

中国北方沙尘气溶胶对云和降水影响的数值模拟研究

康凤琴¹ 银 燕² 张逸轩¹

(1. 甘肃省人工影响天气办公室, 兰州 730020;
2. 南京信息工程大学 江苏省气象灾害重点实验室)

提 要: 已有的研究表明中国北方干旱半干旱地区是对流层沙尘气溶胶的主要来源之一,对当地乃至全球气候都有重要的意义。利用数值模拟研究方法探讨不同干燥程度的大气背景环境下,沙尘气溶胶数浓度对混合云形成和发展的可能影响,并采用析因试验讨论了主次影响因素。结果表明:沙尘气溶胶的增加导致降水减少、延长了云在空中存在的时间,改变了云的空间结构和微观结构。析因分析表明干旱半干旱气候背景条件下,混合云的累计降水量对沙尘气溶胶数浓度变化的敏感性要高于对大气环境湿度的敏感性;沙尘气溶胶数浓度增加导致云累计降水量的减少;沙尘气溶胶数浓度和大气环境湿度对云的累计降水量的影响是复杂的,研究结果可以用于指导降水预报业务。

关键词: 沙尘气溶胶 云和降水 数值模拟研究 析因分析

A Numerical Study of Effects of Mineral Dust Particles on Cloud and Precipitation in the Northwest China

Kang Fengqin¹ Yin Yan² Zhang Yixuan¹

(1. Gansu Province Artificial Modification Office, Lanzhou 730020;
2. Nanjing University of Information and Science Technology, Jiangsu Key Laboratory of Meteorological Disaster)

Abstract: Previous studies show that the arid and semi-arid regions of North China serve as one of the principal sources of tropospheric dusts. The possible impacts of the aerosol concentration upon the formation and development of mixed clouds in the condition of different dry atmosphere was discussed based on the modeling simulation. The factorial analysis method was used to identify impacts of the major and minor factors. The evidence suggests that

资助项目: 国家重点研究发展计划(973)项目(2006CB403706); 中国气象局气象新技术推广项目(CMATG2007Z08); 江苏省高校自然科学基金基础研究项目 06KJB170047

收稿日期: 2008年8月16日; 修定稿日期: 2009年2月22日

(1) increase in sand aerosols would lead to reducing precipitation, suppressing hail particle genesis, prolonging the existence of clouds and altering their space structure and microscopic features; (2) factorial analysis shows that in the arid and semi-arid climate the accumulated rainfall from mixed clouds is more sensitive to the change in the number concentration of aerosols than to that in atmosphere moisture; (3) the augmentation of the number concentration would reduce accumulated precipitation; (4) increase of atmospheric humidity would be responsible for more accumulated rainfall. The presented results can be employed to account for the observational fact of the reduced number of hailfall days during a dry period of North China.

Key Words: sand-dust aerosol particles cloud and precipitation numerical study the factorial experiment method

引 言

地球大气环境中的水汽和大气气溶胶浓度对云降水的影响是复杂的。当人们在播撒了干冰的云中过冷水层中观测到了降雪并形成云中空洞时候,确信了人工播云的实际效果,人们便开始主动地进行人工影响大气降水,在世界各地产生出一系列增雨和防雹的试验计划^[1-4];大范围的卫星观测资料直接证明了城市和工业区的空气污染大面积地抑制了温度在 -10°C 的云中的云滴合并和冰相降水,从而完全抑制了降水^[5]。气溶胶、云和气候的关系是当今世界热门研究的话题^[6]。

春夏季节发生在中国西北干旱和半干旱地区的沙尘暴天气是该地域的一个特征天气现象,是增加大气沙尘气溶胶的有效的方式^[7]。观测事实表明,沙尘气溶胶是大气中的主要的气溶胶,估计每年有大约 $100 \times 10^6 \sim 200 \times 10^6$ 吨的沙尘气溶胶要进入大气,几乎占对流层气溶胶的一半^[8]。蒙古和中国北方干旱、半干旱地区(主要指巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠、塔克拉玛干沙漠、塔里木盆地等大沙漠)为大气提供的沙尘排放量占整个亚

