

我国西北大气沙尘气溶胶的辐射效应^{*}

沈志宝 魏 丽

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000)

摘 要 利用 HEIFE 地面辐射平衡观测资料和同期 NOAA-11 / AVHRR 卫星遥感资料定量估算春季我国西北大气沙尘的辐射效应。大气沙尘减小地面净辐射冷却地面, 对地-气系统和大气辐射效应均与地表反照率有关, 严重浑浊的沙尘大气在沙漠为短波加热和长波冷却, 在绿洲则相反, 但净效应都是加热。文中给出了 4 月大气浑浊度系数约由 0.1 增大到 0.6, 在沙漠和绿洲上空沙尘层 (850~600 hPa) 内大气的附加短波、长波和净加热/冷却率。

关键词: 中国西北; 大气沙尘; 地-气系统; 辐射效应

1 引言

对大气气溶胶气候效应的研究, 至今大多集中于人类活动产生的硫酸盐气溶胶, 相信其有明显的冷却效应^[1], 量级与 CO₂ 等温室气体的辐射强迫相当^[2,3]。全球每年进入大气的矿物气溶胶估计为 $(10 \sim 20) \times 10^8$ t, 约为对流层中自然和人为源气溶胶总量的一半^[4], 由此可以推测, 在干旱沙漠地区沙尘应是对流层气溶胶最主要的成分。辐射模式的计算结果表明, 大气沙尘会造成区域性的重大辐射强迫。Carlson 和 Benjamin^[5]用一个长短波结合的辐射传输模式, 计算了撒哈拉沙尘对大气辐射通量和加热/冷却率的影响, 结果是沙尘减少到达地表和云顶的辐射通量从而使其冷却, 与此同时在沙尘层中的短波辐射加热和长波辐射冷却均增大, 加热大于冷却, 总的加热率随气溶胶光学厚度的增大而增大。Tegen 等^[6]用嵌套在 GISS (Goddard Institute for Space Studies) GCM 中的辐射传输模式计算了来自土壤的矿物气溶胶的辐射强迫, 在大气顶, 土壤尘的热辐射强迫总是为正, 在太阳波段则或正或负, 取决于天空状况以及地面反照率, 其总的强迫在局地为 $-2.1 \sim +5.5$ W/m²。Fouquart 等^[7]由观测资料和 Mie 散射计算了撒哈拉气溶胶层的辐射特性以及沙尘层内的垂直辐射通量散度, 取气溶胶层的光学厚度 $\tau_{\lambda} = 0.550$ μm 为 1.5, 太阳在天顶时的附加短波加热高达 5 K/d, 附加的长波冷却为 1 K/d。Sokolik 和 Golitsyn 等^[8]用前苏联和美国 1989 年 9 月在中亚塔吉克斯坦进行的沙尘观测实验资料建立的沙尘气溶胶光学模式, 计算了沙尘大气的加热和冷却率, 其结果与文献[5]比较接近, 但与文献[7]在数值上有差异, 对气溶胶主要光学参数 (主要是单次散射反照率) 取值的不同是造成上述结果差异的主要原因。

我国西北干旱沙漠地区是亚洲大气沙尘的主要源地。在河西走廊黑河地区, 春季 (3~5 月) 沙尘暴、扬沙、浮尘等天气经常发生, 大气非常浑浊。“黑河地区地-气相互

作用观测实验研究 (HEIFE)⁹ 的观测结果显示, 该时期月平均大气浑浊度系数 (β) 超过或接近 0.2 (大气光学厚度 $\tau_{0.5} \geq 0.5$), 大气清洁的状况只有 6.7%, 大气明显浑浊的状况高达 59.9%, 在严重沙尘暴天气影响时 $\beta > 0.6$ ($\tau_{0.5} > 1.2$), 比较分析清洁日和浑浊日的地面辐射平衡资料表明, 严重混浊的沙尘大气对地面辐射能收支有明显的影晌^[9]。为弄清大气沙尘对地面和地-气系统辐射能收支的影响, 利用 HEIFE 地面观测资料和同期 NOAA-11 / AVHRR 卫星遥感资料, 以大气浑浊度系数作为大气中沙尘载荷量的判据, 直接定量估算大气沙尘变化对地面、地-气系统和大气中的辐射能收支以及对大气辐射加热/冷却率的影响, 本文给出其综合结果。

