

用间接浓度法测量干沉积通量

袁 撰 英

(美国德州农工大学气象系)

提 要

本文描述了用以测量干沉积通量的间接浓度法,推导并验证了估算沉积速度的阻力模式,评价了间接浓度法测量二氧化硫(SO_2)和臭氧(O_3)干沉积通量的误差。

结果表明,阻力模式能较准确地估算周平均沉积速度。用间接浓度法推算的 O_3 的周平均干沉积通量的份数误差为0.26,若配以日夜分离或稳定度分类采样,则误差将降至0.05; SO_2 的份数误差只有0.15,但上述采样方法却不能减小其份数误差。

此外, O_3 和 SO_2 的日间通量分别比其夜间通量大10倍和3倍。 SO_2 和 O_3 的沉积速度均有强烈的日周期变化,然而 SO_2 的日周期中,间有因地湿而畸变的现象。 O_3 浓度亦有一明显的日周期,且与它的沉积速度的日周期存在三小时的相位差。 SO_2 浓度则无明显日周期变化。

一、引 言

近年来,由于酸沉积物对人类环境的巨大破坏作用而逐渐受到世界各国学者的重视。通常,酸性物质以两种方式沉积,一种是通过降水输送到地面,谓之湿沉降;另一种则在湍流、重力等的作用下输送到地面,谓之干沉积。虽然降水能在短时间内把大量酸性物质输送到地面,但湿沉降发生的时间短,机率小。相反,干沉积虽是一种缓慢的物理过程,但它能持续地进行。因此它是干旱地区的主要沉积机制^[1]。

要研究酸沉降对人类环境的影响,首先要长期连续地测量沉积通量。湿沉降可由降水途经获取,干沉积的测量则较困难。时至今日,尚没有一种有效而长期连续地测量干沉积通量的方法。

本文描述了一种能长期连续地进行干沉积通量的测定方法——间接浓度法,推导了估算干沉积速度的阻力模式,讨论了间接浓度法可能产生的误差。

二、间接浓度法

1. 间接浓度法 传统上,干沉积的测量多用降落桶进行,此法因经济、简便而为各国空气污染管理机构广为采用,但它仅适用于测量颗粒物的沉降。对于气体及气溶胶

1986年3月25日收到,1986年5月12日收到修改稿。

($d < 10-20 \mu\text{m}$) 来说, 由于其沉降机制主要受湍流交换及地面吸收的主导, (重力作用已退居次要地位), 降落桶已不能适任。

近年来不少研究采用微气象方法测量干沉积。这种方法建立在涡度协方差或浓度梯度的测量上^[2]。但测量涡度协方差需要响应快的分析仪器(低于 0.8 秒), 一般市场上出售的空气污染仪都不能达此要求。浓度梯度法要求非常精确地测量空气污染物极微小的浓度差, 这亦是难以实现的。另一方面, 微气象方法所需仪器非常昂贵且需要经验丰富的操作员使用及维修, 此法可作短期研究, 但不适合于长期连续观测。因此, 我们需要另一种方法来设计干沉积观测网。

用间接浓度法来测量干沉积早在数年前已提出^[3], 最近完成了仪器设计^[4]。此法应用一阻力模式配合有关气象及地面情况的数据来估算不同空气污染物的沉积速度 V_d , 再加上滤纸采样仪测得的周平均浓度值 C , 以推算空气污染物的沉积通量, $F = V_d C$ 。由于此法所需仪器价格便宜, 因此适合大量设置, 用以长期监测各地的干沉积通量。

2. 阻力模式 图 1 示出用以估算 V_d 的阻力模式。质量输送的阻力定义为 V_d 的倒数, 由三部分组成: 空气动力阻力 r_a , 粘滞层阻力 r_b , 和植物叶冠阻力 r_c 。

(1) 空气动力阻力和粘滞层阻力

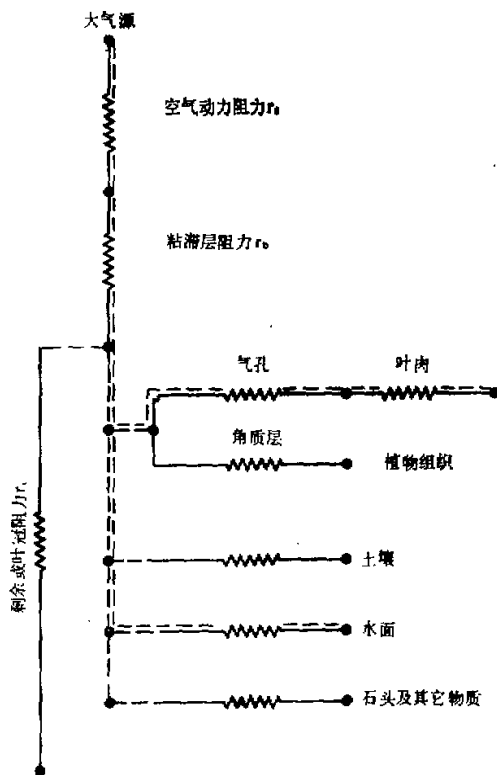


图 1 阻力模式示意图

假设沉降是一维、定常、定通量过程, 沉降通量可以下式表示之:

