

# 大气对星载盐度计辐射传输特性及盐度反演的影响研究

王迎强<sup>1,†</sup> 严卫<sup>1</sup> 王也英<sup>2</sup> 韩月琪<sup>1</sup>

1. 国防科技大学气象海洋学院, 南京 211101; 2. 中国人民解放军 32021 部队, 北京 100094;

† E-mail: wyqiang198253@163.com

**摘要** 利用 MPM93 模型, 根据微波辐射传输方程, 仿真不同天气情况下的 L 波段大气辐射参数及盐度计观测亮温, 并用最大似然估计法反演海表盐度, 研究不同天气情况对海表盐度反演值的影响。仿真结果表明: 考虑了悬浮液滴影响的云、雾及霾情形的大气辐射参数与晴空时差别不大, 可以忽略天气的影响。然而, 降雨对大气辐射参数的影响不可忽略, 并且随着降雨率的增加, 盐度反演误差明显增大。在降雨率不变的情况下, 盐度反演误差随着海表温度增加而减小, 在盐度低值时误差较小。盐度反演误差随海表气温的升高呈现先变大后变小的趋势, 受海面风速、海面气压以及海面水汽密度的影响极小。

**关键词** 海表盐度; L波段; 大气辐射传输; 盐度反演

**中图分类号** TP722

## Effects of Atmosphere on Radiative Transfer Characteristics and Salinity Retrieval on Spaceborne Salinity Meter

WANG Yingqiang<sup>1,†</sup>, YAN Wei<sup>1</sup>, WANG Yeying<sup>2</sup>, HAN Yueqi<sup>1</sup>

1. College of Meteorology and Oceanology, National University of Defense Technology, Nanjing 211101;

2. 32021 PLA Troops, Beijing 100094; † E-mail: wyqiang198253@163.com

**Abstract** Using the MPM93 model, the L-band of atmospheric radiation parameters and salinity meter observation brightness temperature under different weather conditions are numerically simulated based on the microwave radiation transfer equation, and using the maximum likelihood estimation algorithm to the inversion of sea surface salinity, which research the influence of different weather conditions on the sea surface salinity retrieval value. The simulation results show that the atmospheric radiation parameters of cloud, fog and haze which considered the effects of suspended droplets are almost the same as those in clear sky, and the influence of them can be neglected. However, the influence of rainfall on atmospheric radiation parameters can't be neglected, and the error of salinity retrieval increases obviously with the increase of rainfall rate. When the rainfall rate is fixed, the salinity inversion error decreases with the increase of sea surface temperature, and the salinity retrieval error is smaller under low salinity value. Besides, the salinity retrieval error changes decrease after increasing with the increase of sea level atmosphere temperature. Furthermore, the influence of sea surface windspeed, sea level pressure and sea level vapor density on salinity retrieval error are very small.

**Key words** sea surface salinity; L-band; atmospheric radiation transfer; salinity retrieval

海表面盐度是海洋学和气候学的重要参数, 是全球水循环和海洋环流的重要影响因素, 在海洋-大气这一复杂系统中发挥着极其重要的作用。在全

球天气分析和气候预报模式中, 海表面盐度是必不可少的初始场资料<sup>[1]</sup>。目前, 对海表面盐度遥感使用的波段已经有比较统一的认识, 即选择以1.413

国家自然科学基金(41505016, 41306187)资助

收稿日期: 2017-06-23; 修回日期: 2017-10-25; 网络出版日期: 2017-11-28

GHz 为中心频率的波段<sup>[2-4]</sup>, 该波段在通常所说的 L 波段中(1~2 GHz)。星载海洋盐度计依据海表面盐度在 L 波段的辐射特性, 通过构建海面微波辐射探测器, 利用海面辐射亮温、海表面粗糙度以及海面温度等信息, 反演得到海表面盐度, 是实现全球海洋盐度观测的有效手段。虽然大气对 L 波段信号的影响较小, 学者们更多的是研究海表温度、海面粗糙度等因素对海表盐度反演的影响<sup>[5-8]</sup>, 但是, 随着微波遥感定量反演精度的不断提高, 需要深入研究海表盐度反演过程中的每一个影响因子, 因此, 大气对 L 波段的辐射传输及海表盐度反演的影响不可忽略。

目前在轨运行的两颗星载盐度计 SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity)及Aquarius卫星在进行海表盐度反演过程中均考虑了大气的影响。SMOS 的数据处理在大气影响方面主要考虑氧气和水汽的吸收衰减, 为了方便数据处理, SMOS团队利用Zine等<sup>[9]</sup>提出的经验化的L波段大气辐射传输模型, 替代基于Ulaby等<sup>[10]</sup>关于氧气和水汽衰减系数计算的多层模型。Aquarius 卫星对 L 波段的大气校正主要考虑氧气、水汽和液态水的吸收衰减, 在实际操作中, Aquarius 团队利用美国国家环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)提供的温度、压力以及湿度廓线数据, 基于 Liebe 等<sup>[11]</sup>的氧气吸收模型以及 Rosenkranz<sup>[12]</sup>的水汽吸收模型, 结合大气辐射传输模型, 计算大气辐射参数, 从而进行大气校正。然而, 从实际情况来看, 除氧气和水汽对 L 波段具有衰减影响外, 悬浮液滴(雾、云等)及降雨对 L 波段大气辐射传输的影响也不可忽略, 但由于缺乏有效的辅助数据, SMOS 和 Aquarius 卫星的盐度数据处理过程均没有考虑这些大气因素对反演结果的影响。

Liebe<sup>[13]</sup>于 1985 年提出 MPM (Millimeter-Wave Propagation Model)模型, 用来预测 1000 GHz 以内中性大气功率衰减系数和延迟效应的复数形式折射率, 之后进行了修正和完善<sup>[14-15]</sup>, 是研究不同天气条件下毫米波大气辐射传输特性的重要模型。为了解决悬浮液滴以及降雨对 L 波段大气辐射传输的影响, 本研究基于 MPM93模型, 根据微波辐射传输方程, 计算不同天气情况下的 L 波段大气辐射参数和盐度计接收亮温, 并利用最大似然估计法反演海表盐度, 研究不同天气情况对海表盐度反演值的影响。

## 1 大气毫米波传播模型

在微波波段, 大气衰减主要是由氧气和水汽这两种气体造成的, 对于云天或降雨天气, 还需要考虑云和降雨的衰减作用。因此, 大气对微波辐射能的体积衰减系数  $k_e$  表示为

$$k_e = k_{o_2} + k_{H_2O} + k_w + k_R, \quad (1)$$

式中,  $k_{o_2}$ ,  $k_{H_2O}$ ,  $k_w$  和  $k_R$  分别为大气中氧气、水汽、云和降雨的体积衰减系数, 可由大气复折射率虚部计算得到。

