

青藏高原地区的大气浑浊度特征

文军 季国良 张万程¹⁾

(中国科学院兰州高原大气物理研究所)

提 要: 本文通过比较 Å ngstrom 大气浑浊度系数的各种计算方法,得出了适合青藏高原地区的大气浑浊度系数的计算方法。据此利用 1982 年 8 月至 1983 年 7 月青藏高原地区部分观测站的太阳直接辐射资料计算了大气浑浊度系数,分析了它的变化特征。同时利用常规气象要素拟合得出了计算大气浑浊度系数的经验公式,计算和分析了青藏高原地区大气浑浊度系数的时间和空间分布。

主题词: 青藏高原 大气浑浊度 气溶胶

大气浑浊度是表征悬浮在大气中各种固态质粒、液态小滴对太阳直接辐射削弱的特征量,其大小可以表示大气气溶胶的一些特性。而且大气浑浊度的研究对太阳辐射传输,气候变化,大气环境保护等都有重要意义,因此愈来愈引起环境科学家和大气科学家们的重视。国外学者对大气浑浊度的研究很多^[1-4],有些学者还利用浑浊度系数的大小估计大气沙尘的含量^[5]。近几年来,国内这方面也有不少论著^[4,6]。随着对高原地区考察的深入进行,对青藏高原一些地区大气浑浊度的观测研究也逐渐增多。童庆禧等^[6]研究人类活动影响很小的珠穆朗玛峰地区,大气浑浊度很小且其日变化平稳,由此说明,该地区气溶胶含量很低,且其日变化也很小。项月琴等^[7]的观测则表明柴达木盆地尘埃含量的变化对大气透明度的变化起了决定性的作用。为了更深入研究高原地区大气浑浊度状况和太阳辐射特性,开发利用青藏高原地区的太阳能资源,研究和探讨该地区大气浑浊度及其时间、空间分布就显得十分必要。本文试图找到一个适合于青藏高原地区的大气浑浊度计算方法,来计算和分析高原地区大气浑浊度系数的时空分布特征,以加深对高原地区大气浑浊度特征的认识。

1 大气浑浊度系数各种计算方法的比较

表征大气中气溶胶质粒数密度和有效粒半径的 Å ngstrom 大气浑浊度系数 β 和波长指数 α 由下式给出

* 本文 1992 年 5 月 8 日收到,1993 年 5 月 3 日收到修改稿。

1) 现在云南省红河州气象局工作。

$$\tau_{a\lambda} = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (1)$$

其中 $\tau_{a\lambda}$ 是气溶胶质粒的消光系数。目前,通过测量不同波长处的直接辐射和一些假定,可以求得 β 和 α , 然而对青藏高原地区,特别是在求 β 的时、空分布时,应用上述方法明显欠佳。为此,我们将通过对一些计算方法的比较以寻找较好的计算方案。

目前,国内外学者常用下列几种方法计算 Å ngstrom 浑浊度系数:

(1) 利用太阳分光光谱观测得到的太阳直接辐射资料直接查表求算大气浑浊度系数。计算方法详见文献[8]。

(2) 利用太阳直接辐射在气溶胶大气中的衰减公式进行迭代求解^[2]。

$$S/S_0 = (C + 0.75 \cdot 10^{-m})(1 - i) \quad (2)$$

$$C = 0.15 - 0.2\beta$$

$$f = 0.075 + 0.65\beta$$

$$t = 0.02(m + 5.5 + 1.5 \cdot \log w) \log w$$

其中, m 是相对大气光学质量, w 是大气中可降水量, S_0 是太阳常数, S 是到达地表的太阳直接辐射强度, β 是大气浑浊度系数, 且 $\beta \leq 0.30$ 。

