

# 青藏高原及周边地区 AIRS 卫星温度廓线产品探空检验分析

张雷<sup>1,2</sup>, 郑向东<sup>2</sup>, 姚振东<sup>1</sup>

(1. 成都信息工程大学, 四川 成都 610225; 2. 中国气象科学研究院, 北京 100081)

**摘要:**根据 Aura 大气红外探测器 (AIRS) (V6) 温度廓线 ( $T_{AIRS}$ ), 采用线性插值和平均核函数平滑卷积方法降低了青藏高原 (改则、那曲、拉萨、林芝和阿里) 及周边地区 (大理、理塘和腾冲) 主要以 Vaisala RS92 观测的探空温度廓线数据垂直分辨率, 分别得到基于线性内插和核函数平滑的两组探空温度廓线:  $T_{sonde-I}$  和  $T_{sonde-K}$ , 用于检验  $T_{AIRS}$  在青藏高原误差特征。结果表明, 相对于  $T_{sonde-I}$ ,  $T_{AIRS}$  平均误差 (MB), 均方根误差 (RSM) 和中值 (MeB) 分别为  $-0.7$  K,  $2.2$  K,  $-0.7$  K ( $n=284$ ), 而相对于  $T_{sonde-K}$ , 对应的误差则分别为  $-0.6$  K,  $1.7$  K 和  $-0.5$  K。平均核函数的卷积平滑处理的探空温度廓线,  $T_{sonde-K}$  优于  $T_{sonde-I}$  用于检验  $T_{AIRS}$  的误差分布。相对于  $T_{sonde-K}$ , 在平流层、对流层顶附近及对流层  $T_{AIRS}$  的 MB 分别为  $-0.3 \pm 1.4$  K,  $-0.4 \pm 1.2$  K,  $-0.5 \pm 1.7$  K。 $T_{AIRS}$  的误差在高原及其周边地区呈现季节差异, 2-3 月 300 hPa 以下偏暖 0.5 K 但对流层顶及其以上平流层则分别偏冷 0.4 和 2.0 K ( $n=49$ ); 5-6 月对流层内和平流层内分别偏冷 0.9 K 和偏暖 0.1 K ( $n=88$ ); 7-9 月除了在 21 ~ 43 hPa 和 71 ~ 103 hPa 分别偏暖 0.2 K 和 0.3 K ( $n=145$ ) 外, 其余部分都偏冷。

**关键词:** AIRS 温度廓线; 探空温度廓线; 比对分析; 青藏高原

## 0 引言

青藏高原是全球中纬度地区中海拔最高、地形最为复杂、气候最具特点的区域。青藏高原在夏季被认为是一个热源, 对流层强烈的向上输送使得在这一区域, 尤其是 UT-LS (上对流层-下平流层) 区的温度、水汽和臭氧垂直分布与同纬度相比有着显著区域特点<sup>[1]</sup>。同时, 青藏高原是全球气候变化敏感区域, 也是灾害性天气多发区域<sup>[2-3]</sup>, 但由于青藏高原幅员辽阔, 人居环境恶劣, 地面和探空观测站点稀疏, 观测能力薄弱造成了青藏高原及周边地区的观测资料相对匮乏<sup>[4]</sup>, 因此利用卫星遥感观测区域大的优势, 通过同化技术将卫星数据产品应用到数值预报模式中去是提高青藏高原天气预报和气候预测水平的重要途径之一。但对卫星数据产品的检验是其应用的重要前提之一。卫星遥感产品的验证方法包括卫星产品之间的比较分析, 或者通过地面、探空、飞机观测的结果来检验分析。

大气温度廓线是卫星遥感的重要产品之一。已有在青藏高原地区的卫星温度廓线工作的验证主要针对气象、电离层与气候星座观测系统 (constellation observing system for meteorology, ionosphere and climate, COSMIC) 的卫星产品<sup>[5-6]</sup>。在对流层上层至平流层 10 hPa 以下的高度的微波临边探测 (microwave limb sounding,

MLS) 探测器的温度廓线也被检验过<sup>[7]</sup>, 但大气红外探测器 (atmospheric infrared sounder, AIRS) 的温度廓线检验工作还是开展得比较少。

尽管 Aqua 卫星 AIRS 温度廓线产品的验证在全球已开展过, 而在青藏高原地区的检验分析工作还是比较少, 颜晓露利用简单的线性插值方法降低探空温度廓线垂直分辨率与 AIRS 的标准版数据进行了比较, 发现 2-3 月 AIRS 产品在高原大气偏暖 (在对流层顶附近偏冷) 但 5 月和 7 月则是偏冷 (除 100 hPa 外), 而且相对于探空来说 AIRS 产品误差比 MLS 更小<sup>[8]</sup>。但鉴于卫星廓线产品在反演计算的原理上针对某个特定高度层的温度 (或其他大气参数) 并不是单纯仅仅代表了这个高度的数据, 而是综合考虑到该高度所在气压层的不同高度的权重贡献<sup>[7]</sup>, 因此, 简单线性插值以某个具体高度的探空仪直接测量参数来检验卫星廓线产品时忽略了反演 AIRS 廓线产品的物理原理。为此, 主要采用 AIRS 反演计算温度廓线过程中的平均核函数 (Averaging Kernel) 对在青藏高原获取的原始探空温度廓线进行降垂直分辨率的计算处理, 以与 AIRS 廓线产品进行比较。同时仍采用线性插值方法处理探空数据进行比较。目的是比较两种气象探空资料的处理方法来检验 AIRS 的温度廓线在青藏高原及周边地区的适用性, 评估 AIRS 卫星温度产品在青藏高原的精度状况, 以便读者使用卫星数据时参考。

# 1 数据介绍

## 1.1 探空观测数据

探空仪主要是使用芬兰 Vaisala 公司的 RS92 型。RS92 探空仪采用变容电容丝作为温度传感器进行温度测量,测量范围为 $-90 \sim 60$  K,测量精度在 20 hPa 以下为 $0.2 \sim 0.3$  K,20 hPa 以上为 $0.5$  K<sup>[9-11]</sup>。根据 2010 年世界气象组织第八届探空仪比对实验的结果,RS92 探空仪的测量精度在地面至 100 hPa 的高度高于

$0.3$  K,而在  $100 \sim 10$  hPa 精度在 $0.6$  °C 以内<sup>[12]</sup>。此外,文中分析的 2010 年在腾冲还使用了 Vaisala 的 RS80 气象探空仪,在 2016 年阿里的探空观测中使用了 Imet-气象探空仪,它们测量温度的精度分别: $0.4 \sim 0.8$  K (RS80)<sup>[13-14]</sup>, $0.3$  K (Imet)<sup>[15]</sup>。涉及的气象探空数据相关信息请见表 1。考虑到探空资料有限,加上 AIRS 水平分辨率较高且一天昼夜两次通过同一测站上空,因此文中卫星和探空廓线的匹配标准参考 Yan 等的工作<sup>[1,7]</sup>,选择星下点位置距离探空的空間距离在 100 km 以内且卫星过境时间与探空释放时间间隔最小为标准进行匹配。