MPM93的复折射率定义可用 5 个变量表示:

$$N(f) = (N_L + N_d + N_C) + N_w + N_R, \quad (2)$$

其中,  $N_L$  表示潮湿空气的谐振作用(包括 44 条氧气吸收线和 34 条水汽吸收线),  $N_d$  表示干燥空气非谐振谱,  $N_C$  表示水汽的连续谱,  $N_w$  表示悬浮液滴折射率,  $N_R$  表示降雨的近似折射率。

针对晴空大气, 作为微波波段的主要吸收气体, 氧气和水汽吸收系数的计算模型有很多, 从早期的 Ulaby 模型<sup>[10]</sup>以及 Gibbins 模型<sup>[16]</sup>, 到修正后的 MPM93模型<sup>[15]</sup>, 人们提出许多适用于不同情况的计算方法。图 1 为相同地面大气参数情况下(温度为 15°C, 气压为 1013 hPa, 水汽密度为 10 g/m<sup>3</sup>), 不同模型在 45GHz 以内的大气分子(氧气和水汽)吸收系数比较, 可以看出, 在 45 GHz 以内, 这 3 种模型的趋势大致吻合, 特别是在 5 GHz 以内, MPM93模型与 Ulaby 模型的结果几乎一致。MPM93模型输入

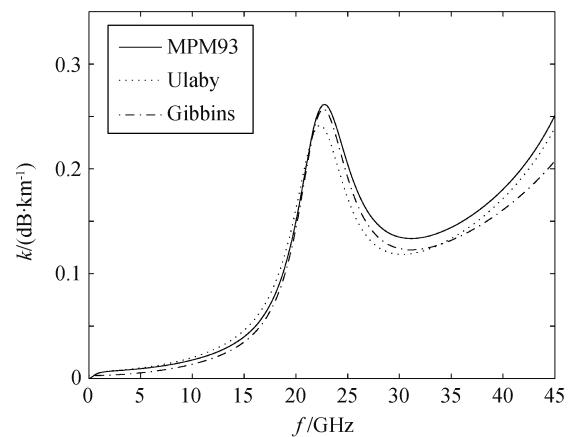


图 1 不同模型大气分子吸收系数比较

Fig. 1 Comparison of atmospheric molecular absorption coefficient based on different models

参数更多,更具代表性,这是本文选择该模型的重要原因。

## 2 大气辐射参数的计算

### 2.1 晴空大气辐射参数的计算

根据大气辐射传输的过程,到达大气层顶部的辐射亮温  $Tb_{atm}$  可用以下公式<sup>[17]</sup>表示:

$$Tb_{atm} = Tb_{sea}e^{-\tau} + Tb_{up} + \Gamma(Tb_{down} + e^{-\tau}Tb_{cos})e^{-\tau}, \quad (3)$$

其中,  $Tb_{sea}$  为真实海面亮温,  $\tau$  为大气光学厚度,  $Tb_{up}$  和  $Tb_{down}$  分别表示大气上、下行辐射亮温,  $Tb_{cos}$  为宇宙辐射亮温。由于宇宙辐射的变化通常是十分缓慢的,本文将  $Tb_{cos}$  取值为 2.73 K。  $\Gamma$  为海面的反射率,它与海表发射率  $e$  的关系表示为  $\Gamma = 1 - e$ 。

在大气光学厚度  $\tau$ 、透射率  $t$  及上、下行辐射亮温  $Tb_{up}$  和  $Tb_{down}$  的计算中,通常采用高度坐标。设辐射传输路径上高度  $z$  处辐射传输方向的天顶角为  $\theta$ , 则

$$\tau(z_1, z_2) = \int_{z_1}^{z_2} k_e(z) \sec \theta dz, \quad (4)$$

$$t(z_1, z_2) = \exp \left[ - \int_{z_1}^{z_2} k_e(z) \sec \theta dz \right], \quad (5)$$

$$Tb_{up}(\theta, H) = \int_0^H T(z) k_e(z) t(z, H) \sec \theta dz, \quad (6)$$

$$Tb_{down}(\theta, \infty) = \int_0^\infty T(z) k_e(z) t(0, z) \sec \theta dz, \quad (7)$$

其中,  $z_1$  和  $z_2$  表示积分路径的起始高度和终止高度。  $T(z)$  表示大气的温度廓线,  $k_e(z)$  为该积分路径上的大气衰减系数。

从式(4)~(7)可知,若要计算大气辐射参数,首先需要计算衰减系数随高度的变化。根据 MPM93 模型,衰减系数随高度的变化需要输入大气温压廓线。本文利用标准大气分层模型<sup>[18]</sup>,将影响衰减系数的 0~32 km 高度分成 3 层,对应的温度、压强廓线分别为

$$T(z) = \begin{cases} T_0 - 6.5z, & 0 \leq z < 11, \\ T(11), & 11 \leq z \leq 20, \\ T(11) + (z - 20), & 20 < z \leq 32, \end{cases} \quad (8)$$

$$P(z) = \begin{cases} 3.5158 \exp\left(-\frac{z}{7.3}\right) (288.15 - 6.5z) \cdot \\ \left[1 + 0.3 \sin\left(\frac{z}{7.3}\right)\right], & 0 \leq z < 11, \\ 761.6981 \exp\left(-\frac{z}{7.3}\right) \left[1 + 0.3 \sin\left(\frac{z}{7.3}\right)\right], & 11 \leq z \leq 20, \\ 3.5158 \exp\left(-\frac{z}{7.3}\right) (z + 196.65) \cdot \\ \left[1 + 0.3 \sin\left(\frac{z}{7.3}\right)\right], & 20 < z \leq 32. \end{cases} \quad (9)$$

此外,需要输入水汽压廓线。计算水汽压廓线要用到水汽密度随高度变化的模型:

$$q(z) = q_0 e^{-z/H_4}, \quad (10)$$

式中,  $q_0$  为地表水汽密度( $g/m^3$ ),  $H_4$  为水汽密度标高,一般在 2~2.5 km 之间取适当值,本文取 2.25 km。

根据水汽密度与温度和水汽压的关系:  $q = 0.7223e\theta$ , 即可得到水汽压随高度变化的模型:

$$e(z) = \frac{q_0 e^{-z/H_4}}{0.7223\theta}, \quad (11)$$

其中,  $\theta$  为倒数温度,表示为

$$\theta = \frac{300}{T + 273.15}. \quad (12)$$

实际上,通常已知的是大气温压湿廓线,例如 NCEP 模式输出数据、欧洲中期天气预报中心(Euro-pean Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)模式输出数据,因此水汽压廓线可用下式计算:

$$e(z) = (RH/100)E_s, \quad (13)$$

其中,  $RH$  为大气相对湿度廓线(%);  $E_s$  为饱和水汽压,可用下式计算:

$$E_s = 2.408 \times 10^{11} \theta^5 \exp(-22.644\theta). \quad (14)$$

为了区分水和冰的饱和水汽压,以便获得更符合实际情况的结果,本文利用 Goff-Gratch 公式<sup>[19]</sup>计算相应的饱和水汽压。

图 2 为地面大气温度为 15°C 时,分别用式(14)和 Goff-Gratch 公式计算出的饱和水汽压廓线。可以看出,用两种模型计算的饱和水汽压廓线几乎没有差别。

