

GMS-5 卫星估计中国西部地区月降水

刘晓阳¹ T. D. DIALLO¹ 毛节泰¹ 李建通²

¹ 北京大学物理学院大气科学系, 北京 100871

² 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

摘 要 在气候降水数据集中, 中国西部地区的降水数据精度一直偏低, 如全球降水气候项目数据集(GPCP)数据 1998 年年平均相对误差在 100°E 以西达到 100% 以上, 由于这一地区人烟稀少, 缺少足够的地面雨量站, 极轨卫星时间覆盖率低, GMS 静止卫星高度角偏低, 给这一地区的降水测量和估计带来困难。本文尝试将 GOES 卫星降水指数(GPI)算法拓展应用到这一区域, 同时, 为了消除卫星高度角偏低造成的影响, 利用当地气候资料, 引入相对湿度修正因子。结果表明, 用 GMS 静止卫星云图结合气候资料, 可以有效估计中国西部地区的月降水。

关键词 GMS 卫星 全球降水气候项目数据集 GOES 卫星降水指数

文章编号 1006-9895(2005) 04-0518-08

中图分类号 P445

文献标识码 A

Monthly Precipitation Estimation over Western China Using GMS Satellite Data

LIU Xiao-Yang¹, T. D. DIALLO¹, MAO Jie-Tai¹, and LI Jian-Tong²

¹ *Department of Atmospheric Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871*

² *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

Abstract Among common climate precipitation data sets, the accuracy over the western part of China is not high enough, for example, the annual average relative error (uncertainty) is above 100% to the west of 100°E in China. Most part of this area is desert, so few weather stations are located in this area and the amount of annual precipitation is no more than 100 mm. It is more difficult to measure and estimate precipitation when the GMS satellite is positioned outside the suitable domain for GOES Precipitation Index (GPI). This paper presents a new method (WGPI) to estimate the monthly precipitation over the western part of China by modifying GPI with climate precipitation and humidity data. Results show that WGPI has the similar accuracy to Global Precipitation Climate Project (GPCP) data set.

Key words GMS satellite, climate precipitation, GPCP data set, GPI

1 引言

在世界气候研究项目(WCRP)中, 德国的全球气候降水中心(GPCC)开发了从雨量计数据收集、质量控制、插值和构造全球陆面降水的系统^[1], 利用全球电传系统(GTS)近 7000 个地面站进行准实时的降水监测, 获得 1986 年以来的全球月降水数

据。Xie 等^[2]利用美国国家气候数据中心(NOAA-NCDC)全球历史气候网(GHCN)和气候预报中心(NOAA-CPC)气候异常监测中心(CAMS)超过 6000 个地面站数据, 用和 GPCC 相同的算法得到 1971~1995 年 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 格点上的全球陆面降水。GPCC 数据和文献^[2]生成的数据是全球降水数据集 GPCP(全球降水气候项目数据集)^[3]和 CMAP

(气候预报中心的降水组合分析数据集)^[4]的重要组成部分。

目前, 已有许多涵盖 10 年以上的大尺度降水数据集, 其中 GPCP 和 CMAP 组合了各种卫星和雨量计测量的降水数据集。GPCP 最早是为使用美国国防气象卫星(DMSP)上的特别微波辐射成像仪(SSM/I)数据而建立(时间始自 1987 年), 后来引入其他的卫星和地面雨量计数据, 时间跨度也扩展为 1979 年至今; CMAP 数据集也覆盖同样的时段。这两种数据集在陆地上使用卫星结合雨量计估计降水, 在海上, 用红外和微波通道组合估计降水。红外反演使用 GPI (GOES 卫星降水指数)方法^[5, 6], 应用于静止和极轨卫星, 基于 SSM/I 的微波反演既使用了发射法^[7], 也使用散射法^[8]估计降水。GPCP 还用微波反演的降水修正红外反演的降水, 而 CMAP 则根据各种方法与雨量计数据的相关加权得到降水估计。

Gruber 等^[9]比较了 GPCP 和 CMAP 这两种组合数据集在 1987~1998 年 SSM/I 数据有效期间的降水, 发现卫星反演的降水变化在时间和空间上有很好的-致性, 两者在描述与 ENSO 有关的年际变化时也存在高度的相关, 但他们也发现两者在均值上, 在全球降水分布, 在区域平均降水时间序列上都存在一些微小的差异。

在中国西部地区, 一方面人烟稀少, 缺少足够的-地面雨量计与卫星结合估计降水, 另一方面, 在中国观测历时较长的 GMS 卫星位置偏东, 超出 GPI 一般应用范围, 同时, 该地区纬度普遍在北纬 40°以下, 极轨卫星的时间分辨率较低, 给卫星降水估计带来困难, 从 GPCP 的误差(数据不确定性)分析表明, 在中国西部地区可能存在较大的偏差。