表 1 本章所用温度探空数据介绍

实验地点	纬度/°N	经度/°E	海拔/km	观测时段	探空次数	探空仪类型
大理	25.71	100.18	1.96	2008.3.6-2008.7.16	62	RS92
理塘	29.98	100.26	3.92	2008.3.6-2008.7.16	54	RS92
改则	32.31	84.04	4.42	2008.2.24-2008.3.19 2008.7.7-2008.7.16	66	RS92
腾冲	25.00	98.50	1.66	2010.8.8-2010.8.30	10	RS80
那曲	31.29	92.04	4.5	2011.7.29-2011.8.23	11	RS92
拉萨	29.66	91.14	3.65	2012.6.1-2012.7.14	17	RS92
林芝	29.67	94.33	2.99	2014.6.6-2014.7.29	20	RS92
阿里	32.49	80.1	4.27	2016.5.24-2016.9.21	44	RS92 (22) and InterMet(22)

## 1.2 AIRS 卫星温度产品

AIRS 是搭载在 EOS-Aqua 卫星上具有高光谱红外探测器,采用多种先进的红外遥感技术,可以得到精细化的大气廓线产品,并且它与先进微波探测单元 (advanced microwave sounding unit-A, AMSU-A) 和巴西湿度探测器 (humidity sounder for brazil, HSB) 一起组成了一代极轨红外、微波大气探测系统。AIRS 的光谱在热红外区 $3.7 \sim 15.4$   $\mu\text{m}$ 分为 3 个谱段:短波段 $3.74 \sim 4.61$   $\mu\text{m}$ ,中波段 $6.20 \sim 8.22$   $\mu\text{m}$ 和长波段 $8.80 \sim 15.4$   $\mu\text{m}$ ,共有 2378 个光谱通道,其中 500 多个通道用于探测温度,这些通道位于 $4.3$   $\mu\text{m}$ 和 $15.5$   $\mu\text{m}$ 的  $\text{CO}_2$  吸收带附近<sup>[16]</sup>。光谱分辨率可达  $1200(\lambda/\Delta\lambda)$ ,星下点分辨率平均为 13.5 km,垂直分辨率为 1 km,每天白天夜晚分别两次获取全球观测数据。主要对目前公开的 AIRS-V6 的温度廓线进行检验。AIRS 数据 V6 与 V5 的相比有如下几点改进,新的初估值 (神经网络) 方法,改进的晴空订正算法,额外的质量控制标志旗以及测值的不确定性<sup>[17]</sup>。使用 AIRS 第六版二级支持产品 (AIRX2SUP),卫星资料来源于 GES DISC 网站 (<https://disc.sci.gsfc.nasa.gov>)。该数据集包含 100

层温度廓线及 AIRS 产品反演时所用的先验平均温度廓线和平均核函数。100 层气压层为 AIRS 算法中预先定义,高度从 1100 hPa 到 0.0161 hPa。

Boylan 等<sup>[18]</sup>利用南极地区下坠式探空仪观测温度廓线与 AIRSV6 温度廓线产品进行了对比,发现在对流层在 ( $75 \sim 1000$  hPa) AIRS 比探空廓线平均偏低  $0.5$  K,最大误差约为  $-1$  K 出现在 150 hPa 附近,且误差与地表类型有关。Diao 等<sup>[19]</sup>利用飞机定点观测数据对  $87^\circ\text{N} \sim 67^\circ\text{S}$  从地面到 UT-LS 高度的 AIRS 温度产品进行了验证,发现温度绝对误差为  $1 \sim 2.5$  K,卫星反演温度在边界层内低于飞机观测值,在 UT-LS 区域高于飞机观测值。Gao 等<sup>[20]</sup>利用中国区域地面气象站温度资料对 AIRS 反演地面气温做了评估,发现 AIRS 地面气温误差与测站海拔高度和下垫面类型有关,且随海拔升高误差有增大的趋势。倪成诚等<sup>[21]</sup>将中国川藏地区的 AIRS 温度资料与 L 波段探空资料进行比较,发现 AIRS 温度资料在高原地区的偏差主要出现在低层,中高层一致性较高,而在四川盆地 AIRS 温度资料在整层精度都较高。但是现有的工作缺乏对 AIRSV6 版的温度产品在青藏高原及周边地区进行评估,而且国内的对比验证工作在处理探空资料时多采

用简单插值方法。将 AIRS-V6 温度资料与经 AIRS 权重函数平滑后的探空数据进行比较,目的在于更加精确的评价 AIRS 卫星温度在青藏高原的误差分布特征。

### 1.3 数据处理方法

由于探空资料的垂直分辨率远高于卫星的廓线产品,为了用探空资料验证卫星资料时必须降低探空仪垂直分辨率。分别采用拉格朗日线性插值法和平均核函数平滑法分别降低高垂直分辨率的原始探空数据以匹配到 AIRS 温度廓线产品预设的气压高度用以检验其精度。拉格朗日线性插值法被广泛用于卫星廓线产品的验证工作中<sup>[22-23]</sup>,而采用 AIRS 反演计算过程中的平均核函数(averaging kernel)对探空仪廓线进行卷积,得到平均核函数平滑后的探空廓线,从而降低探空资料的垂直分辨率,实现比对验证<sup>[24]</sup>。通过如下的数学过程加权平均到 AIRS 气压层上:

$$T_{sonde-K} = T_{1st} + FAF'(T_{sonde-I} - T_{1st})$$

其中  $T_{sonde-K}$  是将探空数据采用 AIRS 数据反演所用平均核函数进行平滑后得到的探空温度廓线,  $T_{1st}$  是 AIRS 气压层上先验的初估值廓线,  $F$  是 AIRS 卫星数据所采用的梯形矩阵,  $F'$  是  $F$  的最小二乘解,其中  $F' = [F^T F]^{-1} F^T$ ,  $A$  是平均核函数矩阵。平均核函数是不同高度上辐射贡献的权重函数,它决定了来自一定高度范围内大气红外辐射总量,反映了卫星探测某个高度的辐射值与该高度所处的高度层之间的关系<sup>[24-25]</sup>。AIRS 的平均核函数在 AIRS-L2 支持产品中提供,不同版本 AIRS 产品的平均核函数不同。

AIRS 是将 AIRS 和 AMSU 仪器获得的测量原始数据(即 Level 1a 产品)转换为红外辐射值(Level 1a 产品)用于反演计算多种大气物理参数<sup>[26]</sup>。在反演计算过程中引入了先验的平均态函数与先验廓线来对基于辐射计算温度结果的约束。大量的验证工作表明,在无云条件下温度数据均方根误差为 1 K<sup>[27-28]</sup>。根据 Conrath 等<sup>[29-30]</sup>的研究,为了使遥感廓线反演值和相应的探空观测或现场飞机观测廓线具有可比性,需使用平均核函数将分辨率较高的探空观测数据平滑到低分辨率的 AIRS 廓线所规定的气压层上,在平滑过程中是需考虑遥感测值预设的气压高度层及 AIRS 的先验廓线,因为探空温度数据是直接探测的参数,与温度所处的高度层上、下是没有关系的。利用简单的线性插值法得到的降分辨率的探空廓线与 AIRS 廓线的比较是假设卫星产品在各高度上的数据是彼此独立的。但实际上 AIRS 卫星在反演具体某高度气象参量时,