$$F = (K + D) \frac{dC}{dZ} + V_t C, \quad (1)$$

式中 K 为污染物涡度扩散系数, D 为污染物分子扩散系数, V_t 为大气粒子下降终速.

由沉积速度的定义知,

$$F = V_d C(Z_r), \quad (2)$$

式中 $C(Z_r)$ 为污染物在参考高度 Z_r 上的浓度.

(1) 式和 (2) 式给出

$$\int_{Z_d}^{Z_r} \frac{dZ}{K + D} = \int_{C(Z_d)}^{C(Z_r)} \frac{dC}{V_d C(Z_r) - V_t C}, \quad (3)$$

式中 Z_d 和 $C(Z_d)$ 是对应于有效去除污染物的高度和 Z_d 高度上的浓度 (Z_d 通常不等于地面粗糙度 Z_0). 若只考虑气体的沉降, 则 $V_t = 0$, 且在地面层内, $K \gg D$, 故 (3) 式变成:

$$V_d = (1 - C(Z_d)/C(Z_r)) / \int_{Z_d}^{Z_r} dZ/K, \quad (4)$$

在大气地面层内, Monin-Obukhov 的相似理论给出了风切变和涡度扩散系数表达式:

$$\frac{\partial u}{\partial Z} = \frac{u_*}{kZ} \phi_m(Z/L), \quad (5)$$

$$K = \frac{k u_* Z}{\phi_p(Z/L)}, \quad (6)$$

式中 k 为卡门常数, u_* 为摩擦速度, L 为 Monin-Obukhov 长度, ϕ_p 和 ϕ_m 为物质和动量的订正函数, 是考虑到浮力对湍流的影响而引入的参数. 假定 $\phi_p = \phi_H$, ϕ_H 为热通量订正函数, 根据 Businger 等人^[4,7]的分析, ϕ_p 和 ϕ_m 可以表示为:

$$\phi_m(Z/L) = \begin{cases} 1 + 4.7(Z/L), & Z/L > 0 \\ 1, & Z/L = 0 \\ [1 - 15(Z/L)]^{-1/4}, & Z/L < 0 \end{cases} \quad (7)$$

$$\phi_p(Z/L) = \begin{cases} 0.74 + 4.7(Z/L), & Z/L > 0 \\ 0.74, & Z/L = 0 \\ 0.74[1 - 9(Z/L)]^{-1/2}, & Z/L < 0 \end{cases} \quad (8)$$

将 (5)–(8) 式代入 (4) 式, 有

$$V_d = \frac{k^2 u(Z_r) [1 - C(Z_d)/C(Z_r)]}{\left[\int_{Z_0}^{Z_r} \phi_m(Z/L) \frac{dZ}{Z} \right] \left[\ln(Z_0/Z_d) + \int_{Z_0}^{Z_r} \phi_p(Z/L) \frac{dZ}{Z} \right]}. \quad (9)$$

假定在高度 Z_d , 污染物被全部去除, 则 $C(Z_d) = 0$.

(9) 式中的 $\ln(Z_0/Z_d)$ 项需要有关物质在粘滞层输送的资料. 由热量输送的结果^[6], 我们假定

$$\ln(Z_0/Z_d) = 2(Sc/pr)^{1/3}, \quad (10)$$

式中 Sc 和 pr 是空气污染物的 Schmidt 数和 Prandtl 数.

以上推导仅考虑了污染物在地面层和粘滞层的输送,因此

$$V_d = \frac{1}{r_a + r_b}. \quad (11)$$

由(9), (10)和(11)式可知

$$r_a = \frac{1}{k u_*} \int_{z_0}^{z_r} \phi_p(Z/L) \frac{dZ}{Z}, \quad (12)$$

$$r_b = \frac{2}{k u_*} (Sc/pr)^{2/3}. \quad (13)$$

(2) 植物的叶冠阻力

植物的叶冠阻力是衡量叶面或各种地面接收物质的能力。它取决于叶冠的特性和微气象特征。叶冠阻力包括串联的气孔阻力 r'_i 和叶肉阻力 r'_m , 以及与这两个阻力并联的植物组织的角质层、泥土、水面和其他物质面的阻力 r'_{cut} 。这些阻力的计算方法已在文献[7]中进行了讨论, 本文仅作简述。表1给出了气体和气溶胶微粒的叶冠阻力公式 (r_{cg} 和 r_{cg})。通常它们可以根据个别的阻力和叶面积指数 (LAI) 计算得到。此外, 叶面积指数定义为全部叶面积除以地面面积。