此方法最重要的是要求迭代公式必须收敛, 否则, 求不出浑浊度系数的值。

(3) 利用山本义—1968 年给出的方法求解^[1]。此方法的本质是假定气溶胶质粒尺度符合 Junge 分布, 先利用地面太阳辐射强度和大气中垂直气柱内的水汽含量及大气光学质量, 从列线图求出无尘大气条件下 ($\beta=0$) 的太阳直接辐射强度 I_{0f} 。然后, 引进大气气溶胶的透射因子 $\bar{\tau}_m(m, mw, m\beta)$

$$\bar{\tau}_m(m, mw, m\beta) = S/I_{0f} \quad (3)$$

S 是地表面太阳辐射强度的观测值。

为了从三个参数中求解出 β , 山本义一将 $\bar{\tau}_m(m, mw, m\beta)$ 转换为 $\bar{\tau}_m(1, mw, m\beta)$, 引进一转换因子 $v_m(m, mw, m\beta)$ 求得:

$$\bar{\tau}_m(1, mw, m\beta) = v_m(m, mw, m\beta) \cdot \bar{\tau}_m(m, mw, m\beta) \quad (4)$$

由大气光学质量 m 和透射因子 $\bar{\tau}_m$ 在列线图中求出 v_m , 再由水汽含量 w 和 $\bar{\tau}_m$ 可求得 $m\beta$, 于是

$$\beta = m\beta/m \quad (5)$$

为了对以上各种计算方法的优劣性进行比较, 选取 1982 年 8 月至 12 月青藏高原地区那曲观测站太阳视面无云时的太阳辐射资料, 分别用以上三种方法求算了大气浑浊度系数, 青藏高原地区垂直气柱内水汽含量由文献[9]中的经验公式进行推算, 计算结果用图 1 表示。由图看出: 在青藏高原地区, 利用山本义一方法求得的结果与目前国内通常采用太阳分光辐射观测得到的结果很接近。因此, 可以认为山本义一方法不仅可用在计算全国的大气浑浊度系数^[10], 用在青藏高原地区也是合理的。

以下我们就利用山本义一方法所求得的青藏高原地区大气浑浊度系数进行分析讨论。

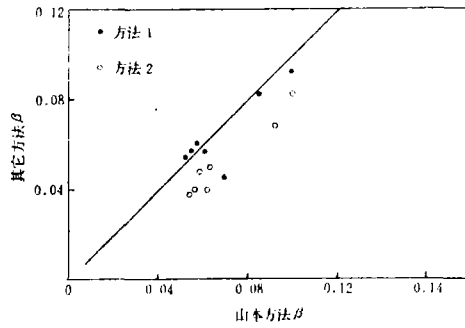


图1 各种方法求得大气浑浊度系数的比较
Comparison of various methods to calculate atmospheric turbidity coefficients over the Qinghi-Xizang Plateau

2 青藏高原地区大气浑浊度系数的日变化特征和月际变化特征

2.1 青藏高原地区大气浑浊度系数的日变化特征

从1982年7月到1983年8月的太阳辐射观测资料中,选取冬季(12月和1月)和夏季(7月和8月),对那曲、拉萨、甘孜、改则四个观测站全天太阳视面无云时的太阳直接辐射观测资料,用方法2.3分别计算其大气浑浊度系数,并绘出相应的日变化曲线。

从图2可以看出:

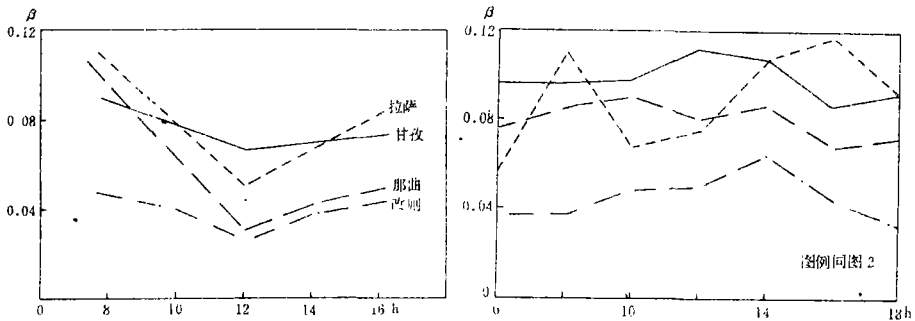


图2 青藏高原地区冬季(12月、1月)、夏季(7月、8月)
大气浑浊度系数的日变化曲线

The diurnal variation of atmospheric turbidity coefficients over the Qinghai-Xizang Plateau
in Winter a (December and January) Summer b (July and August)