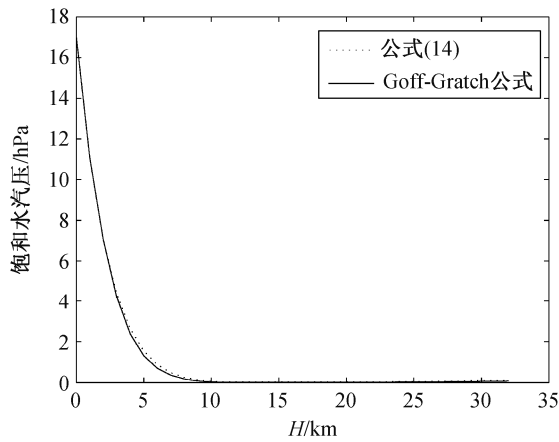


图2 不同公式计算的饱和水汽压廓线比较  
Fig. 2 Comparison of saturation vapor pressure based on different formulas

结合式(8)~(13)以及 Goff-Gratch 公式, 分别将大气温度廓线、大气压强廓线和水汽压廓线代替 MPM93 衰减系数模型中原来的温度、压强和水汽压等, 即得到衰减系数  $k_e$  随高度变化的函数  $k_e(z)$ 。图3为 L 波段晴空衰减系数随高度变化的曲线, 此时地面大气压为 1013 hPa, 大气温度为 15°C, 水汽密度为 7.7 g/m<sup>3</sup>, 相对湿度为 60%。

将吸收系数廓线代入式(5), 可利用数值积分计算出不同入射角时的晴空大气透射率(地面大气参数与图3一致), 如图4所示。

从图4可知, 在 L 波段, 卫星入射角越大, 大气透射率越小。Aquarius 卫星辐射计的 3 个入射角 29.36°, 38.49° 和 46.29° 对应的大气透射率为 0.9912, 0.9903 和 0.9890。由式(3)可知, 入射角越大, 大气

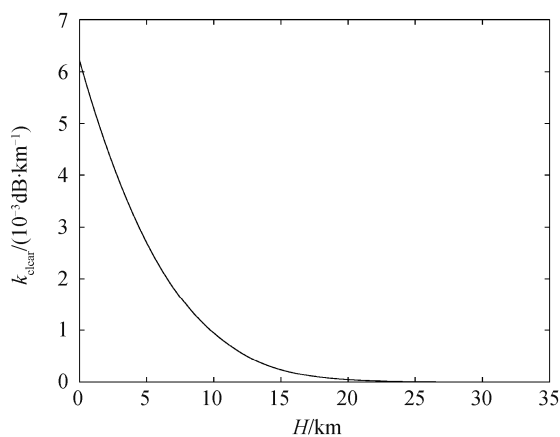


图3 L 波段晴空吸收系数随高度变化的曲线  
Fig. 3 Curves of L-band absorption coefficient of clear sky with different altitudes

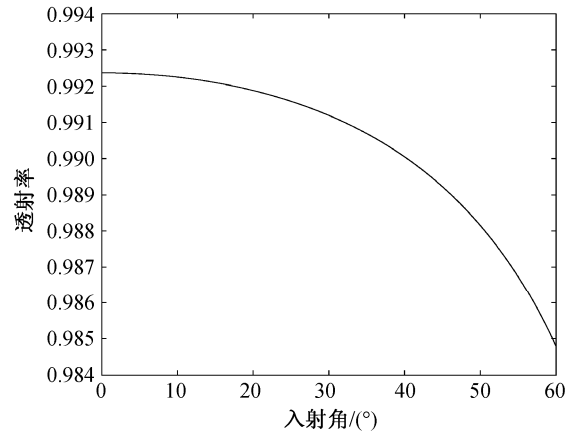


图4 大气透射率随卫星入射角的变化  
Fig. 4 Curves of atmospheric transmissivity with different incidence angles

对卫星接收到的亮温影响越大。

为了提高分辨率并便于积分运算, 根据式(6)和(7), 将 32 km 高度以下的大气层分为垂直分辨率为 0.01 km 的模型, 计算得到 L 波段不同入射角时的晴空大气上、下行辐射亮温(图5, 地面大气参数与图3一致)。从图5可以看出, L 波段大气上、下行辐射亮温随卫星入射角的变大而增大, 在 0°~60° 范围内, 差异约为 2 K, 且上行与下行辐射亮温值几乎相同。

图5中大气上、下行辐射亮温值是基于大气辐射传输过程理论以及 MPM93 模型计算得到的。SMOS 团队为了方便数据处理, 使用的是 Zine 等<sup>[9]</sup>提出的一个经验化的 L 波段大气辐射传输模型。由于 L 波段大气上、下行辐射亮温的差异极小, 因此在该模型中假设大气上、下行辐射相等, 并将大气上、下行辐射值和大气光学厚度看成氧气与水汽的贡献之和。为了相互验证, 取相同的地面大气参数, 由于 Zine 模型中含有大气可降水量(water vapor column, WVC)这个参数, 本文根据式(8), (9), (11)和(12)计算出大气比湿廓线, 然后对其在垂直剖面内进行数值积分, 得到 WVC=17.41 kg/m<sup>2</sup>, 最终利用 Zine 模型, 计算出不同入射角时的晴空上、下行辐射亮温(图6)。

比较图5和6可以看出, 利用两种模型计算得出的 L 波段大气上、下行辐射亮温基本上吻合, 利用 Zine 模型得到的大气上、下行辐射亮温比利用 MPM93 的理论模型略高(约 0.02 K)。