针对上述问题, 本文利用多年 GMS 逐时资料, 研究用 GMS 卫星结合地面气候资料估计我国西部地区降水的方法和精度。

2 资料说明

2.1 GMS 卫星资料

GMS 卫星资料取自北京大学大气科学系接收的 1996~2002 年每小时红外云图资料, 具体时段如表 1 所示, 由于种种原因, 资料有部分缺失。资料的接收范围为中国及其周边地区, 3 个红外通道, 1 个可见光通道, 本文所用的资料为红外 1 通

表 1 GMS 资料时段分布

Table 1 GMS data used in this paper

年 Year	时段(月份) Months	图幅数 Images
1996	03~05, 09~12	4089
1997	01~09	5622
1998	01~12	7910
1999	01~12	8040
2000	01~12	8333
2001	01~09	5948
2002	04~12	6226

道, 数据的空间分辨率在中国中部约 9 km, 时间分辨率为 1 小时。

2.2 中国气候资料

中国气候资料取自中国地面 1961~1990 年 30 年整编 41 项气候值光盘资料, 涵盖全国(包括台湾省 2 个站)649 个观测台站。本文选用第 6、12 和第 14 项气候值, 即累年各月平均相对湿度、降水量数据文件和累年各月日降水量 ≥ 0.1 mm 日数数据文件, 从中计算各观测站月平均降水强度。

2.3 GPCP 资料

GPCP 数据集取自美国戈达德航天中心(NASA/GSFC)提供的 GPCP 组合数据集第 2 版(2001 年)。

3 GPI 方法

Arkin 和 Meisner^[5]提出的 GPI 是一种简单的红外(IR)阈值算法, 适用于估计南北纬度 40°以内的广大地区, 在国际卫星降水算法比较试验中^[10]得到很好的结果, 广泛应用于气候降水估计, 在 GPCP 和 CMAP 数据集中, GPI 都是其中红外估计降水的基本算法。然而, 基于 GPI 的降水算法在不同的地区, 不同的季节需要进行修正, 修正的方式可以是直接修正降水值, 也可以是修正 GPI 中的参数, Adler 等^[11]提出校准 GPI(AGPI)方法, 即用微波通道得到的月降水修正 GPI 估计的月降水, 这一算法已在 1a 版本的 GPCP 数据集中采用, 而且也作为 TRMM(热带测雨卫星)项目中的核心算法。类似地, Xu 等^[12]提出通用 AGPI(UAGPI)方法, 用微波数据同时修正 GPI 中的两个参数, 以减小 GPI 估计降水的不确定性。Huffman 等^[13]在 Xu 等提出的 UAGPI 基础上, 为使计算简便、结果稳定, 以月为单位修正 GPI 中的两个参数, 得到每日的降水估计, 这一方法被称之为 TMPI, 已被应用于 GPCP 最新版

本 $1^\circ \times 1^\circ$ 分辨率的全球日降水数据集。

GPI 也称全球降水指数, 基本思路是假定冷云顶温度低于 235 K 时, 产生降水, 降水强度取气候平均值 $3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, GPI 方法一般用于热带, 在月尺度、 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 格点上估计气候降水, 在算法比较试验(AIP-I, II, III)中, 该方法成为红外估计降水方法的代表, 1986 年以来, 美国静止卫星数据处理中心(GSDPC)^[6]以 5 天、 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 面积为单位生成覆盖 $40^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{S}$ 热带和亚热带地区, 每颗卫星在经度方向覆盖 100° 。GMS 卫星位于东经 140° , 可覆盖东经 $90^\circ \sim 190^\circ$ 。由于在高纬地球弯曲以及近地平地面杂波信号干扰, 导致冷云顶亮温与降水的关系变差, 因此, 在 GPI 生成的全球降水数据中, 还存在显著的随机误差和难以忽略的偏差。

本文利用北京大学 1996~2002 年接收的逐时 GMS 卫星云图资料, 用修正 GPI 方法(WGPI)估计中国西部地区月降水分布, 并用 GPCP 数据评估 WGPI 方法应用于中国西部地区的精度。

4 修正 GPI 方法(WGPI)

中国幅员辽阔, 地区气候差别较大, 中国西部地区地处内陆, 降水特性与海洋性气候的降水特性不同, 而且相对于 GMS 卫星经度偏西, GPI 方法在该地区不适用, 本文在 GPI 基础上提出适合中国地区月平均降水的计算公式:

$$P(\lambda, \varphi, m) = \int G(\lambda, \varphi, m) F_c(\lambda, \varphi, m) f(\lambda, \varphi, m) dt, \quad (1)$$

