

付菁, 范广洲, 周定文. 高桥公式在拉萨地区的适用性及其修正. 应用气象学报, 2012, 23(2): 231-237.

## 高桥公式在拉萨地区的适用性及其修正

付菁\* 范广洲 周定文

(成都信息工程学院大气科学学院 高原大气与环境四川省重点实验室, 成都 610225)

### 摘 要

选用 1993—1999 年拉萨站资料, 通过比较多种计算方法得到的潜在蒸散量、高桥浩一郎在 1979 年提出的基于温度和降水量计算蒸发量的公式所得到的蒸发量以及中日季风试验资料的观测值可知: 受温度、水分及相对湿度的影响, 潜在蒸散量在 5 月达到最大值, 而蒸发量的最大值则出现在 7 月。由于青藏高原存在冻土及融冰化雪的特殊现象, 水分来源并不完全依靠于降水, 所以由高桥浩一郎公式的计算值与观测值之间存在较大差距, 温度越高, 差值越大; 鉴于温度与该差值呈正比关系, 可将温度划分为小于  $0^{\circ}\text{C}$ ,  $0\sim 5^{\circ}\text{C}$ ,  $5\sim 10^{\circ}\text{C}$ ,  $10\sim 15^{\circ}\text{C}$ , 大于  $15^{\circ}\text{C}$  共 5 个等级, 在不改变高桥浩一郎公式原有系数的基础上, 同时考虑不同的系数对降水量进行修正, 修正后的结果明显好于修正前, 与观测值更接近。

**关键词:** 青藏高原; 蒸发量; 高桥浩一郎公式; 潜热

### 引 言

大量研究表明: 青藏高原对大气环流的动力和热力影响是巨大的, 其热力作用对大气的不可低估<sup>[1]</sup>。因此, 夏季青藏高原的热源作用受到学者们的重视<sup>[2-6]</sup>, 为了研究青藏高原上的热力作用对我国天气气候甚至世界天气气候的影响, 就有必要对其主要过程的通量交换进行研究。

对于青藏高原的热力作用来说, 感热和潜热是其重要部分。董敏等<sup>[7]</sup>曾用 NCEP/NCAR 再分析资料地面热量资料研究得出, 青藏高原的地面热量以潜热更为重要, 各月均比感热大而且符号为正, 两者的综合效应使青藏高原一年四季皆为大气的热源; 因此, 要研究夏季青藏高原的热力作用, 潜热是必不可少的一部分。Su 等<sup>[8]</sup>、高志球等<sup>[9]</sup>对青藏高原的潜热进行了模拟研究。以上研究均表明: 有潜热资料的站点分布较少; 资料长度偏短, 大多只有几年的时间。

通过潜热与蒸发量之间的换算公式, 可以考虑借由计算蒸发量来推算潜热值。受观测手段、仪器

的限制, 蒸发量观测一直是一个很大的问题。虽然有很多估算潜在蒸散量和蒸发量的方法, 但是由于蒸发量不仅受下垫面状况的影响, 而且受地形、地势及海拔高度的影响<sup>[10]</sup>, 要准确计算实际蒸发量难度较大, 尤其是在青藏高原。目前计算实际蒸发量的公式很多<sup>[11]</sup>, 但大多数方法计算较为复杂, 且需要先计算潜在蒸散量, 而计算潜在蒸散量的公式又有很多, 由于资料不同, 选取不同方法计算时会产生较大误差。在众多计算蒸发量的公式之中, 高桥公式<sup>[12]</sup>是高桥浩一郎在 1979 年提出的, 计算较为简便, 考虑了两个影响蒸发量的最主要因子, 并有实际观测资料作依据, 因此能较好地反映实际蒸发量的变化情况<sup>[13]</sup>, 高桥公式具有较广泛的应用范围, 适用于气候特征不同的各个地区<sup>[14-15]</sup>, 何平等<sup>[16]</sup>、宋正山等<sup>[17]</sup>、陶云等<sup>[18]</sup>曾利用高桥公式计算辽东、华北、云南等不同地区的蒸发量, 并对这几个区域高桥公式的适用性以及蒸发量的分布进行了讨论。但是目前还很少有人将高桥公式应用于青藏高原。