(1) 青藏高原地区冬季大气浑浊度系数的日变化特征是其数值中午较小,早晚较大,日变化曲线呈“V”型,这个变化趋势与青藏高原地区冬季大气透明度系数的日变化过程相一致^[11],其变化的原因可归结于:下午的吹风、扬沙和人类活动的影响,造成进入大气中沙尘数量的增加,导致下午大气浑浊度升高。而上午由于大气低层逆温对进入大气

尘埃质粒扩散的抑制作用,造成早晨大气浑浊度比中午较大。冬季大气浑浊度系数的日变化特征表明由于大气气溶胶的影响造成太阳直接辐射的衰减中午较小,早晚较强。

(2) 青藏高原地区夏季大气浑浊度系数的日变化特征大致可分为两种类型:1)拉萨、那曲为一种类型,其大气浑浊度系数的日变化呈双峰型。上午出现的高峰值与局地大气低层逆温有关,使得有时出现的晨雾和烟幕以及炊烟等产生的烟尘质粒的堆积,造成 β 的高值。下午的高峰值是由于地面附近湍流输送进入大气中尘埃质粒增加以及人类活动影响的缘故。这可能是半干旱地区大气浑浊度系数日变化的一般规律。2)甘孜、改则大气浑浊度系数的日变化呈单峰型,这是因为甘孜地处青藏高原东部,属山地针叶林地带,雅砻江流经该地区,相对而言,大气中水汽含量较高,造成早晨大气浑浊度系数最小,随着太阳高度角的增大,近地面湍流活动加强,地表蒸发到大气中的水汽增加,大气中的浮尘也增多,中午大气浑浊度系数达到最大,中午以后随着太阳辐射削弱,湍流活动减弱,大气浑浊度系数逐渐减小。改则地处干旱的荒漠地区,海拔高度较高,平均大气浑浊度系数较小,到了中午,由于湍流输送加强使得大气浑浊度系数出现一个高峰值,这种变化可能代表夏季高海拔干旱荒漠地区大气浑浊度系数的日变化特征。

(3) 就青藏高原地区冬季大气浑浊度系数的日变幅看:冬季变幅较小,平均为 0.020,夏季除拉萨外,其他地区变幅也不大,平均为 0.034。这说明高原地区大气中尘埃质粒的含量在一天中比较稳定。拉萨和那曲大气浑浊度系数的日变化虽属同一类型,但那曲日变化较稳定,而拉萨日变幅较大,这可能与拉萨人类活动影响较大有关。

2.2 青藏高原地区大气浑浊度系数的月际变化特征

图 4 为计算得到的 1982 年 8 月至 1983 年 7 月一周年内四个观测站各月的大气浑浊度系数月际变化曲线。可以看出:青藏高原地区大气浑浊度系数在全年的变化过程中,冬夏两季数值较小,春秋两季,特别是春季数值较大。这是因为冬天大气比较稳定,地表面温度低,高原大部分地区处于冻结状态,再加上冬天影响高原地区的天气过程少,场沙、沙暴很少,大气中的气溶胶含量也小,造成整个冬季青藏高原地区大气浑浊度系数较小。夏季,虽然影响高原地区的天气过程较多,湍流活动也较强,扬沙、沙暴时有发生,但夏季是高原主要降水季节,降水对大气中尘埃质粒的冲刷作用很强,因而整个夏季青藏高原地区大气浑浊度系数也较小。春季地表面开始解冻,下垫面疏松,且春季常有冷空气活动,大风日数较多,对扬沙、沙暴的发生有利,大量的尘埃进入大气中导致大气浑浊度系数出现最大值。秋季,地表植被枯死,再加上北方冷空气不断入侵,使得大气浑浊度系数出现次大值。平均而言,甘孜的大气浑浊度系数为 0.067,拉萨为 0.061,改则 0.059,那曲 0.058。