其中, λ 、 φ 、 m 分别表示经度、纬度和月份, t 为时间(单位: h), G 为不同地点气候平均降水强度(单位: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$), F_c 为低于亮温阈值(如 235 K)的云覆盖率, f 为气候相对湿度修正函数, P 为平均月降水量(单位: mm)。本方法的基本思路是用卫星资料确定降水场的结构, 用本地相对湿度气候值控制降水总量。

目前, 我国的气候资料中, 有关降水的记录均是基于地面站 6 小时降水, 从气候要素值月降水量和月降水天数资料可以得到月平均 6 小时降水强度。由于降水存在极大的时空变化, 从雨量站点上的 6 小时降水强度难以推得 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 格点上的每小时降水强度。为此, 假定雨量站的 6 小时降水强度和格点上的每小时降水强度之间存在一个常数系

数 C , 则

$$G(\lambda, \varphi, m) = C \times \frac{R_m(\lambda, \varphi, m)}{D_r \times 4}, \quad (2)$$

其中, R_m 为月降水量, D_r 为月降水日, C 为系数, 在气候资料中, 月降水量和月降水日都是基于 6 小时地面降水量统计得到的, 因此, 6 小时有降水并不表示降水在 6 小时中一直出现, 系数 C 用于将 6 小时降水量转换成平均降水强度, 其值可以通过对典型降水类型进行统计得到, 它表征降水的时空不均匀性, 其值越大, 降水的时空不均匀性越大。根据 30 年气候资料统计, 中国中部地区($28.75^\circ\text{N} \sim 38.75^\circ\text{N}$, $108.75^\circ\text{E} \sim 116.25^\circ\text{E}$)气候平均的 6 小时降水量为 3.0258 mm , 而这一区域的 GPI(取亮温阈值为 235 K, 平均降水强度为 $3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)估计降水与 GPCP 吻合最好^[14], 故本文取中国中部地区的 1 小时气候平均雨强为 $3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, 这样, 得到系数 $C = 3 \times 6 / 3.0258 \approx 6.0$, 结合各个格点上的气候平均 6 小时降水强度就可以得到每个格点上的 G 值, 对于部分缺少气候资料的地区, 这些格点的 G 值通过插值获得。

在 WGPI 中同时引入相对湿度修正因子, 修正函数为

$$f(\lambda, \varphi, m) = \begin{cases} (1 + e^{b-cq(\lambda, \varphi, m)})^{-1}, & q(\lambda, \varphi, m) < \bar{q}, \\ \ln[hq(\lambda, \varphi, m) - k], & q(\lambda, \varphi, m) \geq \bar{q}, \end{cases} \quad (3)$$

其中, $b = 2.7431$, $c = 4.74$, $h = 18.6$, $k = 10.3$ 均为统计参数, $q(\lambda, \varphi, m)$ 为各格点的月平均相对湿度(%), $\bar{q}$ (如 65%) 为全国气候月平均相对湿度。公式(3)中的系数值由多年 GMS 资料统计获得, 由于中国西部地区的相对湿度总是小于全国平均相对湿度, 因此, 式(3)应用于中国西部时, 只需要使用 $q < \bar{q}$ 部分。

5 讨论

GPCP 在中国大陆上的降水主要来自地面雨量计数据^[14], 而中国西部地面雨量站稀少, 如图 1 所示, 东经 100° 以西, 2.5° 格点上一般只有 2 个雨量站, 部分地区 2.5° 格点上甚至没有雨量站, 只能用插值的方法得到降水值, 因此, 在中国西部, GPCP 数据集由于缺少足够的实际观测资料, 对降水分布的描述存在着一定的不确定性。