## 2.2 非晴空大气辐射参数的计算

以上计算与分析都基于晴空天气条件, 因此只

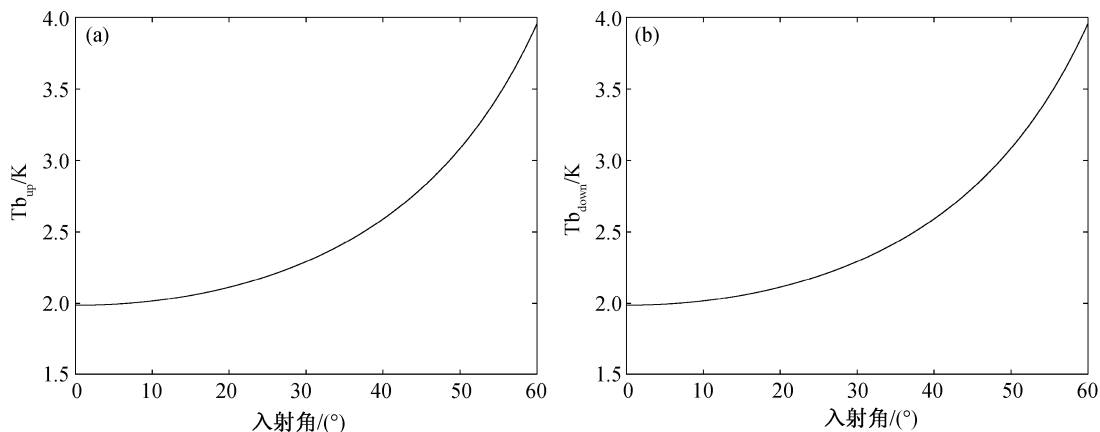


图 5 基于 MPM93 模型的大气上(a)、下(b)行辐射亮温随卫星入射角的变化  
Fig. 5 Curves of upwelling (a) and downwelling (b) radiation brightness temperature with different incidence angles based on MPM93 model

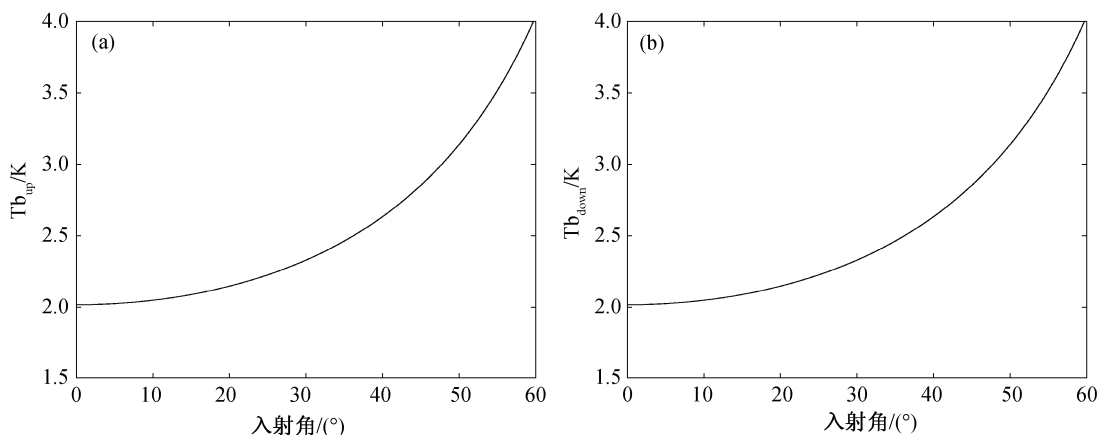


图 6 基于 Zine 模型的大气上(a)、下(b)行辐射亮温随卫星入射角的变化  
Fig. 6 Curves of upwelling (a) and downwelling (b) radiation brightness temperature with different incidence angles based on Zine model

考虑大气中氧气和水汽对 L 波段辐射的衰减。实际上, 不只有晴空, 还有雾、霾、云以及降雨等天气情况, 这就需要考虑大气中悬浮液滴以及雨滴的衰减作用。由于雾、霾、云以及降雨的种类较多, 本研究主要针对 Ulaby 等<sup>[20]</sup>给出的几种标准云雾模式以及降雨模型进行计算分析, 参数设置如表 1 所示。

云、雾和霾本质上是相同的, 悬浮液滴是有效的吸收体, 不同之处是悬浮液滴的密度以及所处的空间位置。因此, 它们的光学厚度可表示为

$$\tau = \int_0^H (k_{o_2} + k_{H_2O}) \sec \theta dz + \int_{H_1}^{H_2} k_w \sec \theta dz, \quad (15)$$

表 1 云雾及降雨分布参数<sup>[20]</sup>

Table 1 Cloud, fog, haze and rainfall distribution parameters<sup>[20]</sup>

类型	云底高度/m	云顶高度/m	悬浮液滴密度/(g·m <sup>-3</sup> )
卷层云(Cs)	5000	7000	0.100
低层云(St)	500	1000	0.250
晴空积云(Cu)	500	1000	0.500
浓积云(Cu cong)	1600	2000	0.800
雾	0	50	0.150
浓霾	0	1500	0.001
小雨(1mm/h)	1300	2000	1.500
大雨(20mm/h)	500	1500	5.000

其中,  $H$  是大气层顶, 由于大气层高层的气体衰减微弱, 结合标准大气分层模型, 本文取  $H$  为 32 km;  $k_{\text{O}_2}$  为氧气衰减系数,  $k_{\text{H}_2\text{O}}$  为水汽衰减系数,  $k_w$  为悬浮液滴衰减系数;  $H_1$  为云、雾和霾的底部所处高度,  $H_2$  为顶部所处高度。

对于降雨天气来说, 雨滴的折射率  $N_R$  同时受吸收和散射作用的影响, 这种影响与雨滴的外形、尺寸和水的介电常数有关, 计算过程比较复杂。为了避免这种复杂的计算, Liebe<sup>[14]</sup>提出近似模型, 将降雨的衰减系数与电磁波的波长及降雨率联系起来。降雨时的光学厚度可近似表示为

$$\tau = \int_0^H (k_{\text{O}_2} + k_{\text{H}_2\text{O}}) \sec \theta dz + \int_{H_1}^{H_2} k_w \sec \theta dz + \int_0^{H_1} k_R \sec \theta dz, \quad (16)$$

其中,  $k_R$  为雨的衰减系数, 其他各项同式(15)。

假设地面大气压为 1013 hPa, 大气温度为 15°C, 水汽密度为 7.7 g/m<sup>3</sup>, 相对湿度为 60%, 云、雾、霾和降雨的分布参数如表 1 所示。计算表 1 中对应的大气情况时 L 波段上、下行辐射亮温, 如图 7 所示。可以看出, 有云、雾和霾时, L 波段大气上、下行辐射亮温与晴空时差别不大, 原因在于表 1 中几种类型云的云层厚度不大, 悬浮液滴的密度也不大, 由悬浮液滴引起的 L 波段衰减的影响很小。雾和霾情况下同样如此, 雾通常距地面高度不大, 而浓霾的悬浮液滴密度很小。这些因素都导致表 1 所示的云、雾、霾大气条件下, 大气上、下行辐射亮温接近晴空的结果。在降雨情况下, 大气上、下行辐射亮温明显高于晴空的结果, 且随着降雨率的增大, 大气上、下行辐射亮温与晴空相比明显增大, 在卫星入射角为 0° 和 60° 时, 分别增大 0.7 和 1.4 K。