2 资料和方法

考虑到大气沙尘气溶胶的辐射强迫与地表反照率有关, 地面辐射平衡和大气浑浊度观测资料取自 HEIFE 实验区中地面反照率对比度最大的张掖站 ($38^{\circ}50'N$, $100^{\circ}23'E$, 代表绿洲) 和沙漠站 ($39^{\circ}26'N$, $100^{\circ}12'E$)。1991 年 2 月下旬~5 月中旬两站均有 30 余天的大气浑浊度观测, 排除可能有云影响的日子并考虑 NOAA-11 卫星过境条件 (卫星的星下点不过于偏离目标区), 选出 11 次 NOAA-11 / AVHRR 卫星遥感资料, 并由其估算出 HEIFE 实验区的行星反照率 α_p 和大气顶射出长波辐射 E_{OLR} , 具体处理方法见文献^[10]。

地面辐射平衡各分量季节变化较大, 为扣除其影响, 在分析时对地面辐射观测资料作了归一化处理 (具体方法见下文)。由地面和大气顶辐射收支方程可得大气顶 (地-气系统) 净辐射通量的变化 (ΔR_T) 和垂直气柱中净辐射通量辐合 (R_A) 及其变化 (ΔR_A) 分别为

$$\Delta R_T = -Q_0 \Delta \alpha_p - \Delta E_{OLR}, \quad (1)$$

$$R_A = Q_0[(1 - \alpha_p) - T_r(1 - \alpha_s)] + (F - E_{OLR}), \quad (2)$$

$$\Delta R_A = -Q_0[\Delta \alpha_p + (1 - \alpha_s)\Delta T_r] + \Delta F - \Delta E_{OLR}, \quad (3)$$

式中 Q_0 为到达大气顶的太阳辐射, Q_s 为地面总辐射, $T_r = Q_s / Q_0$ 为整层大气的透过率, α_s 为地表反照率, $F = L_u - L_d$ 为地面长波辐射净收支, L_u 和 L_d 分别为地面向上和向下长波辐射。(1)~(3) 式表明, 大气沙尘通过改变大气透过率和行星反照率而影响地-气系统和大气辐射收支。除大气沙尘外, 水汽是影响 T_r 变化的主要因子, 但 HEIFE 实验区 4 月 T_r 随大气可降水量的变化在 1% 以下^[11], 而春季大气中的水汽量及其变化都较小, 因此沙尘是主要的影响因子。行星反照率的变化 ($\Delta \alpha_p$) 与地表反照率有关, 由钟强等给出的行星反照率和地表反照率的关系^[11], 可得由大气状态变化造成的行星反照率变化为