青藏高原从西至东呈现由于旱到湿润的气候特征, 拉萨作为青藏高原中部的台站, 是青藏高原上一个重要的代表站。因此采用拉萨站资料进行计算,

2011-04-20 收到, 2012-01-29 收到再改稿。

资助项目: 国家自然科学基金项目(40875053), 国家科技支撑计划项目(2009BAC51B03), 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006023)

\* E-mail: iris\_fj@163.com

并分析高桥公式在青藏高原上的适用性,同时对该公式进行修正。

## 1 资料及方法

本文所用资料包括拉萨站 1993—1999 年的逐日平均气压、平均气温、最高气温、最低气温、平均相对湿度、日照时数、平均风速及 1993—1999 年中日季风试验资料中的潜热资料。其中,中日季风试验资料取自中日亚洲季风机制合作研究计划、第二次青藏高原大气科学试验和全球能量与水循环亚洲季风之青藏高原试验设置在青藏高原东部拉萨、日喀则和那曲以及青藏高原西部改则和狮泉河的自动气象站近地层梯度观测资料,青藏高原东部 3 个站观测时段为 1993 年 7 月—1999 年 3 月,青藏高原西部 2 个站观测时段为 1997 年 9 月—1998 年 12 月<sup>[19]</sup>。资料的详细介绍、可靠性及常规观测站的比较工作可参见文献[20-21]。本文仅选用青藏高原东部拉萨站的潜热资料。

本研究中计算潜在蒸散量的方法包括 1998 年 FAO(Food and Agriculture Organization)给出的 Penman-Monteith(PM)方法<sup>[22]</sup>,基于美国中东部地区试验数据提出的 Thornthwaite 方法<sup>[23]</sup>,基于美国西北部较干旱的气候条件建立的并在资料较为缺乏的地区得到了广泛应用的 Hargreaves 方法<sup>[24]</sup>,Linacre 将 PM 公式简化得到的 Linacre 方法<sup>[25]</sup>,Kharrfu 方法<sup>[26]</sup>,在美国西部应用较多的 Blaney-Criddle 方法<sup>[27]</sup>及 Remanenکو 方法<sup>[28]</sup>。

计算蒸发量的公式,即高桥公式<sup>[11]</sup>可表示为

$$E = \frac{3100P}{3100 + 1.8P^2 \exp\left(\frac{-34.4T}{235 + T}\right)} \quad (1)$$

式(1)中, $P$ 为月降水量,单位:mm; $T$ 为月平均气温,单位:°C。高桥公式是计算蒸发量的经验公式,计算简便,所用资料容易获取。因此,本文利用高桥公式的计算结果分析了在拉萨地区的适用性并对该公式进行了修正,使之在青藏高原上的计算结果更为接近实际蒸发量。

## 2 潜在蒸散量与实际蒸发量的对比

Penman<sup>[29]</sup>认为,在水分供应不充分的情况下,

实际蒸发量与潜在蒸散量呈正比,其大小取决于水分的有效性。迄今为止,国内外的大量研究都是基于这一假设进行的。因此,在计算蒸发量时,潜在蒸散量的计算也是非常重要的一个部分。

### 2.1 潜在蒸散量计算方法的对比

从图 1 各种方法估算潜在蒸散量结果对比可以看出,Linacre 方法估算结果最大,Thornthwaite 方法的估算结果最小,由这两种方法估算出的月潜在蒸散量差值最大可达到 187 mm,最小为 114 mm。Kharrufa 方法与 Thornthwaite 方法相比,春、秋季及冬季差异不大,夏季的值明显偏高,且与所有估算结果的平均值相接近。PM 方法、Remanenکو 方法、Blaney-Criddle 方法及 Hargreaves 方法的估算结果差异不大,与平均值接近;区别在于,PM 方法和 Remanenکو 方法的估算结果从 1 月开始呈上升趋势,在 5 月达到最大值,然后逐月下降;Blaney-Criddle 方法和 Hargreaves 方法的估算结果从 1 月开始呈现上升趋势,在 7 月达到最大值,然后逐月下降。与 PM 方法和 Remanenکو 方法峰值的出现时间(5 月)相比,其他 5 种方法的峰值出现时间(7 月)有 2 个月的滞后。Hargreaves 方法的估算值从 11 月到次年 5 月都小于标准值,而 6—10 月则大于标准值,这与杨永红等<sup>[30]</sup>利用 Hargreaves 方法得到的估算值在 1—4 月低于标准值、在 6—10 月高于标准值的结果相符合。