包含了不同气压层的权重贡献,且这个过程不是线性的。这种现象在测量值(包括水汽、温度和臭氧)垂直梯度较大区域(如上对流层)尤为明显<sup>[1]</sup>。采用卫星反演算法中的平均核函数对探空数据进行平滑插值处理比较符合卫星反演温度廓线产品的物理过程,也应比直接插值探空数据进行比较更为科学。

## 2 结果分析

### 2.1 温度比较个例及总体情况

图 1 给出了 2014 年 6 月 16 日 19 时(国际标准时间,下同)在西藏林芝地区探空观测温度廓线与 AIRS 卫星观测值比较个例。AIRS 过境时间与探空观测时间相差 5 小时,探空仪释放时间为下午 16-17 时,卫星过境时探空观测已结束。若以气球释放点与气球爆炸位置处的平均距离作为气球的参考位置,卫星过境轨道位于距离探空气球的东北部约为 8.85 km。从图 1(a)可以看出,应用平均核函数卷积平滑后的探空数据消除了很多探空廓线的精细结构,但整体上平滑后的低分辨廓线与原始探空廓线的垂直结构保持较高的一致性。在对流层中、下部(600 ~ 200 hPa)和对流层顶附近(90 ~ 60 hPa),AIRS 温度( $T_{AIRS}$ )比两种插值后的探空温度值都低,其中它与线性内插后的探空温度廓线(下文简称  $T_{sonde-I}$ )的差别大于它与平均核函数平滑后的探空温度廓线(下文简称  $T_{sonde-K}$ )之间的差别(图 1b);  $T_{AIRS}$  廓线相对于  $T_{sonde-K}$  的绝对误差变化幅度相对较小,在 100 ~ 30 hPa 高度为负值且变化范围不超过 -1 K;相比之下相对于  $T_{sonde-I}$  的误差在 100 hPa 附近开始迅速减小,直到 70 hPa 处出现一个拐点向正向增加持续到 50 hPa 处。除了平流层中少数位置外,  $T_{AIRS}$  相比于  $T_{sonde-K}$  的误差几乎都为负值,而相比于  $T_{sonde-I}$  在 100 hPa 和 50 hPa 附近是明显的正值误差。总的来说,卫星反演温度在这次比较中明显低于了探空观测值。

图 2 是 2016 年 6 月 19 日在阿里地区的对比分析个例。探空仪释放时间比卫星过境时间早 8 小时,其位置位于 AIRS 过境点西北部约 7.25 km 处。可以看出,  $T_{sonde-I}$  和  $T_{sonde-K}$  与原始探空温度廓线的垂直结构较一致,虽然  $T_{sonde-K}$  消除了原始探空廓线观测到的精细温度变化结构。由图 2(b)可以看出,  $T_{AIRS} - T_{sonde-I}$  与  $T_{AIRS} - T_{sonde-K}$  的垂直变化趋势也相同,而  $T_{AIRS} - T_{sonde-K}$  的误差变化波动更小。在对流层低层 300 hPa 以下 AIRS 温度比探空测值高 1 K 左右,而  $T_{AIRS} - T_{sonde-I}$  而得到的误差在此区域出现了较大的波动。在 200 ~ 60 hPa 高

度范围  $T_{AIRS}$  平均比  $T_{sonde-I}$  和  $T_{sonde-K}$  约低 1 K。对流层顶附近  $T_{AIRS}$  比  $T_{sonde-K}$  平均偏低 1 K 左右,而在 60 hPa 以上的平流层中,误差变化相对稳定,  $T_{AIRS}$  相对于  $T_{sonde-I}$  和  $T_{sonde-K}$  误差变化范围分别在  $\pm 0.5$  K 和  $\pm 1.5$  K 之间。这说明在此个例中平均核函数方法明显降低了  $T_{AIRS}$  在对流层顶附近和平流层内的误差,而在对流层内两种方法的误差分布无显著的差异。

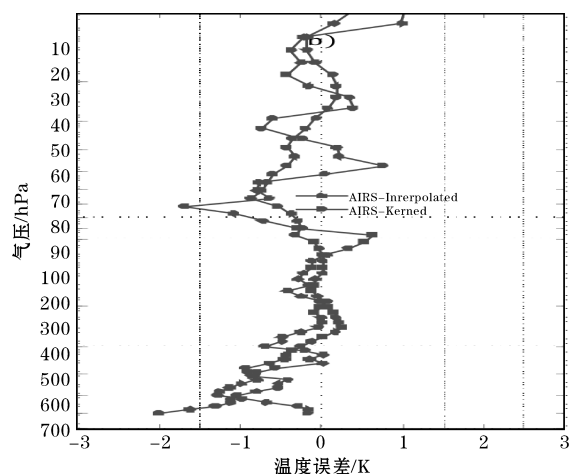
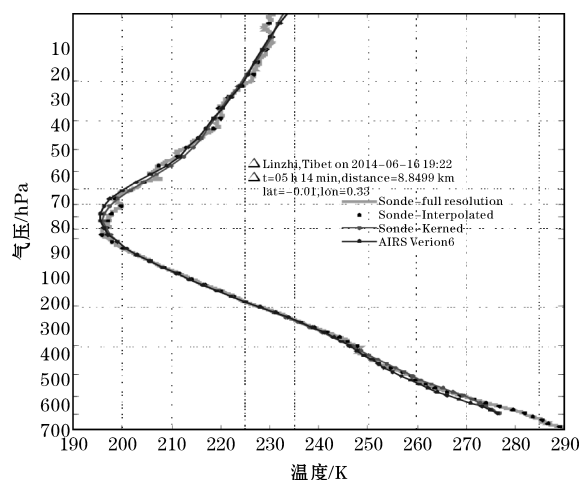


图1 RS92 探空观测温度廓线和 AIRS 卫星温度廓线产品在西藏林芝地区的个例及相对误差比较情况

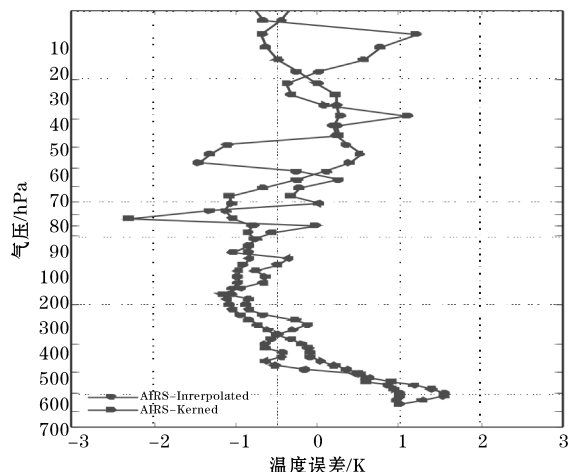
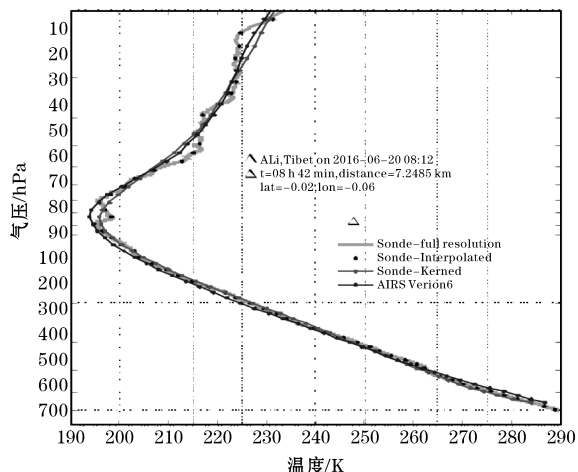