$$\Delta \alpha'_p = \Delta \alpha_p - T_r \cdot \Delta \alpha_s. \quad (4)$$

在使用公式 (1) 和 (3) 时, $\Delta \alpha_p$ 将由上式计算的 $\Delta \alpha'_p$ 代替。

3 地面辐射能收支

3.1 地面总辐射

大气透过率(T_r)与大气浑浊度系数(β)之间有较强的负指数相关,由此关系我们计算了绿洲(张掖)和沙漠4月中旬正午时刻不同大气浑浊度时的 T_r ,进而计算正午时刻的地面总辐射($Q_s = Q_0 \cdot T_r$, Q_0 取4月13日正午值)。结果显示(见表1), β 增大0.1, Q_s 在绿洲和沙漠分别减少1.3%和1.9%。4月中旬 β 约由0.1增大到0.6(大气光学厚度 $\tau_{0.5}$ 约由0.3增至1.2以上), Q_s 在绿洲和沙漠分别减少67.6 W/m^2 (7.0%)和85.8 W/m^2 (9.2%)。实测结果与此大致相同,沙漠站严重浑浊日4月23和27日正午时刻地面总辐射分别比清洁的4月28日($\Delta\beta$ 约为0.4~0.5)减少83.1和58.1 W/m^2 ,张掖4月23和24日分别比4月29日($\Delta\beta$ 约为0.4)减少60.0和58.0 W/m^2 。值得注意的是,无论大气清洁或浑浊, T_r 和 Q_s 在沙漠地区比张掖绿洲小,但随 β 的增大它们的减幅却都比张掖绿洲大,这很可能与两地大气沙尘粒子的尺度分布有关。理论计算结果表明,大气气溶胶对消光系数的贡献在粒子半径为0.1~1.0 μm 之间最大^[12],相当于Angstrom波长指数(α)为2.0~1.0之间。按文献[9]的统计结果,沙漠地区春季大气气溶胶的 α 值在此范围内的百分率比张掖高,因而其消光效率较高。

表1 张掖、沙漠不同大气浑浊度(β)时正午时刻的大气透过率(T_r)和地面总辐射(Q_s , 单位: W/m^2)

	β	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6
张掖	T_r	0.811	0.80	0.788	0.777	0.765	0.754
	Q_s	961.44	948.40	934.17	921.13	906.91	893.87
沙漠	T_r	0.790	0.775	0.760	0.745	0.731	0.717
	Q_s	928.96	911.32	893.68	876.05	859.58	843.12

3.2 地面长波辐射

沙漠和绿洲正午时刻长波向下辐射(L_d)的逐日变化呈线性单调递增趋势(图1),用该直线的拟合方程(略)计算的 L_d 可视为晴天平均大气状况下的逐日变化,实测值与其之差 ΔL_d 则为扣除了季节变化倾向后沙尘对 L_d 变化的贡献,由于所选资料都在晴空或少云条件下,所以大气浑浊度和天气变化是造成 L_d 扰动的主要原因。由图2可

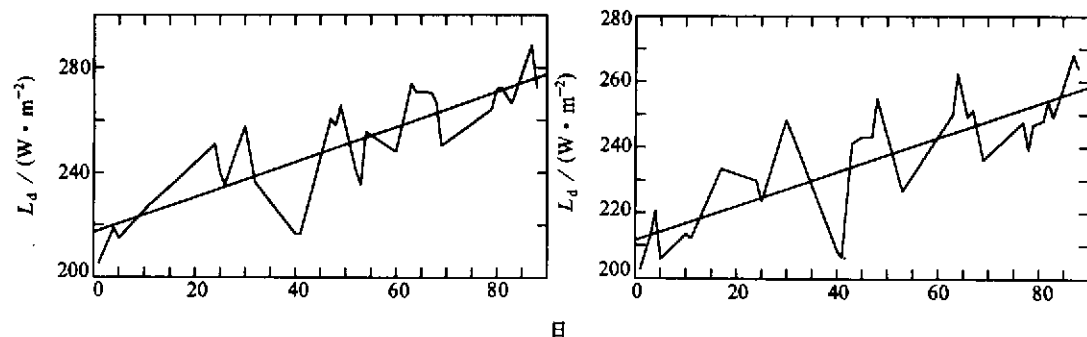


图1 2月~5月正午时刻沙漠(左)和张掖(右)地面长波向下辐射(L_d)的逐日变化

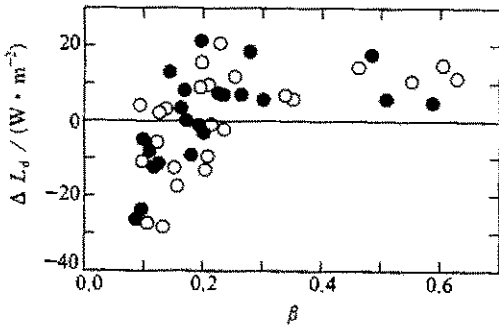


图2 长波向下辐射随大气浑浊度系数(β)的变化
○: 沙漠; ●: 张掖(绿洲)