洲沙尘排放量的70%,是仅次于撒哈拉沙漠的第二大沙尘暴源地,中国境内的排放量占其中30%^[9],沙尘气溶胶的85%是沙尘暴所致。在长距离输送过程中沙尘气溶胶和硫化物、氮化物以及黑炭相互作用,沙尘气溶胶作为云凝结核的性质也发生了重要的改变^[10],沙尘气溶胶和当地天气系统相互作用产生有意义的气候效应^[11]。在中国西北地区观测研究表明:气温呈现一致的上升趋势的情况下总云量下降,总光学厚度和总云水路径呈上升趋势(1984—1998年)^[12];降水量虽然没有表现出一致的增加或减少^[13],但强降水事件趋于增多^[14];相对湿度呈增加趋势,每年最大上升达0.20%,地表接受的太阳总辐射呈减少趋势^[15]。对于这些观测事实,人们已有的知识并不能有明晰的解释,因此,从新的视角重新审视中国干旱半干旱环境背景条件下丰富大气沙尘环境对云雨发生发展演变过程的影响,进而为西部大开发过程中空中云水资源开发项目和人工防雹消雹减灾技术提供理论支持是十分必要的。

1 沙尘气溶胶的浓度和分布

在地球大气的温湿环境条件下,如果没

有云凝结核 (CCN) 的作用, 就不可能形成云^[16]。沙尘气溶胶又称为矿物气溶胶, 是对流层气溶胶的主要成分, 可充当云凝结核 (CCN)、巨核 (GCCN) 和冰核 (IFN)。在考虑沙尘气溶胶活化成为有效的 CCN 的因素方面, 人们考虑到了影响其表面的可溶性能力的各种组成成分的化学性质和气溶胶颗粒的几何大小^[17]; 不管大气中的化学物质怎样改变, 沙尘气溶胶粒子在远距离传输过程中其化学成分怎样发生改变^[18], 沙尘气溶胶成为 CCN 的能力在一级近似上取决于颗粒物中包含有多少可溶性分子的数量, 而这个数量只是和颗粒物中可溶性物质的成分呈线性关系, 而和颗粒的大小呈 3 次方的关系, 显然沙尘气溶胶颗粒的大小是决定其活化能力的主要因素^[19]。这个结论极大地降低了沙尘气溶胶在云和气候模式研究中的复杂性。

气溶胶数浓度以及气溶胶粒子数浓度的谱分布是研究气溶胶对云和降水影响的关键

参数^[20]。对气溶胶的野外观测试验揭示了大量的观测事实^[21]。但是, 气溶胶的观测结果强烈地依赖于观测仪器、观测数据处理方法、观测地点、观测时间、不同的天气过程以及同一个天气过程中不同的阶段, 还有控制这类天气发生的大气环流背景等各种因素。对于沙尘气溶胶, 更是由于其粒子尺度和数浓度变化范围跨度很大, 在观测仪器和观测地点、时间、天气过程等的选择和资料处理的方法上都有很大的可选择性, 这里通过采纳不同时间和不同地点的三次野外观测试验结果 (见表 1) 讨论不同沙尘气溶胶粒子浓度和谱分布对云和降水的影响, 这三个野外观测试验分别是: 1996—1999 年间的 4、5 月期间在贺兰山沙漠地区 5 个观测站的观测资料^[22-24]、2001 年 4、5 月期间内蒙古浑善达克沙漠地区^[25]和 1991 年在甘肃平川^[26]的地基气溶胶观测。

表 1 三次沙尘气溶胶观测试验特征

观测地点	贺兰山沙漠地区 5 个观测站				内蒙古浑善达克				甘肃平川		
观测时间	1996—1999 年间的 4、5 月				2001 年 4、5 月				1991 年		
设备仪器	APS-3310A 型激光空气动力学粒子谱仪				PMS F _{ssp} -100 型激光光谱仪				PM-730 光学粒子计数器		
天气现象	晴天	扬尘	扬沙	沙尘暴	晴天	扬沙	沙尘暴	强沙尘暴	晴天	扬沙	
拟合分布形状	单峰	单峰	单峰	单峰	单峰	单峰	双峰	双峰			
基 特 征 值	平均数浓度个/cm ³	23	88	97	236	<60	60~360	360~1000	1000~6000	60.47~109.8	556.41
	标准差		1.509	1.842	1.774	3.0	2.3	1.85	1.5		
	常数		4.1	21.4	66.4	1.4	1.22	0.96	0.0008		
	相关系数		0.965	0.989	0.975		0.0032	0.0008			
	峰值半径 μm	0.6	0.6	0.6	0.6	0.45	0.50	0.8	16.0	16.0	1.5~2.0
	峰值浓度个/cm ³		5	6	14						
	文献来源		[22-24]				[25]			[26]	

综合三次观测试验结果分析, 用如下对数正态分布函数拟合函数勾勒气溶胶粒子分布谱

$$\frac{dN}{d\ln r_n} = \sum_{i=1}^k \frac{n_i}{(2\pi)^{1/2} \log \sigma_i \ln 10} \exp \left\{ -\frac{[\log(r_n/R_i)]^2}{2(\log \sigma_i)^2} \right\}$$