图 2 为 GPCP 数据集给出的 1998 年 6 月份的

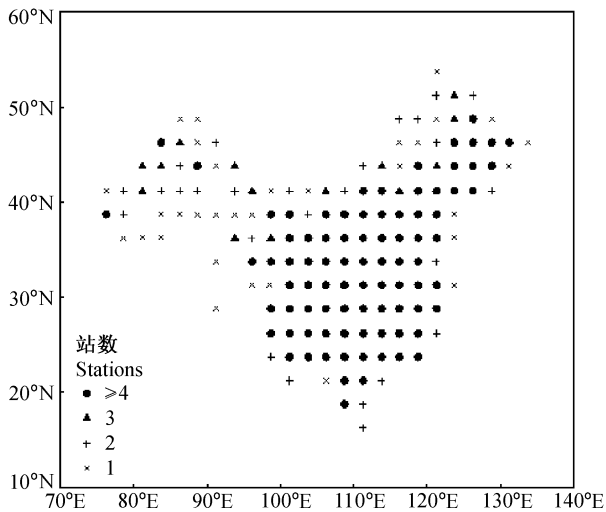


图 1 中国气候雨量站点分布

Fig. 1 The layout of climate rain gauge stations in China continent

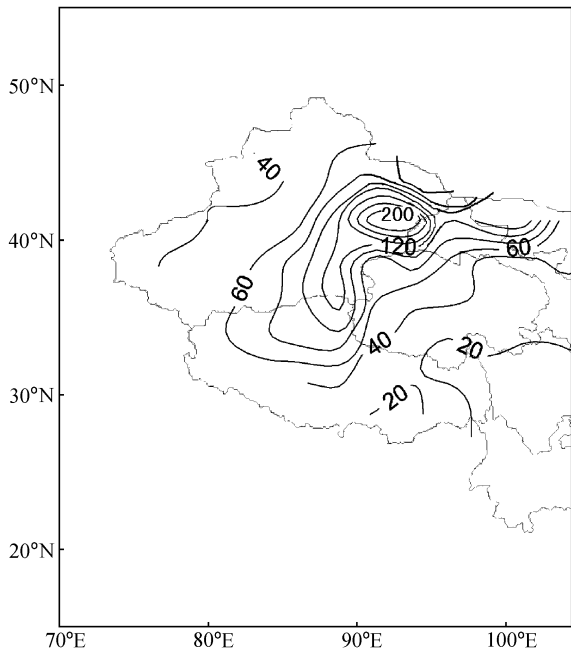


图 2 1998 年 6 月份 GPCP 相对误差(%)分布

Fig. 2 The relative error (%) of GPCP in Jun 1998

偏差(不确定性)分布图,由于中国西部的月降水量不大,因此,GPCP 的绝对偏差也不大,图中给出了格点绝对偏差和该格点月降水量的比值百分数(相对偏差),绝大部分地区在 40%以上,部分地区达到 200%,测站较少的新疆东部地区偏差在 100%左右。

由于中国西部地处东经 100°以西,直接使用 GPI 方法显然是不合适的,为此,使用 2.5°格点上

的气候平均降水强度值代替 G 值,由(2)式结合中国气候降水资料,得到 G 分布,图 3 为 6 月份中国西部地区 G 值分布,其值在 2.6 和 0.3 之间。

GPI 方法假定云顶亮温低于 235 K 时将产生降水,降水区的面积就等于低于 235 K 亮温覆盖的区域, $G=3\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 即是覆盖区域的平均雨强,这在热带和中纬度海洋性气候区域可能是适用的,但对我国西部干旱地区以及高原地区,则不适用,而且 GMS 卫星位置偏东,使云顶亮温测量值偏低,即使使用 G 值修正后的 GPI 仍然存在明显的降水高估。分析表明,这种高估和当地相对湿度气候值有较好的相关,表明有冷云不一定有雨,为了修正西部降水的系统性高估,引入相对湿度修正因子,即在一定温度条件下,加上一定的湿度条件,才能形成降水。在多年资料统计基础上,式(3)引入神经网络中的逻辑斯蒂(Logistic)映射函数,对西部地区的降水进行湿度修正,经过湿度修正,西部降水估计的精度有很大提高。

图 4a 为用 GPI 方法得到的 1998 年 6 月降水分布,和 GPCP(图 4b)的结果相比,两者在降水场的结构上相似,东南地区的降水量远大于西部地区,但前者在中国西部存在明显的降水高估。图 5 给出用 1998 和 1999 两年 6、7 月份 GMS 资料估计中国区域降水的平均误差(因缺少真值,以下所指误差均相对于 GPCP 降水)沿经向和纬向的分布,图中实线为亮温阈值 235 K 时的结果,作为对比,图中还给出了亮温阈值 233 K 时的结果(虚线),总体上看, GPI 方法在中国东南部估计降水的精度远高于西部,东南部的平均误差在 100%以内,误差较大的部位在东经 100°以西,平均相对误差在 200%以上。

用本地气候降水 G 值代替 GPI 方法中的 G 值(以下称 MGPI),可以使西部降水的估计精度大幅度提高,平均相对误差由 200%下降到 20%左右(图 6),而且,就全国而言, MGPI 估计降水场与 GPCP 降水场之间的相关系数也从原来的 0.655 提高到 0.890。

将 G 值修正后的 GPI 方法应用于 1996~2002 年卫星资料,从多年平均结果看, MGPI 对降水估计的结果有很大改善,如图 7 所示, MGPI 降水月变化和 GPCP 有很好的一致性,但从相对误差的月分布看, 6~8 月份的降水估计精度较高, 少雨季节, 虽然估计降水的绝对偏差不大,但由于降水总量较少,