17.3~29.0 W/m² (7.6%~12.8%), 夜间的结果与白天相似。

大气沙尘减少地面总辐射并使地面降温, 从而间接影响地面向上长波辐射(L_u), 用相同的方法扣除季节变化倾向, 沙漠地区正午时刻的 L_u 在严重浑浊日比干洁日约减少5~20 W/m² (<4%), 夜间则略有增大(仅0.5~8 W/m²)。张掖绿洲的结果与沙漠相似。

3.3 地面净辐射

综上所述, 白天大气沙尘减少到达地面的太阳辐射, 同时又减小长波向上辐射和增大长波向下辐射从而减小地面长波辐射净支出, 前者明显大于后者, 其总效应是减少地面净辐射(R_s)。在沙漠, 扣除季节变化倾向后正午时刻的 R_s 在严重浑浊日比干洁日约减少43~58 W/m² (9%~12%), 夜间的影响不明显。绿洲因地表状况受农田灌溉的影响结果不理想。

表2 张掖、沙漠不同大气浑浊度(β)时的 $A_L (= E_{OLR} / L_u)$ 值

时间	月-日	02-20	03-01	03-02	04-13	04-23	04-24	05-08	05-09	05-12	05-17	05-18
张掖	β	0.180	0.201	0.099	0.118	0.509	0.484	0.233	0.238	0.144	0.176	0.162
	A_L	0.749	0.749	0.722	0.715	0.670	0.679	0.790	0.790	0.767	0.746	0.746
沙漠	β	0.152	—	0.138	0.157	0.462	0.552	—	0.209	0.114	0.202	0.151
	A_L	0.747	0.725	0.690	0.658	0.670	0.662	0.660	0.559	0.634	0.605	0.604

4 大气顶(地-气系统)辐射收支

图3给出行星反照率的变化($\Delta\alpha'_p$)与大气浑浊度变化($\Delta\beta$)之间的关系, 显然, 行星反照率的变化与地表反照率有关。以大气清洁和较为清洁的3月2日和4月13日为基准, 当 $\Delta\beta > 1.5$, 随 β 的增大 $\Delta\alpha'_p$ 在绿洲为正值, 在沙漠出现少数正值, 但大多为负值, 大气沙尘对地-气系统的短波辐射效应在绿洲应为冷却, 在沙漠虽有不确定性, 但总趋势是加热。不同的辐射传输模式计算也得到类似的结果, 但影响 α_p 增大或减小的地表反照率“临界值”却并不相同, Benjamin等^[13]的计算结果是 $\alpha_s \geq 0.4$, 只有在冰雪覆盖地区气溶胶浓度的增大才会导致行星反照率的减小, 另一些计算结果^[5,8]为 $\alpha_s = 0.3$ 。

HEIFE 实验区沙漠和绿洲春季地表反照率的变化范围分别为 0.25~0.30 和 0.15~0.24, 由此估计, 在我国西北干旱沙漠地区控制大气沙尘对地-气系统的短波辐射效应符号的地表反照率“临界值”也许不大于 0.3。

类似于 $T_r = Q_s / Q_0$, 我们取 $A_L = E_{OLR} / L_u$ 作为归一化因子来研究大气沙尘对 E_{OLR} 的影响, A_L 可以定义为大气对长波辐射的透过率, $1 - A_L$ 则为大气对长波辐射的吸收率。由表 2 所列