其中 n_i 为气溶胶总数浓度 (个/cm³), R_i 为

气溶胶的几何平均半径(μm), $\log\sigma_i$ 为模态 i 的标准偏差对数值。

通过考虑三次观测过程中不同等级的沙尘过程中的各等级粒子的变化比例,来构造不同等级沙尘天气过程气溶胶的谱分布,其中拟合参数列于表 2。在这种构造中,A1 为

扬尘天气情况下的沙尘数浓度分布情况,A2 为强沙尘期间的数浓度;小核或 Aitken、大核、巨核(GCCN)的数量分别是:1051.3、210.0、13.2 个和 3975.4、1005.4 和 133.6 个;各占总数浓度的比例分别是 82.5%、16.5%、1.0%和 77.7%、19.7%、2.6%。

表 2 气溶胶粒子谱分布参数

模态	弱沙尘暴(A1)						强沙尘暴(A2)					
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
n_i	650	400	120	85	60	8	1000	560	240	210	35	5
R_i	0.001	0.032	0.152	0.35	0.623	2.16	0.001	0.035	0.156	0.637	2.5	5.5
$\log\sigma_i$	0.592	0.475	0.435	0.443	0.343	0.243	0.592	0.437	0.335	0.343	0.227	0.127

2 数值模拟试验

2.1 微物理模式

文中采用二维面对称非静力分档云模式^[27-28],其中水平及垂直风场由流函数和涡度方程计算得到,模式中的物理量主要包括:风场、垂直位温扰动、比湿扰动、CCN 浓度、各种水成物的比数浓度及比质量浓度。采用 $300\text{m} \times 300\text{m}$ 的空间分辨率,模拟的水平范围为 30km ,垂直范围为 12km ,蒸凝过程时步为 2.5 秒,其他过程时步均为 5 秒,模式积分时间 80 分钟。考虑的水成物主要有 4 种:水滴、冰晶、霰、雪花,各种水成物粒子均分为 34 档,第二档的水成物质量为第一档的 2 倍,依次类推。液相及冰相第一档及最后一档的质量分别为 0.159×10^{-13} 、 $0.17468 \times 10^{-3}\text{kg}$,对应的直径为 3.125 、 $8063\mu\text{m}$;气溶胶分为 57 档,最小的半径为 $0.004\mu\text{m}$ 。模式中云滴核化方式采用经典的 Kohler 过饱和度和临界直径理论^[29];云滴通过凝结和碰并过程增长,当云滴在垂直运动中到达 0°C 层以后,用 Meyers 等^[30]参数化方案处理含有 IFN 的云滴中云滴冻结形成冰晶的过程,即:

当 IFN 作为凝结冻结核时,和大气的过饱和度和有关,当作为接触核时和大气温度有关;冰粒子通过冰粒子之间的相互碰并以及和云滴的碰并长大用 Hallett 和 Mossop^[31]方案;冰粒子通过聚合和沉积形成雪花、结晶形成霰(冰雹),最终,大冰粒子和大霰粒子要下降,下降过程中经过溶化形成大雨滴,进而发生雨滴之间的碰撞和破碎成为小雨滴,这个过程用 Reisin^[28]方案处理。模式的动力框架和微物理过程的详细描述见参考文献[32-33]。

2.2 模拟试验方案设计

文中利用一个理想的中性不稳定对流大气作为讨论不同沙尘气溶胶背景状况下云雨发生发展的大气热力动力环境(研究方案 B1),理想的温度和露点温度分布曲线见图 1^[34-35]。该热力廓线产生的云团云顶温度 $8 \sim 10^\circ\text{C}$,云顶温度 -25°C 。为了启动单泡云团的发生,在 $t=0$ 的时刻、 600m 的高度上加温度为 2°C 的扰动。其中不考虑风切变的影响。考虑到中国西北沙尘天气出现时的天气系统的复杂性对大气环境的改变^[36-37],考察 $2100 \sim 8400\text{m}$ 的高度上大气相对湿度相应增加 30% 的大气环境(研究方案 B2)下不同沙