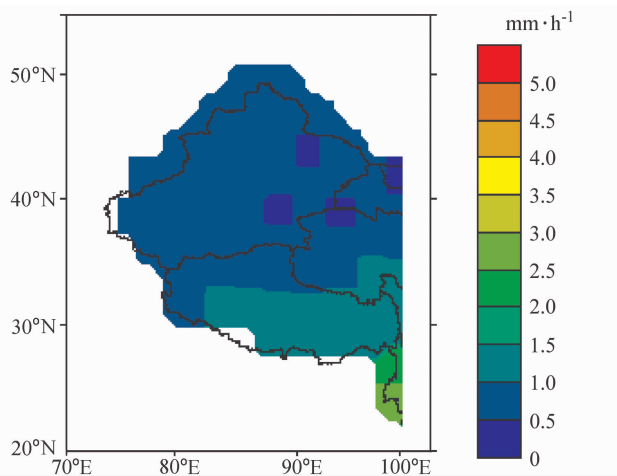


图 3 中国西部 G 值分布
Fig. 3 G distribution in western China

相对误差较大,尤其在雨少季节(1~4 月份)相对误差达到 200%以上,其原因可能包括:(1)MGPI 使用了固定的亮温阈值 235 K,就全国而言,不同的地区、不同的水汽条件,致雨亮温阈值可能有所不同;(2)卷云对降水估计的影响;(3)卫星高度角的影响。从多年相对误差沿经向和纬向平均(图略)看,相对误差大的主要在西北地区,该地区对降水有明显的高估,在西北干旱地区,水汽较少,与东部相比,同样的云覆盖不能产生同样的降水量。

针对少雨季节西部降水估计偏高问题,进一步引入相对湿度修正因子,由(3)式结合中国气候资料,得到每个格点上的相对湿度修正值,代入(1)式得到 WGPI 估计的降水量。