A_L 值可见, 在张掖绿洲, 严重浑浊日的 A_L 值分别为 0.67 和 0.68, 其他日子均大于 0.72, 比严重浑浊日大 0.05~0.12。按张掖站 4 月下旬地面辐射平衡的观测结果, 取 L_u 值在午后为 445 W/m^2 , 午夜为 305 W/m^2 , 则 E_{OLR} 在正午前后要比通常减少 $22 \sim 53 \text{ W/m}^2$, 午夜前后减少 $15 \sim 36 \text{ W/m}^2$ 。由此可见, 在绿洲严重浑浊的沙尘大气吸收长波辐射减少大气顶射出长波辐射, 其气候效应是减小地-气系统的长波冷却。在沙漠地区, 2~5 月 E_{OLR} 和 L_u 的线性相关系数高达 0.995, 它们的季节变化几乎完全一致, A_L 值在总体上随时间呈减小的趋势, 严重浑浊日与其他日子相比并无异常, 大气沙尘对 E_{OLR} 的影响似乎被其极大的季节变化所掩盖。

大气沙尘对大气顶净辐射收支(R_T)的影响并不明显。

5 大气辐射收支

表 3 给出由公式 (2) 计算的垂直气柱中的短波、长波和净辐射通量辐合/辐散 (S_A 、 L_A 和 R_A) 值, 严重浑浊日 (4 月 23 和 24 日) 与相近的日子 (4 月 13 日和 5 月 8 日) 相比, 在沙漠 S_A 增大近一倍, L_A 则减小近一倍, 在绿洲 S_A 在季节变化范围内无明显的增大或减小, L_A 则接近或略有增大, 净辐射通量辐合 (R_A) 在沙漠和绿洲都增

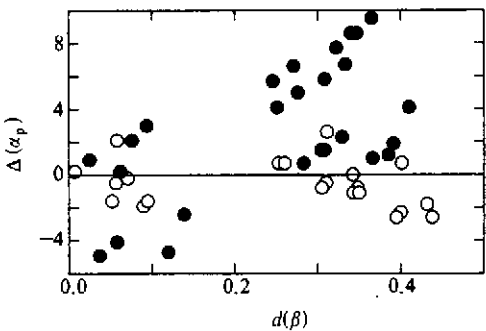


图 3 行星反照率随大气浑浊度系数的变化
○: 沙漠; ●: 张掖

表 3 垂直气柱中的短波 (S_A)、长波 (L_A) 和净辐射通量辐合 (R_A) W/m^2

月-日	张掖				沙漠			
	β	S_A	L_A	R_A	β	S_A	L_A	R_A
02-20	0.180	76.3	-117.9	-41.6	0.152	107.9	-133.7	-25.8
03-01	0.201	87.2	-125.8	-38.6	-	114.5	-148.2	-33.7
03-02	0.099	79.5	-95.9	-16.4	0.138	107.5	-109.3	-1.8
04-13	0.118	124.0	-114.1	9.9	0.157	145.8	-82.7	63.1
04-23	0.509	173.2	-112.4	60.8	0.462	253.7	-132.2	121.5
04-24	0.484	172.4	-106.8	65.6	0.552	278.8	-122.6	156.2
05-08	0.233	201.5	-159.7	41.8	-	169.1	-105.6	63.5
05-09	0.238	220.1	-169.9	50.2	0.209	159.6	-61.9	97.7
05-12	0.144	255.6	-157.0	98.6	0.114	155.7	-69.3	86.4
05-17	0.176	240.7	-166.6	74.1	0.202	236.3	-68.2	168.1
05-18	0.162	246.2	-157.6	88.6	0.151	244.6	-38.0	206.6