曾群柱等<sup>[31]</sup>指出,春季天气晴朗,空气干燥,太阳辐射较强。因此,5 月是全年潜在蒸散量最大的月份,潜在蒸散量大于 150 mm。夏季,空气湿度大,潜在蒸散量减小,但仍在 100 mm 以上,这与 PM 方法和 Remanenکو 方法的结果相符,说明 PM 方法与 Remanenکو 方法是最接近拉萨潜在蒸散量的两种估算方法。由于 PM 方法是 FAO 在 1998 年提出的计算潜在蒸散量的标准方法,所以选用 PM 方法计算结果作为标准值与其他几种方法结果进行对比。

从表 1 的相关系数(均通过 0.05 水平的显著性检验)可以看出,尽管都通过了 0.1 与 0.05 水平的显著性检验,但是与标准值最为接近的是 Remanenکو 方法,其相关系数达到 0.96,其次是 Hargreaves 方法和 Blaney-Criddle 方法。因此在资料缺乏的青藏高原地区,要获得较为准确的潜在蒸散量,可用 Remanenکو 方法来计算。

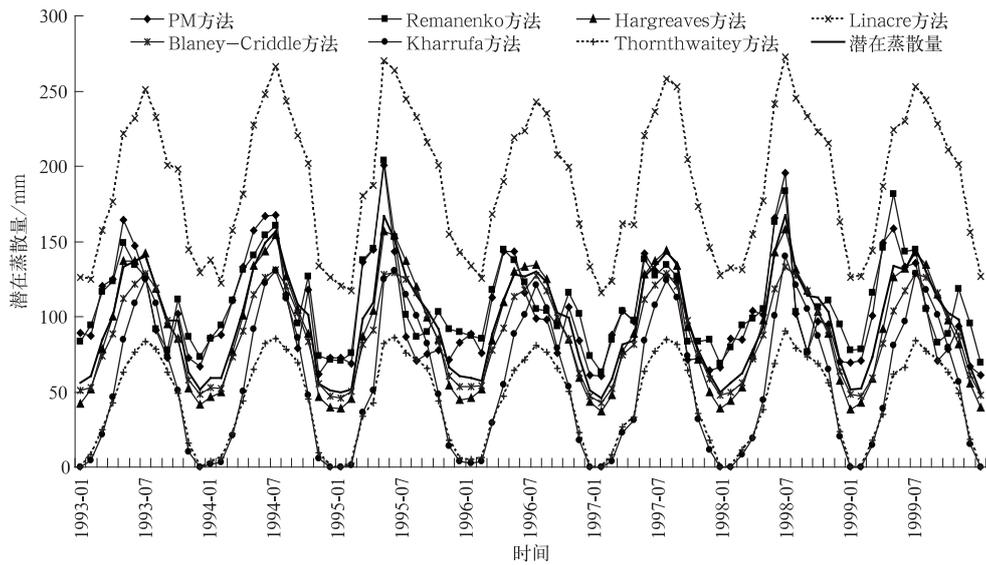


图 1 不同方法计算的拉萨站 1993—1999 年潜在蒸散量对比  
 Fig. 1 The comparison of values calculated by different potential evapotranspiration formulas over Lhasa Station during 1993—1999

表 1 PM 方法的潜在蒸散量计算结果  
 与其他方法结果的相关系数对比

Table 1 The comparison of correlation coefficients between values calculated by PM formula and the other formulas

方法	相关系数
Remanenko	0.96
Hargreaves	0.74
Blaney-Criddle	0.64
Linaere	0.63
Kharrufa	0.59
Thornthwaite	0.58

## 2.2 PM 方法与高桥公式结果的对比

在计算潜在蒸散量时,由于资料缺失或者方法不适用会产生一定误差,使得利用潜在蒸散量计算蒸发量时会产生误差的叠加,导致计算更加偏离实际值,因此可以考虑不涉及潜在蒸散量的经验公式。高桥浩一郎根据一定的物理考虑和观测结果提出,基于温度和降水资料直接计算实际蒸发量的经验公式(简称高桥公式)分为计算水面实际蒸发量和陆面实际蒸发量两个部分<sup>[11]</sup>,本文所指的高桥公式特指陆面实际蒸发的计算公式。高桥公式计算简便,所用资料简单,便于获取,可以在青藏高原上资料缺乏地区使用。