从以上分析可以看出, 在 L 波段, 大气上、下行辐射亮温受云、雾和霾的影响相对较小(发展旺盛、厚度达十几公里的雷暴云等除外)。由于云、雾和霾的种类繁多, 无法一一加以研究, 本文着重研究降雨对 L 波段大气传输辐射的影响。

### 3 降雨时盐度计观测亮温的计算及反演误差

#### 3.1 盐度计观测亮温的计算

根据式(3), L 波段盐度计卫星接收到的辐射亮温可由辐射传输正演模型得到, 主要由平静海面亮温模型、海面风生亮温模型、大气模型和电离层模

型构成, 主要输入参数有海表面盐度、温度、入射角、海面风速、海面风向、海面气压、海表气温、地面水汽密度和法拉第旋转角等。

早期海水盐度的定义为: 1 kg 海水中, 溴化物和碘化物全部被等摩尔的氯化物取代、碳酸盐全部转换为氧化物、有机物全部被氧化后, 所含固体物质的总克数, 单位是 g/kg, 用‰表示。然而, 基于这种定义的测量方法存在代表性差、精度不高等缺点。为了解决这些问题, 联合国教科文组织(United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, UNESCO) 1978 年公布了海洋学常用表和标准联合专家小组(the Joint Panel of Oceanographic Tables and Standards, JPOTS)采用的实用盐度(practical salinity units, psu)的概念, 用 15°C 和 1 个标准大气压下海水样品的电导率与相同条件下质量比为 32.4356‰的氯化钾溶液电导率的比值来确定, 是一个无量纲的量, 用符号 psu 表示, 并出版了新的海洋学表<sup>[21]</sup>。从 1982 年起, 国际上统一采用实用盐度, 并取消原来的盐度单位和‰表示法<sup>[22]</sup>。假设海表盐度为 35 psu, 海表温度为 275 K, 海面风速为 5 m/s, 风向与辐射计观测方位的相对夹角为 0°, 海表面气温为 288.15 K, 海面气压为 1013 hPa, 水汽密度为 7.7 g/m<sup>3</sup>, 法拉第旋转角为 0°, 针对表 1 中两种降雨率情形计算的卫星观测亮温随入射角的变化如图 8 所示。

从图 8 可知, 当入射角为 0° 时, 在降雨率为 20 mm/h 的情况下, 卫星观测的垂直极化亮温和水平极化亮温比不考虑降雨的晴空时均增大 0.93 K; 在降雨率为 1 mm/h 的情况下, 卫星观测的垂直极化亮温和水平极化亮温比不考虑降雨的晴空时均增大 0.2 K。当入射角为 60° 时, 在降雨率为 20 mm/h 的情况下, 卫星观测的垂直极化亮温和水平极化亮温比不考虑降雨的晴空时分别增大 1.63 和 2.38 K; 在降雨率为 1 mm/h 的情况下, 卫星观测的垂直极化亮温和水平极化亮温比不考虑降雨的晴空时分别增大 0.35 和 0.51 K。

根据降雨强度, 可以将降雨分成 5 个等级: 小雨、中雨、大雨、暴雨和大暴雨, 对应的降雨率分别为 1, 5, 20, 100 和 200 mm/h。100 和 200 mm/h 的降雨率虽不多见, 但有可能出现, 因此本文参照大雨时的情况, 计算暴雨及大暴雨时的卫星观测亮温, 结果如图 9 所示。可以看出, 当入射角为 0° 时, 在降雨率为 200 mm/h 的情况下, 卫星观测的垂直极化

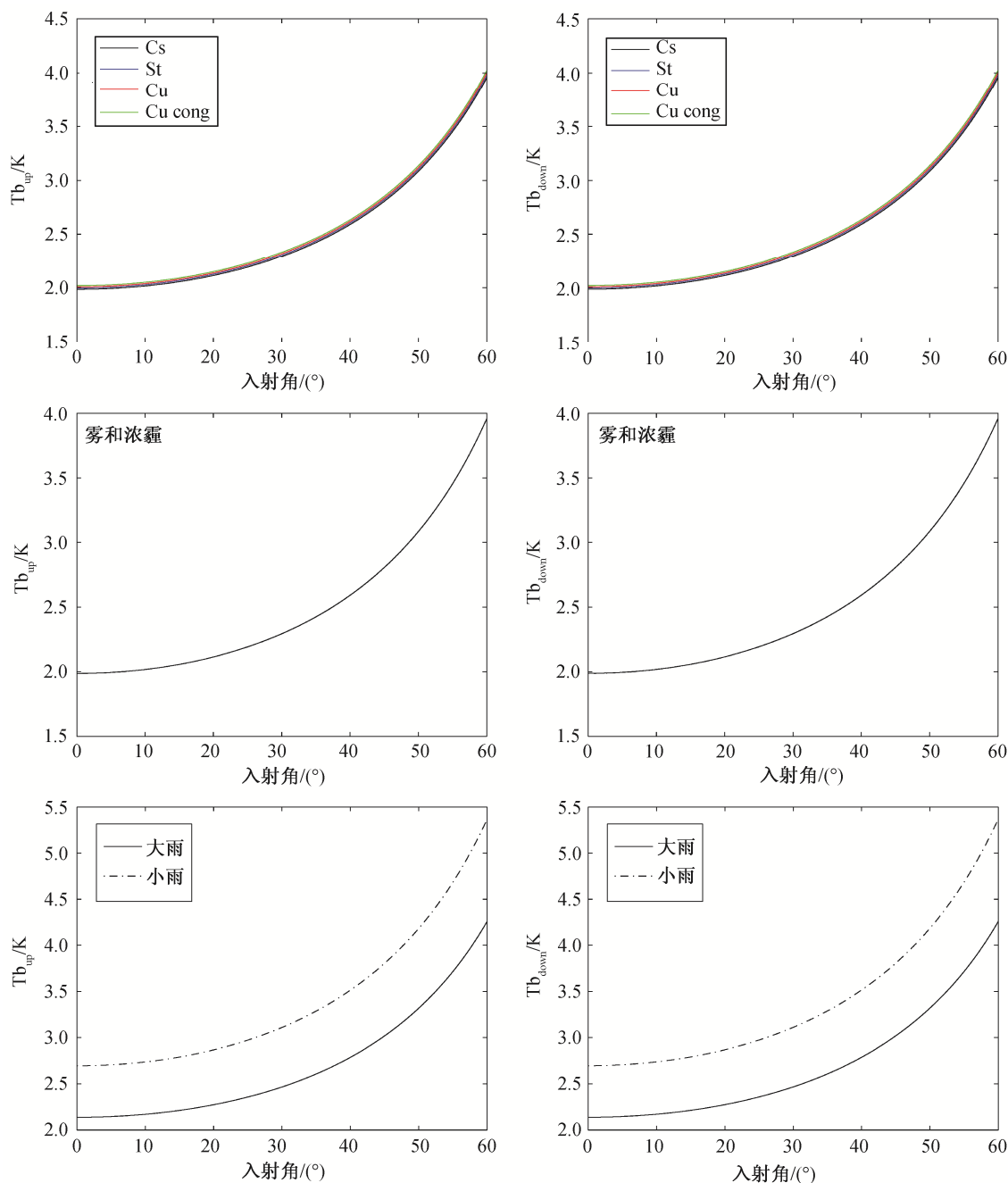


图 7 有云、雾、霾和降雨时 L 波段大气上(左)、下(右)行辐射亮温

Fig. 7 Curves of upwelling (left) and downwelling (right) radiation brightness temperature under different weather conditions