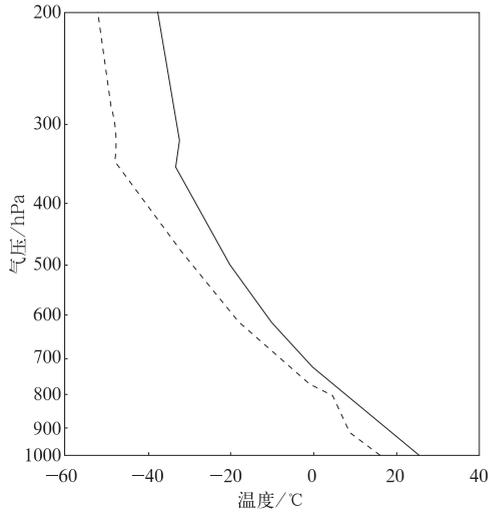


图1 本文采用的温度(实线)和露点(虚线)垂直分布

尘气溶胶背景对云雨形成和发展的影响,以期探讨西北不同于干旱环境条件下沙尘暴爆发对云雨的影响,为西北云水资源的开发利用、沙尘治理提供科学依据。为此,此次研究设计了四个研究方案,分别是基本大气状态下

轻度沙尘气溶胶背景环境($t00$)、基本大气状态下重度沙尘气溶胶背景环境($t01$)、潮湿大气状态下轻度沙尘气溶胶背景环境($t10$)和潮湿大气状态下重度沙尘气溶胶背景环境($t11$),见表3。

表3 研究方案设计

大气环境	沙尘气溶胶	
	A1(轻度)	A2(重度)
B1	$t00$	$t01$
B2	$t10$	$t11$

3 结果和讨论

3.1 一般特点

图2是四种不同的设计方案中云水含量(a)、冰晶水含量(b)、霰(冰雹)粒子水含量(c)、液态降水率(d)、固态降水率(e)和上升速度(f)最大值随时间的演变。由图可见,四个不同的研究方案对云中各物理量都有明显的改变。其中最明显的是在图2b中两种大

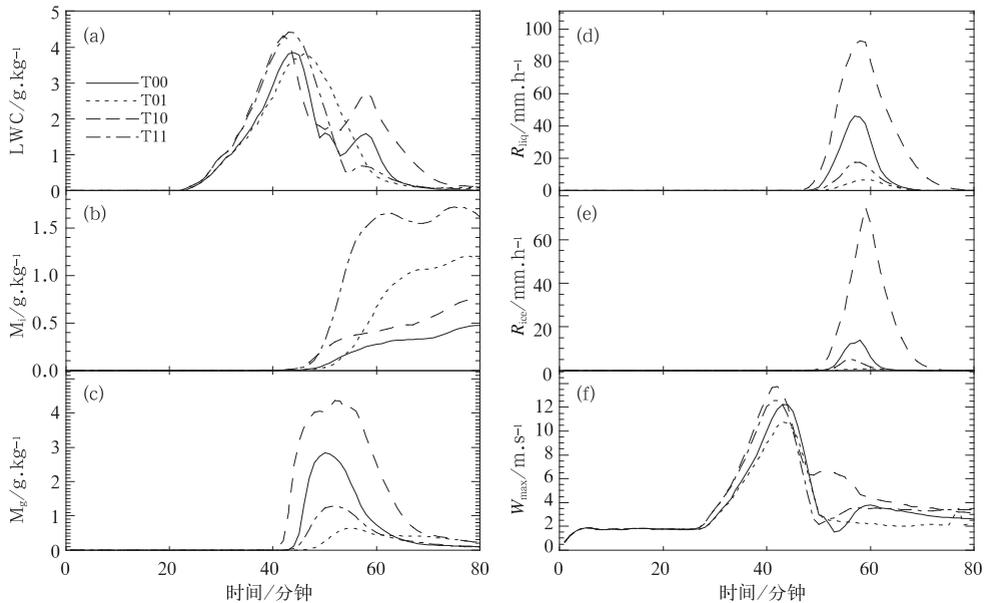


图2 四种设计方案中云水含量(a)、冰晶水含量(b)、霰(冰雹)粒子水含量(c)、液态降水率(d)、固态降水率(e)和上升速度(f)最大值随时间的演变

气潮湿程度水平下,增加沙尘气溶胶浓度都能明显增加云中冰晶水含量,也明显增加并明显延长了云冰晶在空间存在时间;在两种沙尘气溶胶浓度水平下,大气潮湿程度的增加也有相同效果;图 2c 中比较方案 t_{10} 和方案 t_{11} 与方案 t_{00} 和方案 t_{01} ,可以看出:同样大气潮湿程度水平下,沙尘气溶胶浓度的增加明显导致了云中霰(冰雹)粒子的减少,不同的沙尘气溶胶浓度水平下,大气越潮湿云中霰(冰雹)粒子水含量越大。这样,潮湿大气中轻度沙尘气溶胶背景环境下发展的云中霰(冰雹)粒子水含量最大(方案 t_{10}),最小的是较干燥大气中轻度沙尘气溶胶背景环