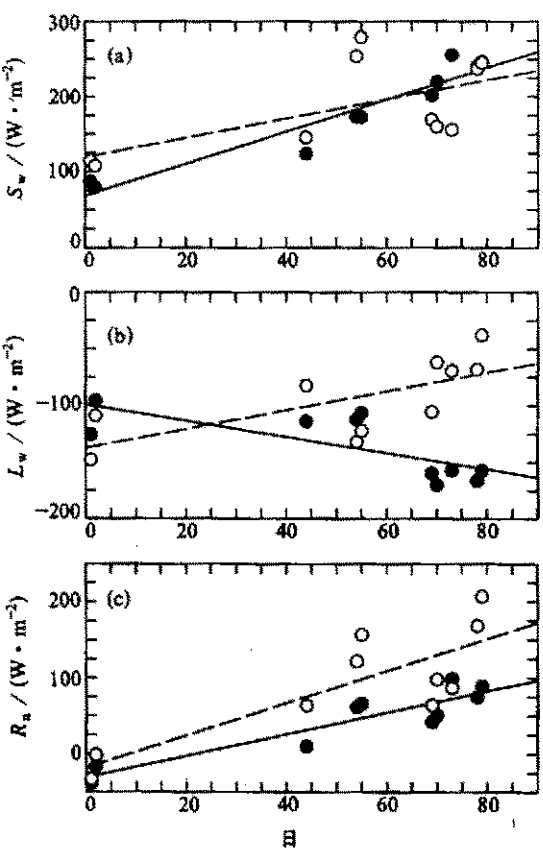


图4 大气中短波 (a)、长波 (b) 和净辐射通量
(c) 辐合的时间变化
○: 沙漠; ●: 张掖

39.7 W/m², 而绿洲上空 S_A 减小 10.0 和 12.9 W/m², L_A 增大了 25.3 和 31.6 W/m². 表 4 给出分别由上述三种方法估算的 β 约由 0.1 增大到 0.6 垂直气柱中的 ΔS_A 、 L_A 和 ΔR_A 值。由于表中后二项未扣除季节变化, 其结果还难以对绿洲上空大气沙尘的短波辐射效应作出肯定的结论, 但三种结果仍具可比性。综合表 4 的结果, 当 β 约由 0.1 增大到 0.6, 取沙漠和绿洲的 ΔS_A 分别为 70~110 W/m² 和 -10~+20 W/m²

表 4 大气浑浊度系数 β 约由 0.15 增大到 0.6 垂直气柱中短波、长波和净辐射通量

		辐合的变化 (ΔS_A 、 ΔL_A 和 ΔR_A)		W/m ²
		按图 4	按公式(2)*	按公式(3)*
ΔS_A	沙漠	65.2~89.0	84.6~133.0	55.5~121.6
	绿洲	-10.0~-12.9	-29.1~49.2	-31.6~111.7
ΔL_A	沙漠	-30.0~-39.7	-17.0~-49.5	-14.8~-49.5
	绿洲	25.3~31.6	1.7~52.9	-5.3~47.3
ΔR_A	沙漠	25.6~58.1	58.0~93.1	23.8~92.3
	绿洲	15.2~18.6	19.0~55.7	8.0~106.4

* 未扣除其季节变化

大, 增幅在沙漠大于绿洲。公式 (3) 直接计算严重浑浊日与其他日子相比垂直气柱中的 ΔS_A 、 ΔL_A 和 ΔR_A , 与上述结果大致相同, 在沙漠上空 ΔS_A 为正值, ΔL_A 为负值, 在绿洲上空 ΔS_A 有正有负, ΔL_A 除在个别日子出现较小的负值, 其余均为正值。图 4 给出 S_A 、 L_A 和 R_A 的时间变化, 在严重浑浊的 4 月 23 和 24 日 (图中第 54 和 55 日), 沙漠上空同样显示出明显的短波加热, 而绿洲上空出现弱的短波冷却。上述结果都表明, 沙尘对大气的辐射效应与地表反照率有关, 在沙漠上空有明显的短波加热和长波冷却, 在绿洲上空其短波辐射效应尚难肯定, 但似有弱的长波冷却, 净辐射效应都是加热。将图 4 中的拟合直线视为晴天大气平均状况下 S_A 、 L_A 和 R_A 的时间变化, 实测值与其之差 (ΔS_A 、 ΔL_A 和 ΔR_A) 为扣除季节变化倾向以后大气沙尘的贡献, 则 4 月 23 和 24 日沙漠上空 S_A 比大气平均状况下增大 65.2 和 89.0 W/m², L_A 减小 30.9 和