由中日季风试验观测资料转换得到的实际蒸发量与修正前高桥公式计算结果和 PM 方法的结果(图 2)对比得出,与中日季风试验观测值相比较,修正前高桥公式计算结果冬季偏大,夏季与观测值接

近,但年变化趋势更接近于潜在蒸散量在春季出现最大值时的变化趋势,与观测资料不符。

中日季风试验蒸发量观测资料在夏季出现最大值,甚至个别年份高于 PM 方法所计算的潜在蒸散量,主要由于青藏高原上存在冻土及融冰化雪的现象,夏季气温较高,下垫面水份供应充足,蒸发量较大,潜在蒸散量在夏季呈下降趋势。5 月温度升高,辐射增大,潜在蒸散量为全年最大,由于水分不足导致蒸发量虽有所上升,但仍然比较小;7 月降水增多,相对湿度较大,潜在蒸散量有所下降,气温较高,辐射值较大,蒸发量达到最大值。因此,中日季风试验资料的峰值(6 月和 7 月)与潜在蒸散量峰值的出现时间(5 月)相比出现滞后 1~2 个月。

修正前高桥公式计算结果的年变化趋势与中日季风试验观测结果一致,峰值出现在 7 月,说明修正前高桥公式在拉萨具有一定的适用性。但是,修正前高桥公式的蒸发量计算结果偏小,冬季蒸发量基本为零,与中日季风试验的观测资料差距过大,主要因为高桥公式是基于月降水量及月平均气温来计算的,计算结果与降水量的相关性较好,降水量为零时,蒸发量也为零。但是从中日季风试验观测资料可以看出:冬季拉萨站的实际蒸发量并不完全为零,因为青藏高原存在冻土及融冰化雪的特殊状况,蒸发所需要的水分来源并不完全依赖于降水,所以降水量为零时也会有少量的蒸发;夏季修正前高桥公式结果的峰值平均值为 61 mm,与中日季风试验观测资料峰值平均值(135 mm)相比明显偏小。

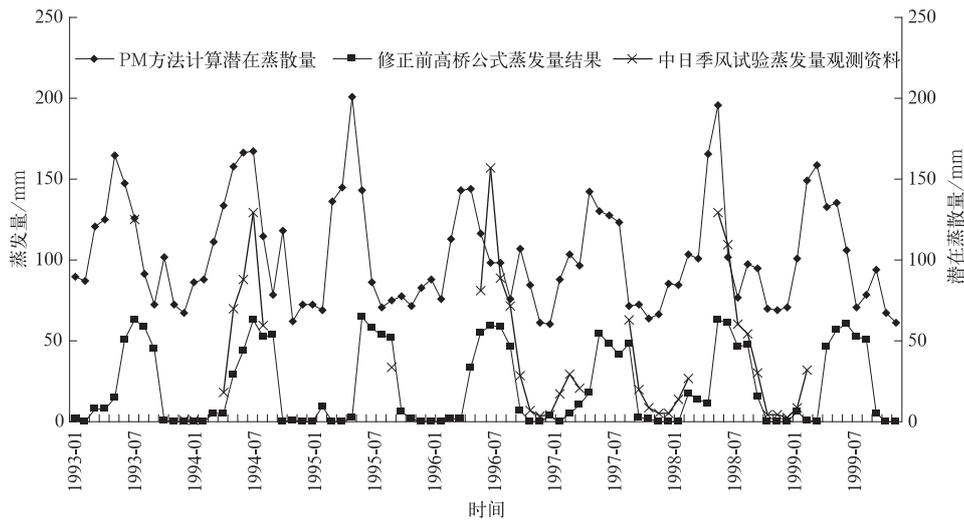


图 2 月潜在蒸散量与蒸发量的对比

Fig. 2 The comparison of monthly potential evapotranspiration and evaporation

### 3 高桥公式的修正

#### 3.1 高桥公式的修正

修正前高桥公式在拉萨站具有一定的适用性,其计算结果的年变化趋势与观测相符,峰值出现在夏季,谷值出现在冬季;但计算结果夏季的峰值平均为 61 mm,与中日季风试验观测资料的峰值(135 mm)相比明显偏小,冬季谷值基本为零,与观测资料的平均值 4.2 mm 明显不符。由于青藏高原存在冻土及融冰化雪的问题,气温较高时冰雪融化,