境中的云(方案 t_{01});看图 2d、e,四个不同的设计方案对云中液态水和固态水的影响规律与图 2c 有类似的规律,不再作详尽的分析。4 个设计对云中液态水的影响比较复杂,大气潮湿的情况下,云中液态水在达到最大值之前明显高于基本大气状况下的云中液水含量(图 2a),但是在达到最大值以后,潮湿大气中重度沙尘气溶胶背景环境下的云中液水含量首先较快的减少,随后又成为最大并持续到云水消失。分析认为这是由于这种情况下的云中冰相过程的启动消耗了更多的云中液水所致。

图 3 是云体中心位置液态水、冰晶和霰

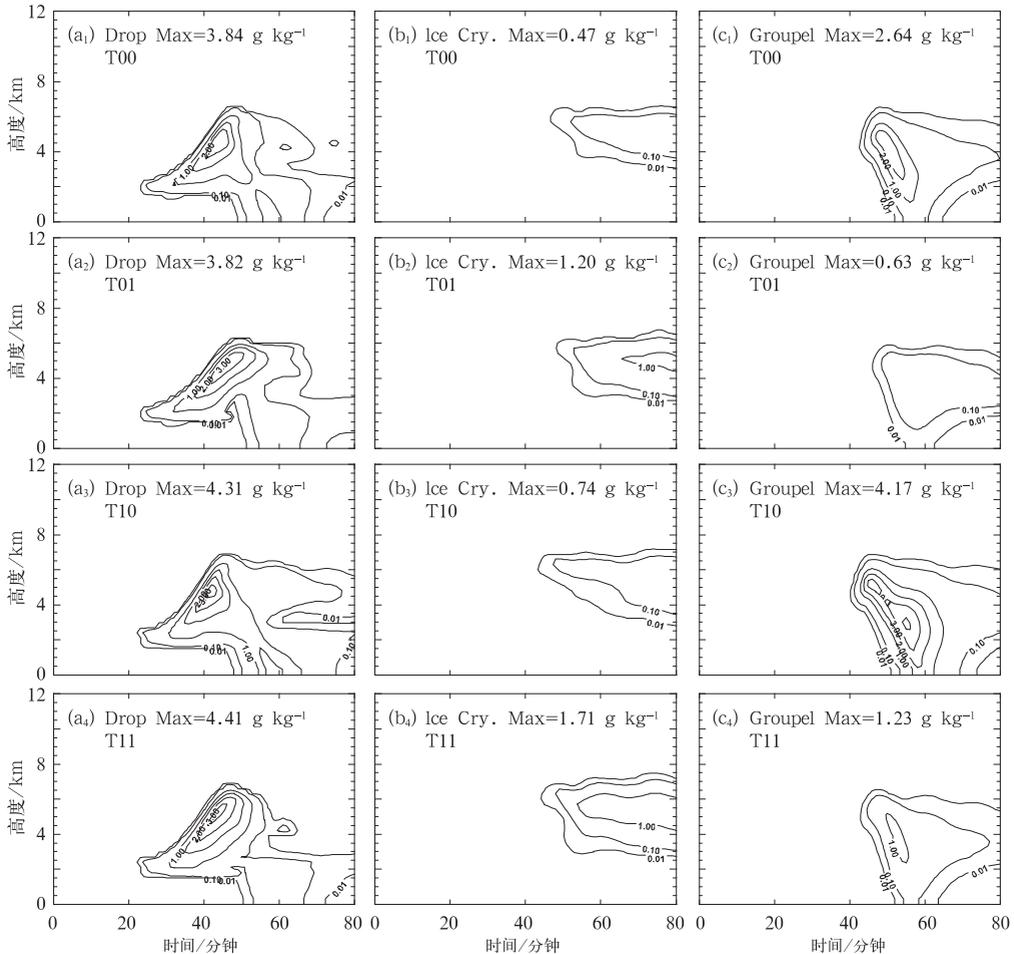


图 3 四种设计方案中云中心液态水(a₁~a₄)、冰晶(b₁~b₄)和霰(c₁~c₄)的高度分布随时间的变化

(冰雹)的高度分布随时间的变化。由图可以看到,较干大气中,气溶胶粒子的增加使得云雨形成过程中云中液水含量减少、霰(冰雹)含水量减少,增加了冰晶含水量,但对它们各自的分布范围和持续的时间影响并不大。潮湿大气中,气溶胶粒子的增加使得云中液水含量最大值增加并减小了其分布范围和持续的时间,这可以归咎为沙尘气溶胶的加入更多地改变了云中冷云过程,增加了冰晶含水量的量值幅度和减少了霰(冰雹)的量值幅度,遗留了多一点的液水,却缩短了这些液水存在的时间,也就是说,增加了云雨变化的激烈程度。