图 7 为 GPCP、MGPI 和 WGPI 估计的多年平均降水月分布以及 MGPI 和 WGPI 的相对误差月

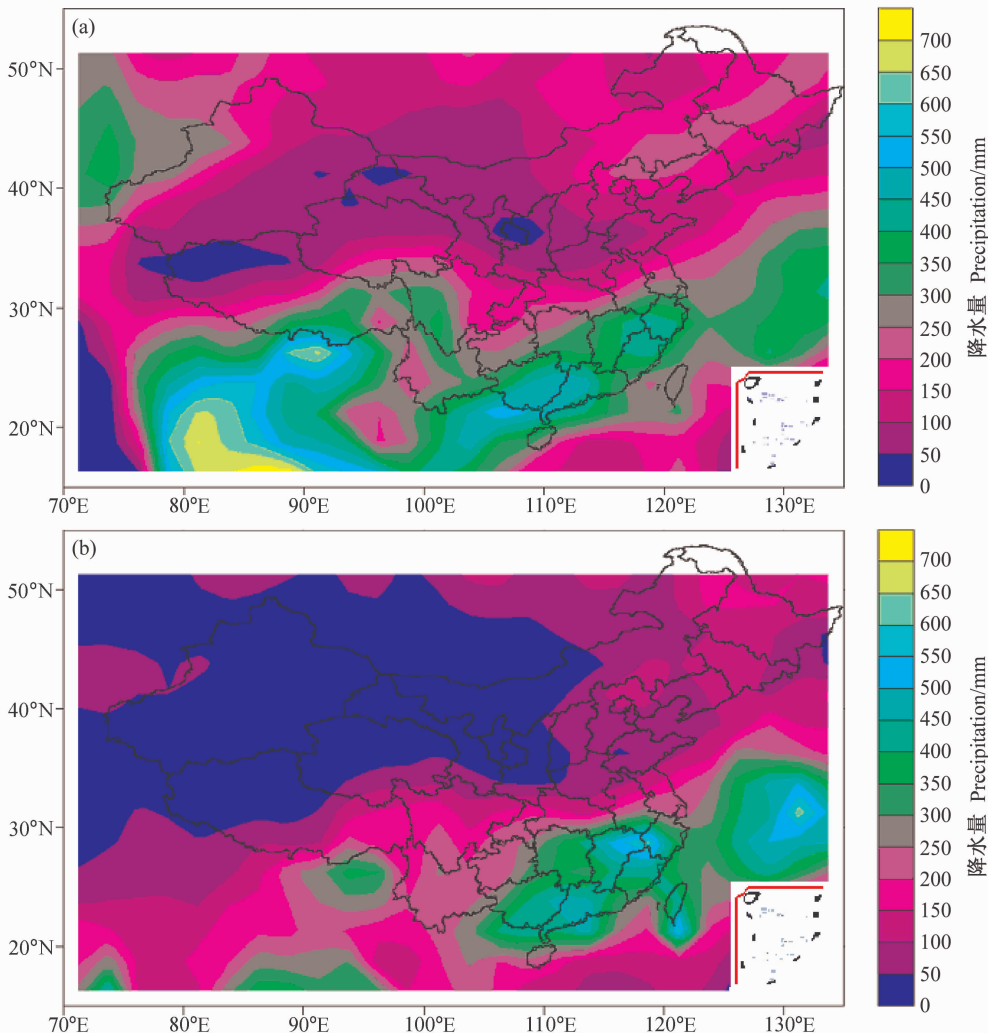


图 4 GPI 与 GPCP 估计降水结果比较
Fig. 4 Comparison of the results of GPI and GPCP

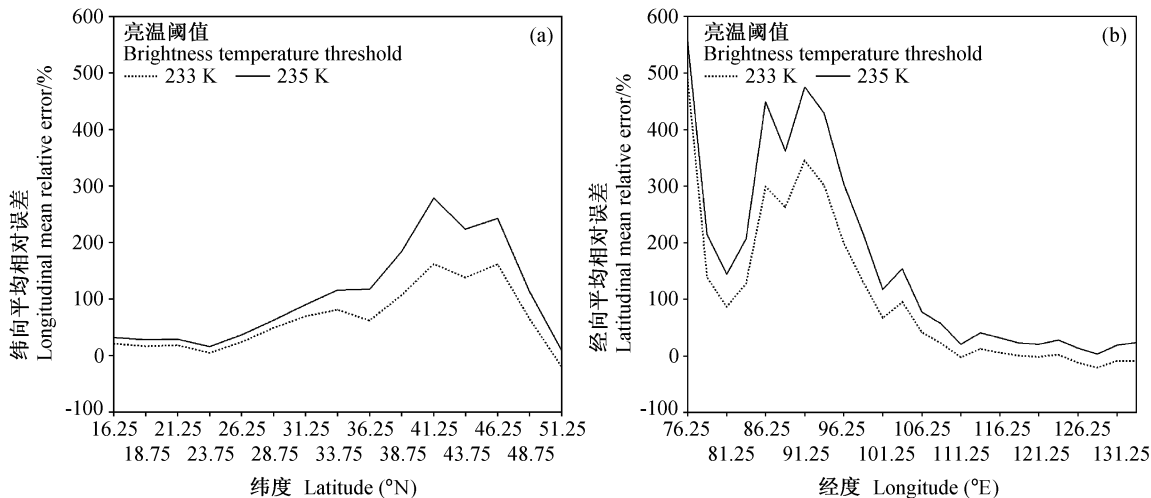


图 5 1998 和 1999 年 6、7 月份 GPI 平均误差分布: (a) 纬向平均相对误差沿纬度分布; (b) 经向平均相对误差沿经度分布。虚线: 亮温阈值 233 K; 实线: 亮温阈值 235 K

Fig. 5 Zonal mean (a) and meridional mean (b) relative error distribution of GPI in Jun and Jul 1998 and 1999 (4 months). Dashed lines: 233 K brightness temperature threshold, solid lines: 235 K brightness temperature threshold

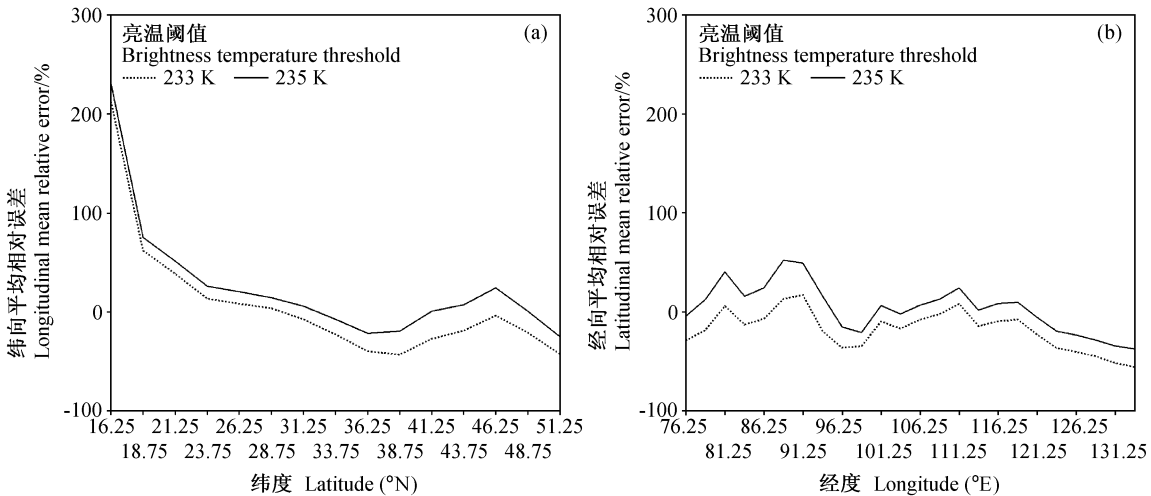


图 6 同图 5, 但为修正 G 值后的 GPI(MGPI)

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for GPI (MGPI) of modified G

分布, 图中标有(1)的线为仅仅修正 G 值(即 MGPI)时的降水估计误差, 标有(2)的线为增加相对湿度修正(WGPI)后的降水估计误差, 从图中可见, WGPI 估计的月降水量和 MGPI 以及 GPCP 的一致性很好, 但少雨季节的相对误差有了较大幅度的下降, 全部降到了 100% 以下。