(绿洲由公式(3)给出的 ΔS_A 值上限明显偏大未考虑, ΔR_A 的取值同样处理), ΔL_A 为 $-25 \sim -40 \text{ W/m}^2$ 和 $15 \sim 40 \text{ W/m}^2$, ΔR_A 为 $40 \sim 75 \text{ W/m}^2$ 和 $5 \sim 30 \text{ W/m}^2$ 。按 Kai 等^[14]激光雷达观测结果, 春季 HEIFE 实验区严重沙尘层的顶离地约 3 km, 在 850~600 hPa 之间, 则沙漠和绿洲上空沙尘层内沙尘大气的附加短波加热率分别约为 $2.4 \sim 3.7 \text{ K/d}$ 和 $-0.8 \sim +1.3 \text{ K/d}$, 附加长波加热率约为 $-0.8 \sim -1.3 \text{ K/d}$ 和 $0.5 \sim 1.3 \text{ K/d}$, 净加热率分别约为 $1.3 \sim 2.5 \text{ K/d}$ 和 $0.2 \sim 0.7 \text{ K/d}$ 。上述结果与文献[7]和[8]的计算结果接近。

6 结论与讨论

对 1991 年 2 月下旬~5 月中旬期间的 11 次实测资料的分析研究表明, 在我国西北大气沙尘源区, 春季大气沙尘减少地面净辐射, 对大气和地-气系统的辐射效应与地表反照率有关, 严重浑浊的沙尘大气(大气浑浊度系数约在 0.3 以上)在沙漠为短波加热和长波冷却, 在绿洲则相反, 但总效应均为净加热。4 月大气浑浊度系数约由 0.1 增大到 0.6, 沙漠地区正午时刻地面净辐射减少 $43 \sim 58 \text{ W/m}^2$, 沙尘层(600~850 hPa)内大气的附加短波和长波加热/冷却率在沙漠约为 $2.4 \sim 3.7 \text{ K/d}$ 和 $-0.8 \sim -1.3 \text{ K/d}$, 绿洲约为 $-0.3 \sim +0.7 \text{ K/d}$ 和 $0.5 \sim 1.3 \text{ K/d}$, 净加热率分别约为 $1.3 \sim 2.5 \text{ K/d}$ 和 $0.2 \sim 0.7 \text{ K/d}$ 。

沙漠和绿洲上空大气沙尘几乎相反的辐射效应, 地表反照率的差异是其一个重要原因, 大气中沙尘的浓度和沙尘粒子尺度分布的差异造成的大气气溶胶光学物理特性的不同则应是其另一个重要原因。沙漠上空的大气沙尘在本地直接产生, 绿洲上空则大多从其四周输入, 因此大气中沙尘的浓度及大粒子的数量在沙漠均要比绿洲高, HEIFE 沙漠和绿洲的大气浑浊度系数(β)和 Angstrom 波长指数(α)观测资料可以作为佐证^[9]。大气沙尘对大气增暖和对地面的冷却, 无疑会增强低层大气的热力稳定度, 从而影响局地环流和气候。

利用大气辐射传输模式研究大气沙尘的辐射效应, 由于表征大气气溶胶光学物理特性的主要参数取值不一致会导致结果的不确定性。本文尝试用地面辐射平衡和卫星观测资料直接估算大气沙尘对地面、地-气系统和大气中的辐射能收支以及大气辐射加热率的影响, 其中包括了地表反射率的影响。此方法虽然不能象辐射传输模式计算一样比较详细地描述大气沙尘气溶胶影响地-气系统和大气中辐射能收支的各种物理过程, 但所得的定量结果总体上是合理的。因此, 利用高质量的地面辐射观测资料和高精度的卫星反演资料直接估算大气沙尘对地-气系统和大气中的辐射加热率是可行的, 其结果可为模式研究提供依据。