以上结果表明,大气潮湿程度和大气中沙尘气溶胶含量对云发展过程中的各个物理量的影响是复杂的。为了比较分析这两个因素对云的影响程度,下面接着做析因分析。

3.2 两因素两水平的析因分析^[38]

试验因素对试验指标所起的增加或减少的作用称为试验效应。单因素试验中,在同一因素内两种水平间试验指标的相差属简单效应。在多因素试验中,不但可以了解各供试因素的简单效应,还可以了解各因素的平均效应和因素间的交互作用。将大气潮湿程度作为因素 A,大气沙尘气溶胶分布作为因素 B,均有 2 个水平,选云的累计降水量和累计霰(冰雹)含水量作为实验指标 E,可以得到析因分析表 4,其中:累计降水量的单位是

表 4 试验结果

因素 A	因素 B		行平均数
	B1	B2	
A1	E11=6.14 (1.36)	E21=0.79 (0.44)	$\bar{X}_{0.1}=3.465$ (0.9)
A2	E12=17.12 (3.44)	E22=2.81 (1.01)	$\bar{X}_{0.2}=9.965$ (2.225)
列平均数	$\bar{X}_1=11.63$ (2.4)	$\bar{X}_2=1.8$ (0.725)	$\bar{X}=6.715$ (1.5625)

10^3 m^3 ,括号中的是累计霰(冰雹)含水量,单位是: $10^8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

在这里 $s=t=2, n=st$

其中,

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^t \sum_{j=1}^s X_{ji},$$

$$\bar{X}_{.i} = \frac{1}{t} \sum_{j=1}^s X_{ji}, i = 1, \Lambda, t,$$

$$\bar{X}_{.j} = \frac{1}{s} \sum_{i=1}^t X_{ij}, j = 1, 2, \Lambda, s$$

总平方和:

$$S_T = \sum_{i=1}^t \sum_{j=1}^s (X_{ji} - \bar{X})^2$$

$$S_E = \sum_{i=1}^t \sum_{j=1}^s (X_{ji} - \bar{X}_{.i})^2$$

$$S_A = \sum_{i=1}^t \sum_{j=1}^s (\bar{X}_{.i} - \bar{X})^2 = \sum_{i=1}^t s(\bar{X}_{.i} - \bar{X})^2$$

$$S_B = \sum_{i=1}^t \sum_{j=1}^s (\bar{X}_{.j} - \bar{X})^2 = \sum_{j=1}^s r(\bar{X}_{.j} - \bar{X})^2$$

S_E 称为随机误差平方和, S_A 、 S_B 分别称为因素 A 和因素 B 的效应平方和,总平方和 S_T 反映了全部数据的波动程度。

考察两种水平的大气气溶胶水平下大气潮湿程度对影响指标的影响。

一个因素的水平相同,另一因素不同水平间的产量差异仍属简单效应。如,(E12-E11)和(E22-E21)是两种水平的大气气溶胶水平下大气潮湿程度对影响指标的简单效应;(E21-E11)和(E22-E12)是两种水平的大气潮湿程度下大气气溶胶分布对影响指标的简单效应。

$$E12-E11=10.98(2.08)$$

$$E22-E21=2.02(0.57)$$

E12-E11 和 E22-E21 之间的符号相同,表明潮湿的大气中云的累计降水量(累计霰或冰雹含水量)大;从这两个数据之间的差异比较上可以看出干净大气中这种效应明显。同理,

$$E_{21}-E_{11}=-5.35(-0.92)$$

$$E_{22}-E_{12}=-14.31(-2.43)$$

$E_{21}-E_{11}$ 和 $E_{22}-E_{12}$ 的符号相同,表明沙尘气溶胶数减少云的累计降水量(累计霰或冰雹含水量);大气越潮湿,这种效应明显。

一个因素内各简单效应的平均数称平均效应,亦称主要效应,简称主效应。如表 4 中 A 的主效为 6.5,这个值也是两个大气潮湿程度的水平平均数的差数,即 $9.965-3.465=6.5$ 。B 的主效应是 -9.38 ,也是两个大气气溶胶水平下的水平平均数的差数。

两个因素简单效应间的平均差异称为交互作用效应,简称交互效应。它反映一个因素的各水平在另一因素的不同水平中反应不一致的现象, $AB=[(E_{22}-E_{12})-(E_{21}-E_{11})]/2=-4.48$ 。表明这两个因素对影响指标的影响有负的交互性,这说明了这两个因素在另外一个因素的不同水平上,对试验结果有不一样的影响程度,表明他们对结果的影响是复杂的。再用方差分析来比较这两个因素对影响指标的影响大小。