下垫面水分充足,实际蒸发量较大,因此需要对高桥公式进行修正。

修正前高桥公式的计算结果与观测值相比,夏季差值最大,其次是春、秋两季,冬季最小;且计算值与观测值的差值与气温呈正比,气温越高,差值越大。气温不同,下垫面的含水量不同,可供蒸发的水分也有差异,因此将气温划分为几个不同的等级,随着气温的升高,其修正值也有所改变。

在不改变高桥公式各项系数值的基础上,将气温划分为小于  $0^{\circ}\text{C}$ ,  $0\sim 5^{\circ}\text{C}$ ,  $5\sim 10^{\circ}\text{C}$ ,  $10\sim 15^{\circ}\text{C}$  以及大于  $15^{\circ}\text{C}$  5 个不同等级,修正后的公式如下:

$$E = \begin{cases} 3100(P+5) / \left[ 3100 + 1.8P^2 \exp\left(\frac{-34.4T}{235+T}\right) \right], & T \leq 0^{\circ}\text{C}; \\ 3100(P+10) / \left[ 3100 + 1.8P^2 \exp\left(\frac{-34.4T}{235+T}\right) \right], & 0^{\circ}\text{C} < T \leq 5^{\circ}\text{C}; \\ 3100(P+20) / \left[ 3100 + 1.8P^2 \exp\left(\frac{-34.4T}{235+T}\right) \right], & 5^{\circ}\text{C} < T \leq 10^{\circ}\text{C}; \\ 3100(P+15) / \left[ 3100 + 1.8P^2 \exp\left(\frac{-34.4T}{235+T}\right) \right], & 10^{\circ}\text{C} < T \leq 15^{\circ}\text{C}; \\ 3100(P+80) / \left[ 3100 + 1.8P^2 \exp\left(\frac{-34.4T}{235+T}\right) \right], & T > 15^{\circ}\text{C}. \end{cases} \quad (2)$$

#### 3.2 修正后的结果分析

由式(2)估算的拉萨站蒸发量与修正前高桥公式的计算结果及中日季风试验观测资料转化的实际蒸发量进行对比,结果如图 3 所示。

由图 3 可以看出,修正后高桥公式的计算结果与修正前计算值相比明显增大,接近中日季风试验的观测值,且修正前后的计算结果年变化趋势没有变化,均与观测值一致,峰值出现在夏季,谷值出现在冬季。修正后的计算结果夏季蒸发量达到 100 mm 以上,略

小于中日季风试验观测值,明显大于修正前的结果。修正后高桥公式春、秋季的计算结果明显高于修正前的计算结果,与观测值接近,两者之间最小的差值仅 0.2 mm;冬季计算结果明显大于修正前高桥公式的计算值,略大于中日季风试验的观测值。

由图 3 还可以看出,修正后高桥公式的计算结果与观测值之间的线性关系明显高于修正前高桥公式与观测值之间的线性关系(修正后高桥公式计算结果与观测值的  $R^2$  ( $R$  为相关系数)为 0.92,修正前