图2 RS92 探空观测温度廓线和 AIRS 卫星温度廓线产品在西藏阿里地区的个例及相对误差比较情况

为了评估两种方法下的验证结果差异,引入平均误差(MB)、中值误差(MeB)、均方根误差(RMS)和四分位差作为评价指标。MB 代表了在等精度条件下若干次卫星测值随机误差的算术平均值,反映了卫星测值与探空测值的接近程度,MB 的标准差代表该误差数据偏离程度。MB 值受极端值影响很大,可能导致所得结果不能够真实反映数据集的误差水平,因此引入了 MeB 作为对 MB 的可信度参考。若 MB 和 MeB 一致或相近,则说明 MB 客观地反应了实际卫星产品的真实精度情况。同时将四分位差作为 MeB 离散程度的判据,四分位差不受极值影响,因此,四分位差的大小在一定程度上说明了中位数对一组数据的代表程度。RMS 对极端值十分敏感,其大小是衡量卫星产品和探空数据差异程度另一个标准。图 3 给出 AIRS 反演温度产品的 MB 平均误差、MeB 中值误差、四分位差和 RMS 情况。

在大多数气压层上 MB 和 MeB 比较一致,少数高度(对流层底部和 50 ~ 40 hPa 高度)上两者存在差别,但不超过 0.5 K。  $T_{AIRS}$  相对于  $T_{sonde-I}$  和  $T_{sonde-K}$  的误差分布一致性较好的高度在 407 ~ 201 hPa、190 ~ 103 hPa、90 ~ 83 hPa、21 ~ 10 hPa,在这些气层中  $T_{AIRS} - T_{sonde-I}$  和  $T_{AIRS} - T_{sonde-K}$  的平均值分别为:  $-0.2 \pm 1.4$  K,  $-0.1 \pm 1.4$  K;  $-0.5 \pm 1.4$  K,  $-0.8 \pm 1.2$  K;  $0.1 \pm 1.9$  K,  $0.3 \pm 1.4$  K;  $-0.3 \pm 2.2$  K,  $-0.5 \pm 1.5$  K。在 66 ~ 47 hPa 高度上两者的 MB 虽然均为负值,但数值上差异较大,分别为  $-0.9 \pm 2.0$  K 和  $-0.2 \pm 1.3$  K。总体上讲,除如 90 ~ 83 hPa、43 ~ 23 hPa ( $T_{AIRS} - T_{sonde-I}$ ) 和 90 ~ 72 hPa ( $T_{AIRS} - T_{sonde-K}$ ) 等少数高度层外,  $T_{AIRS}$  几乎在所有气压层上低于  $T_{sonde-I}$  和  $T_{sonde-K}$  分别约  $-0.7 \pm 2$  K 和  $-0.6 \pm 1.6$  K。  $T_{AIRS} - T_{sonde-I}$  在 575 hPa 处出现最大值 ( $-2.4 \pm 4.2$  K),  $T_{AIRS} - T_{sonde-K}$  在此高度也达到最大但数值上小于前者,仅为  $-0.9 \pm 2.3$  K。在平流层 70 hPa 以上  $T_{AIRS} - T_{sonde-K}$  几乎均为负值,平均为  $-0.4 \pm 1.4$  K; 而  $T_{AIRS} - T_{sonde-I}$  正负交替出现(40 hPa 为中心)。  $T_{AIRS} - T_{sonde-I}$  的

RMS 在 575 hPa 附近存在明显极大值(4.9 K), 这点与 MB 在 575 hPa 出现最大值是相符的。表 2 给出了部分典型高度上通过  $T_{AIRS}$  相对于  $T_{sonde-I}$  和  $T_{sonde-K}$  的均值误差、均方根误差、中值误差和四分位差的大小。

表 2 典型气压层上  $T_{AIRS}$  相对于  $T_{sonde-I}$  和  $T_{sonde-K}$  的误差(K) 分布

高度/hPa	$T_{sonde-I}$				$T_{sonde-K}$			
	均值误差	均方根误差	中值误差	四分位误差	均值误差	均方根误差	中值误差	四分位误差
10	-0.5	2.6	-0.4	3.6	-0.5	1.6	-0.8	1.2
21	-0.1	1.9	-0.1	2.5	0	1.3	0	0.9
32	0.5	1.9	0.4	1.9	-0.4	1.5	-0.2	1.5
43	0.1	1.8	0.2	2.2	-0.6	1.8	-0.2	2.4
61	-1.0	2.2	-1.0	2.4	-0.3	1.1	-0.4	1.4
90	0	1.9	0.3	2.5	0.2	1.4	0.3	1.7
110	-0.4	1.7	-0.5	1.9	-0.6	1.4	-0.6	1.5
151	-0.6	1.4	-0.6	1.3	-1.0	1.5	-0.9	1.2
201	-0.5	1.4	-0.5	1.5	-0.6	1.6	-0.6	1.3
247	-0.2	1.4	-0.3	1.4	0	1.3	-0.2	1.4
300	-0.1	1.4	-0.3	1.7	0	1.2	-0.1	1.3
344	0	1.4	-0.18	1.8	0.1	1.3	0	1.4
407	0.1	1.7	0.1	2.1	-0.1	1.7	-0.1	2.1
497	-1.2	2.6	-0.9	2.7	-0.1	2.5	-0.7	2.7
597	-1.8	4.0	-1.5	4.1	-0.7	2.2	-0.3	2.3
707	-0.6	2.2	-0.6	2.6	-0.4	2.3	-0.4	2.8
802	-1.5	3.2	-1.0	3.8	-0.8	1.7	-0.4	1.8
各高度平均	-0.7	2.3	-0.7	2.4	-0.6	1.7	-0.5	1.7