表 5 方差分析表

方差来源	平方和	自由度	F 比
因素 A	$S_A=42.25$ (1.76)	$r-1=1$	$F_A=\frac{S_A}{S_E}=2.11(3.08)$
因素 B	$S_B=96.63$ (2.81)	$s-1=1$	$F_B=\frac{S_B}{S_E}=4.82(4.93)$
误差	$S_E=20.05$ (0.57)	$(r-1)$ $(s-1)=1$	
总和	$S_T=158.93$ (5.13)	$rs-1=3$	

由以上分析可以看出,因素 A 和因素 B 的效应都要比试验误差 S_E 要大,说明了这两个因素的波动对试验结果的影响大;从这两个因素相对于试验误差 S_E 的大小对比上 F_A 小于 F_B ,说明因素 B 的效应要大于因素 A 的。即就是:大气沙尘气溶胶分布对云的

累计降水量(累计霰或冰雹含水量)的影响要大于大气潮湿程度的影响。

4 讨论

上面的分析表明,大气潮湿程度和大气沙尘气溶胶浓度对云的累计降水量(累计霰或冰雹含水量)有影响;而且后者的增加对云的累计降水量(累计霰或冰雹含水量)减少的影响程度要大于前者的增加使得云的累计降水量(累计霰或冰雹含水量)增加的影响程度,从另外一个方面证实了研究沙尘气溶胶粒子作为云凝结核(CCN)、巨核(GCCN)和冰核(IFN)对云雨的形成和发展起作用的重要性;这两个因素对云的累计降水量的影响是复杂的。分析认为:首先,大气沙尘气溶胶颗粒的增加降低了云的降水效率,空气越潮湿这个效果越明显;云过程给大气遗留下了相对丰富的冰晶颗粒,改变了云砧特性,成为大气中固体气溶胶颗粒物再生的一个重要来源,对大气能量的辐射平衡产生后继影响,由此可以解释地表接受的太阳总辐射呈减少趋势这样一个观测事实,潮湿大气中沙尘气溶胶的这个效果更明显,以此为出发点,可以进一步研究沙尘气溶胶对区域性云总量减少和总光学厚度与总云水路径增加之间的机理。其次,在作当地天气降水预报时,依据当地干湿程度的气候规律和局地大气湿度变化,着重考虑到当地大气沙尘气溶胶浓度的改变,尤其是在大气潮湿的气候阶段或者南方高湿地区,会让累计降水量减少更多些,研究结果对于降水预报有实际的指导意义。再者,析因分析表明,在地球大气环境中大气气溶胶数浓度和大气干燥程度对云的累计降水量的影响是复杂的,需要进一步深入研究。