高桥公式计算结果与观测值的  $R^2$  为 0.83, 均通过 0.05 水平的显著性检验)。

由表 2 可以看出, 高桥公式修正后的计算结果在春、夏、秋季的相对误差已明显小于高桥公式修正

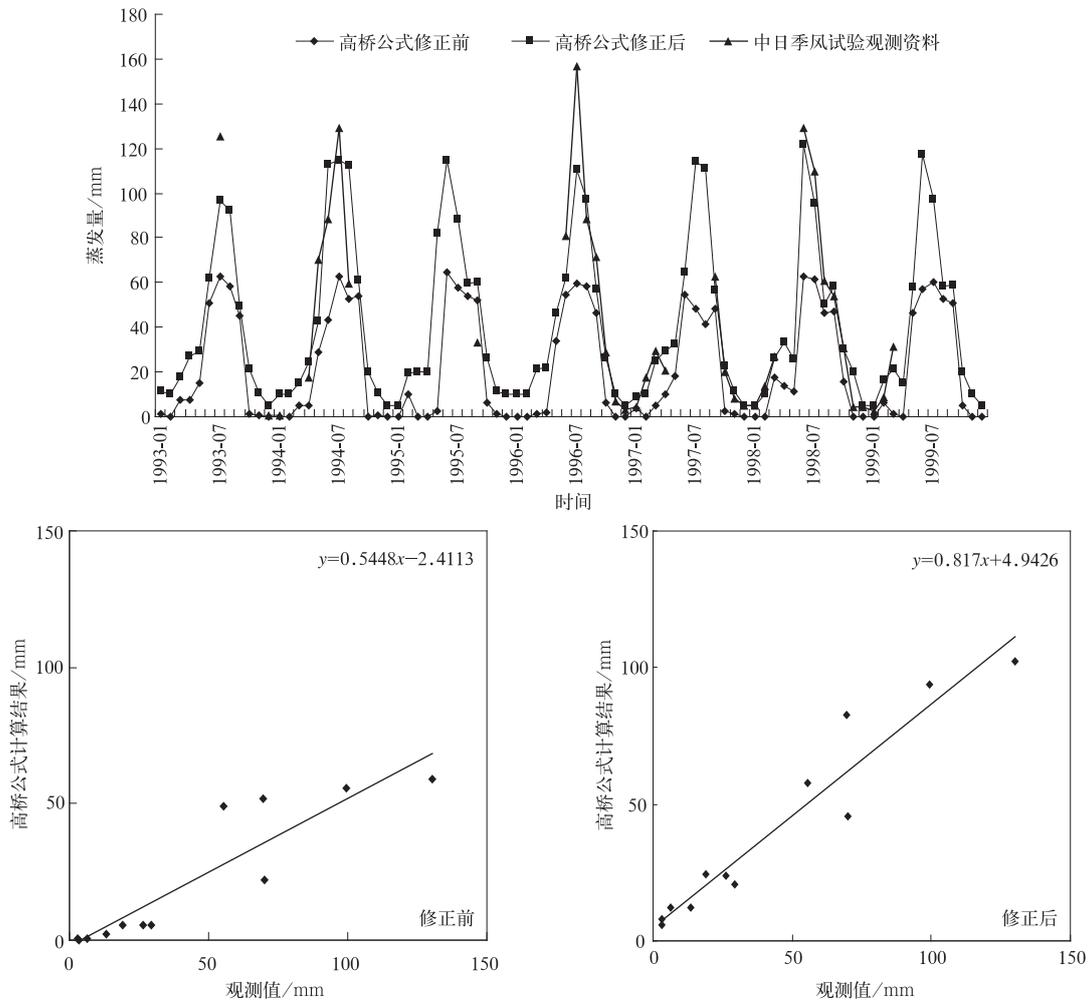


图 3 高桥公式修正前后计算结果与中日季风试验观测资料的对比及相关分析  
Fig. 3 The comparison of results estimated by Takahashi formula before and after correction to observations with correlations among them

表 2 高桥公式修正前后计算的蒸发量与中日季风试验观测资料对比  
Table 2 The comparison of results estimated by Takahashi formula before and after correction to observations

月份	观测值/mm	高桥公式修正前		高桥公式修正后	
		计算结果/mm	相对误差/%	计算结果/mm	相对误差/%
1	3.1	0.7	76.8	7.9	152.0
2	13.4	2.3	82.7	12.2	8.6
3	29.4	5.3	81.8	20.8	29.1
4	19.1	5.4	71.6	24.5	28.1
5	69.9	22.3	68.2	45.4	35.2
6	99.5	55.5	44.3	93.6	6.0
7	130.3	58.9	54.7	102.6	21.3
8	69.6	51.9	25.3	82.9	19.1
9	55.5	49.1	11.6	57.5	3.7
10	26.4	5.4	79.6	23.8	9.5
11	6.3	0.5	91.7	11.9	88.5
12	3.3	0.1	96.5	5.8	77.7

前的结果,修正后的计算结果与观测值差值9月为2.0 mm,相对误差仅为3.7%,是全年相对误差最小的月份;相对误差最大的月份出现在1月,甚至高于高桥公式修正前的误差,但是从计算结果可以看出,高桥公式修正后的计算结果与观测值仅相差4.8 mm,由于1月的实际蒸发量并不大,所以相对误差偏大。总的来说,修正后的高桥公式计算结果明显优于修正前,在拉萨站的适用性较好。