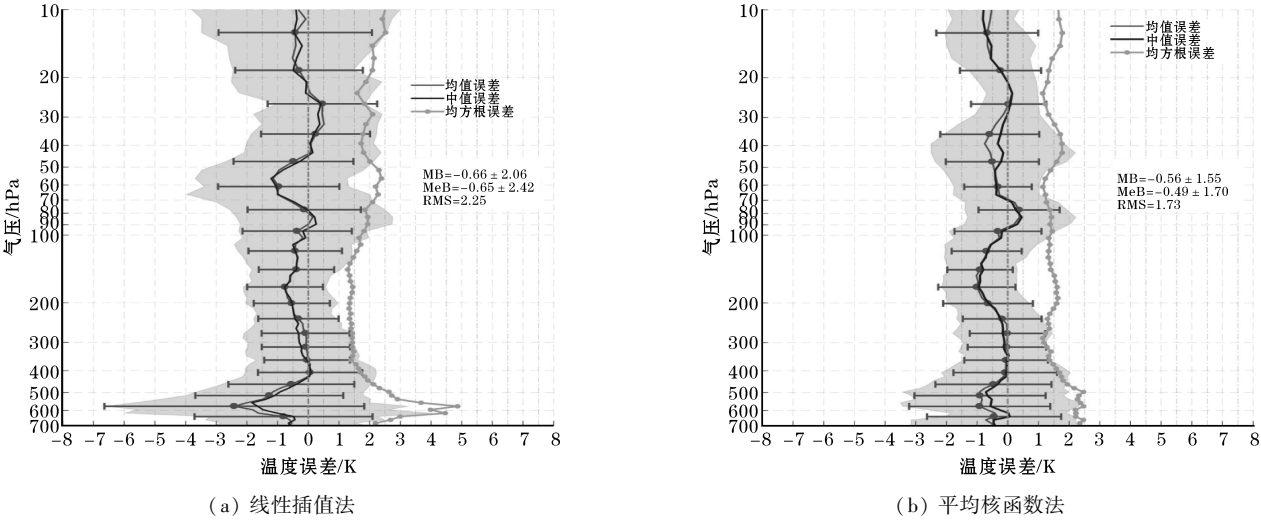


图 3 AIRS 温度廓线的平均误差、中值误差和均方根误差垂直分布

2.2 分站点比较情况

图 4 给出了在表 1 中的 8 个站点上空 AIRS 温度廓线绝对误差。

总体来看,所有测站的  $T_{AIRS}$  均低于  $T_{sonde-I}$  和  $T_{sonde-K}$ ,表明了 AIRS 温度廓线在高原 10 hPa 高度以下是偏低的。在大理地区,  $T_{AIRS}-T_{sonde-I}$  和  $T_{AIRS}-T_{sonde-K}$  在 100 hPa 以上相差较大,在 100~50 hPa 之间 MB 分别为  $-0.5\pm1.9$  K,  $0.4\pm1.1$  K, 而 50 hPa 以上分别达到  $0.4\pm1.8$  K,  $-0.4\pm1.5$  K。100 hPa 高度以下值分布较为一

致( $-0.2\pm1.6$  K,  $-0.3\pm1.5$  K)

与大理相似,改则和理塘地区在平流层至 50 hPa 左右高度两条误差廓线出现交错点。在 70~50 hPa,  $T_{AIRS}$  相对于  $T_{sonde-I}$  的误差比相对  $T_{sonde-K}$  的更大(改则:  $-1.1\pm2.4$  K,  $-0.4\pm1.4$  K;理塘:  $-1.0\pm1.9$  K,  $-0.1\pm1.1$  K),改则地区在 50~60 hPa 附近具有较大的误差( $-2.0\pm2.4$  K,  $-1.1\pm1.4$  K),类似的误差较大现象在理塘也出现( $-1.3\pm1.9$  K,  $0.3\pm1.1$  K)。400~200 hPa 附近  $T_{AIRS}$  误差均有减小的趋势,这点和大理的情况一致,在近地面附近  $T_{AIRS}-T_{sonde-I}$  在理塘和改则的

MB 分别为  $-0.1 \pm 2.0$  K,  $-2.0 \pm 3.1$  K 而  $T_{AIRS} - T_{sonde-K}$  则分别为  $-0.5 \pm 2.4$  K,  $-1.4 \pm 2.5$  K。

腾冲地区  $T_{AIRS}$  误差较大高度在平流层和对流层顶附近,最大误差出现在 66 hPa,  $T_{AIRS} - T_{sonde-I}$  和  $T_{AIRS} - T_{sonde-K}$  值分别为  $-3.8 \pm 2.1$  K 和  $-1.8 \pm 1.1$  K, 平流层 70 hPa 以上 MB 分别为  $-0.7 \pm 2.0$  K,  $-0.6 \pm 1.1$  K, 到对流层顶附近 70 ~ 150 hPa 则下降变为  $-0.4 \pm 1.2$  K -  $0.1 \pm 0.8$  K, 在对流层 150 hPa 以下误差较小(分别为  $-0.6 \pm 1.4$  K,  $-0.5 \pm 1.2$  K), 在近地面处误差增大( $2.2 \pm 2.1$  K,  $-1.1 \pm 2.0$  K)。

那曲地区在 11 hPa 具有较大的误差,  $T_{AIRS} - T_{sonde-I}$  和  $T_{AIRS} - T_{sonde-K}$  值分别为  $-1.5 \pm 5.1$  K,  $-2.3 \pm 2.4$  K, 且 30 ~ 10 hPa 误差增加明显。两条误差廓线除在对流层顶附近 96 ~ 77 hPa 为正值外( $0.7 \pm 1.6$  K,  $0.7 \pm 1.0$  K), 其余气压层都显示为负。  $T_{AIRS} - T_{sonde-I}$  和  $T_{AIRS} - T_{sonde-K}$  在 110 hPa ( $-0.6 \pm 1.3$  K,  $0.6 \pm 0.9$  K) 和 555 hPa ( $-3.2 \pm 2.5$  K,  $-0.5 \pm 1.3$  K) 存在明显差异。拉萨地区同样在 11 hPa 出现了较大误差, 但  $T_{AIRS} - T_{sonde-K}$  ( $-1.1 \pm 2.3$  K) 明显低于了  $T_{AIRS} - T_{sonde-I}$  的值( $-1.6 \pm 0.9$  K)。

在林芝地区,  $T_{AIRS} - T_{sonde-I}$  和  $T_{AIRS} - T_{sonde-K}$  较为接近, 但  $T_{AIRS} - T_{sonde-K}$  略低: 平流层分别为  $0.2 \pm 1.1$  K,  $0.1$

$\pm 0.8$  K, 对流层顶附近分别为  $-0.2 \pm 0.6$  K,  $-0.1 \pm 0.5$  K, 对流层则分别为  $-0.5 \pm 0.6$  K,  $-0.3 \pm 0.5$  K。误差差异较大的区域在 500 hPa 以下,  $T_{AIRS} - T_{sonde-I}$  为  $-2.4 \pm 2.4$  K 而  $T_{AIRS} - T_{sonde-K}$  仅为  $-0.5 \pm 2.4$  K。阿里地区 MB 在 500 hPa 以上高度变化幅度较小, 变化范围在  $-1 \sim 0.5$  K 以内, 30 hPa 以上标准差略有提高, 而误差最大的区域同样出现在近地面附近,  $T_{AIRS} - T_{sonde-I}$  和  $T_{AIRS} - T_{sonde-K}$  分别为  $-3.2 \pm 3.1$  K 和  $-1.1 \pm 2.6$  K。

AIRS 温度廓线的反演采用了最优估计法, 初始廓线的准确度和平均核函数的差异都会对 AIRS 反演产品的精度有影响<sup>[31-32]</sup>。AIRS 产品的初始廓线来自于欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 预报场数据, 而在青藏高原地区再分析数据与探空观测数据是存在一定的差别。平均核函数定义了真实大气状态与反演辐射值之间的关系, 代表了 AIRS 观测值对大气状态变化的敏感程度, 通过权重数据应用到 AIRS 产品的 100 个预设气压层上<sup>[33-34]</sup>。线性插值法则是将高分辨率的探空数据降低到 AIRS 规定气压高度层上的比较结果, 误差较大。因此, 通过利用平均核函数法处理高分辨率探空数据与卫星产品进行比较可进一步降低了 AIRS 卫星产品的误差。