参考文献

- [1] Norihiko Fukuta, weather modification activities in Ja-

- pan[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1971, 52(1):4-93.
- [2] Louis J Battan. Survey of weather modification in the Soviet Union[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1973, (54):1019-1030.
- [3] Langerud, Darin W, Moen Paul T. An update on the North Dakota Cloud Modification Project[J]. *The Journal of Weather Modification*, 1998, 30(1):85-90.
- [4] Strawa A W, et al. Comparison of in situ aerosol extinction and scattering coefficient measurements made during the aerosol intensive operating period [J]. *J. Geophys. Res.* 2006, 111, D02303, 10 pp.
- [5] Kelly J T, Chuang C C, and Wexler A S. Influence of dust composition on cloud formation[J]. *Atmos. Environ.* 2007, (41): 2904-2916.
- [6] 丁一汇, 李巧萍, 柳艳菊, 等. 空气污染与气候变化[J]. *气象*, 2009, 35(3):3-15.
- [7] 王锡稳, 刘治国, 黄玉霞, 等. 河西走廊盛夏一次强沙尘暴天气综合分析[J]. *气象*, 2006, 32(7):102-109.
- [8] Andreae M O, Charlson R J. Internal mixtures of sea salt, silicates and excess sulfate in marine aerosols[J]. *Science*, 1986, (232):1620-1623.
- [9] Zhang X Y, Gong S L, Arimoto R, et al. Characterization and temporal variation of Asian dust aerosol from a site in the northern Chinese deserts[J]. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 2003, (44):241-257.
- [10] Costa M J, Sohn B J, Levizzani V, et al. Radiative forcing of Asian dust determined from the synergized GOME and GMS satellite data — A case study[J]. *J Meteorol Soc Jap*, 2006, (84): 85-95.
- [11] Nee J B, Chiang C W, Hu H, et al. Lidar measurements of Asian dust storms and dust cloud interactions [J]. *J Geophys Res*, 112, D15202, doi: 10. 1029/2007JD008476, 2007.
- [12] 赵庆云, 李栋梁, 吴洪宝. 西北区东部近 40 年地面气温变化的分析[J]. *高原气象*, 2006, 25(04):643-650.
- [13] 陈勇航. 西北地区空中云水资源的时空分布特征[J]. *高原气象*, 2005, 24(06):905-912.
- [14] 翟盘茂, 潘晓华. 中国北方近 50 年温度和降水极端事件变化[J]. *地理学报*, 2003, 58(S1):1-10.
- [15] 左洪超. 蒸发皿蒸发量的物理意义、近 40 年变化趋势的分析和数值试验研究[J]. *地球物理学报*, 2006, 49(03):680-688.
- [16] Kogan Y L. The simulation of a convective cloud in a 3-D model with explicit microphysics. Part I: Model description and sensitivity experiments[J]. *J Atmos Sci*, 1991(48): 1160-1189.
- [17] Jeffrey T Kiehl. Climate change: Enhanced: Solving the aerosol puzzle[J]. *Science*, 1999, (283):1273-1275.
- [18] Breon F M, Tanre D, Generoso S. Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite[J]. *Science*, 2002, (295):834-838.
- [19] Allott R W, Kelly M & Hewitt C N. A model of environmental behaviour of contaminated dust and its application to determining dust fluxes and residence times [J]. *Atmospheric Environment*, 1994, 28(4):679-687.
- [20] 徐小红, 余兴, 戴进. 气溶胶对秦岭山脉地形云降水的影响[J]. *气象*, 2009, 35(1):37-47.
- [21] 张小曳. 中国大气气溶胶及其气候效应的研究[J]. *地球科学进展*, 2007, 22(01):12-16.
- [22] 牛生杰, 章澄昌, 孙继明. 贺兰山地区沙尘气溶胶粒子谱分布的观测研究[J]. *大气科学*, 2001, (02):243-252.
- [23] 顾宇丹, 牛生杰. 贺兰山地区沙尘气溶胶瞬时谱分析及拟合[J]. *南京气象学院学报*, 2006, 29(4):500-506.
- [24] 牛生杰, 孙继明. 贺兰山地区沙尘暴若干问题的观测研究[J]. *气象学报*, 2001, (02):176-205.
- [25] 成天涛, 吕达仁, 陈洪滨, 等. 浑善达克沙地沙尘气溶胶的粒谱特征[J]. *大气科学*, 2005, 29(01):147-153.
- [26] 雷文方, 任丽新, 吕位秀, 等. 黑河地区沙漠气溶胶浓度和谱分布特征[J]. *高原气象*, 1993, 12(02):170-179.
- [27] Tzivion S, Feingold G, and Levin Z. An efficient numerical solution to the stochastic collection equation[J]. *J Atmos Sci*, 1987(44):3139-3149.
- [28] Reisn T, Yin Y, Levin Z, et al. Development of giant drops and high reflectivity cores in Hawaiian clouds: Numerical simulations using a kinematic model with detailed microphysics[J]. *Atmos Research*, 1998(45): 275-297.
- [29] Pruppacher H R, Klett J D. *Microphysics of Clouds and Precipitation*[M]. Kluwer Acad, Norwell, MA. 1997.
- [30] Meyers M P, DeMott P J, and Cotton W R. New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1992, (31):708-721.

- [31] Hallett J, S C Mossop. Production of secondary ice crystals during the riming process [J]. *Nature*, 1974 (249): 26-28.
- [32] Yin Y, Levin Z, Reisin T G, et al. The effects of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds—A numerical study[J]. *Atmos. Res.* 2000(53): 91-116.
- [33] Teller A, Levin Z. The effects of aerosols on precipitation and dimensions of subtropical clouds: A sensitivity study using a numerical cloud model[J]. *Atmos Chem Phys*, 2006(6): 67-80.
- [34] Cooper W A and Lawson R P. Physical interpretation of results from the HIPLEx-1 experiment[J]. *J Clim Appl Meteor*, 1984(23):523-540.
- [35] Krauss T W, Bruintjes R T, Verlinde J, et al. Microphysical and radar observations of seeded and unseeded continental cumulus clouds[J]. *J Clim Appl Meteor*, 1987(26): 585-606.
- [36] 李戈,寿绍文,张广周等. 河南一次沙尘天气过程干空气侵入的数值模拟及诊断分析[J]. *气象*, 2007, 33(10):28-36.
- [37] 张海霞,蔡守新,尤凤春等. 冀南地区一次强对流型强沙尘暴成因分析[J]. *气象*, 2007, 33(5):69-77.
- [38] 盖钧镒. 试验统计方法[M]. 北京:农业出版社, 2000.