参 考 文 献

- 1 Carlson, R. J., J. Langner, H. Rodhe et al., Perturbation of the Northern Hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols, *Tellus*, 1991, 43AB, 152~163.
- 2 Charlson, R. J., S. E. Schwartz, J. M. Hales et al., Climate forcing by anthropogenic aerosols, *Sciences*, 1992,

255, 423~430.

- 3 Kiehl, J. T. and B. P. Breigleb, The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gased in climate forcing, *Sciences*, 1993, **260**, 311~314.
- 4 Bergametti, G. and F. Dulac, Mineral aerosols: renewed interest for climate forcing and tropospheric chemistry studies, *IGBP Newsletter*, 1998, **33**, 19~52.
- 5 Carlson, T. N. and S. Benjamin, Radiative heating rates for Saharan dust, *J. Atmos. Sci.*, 1980, **37**, 193~197.
- 6 Tegen, I., A. A. Lacis and I. Fung, The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils, *Nature*, 1996, **380**, 419~422.
- 7 Fouquart, y., B. Bronnell, G. Brogniez et al., Observation of Saharan aerosols: Results of ECLATS field experiment part II: broadband radiative characteristics of the erosols and vertical Radiative flux divergences, *J. Climate Appl. Meteor.*, 1987, **26**, 38~52.
- 8 Sokolik, I. and G. Golitsyn, Investigation of optical and radiative properties of atmospheric dust aerosols, *Atmos. Environ.*, 1993, **27A**(16), 2509~2517.
- 9 沈志宝、文军, 沙漠地区春季的大气浑浊度及沙尘大气对地面辐射平衡的影响, *高原气象*, 1994, **13**(3), 330~338.
- 10 魏丽、沈志宝, 大气沙尘辐射特性的卫星测量分析, *高原气象*, 1998, **17**(4), 347~354.
- 11 Zhong Qiang and Wu Aisheng, On the relationship between planetary and surface albedo: Model's comparrison and validation, *ACTA Meteor. Sinica*, 1995, **9**(4), 402~411
- 12 帕尔特里奇、普拉特著, 吕达仁等译, 气象学和气候学中的辐射过程, 北京: 科学出版社, 1981, 184.
- 13 Benjamin M. Herman and Samuel R. Browning, The effect of aerosol on the Earth-Atmosphere Albedo, *J. Atmos. Sci.*, 1975, **32**(7), 1430~1445.
- 14 Kai Kenji, Shimoda Shinya, Abo Makoto et al., Lidar observation of the Asian dust (KOSA) over the Gobi desert during the dust season of 1991, *Proceedings of International Symposium on HEIFE*, 1993, 634~641

Radiative Effects of Atmospheric dust Aerosol in Northwest China

Shen Zhibao and Wei Li

(Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute,
Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Abstract The effects of atmospheric dust on the radiative energy budget in the earth-atmosphere system are quantitatively estimated by use of the surface radiation data observed during the HEIFE experiment and NOAA-11 / AVHRR data in the same period. The atmospheric dust decreases the surface net radiation and therefore cools the ground surface, its radiative effects on the earth-atmosphere system and the air depend on the surface albedo, shortwave warming and longwave cooling in a very turbid atmosphere over the desert area but contrary for those over the oasis area, and the net radiative effect will warm air for both desert and oasis area. The additional shortwave, longwave and net radiative heating rate in the dust layer (near the surface from 850 to 600 hPa) in the desert and oasis are estimated respectively with the atmospheric turbidity coefficients of 0.1 to 0.6.

Key words: Northwest China; atmospheric dust; earth-atmosphere system; radiative effects