3 青藏高原地区大气浑浊度系数的分布

根据以上的分析可明显看到影响青藏高原地区大气浑浊度系数的因子为:海拔高度升高,太阳光程变短,大气中尘埃质粒含量迅速减小,大气浑浊度系数也减小^[6];如果风沙日数较多,则不但造成局地下垫面沙尘进入大气,而且常有非局地沙尘进入大气,形成气溶胶,从而可使大气浑浊度系数变大。月平均风速对大气浑浊度系数仍有正贡献。本文通过对 1982 年 8 月至 1983 年 7 月一周年内四个观测站各月的大气浑浊度系数与各测站的

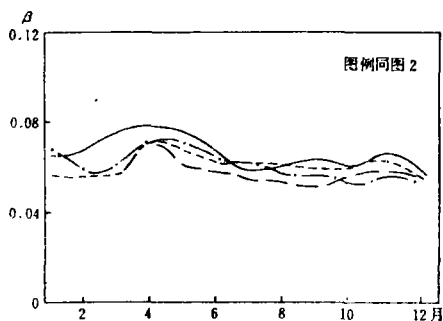


图 3 青藏高原地区冬季大气浑浊度系数的月际变化

The inter-monthly variation of atmospheric turbidity coefficients over the Qinghai-Xizang Plateau

气候资料进行拟合,得到了计算青藏高原地区大气浑浊度系数的经验公式:

$$\beta = \alpha_0 + \alpha_1 e^{\alpha_2 \beta} + \alpha_2 \bar{V} + \alpha_3 \bar{N} \quad (6)$$

其中 H 是测站的海拔高度, \bar{V} 是局地月平均风速, \bar{N} 是局地月平均大风日数。 $\alpha_0, \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$, 为经验系数,其数值分别为 $98.0 \times 10^{-3}, 25.8 \times 10^{-3}, 2.6 \times 10^{-4}, 9.8 \times 10^{-3}, 6.8 \times 10^{-4}$ 。各因子的相关系数分别是 $-0.92, 0.71, 0.61$ 。计算结果表明,用(6)式求得的大气浑浊度系数 β 其平均绝对误差小于 0.006, 平均相对误差小于 8.0%。利用(6)式,选取青藏高原地区及其邻近若干气象站的气候资料,我们计算了大气浑浊度的系数,并分别绘出其年平均、春季(4月)、夏季(8月)、秋季(10月)、冬季(12月)的分布图(5-6)。

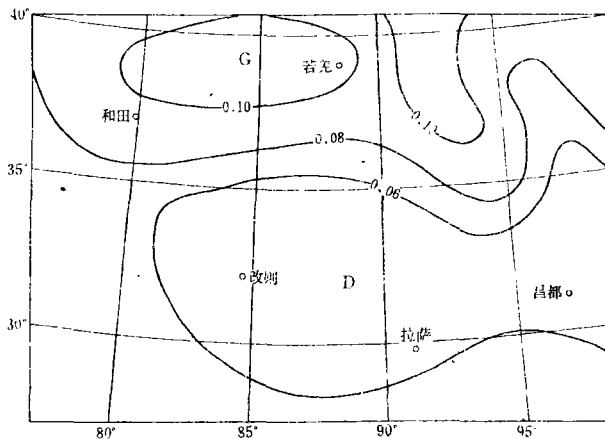


图 4 青藏高原地区冬季大气浑浊度系数的年平均分布

The annual mean distribution of atmospheric turbidity coefficients over the Qinghai-Xizang Plateau

从图 4 可以看出青藏高原主体地区大气透明,空气洁净。这与前面提到在高原上太阳光程短,大气气溶胶含量少导致大气浑浊度小的观点一致。青藏中高原东南部和北侧的 β 比高原中部大,其原因可归结于高原东部海拔较低受人类活动的影响大,而高原北侧不但