亮温和水平极化亮温比不考虑降雨的晴空时均增大 3.16 K; 在降雨率为 100 mm/h 的情况下, 卫星观测的垂直极化亮温和水平极化亮温比不考虑降雨的晴空时均增大 1.98 K。当入射角为 60° 时, 在降雨率为 200 mm/h 的情况下, 卫星观测的垂直极化亮温和水平极化亮温比不考虑降雨的晴空时分别增大 5.5 和 8.0 K; 在降雨率为 100 mm/h 的情况下, 卫星观测的垂直极化亮温和水平极化亮温比不考虑降雨的晴空

时分别增大 3.5 和 5.0 K。

### 3.2 盐度计反演误差研究

为了研究降雨对盐度计反演海表盐度的影响, 本文在上述假设的环境背景下, 利用最大似然估计法, 设置目标函数为

$$\varepsilon = \frac{(Tbv_{\text{meas}} - Tbv_{\text{mod}})^2}{\text{var}(Tbv)} + \frac{(Tbh_{\text{meas}} - Tbh_{\text{mod}})^2}{\text{var}(Tbh)}, \quad (17)$$

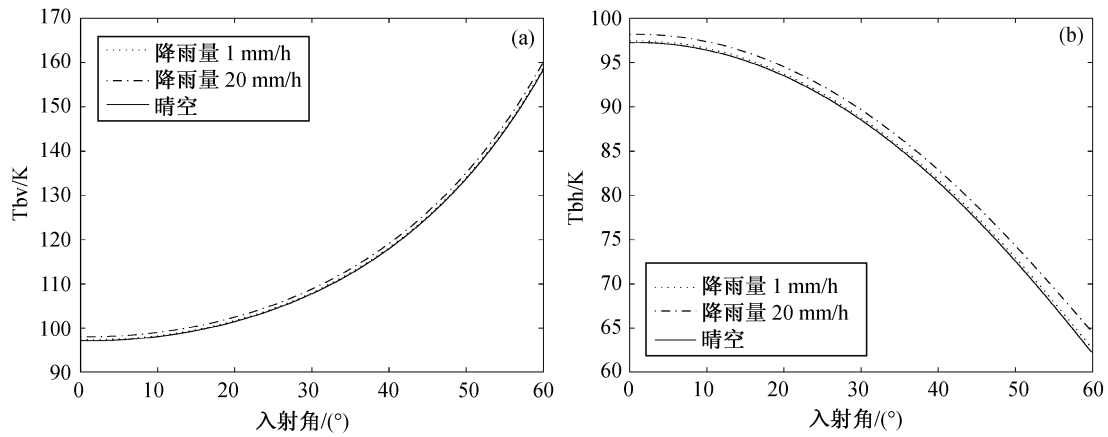


图8 不同入射角下降雨与晴空时垂直(a)和水平(b)极化观测亮温比较

Fig. 8 Comparison of observed V-polarization (a) and H-polarization (b) brightness temperature with different incidence angles

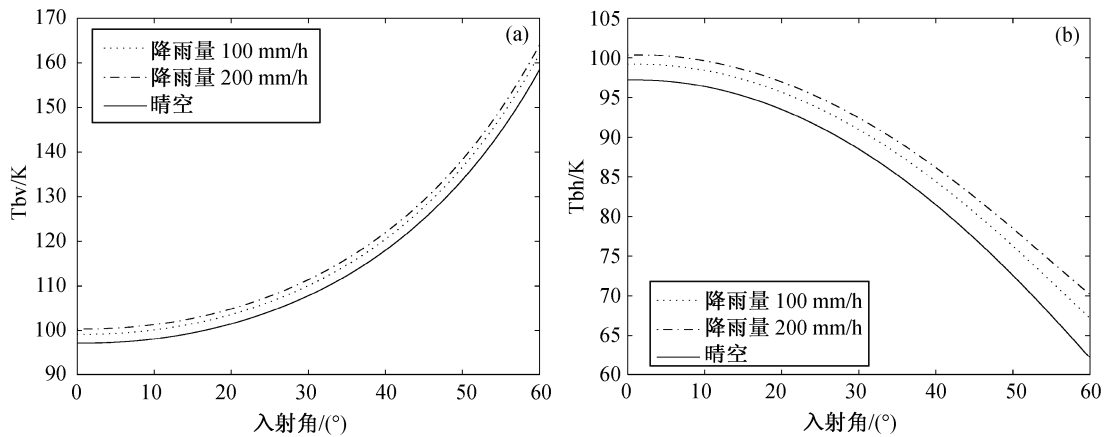


图9 不同入射角下强降雨与晴空时垂直(a)和水平(b)极化观测亮温比较

Fig. 9 Comparison of observed V-polarization (a) and H-polarization (b) brightness temperature under heavy rainfall and clear sky condition with different incidence angles

式中,  $Tb_{v_{mod}}$  和  $Tb_{h_{mod}}$  为仿真模型得到的未考虑降水影响的垂直和水平极化亮温;  $Tb_{v_{meas}}$  和  $Tb_{h_{meas}}$  为实际接收到的垂直和水平极化亮温, 本文中用仿真模型得到的考虑了降水影响的垂直和水平极化亮温替代;  $var(Tb_v)$  和  $var(Tb_h)$  为垂直极化通道和水平极化通道对应的亮温不确定度, 我们在本文中假设  $var(Tb_v) = var(Tb_h)$ 。在其他环境量已知的前提下, 模型仿真亮温  $Tb_{v_{mod}}$  和  $Tb_{h_{mod}}$  只受海表面盐度的影响。因此, 通过改变盐度值, 反复迭代, 使得  $\varepsilon$  值达到最小, 即可得到海表面盐度的反演结果。最后, 得到降雨时海表盐度反演误差(设定盐度值减去反演盐度值)随入射角的变化, 如图10所示。