#### 4 结论与讨论

本文采用拉萨站1993—1999年气象资料,利用高桥公式计算蒸发量,与中日季风试验观测资料进行对比,并对高桥公式进行了修正,得到以下初步结论:

1) 拉萨站蒸发量的最大值出现在7月,与潜在蒸散量最大值出现在5月的不同,主要是由于5月天气晴朗,太阳辐射强,但是空气干燥,水分不足,所以蒸发量仍然较小;7月降水增多,相对湿度增大,潜在蒸散量下降,蒸发量达到全年最大值。

2) 修正前高桥公式的计算结果与中日季风试验资料值相差较大,说明在拉萨的适用性有待提高。将温度分为小于0℃,0~5℃,5~10℃,10~15℃及大于15℃共5个不同等级之后对高桥公式进行了修正,修正后高桥公式的适用性明显高于修正前,最小相对误差仅为3.7%。

#### 参考文献

- [1] 葛旭阳,陶立英,朱永焜,等.青藏高原热力状况差异与长江中下游地区梅雨关系的相关分析及数值试验. *应用气象学报*, 2001, 12(2):159-166.
- [2] 叶笃正,高由禧. *青藏高原气象学*. 北京:科学出版社, 1979: 2-9.
- [3] Luo Huibang, Yanai M. The large-scale circulation and heat source over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979 Part II: Heat and moisture budgets. *Mon Wea Rev*, 1984, 112(5):966-989.
- [4] Chen Longxun, Reiter E R, Feng Zhiqiang. The atmospheric heat source over Tibetan Plateau May—August 1979. *Mon Wea Rev*, 1985, 113(10):1771-1790.
- [5] Li Warlin. The Feathers of the Atmospheric Heat Sources over the Qinghai-Xizang in Summer 1979 // Liou Kuonan, Zhou Xiuji. *Atmospheric Radiation Progress and Prospects*. Beijing: Science Press, 1987:99-106.
- [6] Yanai M, Li Chengfeng, Song Zhangshan. Seasonal heating of the Tibetan plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *J Meteor Soc Japan*, 1992, 70(1): 319-350.
- [7] 董敏,朱文妹,徐祥德.青藏高原地表热能量变化及其对初夏东亚大气环流的影响. *应用气象学报*, 2001, 12(4):458-468.
- [8] Su Zhongbo, Zhang Ting, Ma Yaoming, et al. Energy and water cycle over the Tibetan Plateau surface energy balance and turbulent heat fluxes. *Advances in Earth Science*, 2006, 12(12):1224-1236.
- [9] 高志球,卞林根,程彦杰,等.利用生物圈模型(SiB2)模拟青藏高原那曲草原近地面层能量收支. *应用气象学报*, 2002, 13(2):129-141.
- [10] 刘晶森,周秀曦,余锦华,等.非均匀地表条件下区域蒸散发通量计算方法的研究. *应用气象学报*, 2002, 13(3):288-298.
- [11] 高国栋,陆渝蓉,李怀瑾.我国陆面蒸散量和蒸散耗热量的研究. *气象学报*, 1990, 38(2):165-175.
- [12] 高桥浩一郎.从月平均气温、月降水量来推算蒸散量的公式. *天气*, 1979, 26(12):29-32.
- [13] 文敏,陈创买.珠海市近50年水资料变化特征及评估. *中山大学学报:自然科学版*, 2005, 44(2):272-275.
- [14] 王韩民,郭玮,程淑兰,等.国家生态安全:概念、评价及对策. *管理世界*, 2001(2):149-151.
- [15] 陈守煜. *工程模糊集理论与应用*. 大连:大连理工大学出版社, 1994:1-101.
- [16] 何平,贺明慧,韩颖,等.20世纪60—90年代辽东地区气候年代际变化特征分析. *气象与环境学报*, 2006, 22(3):24-26.
- [17] 宋正山,杨辉,张庆云.华北地区水资料各分量的时空变化特征. *高原气象*, 1999, 28(4):553-566.
- [18] 陶云,赵获,何华,等.云南省大气中水资源分布特征初探. *应用气象学报*, 2007, 18(4):506-515.
- [19] 华维,范广洲,周定文,等.青藏高原植被变化与地表热源及中国降水关系的初步分析. *中国科学D辑:地球科学*, 2008, 38(6):732-740.
- [20] 李国平,赵邦杰,卢敬华.青藏高原地面总体输送系数的特征. *气象学报*, 2002, 60(1):60-67.
- [21] 李国平,段廷扬,巩远发.青藏高原西部地区的总体输送系数和地面通量. *科学通报*, 2000, 45(8):865-869.
- [22] Allen R G, Pereira L S, Dirks R, et al. *Crop Evapotranspiration Guidelines for Computing Cropwater Requirements* // FAO Irrigation and Drainage Paper. 1998, 56: 17-64.
- [23] Thornthwaite C W. An approach toward a rational classification of climate. *Geographic Review*, 1948, 38:55-94.
- [24] Hargreaves G H, Samni Z A. Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 1985.
- [25] Linacre E T. A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. *Agricultural Meteorology*, 1977, 18: 409-424.
- [26] Kharrufa N S. Simplified equation for evapotranspiration in arid regions. *Beitrag zur Hydrologie Sonderheft*, 1985, 5(1): 39-47.