海拔高度较低,且属面积广阔的塔克拉玛干沙漠和姆塔格沙漠(即塔里木盆地和准葛尔盆地),这种下垫面对扬沙、沙暴发生有利,因而属 β 的高值区。另外,图中高原东北侧的高值区显然与巴丹吉林沙漠和腾格里沙漠有关。

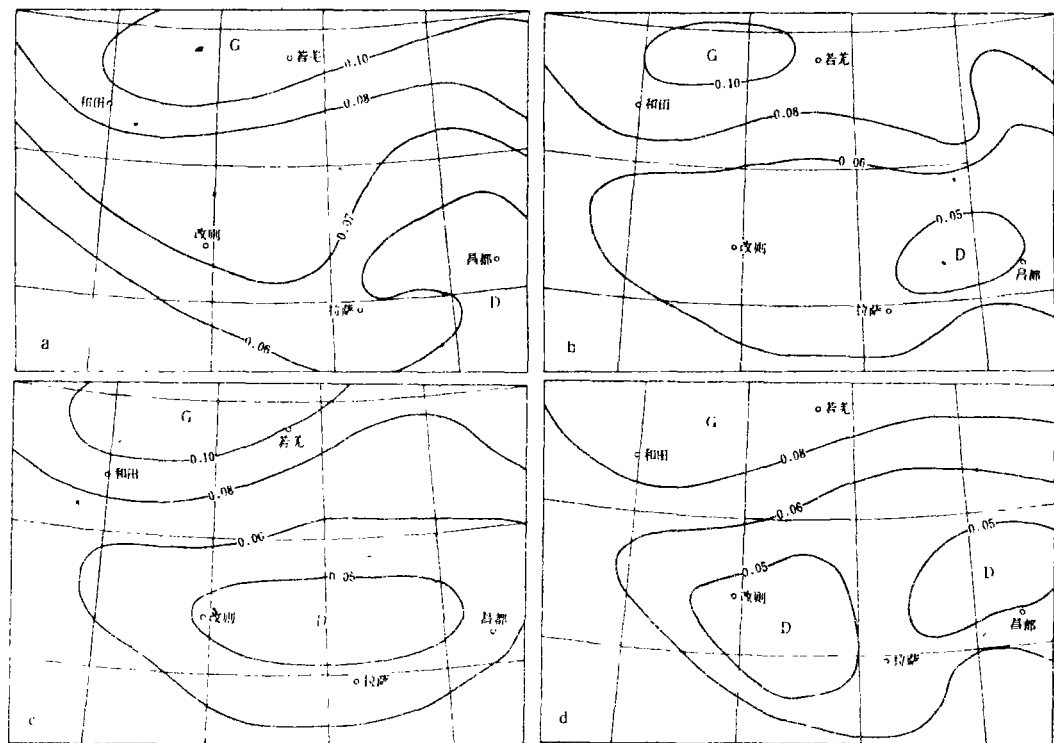


图5 青藏高原地区大气浑浊度系数的变化

The change of atmospheric turbidity coefficients
over the Qinghai-Xizang Plateau

a. 春季(4月), b. 秋季(10月), c. 夏季(7月), d. 冬季(12月)

春季冷空气活动频繁,高原地表开始解冻,下垫面松散多尘,扬沙、沙暴极易发生,大气中尘埃含量较高。从图5可以看出 β 高值范围明显比年平均大,高原东南部的高值也很明显。这与文献[3]提出的春季沙暴是该季节气溶胶的主要来源并由此影响大气浑浊度变大的观点一致。秋季由于地表植被枯死,冷空气活动较强,大气浑浊度系数也较大,但高值区要比春季小。

整个夏季和冬季,青藏高原主体地区浑浊度系数很小,夏季大气浑浊度小的原因是降水对大气中尘埃质粒有强烈的冲刷作用。而冬季地表面冻结,天气稳定少变,由各种途径进入大气中的尘埃质粒也很少。同时冬季较大的平均风速对局地大气中的尘埃质粒有消散作用,使得大气浑浊度系数相应减小。

从以上的计算结果来看,高原主体地区 β 要比平原及一些城市地区的值小得多,如高原主体地区 β 在0.04—0.08之间,而平原地区一般大于0.10^[4,12]。项月琴等^[7]在高原北