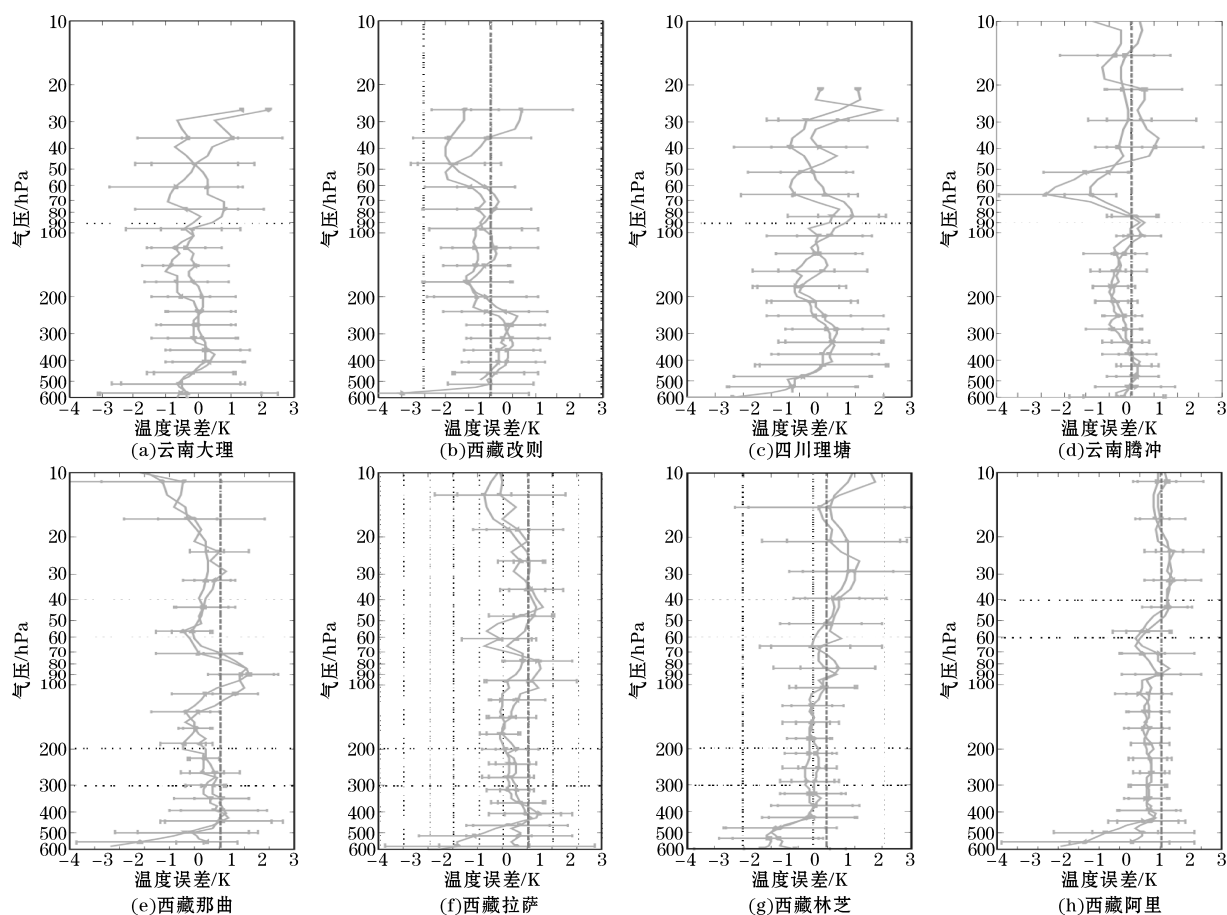


图4 分站点比较 AIRS 与线性插值法和平均核函数法处理后的 RS92 温度廓线

2.3 各站点月平均比较结果

由于8 站点数据中有6 个站点(改则,大理,理塘,林芝,拉萨,阿里)探空数据季节跨度较大,因此为了解这些站点  $T_{AIRS}$  在不同季节的误差分布情况,文中将根据每个月不同站点的  $T_{AIRS}$  误差按月进行平均后进行分析。根据前面结果,  $T_{AIRS} - T_{sonde-K}$  相对于  $T_{AIRS} - T_{sonde-I}$  误差更低,故下文进一步分析  $T_{AIRS} - T_{sonde-K}$  在各站点不同时段误差分布情况(见图5)。

改则地区探空数据集中在2、3 和7 月。从图5(a)可以看出,在60 hPa以上2、3 月误差廓线具有随高度变化一致:在43 hPa附近 MB 均出现了较大值(2 月和3 月分别为  $-2.8 \pm 0.8$  K,  $-2.5 \pm 1.1$  K);60 hPa-170 hPa MB 变化规律基本相同。在201~441 hPa 出现差异,2 月的 MB 值由正转为负,而3 月则恰恰相反。7 月误差分布情况与2、3 月份有差别,在60 hPa 以上,误差略为减小,而在60~100 hPa 则明显增大。7 月份的误差在201~441 hPa 仅存在较小的波动,没有出现正负交替的情况,显然 AIRS 温度廓线的 MB 在不同月份存在较大的差异。

大理、理塘地区的观测数据都集中在3、5、7 三个

月。从图5(b)、(c)中可以看出,3 月的 MB 在100 hPa 以上误差变化呈现出明显正、负值的波动现象,最大的正负误差分别出现在39 hPa(大理:  $-2.9 \pm 1.2$  K, 理塘:  $-2.6 \pm 1.5$  K)和77 hPa(大理:  $2.1 \pm 1.7$  K, 理塘:  $1.2 \pm 1.6$  K)。5 月和7 月的误差总体上变化相似,但大理500 hPa 以下存在差异。林芝和拉萨的数据集中在6、7 月份,如图5(d)(e)所示,6 月与7 月 MB 廓线在两站点均具有相似垂直分布因此  $T_{AIRS}$  误差分布较为一致。但是在20 hPa 以上和500 hPa 以下(尤其是林芝地区),6、7 月误差廓线仍然存在差异。

阿里地区数据涵盖5-9 月,其中5 月误差变化最大,变化最大的高度主要出现在71~201 hPa,平均为  $-1.4 \pm 1.8$  K。7、8 月份阿里地区误差分布结构较为相似,但与5、6 月不同,7、8 月的误差主要出现在300 hPa 以下,分别为  $-1.4 \pm 1.5$  K,  $-1.2 \pm 1.1$  K,而在71~201 hPa 误差值为  $-0.2 \pm 0.6$  K,  $-0.1 \pm 0.6$  K。在平流层区域,7、8 月份误差也比其他月份最小,MB 分别为  $-0.1 \pm 0.6$  K,  $-0.2 \pm 0.5$  K 而5 月最大( $-0.7 \pm 1.2$  K),依次是6 月( $-0.3 \pm 0.7$  K)和9 月( $-0.3 \pm 0.6$  K),可见,  $T_{AIRS}$  在阿里地区平流层区域夏季精度较高。