图 8 为 1998 年 6 月份中国西部地区 WGPI 方法估计降水的相对误差(相对于 GPCP 数据)分布, 除了两个格点(93.75°, 41.25°)、(88.75°, 43.75°)

的误差超过 200%, 大多数格点的误差在 50% 以内, 与 GPCP 数据集本身的不确定性处于同一个量级。图 9 是 WGPI 方法估计和 GPCP 数据集给出的 1998 年 6 月降水分布, 两者降雨量的总体分布基本一致, 显示 WGPI 方法在中国西部降水估计方面具有应用价值。

6 小结

基于以上讨论可见, 虽然 GPI 方法不能直接应

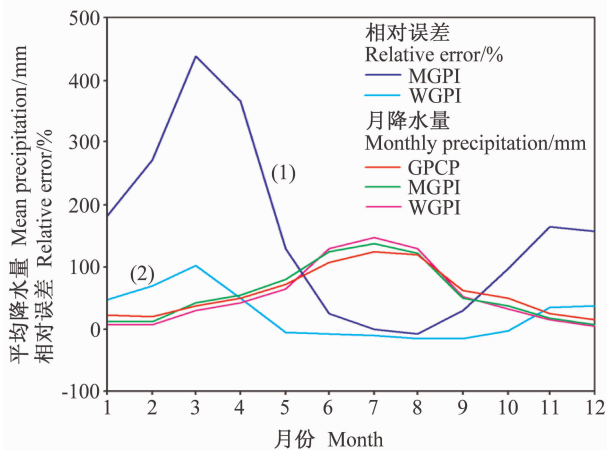


图 7 WGPI、MGPI 中国大陆平均降水估计及相对误差比较
Fig. 7 The monthly precipitation estimation in China continent for WGPI and MGPI and their relative errors

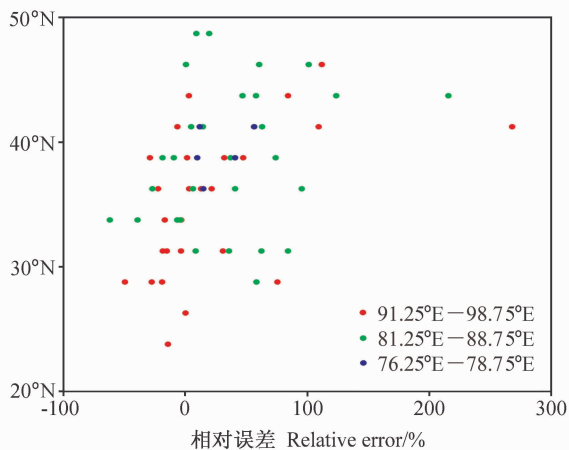


图 8 1998 年 6 月 WGPI 降水估计相对误差的纬度分布
Fig. 8 The relative error distribution of precipitation estimation for WGPI along latitude in Jun 1998