部地区的观测值 5—8 月份 $\beta_{0.3}$ 介于 0.050—0.106, 与本文结果相近。

通过以上的分析,大致可以得到以下几点初步的结论:1)山本义一提出的求算 Ångström 大气浑浊度系数的方法简单实用,适合于计算青藏高原地区大气浑浊度系数。2)青藏高原地区大气浑浊度系数的日变化过程中,冬夏两季日变幅较小,分别是 0.020 和 0.034。冬季的变化略呈“V”型,早晚大,中午小;夏季变化分两种类型:受人类活动影响较大的高原中部地区变化呈双峰型,上午和下午各有一次高峰值。其余地区为单峰型。高原东部大气浑浊度系数较西部大,但变化比较稳定。高原西部早晚小,中午较大。3)青藏高原地区大气浑浊系数的季节性变化也很明显,春季最大,秋季次之,夏秋两季数值较小。4)青藏高原主体地区大气浑浊度系数偏小,一般小于 0.100,说明高原地区空气洁净。人类活动集中地区 β 较大,沙漠或荒漠地区 β 也大。

参 考 文 献

- (1) Yamamoto, G., M. Tanaka and K. Arai. Hemispherical distribution of turbidity coefficient as estimated from direct solar radiation measurements. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1986, Vol. 64, 287—300.
- (2) 杨宝珠等. 地表面日射的经验公式与日射计测量值比较的简单方法. *气象科技*, 1984, (5): 89—94.
- (3) Kimio Arai and Y. Ishizaka. Volume and mass of yellow sand dust in the air over Japan as estimated from atmospheric turbidity. *J. Meteor. Soc., Japan*, 1986, Vol. 64, No. 1, 7—94.
- (4) 周允华等. 呼伦贝尔草原大气浑浊度的测量和尘埃输送的初步探讨. *大气科学*, 1978, 2(4): 332—340.
- (5) 王尧奇等. 兰州冬季的大气浑浊度. *高原气象*, 1982, 1(4): 84—90.
- (6) 章庆梧等. 珠穆朗玛峰地区大气透明状况. 珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968 年)—气象与太阳辐射. 北京: 科学出版社, 1975, 148—161.
- (7) 项月琴等. 柴达木盆地尘埃和水汽对太阳辐射的削弱特征. 青藏高原气象科学实验文集(一), 北京: 科学出版社, 1984, 61—69.
- (8) 项月琴等. 太阳直接辐射的分光观测. *气象学报*, 1980, 38(1): 51—63.
- (9) 季国良等. 青藏高原及其邻近地区的水汽分布特征. *干旱区地理*, 1989, 12(1): 16—24.
- (10) 方先金等. 我国大气浑浊度系数的分布状况. *南京气象学院学报*, 1986, (4): 16—24.
- (11) 季国良. 青藏高原主体的大气透明度特征. *高原气象*, 1985, 4(4) (增刊): 122—129.
- (12) 周允华等. 北京地区大气浑浊度的测量和沙尘污染的初步分析. *环境科学*, 1984, 5(5): 50—53.

CHARACTERISTICS OF ATMOSPHERIC TURBIDITY OVER THE QINGHAI—XIZANG PLATEAU

Wen Jun Ji Guoliang Zhang Wanchen

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences)

Subject terms: Qinghai—Xizang Plateau, Atmospheric turbidity, Aerosol

Abstract

In this paper, the calculated method of atmospheric turbidity over the Qinghai-Xizang Plateau is obtained by comparison of various methods to calculate Å ngstrom atmospheric turbidity. The atmospheric turbidity coefficients at some stations over the Qinghai-Xizang Plateau from August 1982 to July 1983 are calculated by using the observational data of solar direct radiation and their characteristics are analysed. In addition, the empiric formula to calculate atmospheric turbidity coefficients are fitted by means of surface conventional meteorological data, the characteristics of temporal and spatial variations are analysed over the Qinghai-Xizang Plateau in this paper.