑞芬,丁一汇,吴立广,雷小途. 2016. ENSO在青藏高原积雪与西北太平洋热带气旋生成频数关系中的作用. 中国科学: 地球科学, 46: 1358–1370

- Armstrong R L, Brun E. 2008. Snow and Climate-Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling. Cambridge: Cambridge University Press
- Chang W M, Tan S R, Lemmetyinen J, Yueh S H. 2014. Dense media radiative transfer applied to SnowScat and snowSAR. *IEEE J Sel Top Appl Earth Observ Remote Sens*, 7: 3811–3825
- Che T, Li X, Jin R, Armstrong R L, Zhang T. 2008. Snow depth derived from passive microwave remote-sensing data in China. *Ann Glaciol*, 49: 145–154
- Ding K H, Yang Y E, Shih S E, Kong J A, Davis R E. 1996. Modeling of electromagnetic wave scattering from time-varying snowcover. *Proc IGARSS*, 1: 757–759
- Du J Y, Shi J C, Rott H. 2010. Comparison between a multi-scattering and multi-layer snow scattering model and its parameterized snow backscattering model. *Remote Sens Environ*, 114: 1089–1098
- Guneriussen T, Hogda K A, Johnsen H, Lauknes I. 2001. InSAR for estimation of changes in snow water equivalent of dry snow. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 39: 2101–2108
- Hoen E W, Zebker A. 2000. Penetration depths inferred from interferometric volume decorrelation observed over the Greenland Ice Sheet. *IEEE Trans Geosci Remote Sensing*, 38: 2571–2583
- Jiang L M, Shi J C, Tjuatja S, Dozier J, Chen K S, Zhang L X. 2007. A parameterized multiple-scattering model for microwave emission from dry snow. *Remote Sens Environ*, 111: 357–366
- Jiang L M, Wang P, Zhang L X, Yang H, Yang J T. 2014. Improvement of snow depth retrieval for FY3B-MWRI in China. *Sci China Earth Sci*, 57: 1278–1292
- Jiang L M, Shi J C, Tjuatja S, Chen K S, Du J Y, Zhang L X. 2011. Estimation of snow water equivalence using the polarimetric scanning radiometer from the cold land processes experiments (CLPX03). *IEEE Geosci Remote Sens Lett*, 8: 359–363
- Kumar V, Venkataraman G. 2011. SAR interferometric coherence analysis for snow cover mapping in the western Himalayan region. *Int J Digital Earth*, 4: 78–90
- Lei Y, Siqueira P, Treuhaft R N. 2016. A dense medium electromagnetic scattering model for the InSAR correlation of snow. *Radio Sci*, 51: 461–480
- Leinss S, Wiesmann A, Lemmetyinen J, Hajnsek I. 2015. Snow water equivalent of dry snow measured by differential interferometry. *IEEE J Sel Top Appl Earth Observations Remote Sens*, 8: 3773–3790
- Leinss S, Hajnsek I. 2012. Opportunities of snow property extraction based on single and multi pass SAR interferometry: TanDEM-X. *Proc IGRASS*, 2012: 146–149
- Li Z, Guo H D, Shi J C. 2001. Retrieving dry snow density with SIR-C polarimetric SAR data. *Chin Sci Bull*, 46: 1211–1214
- Luzi G, Noferini L, Mecatti D, Macaluso G, Pieraccini M, Atzeni C, Schaffhauser A, Fromm R, Nagler T. 2009. Using a ground-based SAR interferometer and a terrestrial laser scanner to monitor a snow-covered slope: Results from an experimental data collection in Tyrol (Austria). *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 47: 382–393
- Matzler C. 2006. Thermal Microwave Radiation: Applications for Remote Sensing. London: The Institution of Engineering and Technology. 427–506
- Scheuchl B, Cumming I, Hajnsek I. 2005. Classification of fully polarimetric single- and dual-frequency SAR data of sea ice using the Wishart statistics. *Can J Remote Sens*, 31: 61–72
- Tan S R, Chang W M, Tsang L, Lemmetyinen J, Proksch M. 2015. Modeling both active and passive microwave remote sensing of snow using dense media radiative transfer (DMRT) theory with multiple scattering and backscattering enhancement. *IEEE J Sel Top Appl Earth Observ Remote Sens*, 8: 4418–4430
- Treuhaft R N, Madsen S N, Moghaddam M, van Zyl J J. 1996. Vegetation characteristics and underlying topography from interferometric radar. *Radio Sci*, 31: 1449–1485
- Tsang L, Chen C T, Chang A T C, Guo J, Ding K H. 2000. Dense media radiative transfer theory based on quasicrystalline approximation with applications to passive microwave remote sensing of snow. *Radio Sci*, 35: 731–749
- Tsang L, Ding K H, Chang A T C. 2003. Scattering by densely packed sticky particles with size distributions and applications to microwave emission and scattering from snow. *Proc IGARSS*, 4: 2844–2846
- Tsang L, Kong J A, Shin R T. 1985. Theory of Microwave Remote Sensing. New York: Wiley
- Tsang L, Pan J, Liang D, Li Z, Cline D W, Tan Y. 2007. Modeling active microwave remote sensing of snow using dense media radiative transfer (DMRT) theory with multiple-scattering effects. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 45: 990–1004
- West R, Tsang L, Winebrenner D P. 1993. Dense medium radiative transfer theory for two scattering layers with a Rayleigh distribution of particle sizes. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 31: 426–437
- Xu X L, Tsang L, Chang W M, Yueh S. 2014. Bicontinuous DMRT model extracted from multi-size QCA with application to terrestrial snowpack. General Assembly and Scientific Symposium (URSI-GASS), 2014 XXXIth URSI. 1–3

(责任编辑: 李新)