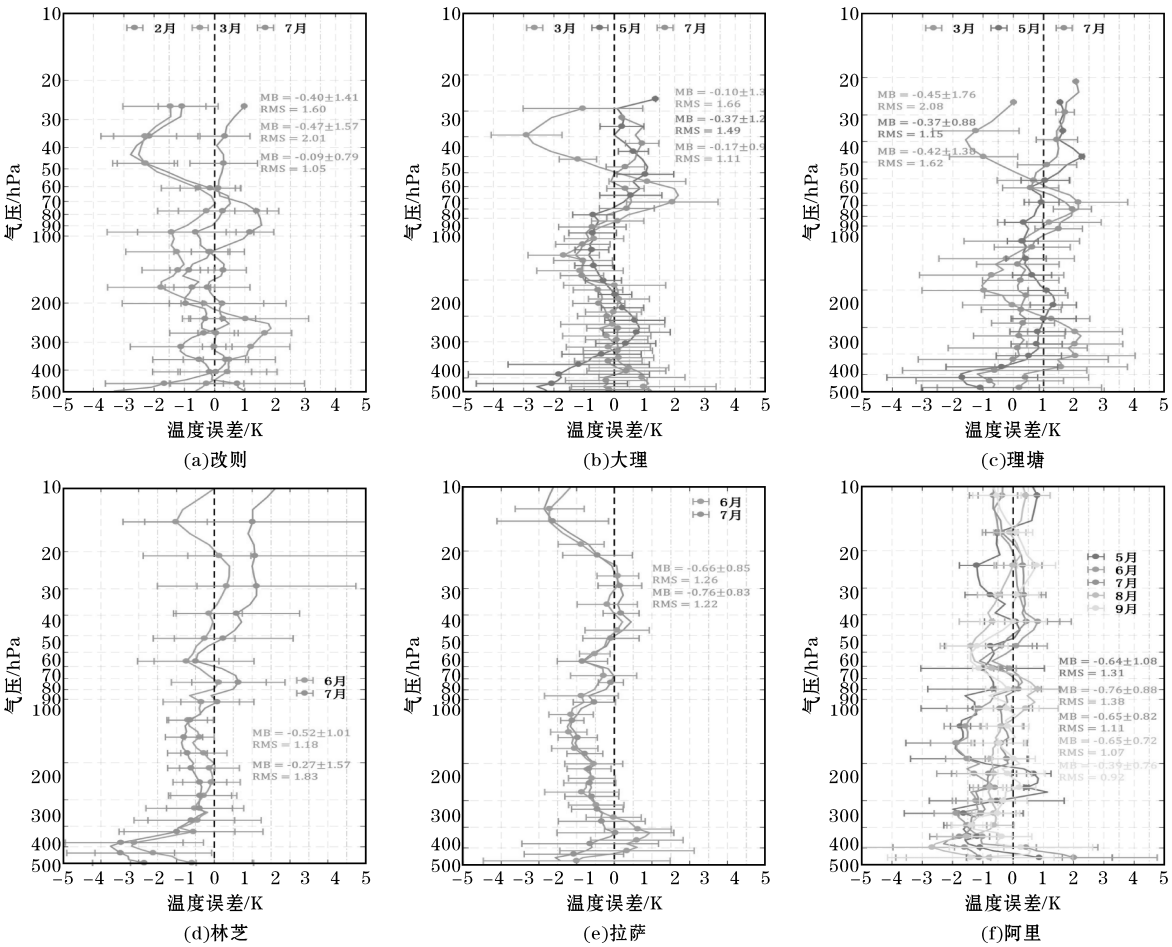


图5 改则,大理,理塘,林芝,拉萨,阿里6 站点温度月平均误差比较结果分析,误差棒代表标准差

### 3 讨论

用两种处理方法用以分析比较 AIRS 温度廓线数据在青藏高原及其周边地区的误差特点。根据  $T_{AIRS}$  反演物理过程的平均核函数卷积平滑处理后的探空数据与  $T_{AIRS}$  比较的差别值最小,而简单的线性内插探空数据的比较结果则显示了  $T_{AIRS}$  有较大的误差,因此,已有的工作<sup>[16,20-21]</sup>对  $T_{AIRS}$  误差的检验结果应是偏大了。

在高原地区 300 hPa 以上 MLS 温度廓线与探空资料的差别平均为  $1.4 \pm 0.6$  K<sup>[8]</sup>,而文中分析的 AIRS 温度廓线平均误差为  $0.4 \pm 1.3$  K,优于 MLS 的,但标准偏差比较大。MLS 的临边探测方式使得其廓线的水平分辨率较低且在 300 hPa 误差相当大,因此,  $T_{AIRS}$  的应用范围也有一定的优势。与已在高原使用的 COSMIC 卫星的温度廓线产品相比<sup>[5]</sup>,表 2 的  $T_{AIRS}$  的 RMS 在 10 ~ 11 km 要明显低于 COMIC 对应的值 (2.0 K),但以内插为比较标准的  $T_{AIRS}$  的 RMS 值在地面则是略高于 COSMIC (2.5 K)。另外,由于 AIRS 的初始廓线是来自再分析资料,它与实际的气候态的温度廓线相比还是有一定的差别的。这种差别到底能给  $T_{AIRS}$  带来多大的误差,仍需要进一步地调查。

### 4 结论

(1) 利用气象探空温度数据来检验 AIRS 卫星温度廓线 ( $T_{AIRS}$ ) 误差与探空资料的处理方法有关。在高原地区采用线性插值法与利用  $T_{AIRS}$  平均核函数的卷积平滑法分别得到的两组探空温度廓线,  $T_{sonde-I}$  和  $T_{sonde-K}$  用于检验  $T_{AIRS}$  误差还是略有差别。相对于  $T_{sonde-I}$ ,  $T_{AIRS}$  平均误差 (MB), 均方根误差 (RSM) 和中值 (MeB) 分别为  $-0.7$  K,  $2.2$  K  $-0.7$  K, 而相对于  $T_{sonde-K}$ , 对应的误差则分别为  $-0.6$  K,  $1.7$  K 和  $-0.5$  K。  $T_{AIRS}$  在高原测值偏低。

(2) 高原及其周边地区  $T_{AIRS}$  误差在垂直分布上相对于  $T_{sonde-I}$  而言, 在 71 hPa 以上平流层, 71 ~ 150 hPa 对流层顶附近及对流层的误差分别为  $-0.3 \pm 2.0$  K,  $-0.3 \pm 1.6$  K,  $-0.7 \pm 2.0$  K; 而相对于  $T_{sonde-K}$  而言则分别为  $-0.3 \pm 1.4$  K,  $-0.4 \pm 1.2$  K,  $-0.5 \pm 1.7$  K。平均核函数的卷积平滑处理的探空温度廓线,  $T_{sonde-K}$  数据, 建议用于对  $T_{AIRS}$  的检验。

(3)  $T_{AIRS}$  误差在高原及其周边地区呈现季节差异。2~3 月  $T_{AIRS}$  在 300 hPa 以下偏暖 (MB =  $0.5 \pm 2.0$  K); 对流层顶附近 (70 ~ 150 hPa) 偏冷 (MB =  $-0.4 \pm 1.9$  K); 在 50 hPa 以上也偏冷 (MB =  $-2.0 \pm 2.3$  K), 均方根误差为  $-2.0$  K; 5~6 月对流层内和平流层内 MB 分别为  $-0.9 \pm 1.8$  K 和  $0.1 \pm 0.9$  K; 7~9 月除了在 21 ~ 43 hPa