从图10可知, 在图8对应的环境背景下, 降雨时海表盐度反演值偏小, 并且, 随着降雨率的增

大, 海表盐度反演误差明显增大。在小雨情况下, 反演误差最小为0.82 psu, 最大为1.43 psu; 在大雨情况下, 反演误差最小为3.9 psu, 最大为7.0 psu; 在暴雨和大暴雨情况下, 反演误差非常大。随着入射角的增大, 反演误差逐渐增大, 这是由于入射角的增大导致衰减路径增长。

为了研究不同环境背景下降雨对海表盐度反演误差的影响, 本文以 Aquarius 卫星的3个入射角  $29.36^\circ$ ,  $38.49^\circ$  和  $46.29^\circ$  为前提, 通过改变环境背景条件, 分析环境参数对降雨时盐度反演误差的影响。表2为海表盐度为35 psu, 海面风速为5 m/s, 风向与辐射计观测方位角的相对夹角为  $0^\circ$ , 海表气温为288.15 K, 海面气压为1013 hPa, 水汽密度为  $7.7 \text{ g/m}^3$ , 法拉第旋转角为  $0^\circ$ , 海表温度分别为275,



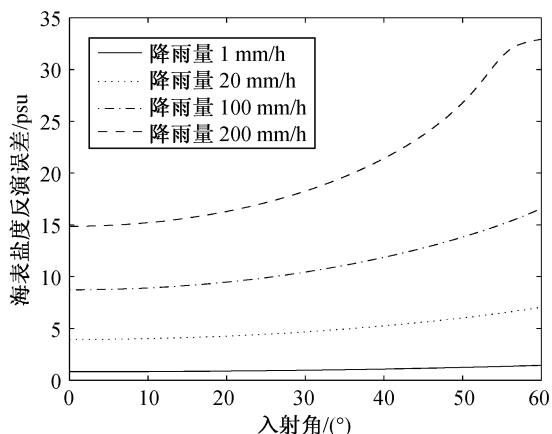


图 10 降雨情况下海表盐度的反演误差

Fig. 10 Salinity retrieval error under rainfall conditions

表 2 不同海表温度时小雨情况下盐度反演误差

Table 2 Salinity retrieval error under different sea surface temperature

入射角/(°)	盐度反演误差/psu		
	275 K	295 K	305 K
29.36	0.96	0.42	0.34
38.49	1.06	0.46	0.37
46.29	1.17	0.52	0.41

295和305 K 时,小雨情况下盐度反演误差。表 3 为其他参数不变,海表温度为305 K,海表盐度分别为 20, 30和40 psu 时,小雨情况下不同入射角的盐度反演误差。表 4 为其他参数不变,海表温度为 305 K,海面风速分别为5, 15和20 m/s 时,小雨情况下不同入射角的盐度反演误差。表 5 为其他参数不变,海表温度为305 K,水汽密度分别为7, 10和15 g/m<sup>3</sup>时,不同入射角,小雨情况下的盐度反演误差。表 6 为其他参数不变,海表温度为305 K,海面气压分别为970, 1013和1028 hPa 时,不同入射角,小雨情况下的盐度反演误差,气压最大及最小参考值来源于 ECMWF 的 2014 年 7 月海平面平均气压值数据。表 7 为其他参数不变,海表温度为305 K,海表气温分

表 3 不同海表盐度时小雨情况下盐度反演误差

Table 3 Salinity retrieval error under different sea surface salinity

入射角/(°)	盐度反演误差/psu		
	20 psu	30 psu	40 psu
29.36	0.29	0.32	0.37
38.49	0.33	0.35	0.41
46.29	0.37	0.39	0.44

表 4 不同海面风速时小雨情况下盐度反演误差

Table 4 Salinity retrieval error under different sea surface windspeed

入射角/(°)	盐度反演误差/psu		
	5 m/s	15 m/s	20 m/s
29.36	0.34	0.34	0.33
38.49	0.37	0.37	0.37
46.29	0.41	0.41	0.41

表 5 不同水汽密度时小雨情况下盐度反演误差

Table 5 Salinity retrieval error under different sea level vapor

入射角/(°)	盐度反演误差/psu		
	7 g/m <sup>3</sup>	10 g/m <sup>3</sup>	15 g/m <sup>3</sup>
29.36	0.34	0.34	0.34
38.49	0.37	0.37	0.37
46.29	0.41	0.41	0.41

表 6 不同海面气压时小雨情况下盐度反演误差

Table 6 Salinity retrieval error under different sea level pressure

入射角/(°)	盐度反演误差/psu		
	970 hPa	1013 hPa	1028 hPa
29.36	0.34	0.34	0.34
38.49	0.37	0.37	0.37
46.29	0.41	0.41	0.41

别为278.15, 288.15和303.15 K 时,不同入射角,小雨情况下盐度反演误差。

从仿真结果(表2~7)看,在降雨情况下,盐度反演误差随着海表温度的增加而减小,且在低盐度区盐度反演误差较小,在海表气温低值和高值时,盐度反演误差比中值时都小,特别是在气温较低时,反演误差大约为0.1 psu。海面风速、水汽密度及海面气压对降雨情况下盐度反演的影响基本上可以忽略。

表 7 不同海表气温时,小雨情况下盐度反演误差

Table 7 Salinity retrieval error under different sea level atmosphere temperature

入射角/(°)	盐度反演误差/psu		
	278.15 K	288.15 K	303.15 K
29.36	0.09	0.34	0.28
38.49	0.10	0.37	0.30
46.29	0.11	0.41	0.33

SMOS 和 Aquarius 的盐度测量精度设计值分别为月平均 0.1 和 0.2 psu, 但是目前两颗卫星均未达到设计指标<sup>[23]</sup>。这不仅与两颗卫星均未采用校正温度的同步测量手段、未彻底解决 L 频段无线电频率干扰(radio frequency interference, RFI)、SMOS 卫星没有采用天线温控技术、Aquarius 空间分辨率等因素有关, 而且与亮温正演模型的各个环节密切相关, 是一个系统性的复杂问题。大气对海表盐度反演的影响只是正演模型中的一个环节, 从本文研究的结果来看, 降雨对海表盐度的反演影响不可忽略, 特别是在海表温度较低的高纬度地区, 即使在小雨情况下, 反演误差也达到 1 psu 左右。当然, 这只是单次测量误差的结果。在卫星一个月的多次测量过程中很难始终处于降雨情况中(特定地区除外), 因此可以通过统计的方法, 尽可能减小降雨的影响。尽管如此, 为了达到月平均测量指标, 有必要考虑降雨等天气情况的影响, 从而提高单次测量精度。