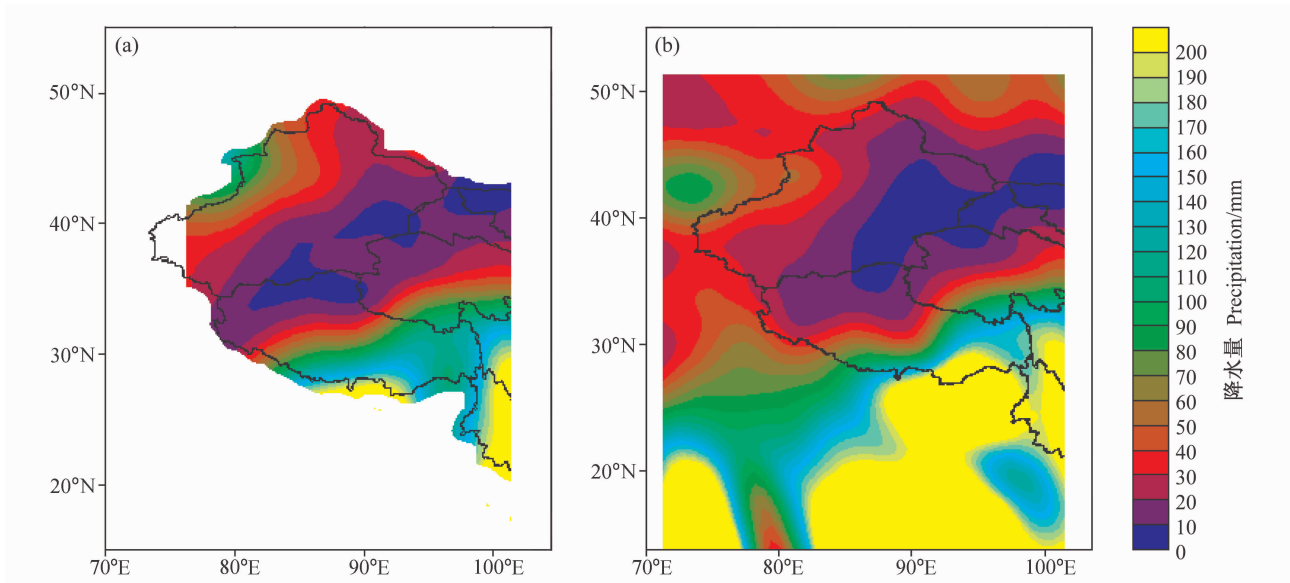


图 9 WGPI (a)和 GPCP (b)估计的 1998 年 6 月降水分布比较
Fig. 9 The precipitation distributions estimated by using WGPI (a) and GPCP (b)

用于中国西部地区,但是经过修正后的 GPI 方法 (WGPI)仍然可以有效估计中国西部地区的月降水。

由于 WGPI 方法无需地面雨量计资料,只要有可用的气候资料,就可以利用静止卫星估计地面降水,这对人烟稀少的中国西部地区有现实意义,如果结合地面雨量计资料,有望得到更高精度的月降水估计。

与基于地面雨量站数据插值得到的降水分布相比, WGPI 获得的降水分布反映了云分布情况,比直接从地面雨量计数据插值更客观。

对于低纬度暖云降水,由于云顶温度较高,使用亮温阈值的 GPI 类方法在估计降水时存在较大误差,而中国西部地区,由于纬度和海拔均较高,没有发现因亮温阈值选取不当造成的降水漏测。

夏季(6~8月), GPI 方法在经过 G 值修正后,大大提高了中国西部地区降水估计的精度,但在少雨季节仍然有 100%以上的误差(图 7),同时还使低纬度南方降水的估计误差增大(图 6a),相对湿度因子[(3)式]的引入一方面降低了少雨季节的降水估计误差,另一方面,也进一步修正南方降水估计

结果(即 $q \geq \bar{q}$ 的情形)。

致谢 感谢美国气候预报中心谢平平博士提供 Shepard 插值程序以及在查阅参考文献方面提供的帮助。感谢中国气象局气象科学研究院何平副研究员以及中国气象局气象信息中心(原气候数据中心)提供中国气候资料,感谢美国戈达德航天中心(NASA/GSFC)提供 GPCP 组合数据集第二版。

参考文献(References)

- [1] Rudolf B. Management and analysis of precipitation data on a routine basis. Int. Symp. on Precipitation and Evaporation. Bratislava, Slovakia, WMO, 1993, 69~76
- [2] Xie Pingping, Arkin P A. Analysis of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. *J. Climate*, 1996, **9**: 840~858
- [3] Huffman G J, Adler R F, Arkin P A, et al. The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation data set. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1997, **78**: 5~20
- [4] Xie Pingping, Arkin P A. Analysis of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1997, **78**: 2539~2558
- [5] Arkin P A, Meisner B N. The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982 - 1984. *Mon. Wea. Rev.*, 1987, **115**: 51~74
- [6] Arkin P A, Xie Pingping. The global precipitation climatology project: first algorithm intercomparison project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1994, **75**: 401~419
- [7] Wilheit T T, Chang A T C, Chiu L S. Retrieval of monthly rainfall indices from microwave radiometric measurements using probability distribution function. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 1991, **8**: 118~136
- [8] Ferraro R R, Marks G F. The development of SSM/I rain rate retrieval algorithms using ground-based radar measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 1995, **12**: 755~770
- [9] Gruber A, Su X, Kanamitsu M, et al. The comparison of two merged rain gauge-satellite precipitation datasets. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2000, **81**: 2631~2644
- [10] Ebert E E, Manton M J, Arkin P A, et al. Results from the GPCP algorithm intercomparison program. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996, **77**: 2875~2886
- [11] Adler R F, Negri A J, Keehn P R, et al. Estimation of monthly rainfall over Japan and surrounding waters from a combination of low-orbit microwave and geosynchronous IR data. *J. Appl. Meteor.*, 1993, **32**: 335~356
- [12] Xu Liming, Gao Xiaogang, Sorooshian S, et al. Amicrowave infrared threshold technique to improve the GOES precipitation index. *J. Appl. Meteor.*, 1999, **38**: 569~579
- [13] Huffman G J, Adler R F, Morrissey M M, et al. Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *J. Hydrometeorology*, 2001, **2**: 36~50
- [14] Diallo T D. 卫星、雨量计数据联合分析中国降水. 北京大学博士学位论文, 2003, 114pp
Diallo T D. Analysis of China precipitation using satellite and rain gauge data. Ph. D. dissertation, Peking University, 2003, 114 pp