和 71 ~ 103 hPa 分别偏暖  $0.2 \pm 1.3$  K 和  $0.3 \pm 1.1$  K 外, 其余部分都偏冷, 所有高度 MB 为  $-0.4 \pm 1.4$  K。

### 参考文献:

- [1] 颜晓露, 郑向东, 周秀骥, 等. 夏季青藏高原及其周边地区卫星 MLS 水汽、臭氧产品的探空检验分析[J]. 中国科学: 地球科学, 2015, (3): 335-350.
- [2] 徐祥德. 青藏高原“敏感区”对我国灾害天气气候的影响及其监测[J]. 中国工程科学, 2009, (10): 96-107.
- [3] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979.
- [4] 李跃清. 第三次青藏高原大气科学试验的观测基础[J]. 高原山地气象研究, 2011, (3): 77-82.
- [5] Feng S, Fu Y, Xiao Q. Is the tropopause higher over the Tibetan Plateau? Observational evidence from Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere, and Climate (COSMIC) data [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2011, 116(D21): 21121.
- [6] 徐桂荣, 乐新安, 张文刚, 等. COSMIC 掩星资料反演青藏高原大气廓线与探空观测的对比分析[J]. 暴雨灾害, 2016, (4): 315-325.
- [7] Yan X, Wright J S, Zheng X, et al. Validation of Aura MLS retrievals of temperature, water vapour and ozone in the upper troposphere and lower-middle stratosphere over the Tibetan Plateau during boreal summer[J]. 2016, 9(8): 1-27.
- [8] 颜晓露. 青藏高原及其周边地区上对流层—下平流层水汽、臭氧和温度垂直分布特征观测研究[D]. 北京: 中国气象科学研究院, 2015.
- [9] 李伟, 赵培涛, 郭启云, 等. 国产 GPS 探空仪国际比对试验结果[J]. 应用气象学报, 2011, (4): 453-462.
- [10] 李伟, 邢毅, 马舒庆. 国产 GTS1 探空仪与 VAISALA 公司 RS92 探空仪对比分析[J]. 气象, 2009, (10): 97-102.
- [11] 颜晓露, 郑向东, 李蔚, 等. 两种探空仪观测湿度垂直分布及其应用比较[J]. 应用气象学报, 2012, (4): 433-440.
- [12] Nash J, Smout R, Oakley T, et al. WMO Intercomparison of High Quality Radiosonde Systems[J].
- [13] Bian J, Chen H, Vömel H, et al. Intercomparison of humidity and temperature sensors: GTS1, Vaisala RS80, and CFH[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2011, 28(1): 139-146.

- [14] Steinbrecht W, Claude H, Schönerborn F. Systematic Pressure and Temperature Differences between Vaisala RS80 and RS92 Radiosonde-Systems [J]. *Journal of Atmospheric & Oceanic Technology*, 2008, 25(6): 909-927.
- [15] Hurst D F, Hall E G, Jordan A F, et al. Comparisons of temperature, pressure and humidity measurements by balloon-borne radiosondes and frost point hygrometers during MOHAVE 2009 [J]. *Atmospheric Measurement Techniques*, 2011, 4(4): 2777-2793.
- [16] 刘辉,董超华,张文建,等. AIRS 晴空大气温度廓线反演试验[J]. *气象学报*, 2008, 66(4): 513-519.
- [17] Blackwell W J. Neural network Jacobian analysis for high-resolution profiling of the atmosphere [J]. *EURASIP Journal on Advances in Signal Processing*, 2012, (1): 1-11.
- [18] Boylan P, Wang J, Cohn S A, et al. Validation of AIRS version 6 temperature profiles and surface-based inversions over Antarctica using Concordiasi dropsonde data [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2015, 120(3): 992-1007.
- [19] Diao M, Jumbam L, Sheffield J, et al. Validation of AIRS/AMSU-A water vapor and temperature data with in situ aircraft observations from the surface to UT/LS from 87°N - 67°S [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2013, 118(12): 6816-6836.
- [20] Gao W, Zhao F, Xu Y, et al. Validation of the Surface Air Temperature Products Retrieved From the Atmospheric Infrared Sounder Over China [J]. *IEEE Transactions on Geoscience & Remote Sensing*, 2008, 46(6): 1783-1789.
- [21] 倪成诚,李国平,熊效振. AIRS 资料在川藏地区适用性的验证[J]. *山地学报*, 2013, 31(6): 656-663.
- [22] Bian J, Gettelman A, Chen H, et al. Validation of satellite ozone profile retrievals using Beijing ozonesonde data [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2007, 112(D6): 541-553.
- [23] Berthet G, Renard J B, Ghysels M, et al. Balloon-borne observations of mid-latitude stratospheric water vapour: comparisons with HALOE and MLS satellite data [J]. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 2013, 70(3): 197-219.
- [24] Maddy E S, Barnett C D. Vertical Resolution Estimates in Version 5 of AIRS Operational Retrievals [J]. *IEEE Transactions on Geoscience & Remote Sensing*, 2008, 46(8): 2375-2384.
- [25] Rodgers C D, Connor B J. Intercomparison of Remote Sounding Instruments [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 108(D3): 1-40.
- [26] Aumann H H, Chahine M T, Gautier C, et al. AIRS/AMSU/HSB on the Aqua mission: design, science objectives, data products, and processing systems [J]. *IEEE Transactions on Geoscience & Remote Sensing*, 2003, 41(2): 253-264.
- [27] Tobin D C, Revercomb H E, Knuteson R O, et al. Atmospheric Radiation Measurement site atmospheric state best estimates for Atmospheric Infrared Sounder temperature and water vapor retrieval validation [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2006, 111(D9): 831-846.
- [28] Divakarla M, Barnett C, Goldberg M, et al. Validation of Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) temperature, water vapor, and ozone retrievals with matched radiosonde and ozonesonde measurements and forecasts [M]. 2006.
- [29] Conrath B J. Vertical Resolution of Temperature Profiles Obtained from Remote Radiation Measurements [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1971, 29(7): 1262-1271.
- [30] Backus G, Gilbert F. Uniqueness in the Inversion of Inaccurate Gross Earth Data [J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society B Biological Sciences*, 1970, 266(1173): 123-192.
- [31] Strow L L, Hannon S E, Souza-Machado S D, et al. An overview of the AIRS radiative transfer model [J]. *IEEE Transactions on Geoscience & Remote Sensing*, 2003, 41(2): 303-313.
- [32] Susskind J, Blaisdell J M, Iredell L, et al. Improved Temperature Sounding and Quality Control Methodology Using AIRS/AMSU Data: The AIRS Science Team Version 5 Retrieval Algorithm [J]. *IEEE Transactions on Geoscience & Remote Sensing*, 2011, 49(3): 883-907.
- [33] Rodgers C D. Characterization and error analysis of profiles retrieved from remote sounding measurements [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1990, 95(D5): 5587-5595.
- [34] Rodgers C D, Connor B J. Intercomparison of Remote Sounding Instruments [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 108(D3): 1-40.