- [27] Blaney H F, Criddle W D. Determining Water Requirements in Irrigated Areas from Climatological Irrigation Data. Technical Paper No. 96, US Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington D C, 1950.
- [28] Romanenko V A. Computation of the Autumn Soilmoisture Using a Universal Relationship for a Large Area. Proceedings Ukrainian Hydrometeorological Research Institute(Kiev), 1961.
- [29] Penman H L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc Roy Soc, Ser A*, 1948, 193:120-146.
- [30] 杨永红, 张展羽. 改进 Hargreaves 方法计算拉萨参考作物蒸散蒸腾量. *水科学进展*, 2009, 20(5):614-618.
- [31] 曾群柱, 谢应钦. 青藏高原陆面可能蒸散量和干湿状况的研究. *冰川冻土*, 1986, 8(2):131-140.

## The Applicability and Modification of Takahashi Formula for Evaporation Estimation in Lhasa

Fu Jing Fan Guangzhou Zhou Dingwen

(Plateau Atmospheric and Environmental Research Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225)

### Abstract

Researches on the latent heat, the process of water balance and the dry climate of Tibetan Plateau are of great significance. But due to the limits of estimation methods, observation instruments and lack of stations, there is no long, accurate evaporation data on Tibetan Plateau. Therefore, it is important to choose a more efficient, simple formula to estimate evaporation. The data of the Lhasa can represent the average state of the entire Plateau. In order to calculate the evapotranspiration, several methods including Takahashi formula are adopted and the results are compared with data of the Asian Monsoon Experiment. The result shows that the calculated values are close by PM formula, Remanenکو formula, Blaney-Criddle formula and Hargreaves formula. The values calculated by PM formula and Remanenکو formula begin to increase from January, reaching the maximum in May, and then decreases. But for the values calculated by Blaney-Criddle formula and Hargreaves formula, the maximum appears in July, two months later. The values of Remanenکو formula and PM formula are closest, so the Remanenکو formula can be used for the area lack of data. The maximum of potential evapotranspiration appears in May, but the evaporation is smaller due to lack of water, though the sun radiation is strong. As the relative humidity increases with precipitation, the potential evapotranspiration decreases, while the actual evaporation reaches maximum in July. The value estimated by the Takahashi formula has large bias comparing with the observation, indicating that Takahashi formula is not suitable for Lhasa. The bias is greater when the temperature is higher, because the frozen soil, ice and snow thaw on Tibetan Plateau have added the uncertainties. Considering the direct proportion between the temperature and the gapbias, the temperature is divided into 5 grades: Lower than 0°C, 0—5°C, 5—10°C, 10—15°C and higher than 15°C. Without changing the original coefficients of the Takahashi formula, a coefficient is introduced on the precipitation part, which leads to results closer to the observations. The maximum of actual evaporation appears in summer, reaching 100 mm or above, which is slightly less than the measured value of the Asian Monsoon Experiment, and the minimum appears in winter. The value calculated with the modified formula is significantly higher than the original formula, closer to the observed data. But the value in winter is significantly higher than the original value, slightly higher than the observation.

**Key words:** Tibetan Plateau; evaporation; Takahashi formula; latent heat