## 4 结论与讨论

为了研究大气对 L 波段星载盐度计辐射传输特性及海表盐度反演的影响, 本文基于 MPM93 大气毫米波传播模型, 根据微波辐射传输方程, 数值仿真了几种典型大气情况的大气辐射参数。结果表明, 由于在 L 波段悬浮液滴的衰减系数很小, 因此考虑悬浮液滴影响的云、雾和霾情形的大气辐射参数与晴空时相差无几, 可以忽略其影响。然而, 由于雨滴的散射和吸收双重效应, 降雨对大气辐射参数的影响不可忽略, 并且随着降雨率的增大, 影响增大。

在降雨情况下, 如果海表盐度反演过程不考虑降雨的影响, 则将接收到的亮温视为晴空下接收到的亮温来进行海表盐度反演计算, 这样必然带来一定的反演误差。为了研究降雨对盐度计海表盐度反演的影响, 本文构建了星载盐度计观测亮温正演模型(该模型包括平静海面亮温模型、风生亮温模型、MPM93 大气传播模型和电离层模型), 结合正演模型并考虑双极化的海表盐度反演算法, 对降雨时的盐度反演误差进行数值仿真。结果表明, 在降雨发生时, 卫星接收到的海表面亮温升高。这是由于雨滴对 L 波段的衰减引起的, 这种亮温的升高使得盐度反演的结果比实际值小, 并且随着降雨率的增加, 盐度反演误差明显增大, 即使在小雨时也达

到 0.82 psu, 在大雨时接近 4 psu, 严重影响反演准确度。针对 Aquarius 的 3 个入射角, 重点对不同环境参数下小雨情形的盐度反演误差进行数值仿真研究。结果表明, 盐度反演误差随着海表温度增加而减小, 在盐度低值时误差较小, 并且盐度反演误差随海表气温的升高呈现先增大后减小的趋势, 在约 288.15 K 时误差达到最大, 而在 278.15 K 时误差约为 0.1 psu。盐度反演误差受海面风速、海面气压和海面水汽密度的影响极小。

由于降雨对海表盐度遥感的影响比较复杂, 除大气中的液态水改变电磁波传播特性外, 还有降雨致使海表面盐度淡化以及雨滴落于海面时海表面粗糙度的改变<sup>[24-25]</sup>。本文主要基于模型, 通过数值仿真研究不同天气情况, 特别是降雨对盐度计辐射特性及盐度反演的影响。后续工作将结合卫星实测数据以及 ECMWF 数据, 验证仿真结果。

## 参考文献

- [1] Reynolds R W, Ji M, Leetmaa A. Use of salinity to improve ocean modeling. *Physics and Chemistry of the Earth*, 1998, 23(5): 543-553
- [2] Droppleman J D, Mennella R A, Evans D E. An airborne measurement of the salinity variations of the Mississippi River outflow. *Journal of Geophysical Research*, 1970, 75(30): 5909-5913
- [3] Lerner R M, Hollinger J P. Analysis of 1.4 GHz radiometric measurements from Skylab. *Remote Sensing of Environment*, 1977, 6(4): 251-269
- [4] Swift C T, McIntosh R E. Considerations for microwave remote sensing of ocean-surface salinity. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1983, GE-21(4): 480-491
- [5] 殷晓斌. 海面风矢量、温度和盐度的被动微波遥感及风对温盐遥感的影响研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2007
- [6] 马文韬. 基于 Aquarius 卫星的盐度遥感误差与复杂海面微波辐射研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2015
- [7] 吴彬锋. 卫星盐度计海表盐度反演技术[D]. 北京: 国家海洋环境预报中心, 2016
- [8] 王迎强, 严卫, 严明. 基于星载微波辐射计的海面风场对海表盐度反演影响研究. *遥感技术与应用*, 2016, 31(6): 1037-1044
- [9] Zine S, Boutin J, Font J, et al. Overview of the SMOS sea surface salinity prototype processor. *IEEE Tran-*

- sactions on Geoscience and Remote Sensing, 2008, 46(3): 621–645
- [10] Ulaby F T, Moore R K, Fung A K. Microwave remote sensing active and passive-volume III: from theory to applications. Artech House Inc, 1986, 22(5): 1223–1227
- [11] Liebe H J, Rosenkranz P W, Hufford G A. Atmospheric 60-GHz oxygen spectrum: new laboratory measurements and line parameters. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 1992, 48: 629–643
- [12] Rosenkranz P. Water vapor microwave continuum absorption: a comparison of measurements and models. *Radio Science*, 1998, 33(4): 919–928
- [13] Liebe H J. An updated model for millimeter wave propagation in moist air. *Radio Science*, 1985, 20(5): 1069–1089
- [14] Liebe H J. MPM — an atmospheric millimeter-wave propagation model. *International Journal of Infrared and Millimeter Wave*, 1989, 10(6): 631–650
- [15] Liebe H J, Hufford G A, Cotton M G. Propagation modeling of moist air and suspended water/ice particles at frequencies below 1000 GHz // AGARD 52nd Specialists' Meeting of the Electromagnetic Wave Propagation Panel. Palma de Mallorca: AGARD, 1993: 3-1–3-10
- [16] Gibbins C J. Improved algorithms for the determination of specific attenuation at sea level by dry air and water vapor, in the frequency range 1–350 GHz. *Radio Science*, 1986, 21(6): 949–954
- [17] 张培昌, 王振会. 大气微波遥感基础. 北京: 气象出版社, 1995: 332–335
- [18] NOAA, NASA, USAF. US Standard Atmosphere, 1976. Washington, DC: US Government Printing Office, 1976: 6–12
- [19] Goff J A, Gratch S. Low-pressure properties of water from –160 to 212°F. *Transactions of the American Society of Heating and Ventilating Engineers*, 1946, 52: 95–122
- [20] Ulaby F T, Moore R K, Fung A K. Microwave remote sensing. Massachusetts: Addison-Wesley Publishing Company, 1981: 135–138
- [21] UNESCO. Unesco technical papers in Marine Science, No. 28. Paris: UNESCO, 1978: 29–31
- [22] 孙湘平. 中国近海区域海洋. 北京: 海洋出版社, 2008: 283–286
- [23] 殷小军, 张庆君, 王睿, 等. 海洋盐度探测卫星的现状分析和未来趋势. *航天器工程*, 2016, 25(1): 119–123
- [24] Felton C S, Subrahmanyam B, Murty V S N, et al. Estimation of the barrier layer thickness in the Indian Ocean using aquarius salinity. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2014, 119(7): 4200–4213
- [25] Ma Wentao, Yang Xiaofeng, Yu Yang, et al. Impact of rain-induced sea surface roughness variations on salinity retrieval from the Aquarius/SAC-D satellite. *Acta Oceanologica Sinica*, 2015, 34(7): 89–96