气孔阻力主要取决于光合作用的活性辐射量, 空气温度, 湿度, 叶面水量和二氧化碳浓度。由于污染物经分子扩散输送到气孔, 而现存的气孔输送数据多应用在水蒸汽和热量上, 而并未用于动量, 因此, r'_i 要经 Prandtl 和 Schmidt 数订正。

叶肉阻力, 角质层阻力和泥土阻力取决于气体的溶解度和植物的叶面化学反应活性。由于缺少数据, 只能作简单的经验估计。

表1 气溶胶微粒和微量气体的叶冠阻力小结

微粒	$r_{cg} = r' / LAI$
反应气体	
干叶冠	$r_{cg} = [(r'_i \cdot Sc \cdot Pr^{-1} + r'_m)^{-1} + r'_{cut}{}^{-1}]^{-1} / LAI$
式中	r'_i 为气孔阻力
	r'_m 为叶肉阻力
	r'_{cut} 为角质层阻力
	HNO ₃ , NH ₃ , HF, HCl 的 $r'_{cut} = 0$
	SO ₂ , NO ₂ , O ₃ 的 $r'_{cut} = 100s/cm$
湿叶冠	
	SO ₂ , HNO ₃ , NH ₃ , HF, HCl 的 $r_{cg} = 0.1s/cm$
	O ₃ , NO ₂ 的 $r_{cg} = 10s/cm$

3. 误差估计 间接浓度法可能有以下三方面的误差:

(1) 污染物浓度的测量误差。(2) 沉积速度的估算误差。(3) 用周平均浓度及周平均沉积速度的积来计算周平均干沉积通量的误差。

第一种误差是由于监测站多设在郊区, 污染物浓度很低, 难以准确测量, 就设计长期监测网而言, 目前滤纸测量法是最实际的, 虽然其准确程度不及实时自动测量仪, 但随着时间的推移, 其准确程度将会不断改进和提高。

第二种误差来源于估算沉积速度的阻力模式。该模式以测量的气象和地面状况来计算质量输送阻力, 虽然近年来有关干沉积的研究使我们大大增进了对其物理及化学过程

的了解^[8-9],但在干沉积参数化中仍存在不少误差。

第三种误差来自浓度和沉积速度随时间变化的相互关系。考虑到监测站测得的沉积速度 $V_d(s, t)$ 和浓度 $C(s, t)$ 是污染物 s 和时间 t 的函数。若数据的时间代表性为一小时,则周平均沉积通量为:

$$F_h(s) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n V_d(s, t) C(s, t), \quad (14)$$

式中 n 为时平均数据的数目(若一周内所有数据都正确,则 $n = 168$)。

在目前建议及设计的长期监测网中^[3],周平均沉积通量是根据周平均浓度和周平均沉积速度的积计算得到的。因此

$$F_w(s) = \overline{V_d(s)} \cdot \overline{C(s)}. \quad (15)$$

(15) 式相对于 (14) 式所产生的份数误差可表示为

$$\delta_F = \frac{F_h - F_w}{F_w} = \frac{\sigma_v}{\overline{V_d}} \cdot \frac{\sigma_c}{\overline{C}} \cdot r$$

式中 σ_v 和 σ_c 分别为 V_d 和 C 的标准差,而 r 是它们的相关系数。

份数误差 σ_F 取决于 V_d 与 C 的相关性。由观测经验知 V_d 和 C 存在相关,故 $\sigma_F \approx 0$,亦即以滤纸方法推算出的周平均沉积通量不等于以时平均值求出的周平均通量。为了解决这个问题,本文试图通过几种不同的采样方案,以达到减低此种误差之目的。这些方案包括:(1) 日夜分离采样,(2) 稳定度分类采样,(3) 地面湿度分类采样。

三、实验装置

为研究份数误差,在伊利诺斯州阿尔贡(Argonne)镇研究站进行了实验,测试的污染物包括二氧化硫和臭氧,收集了从1985年4月2日至5月28日共八周的数据。

阿尔贡研究站位于阿尔贡国家实验所的西南角,芝加哥市位于此站东北三十五公里处,东北风常带来高浓度和氮氧化物和二氧化硫。此外,一家燃煤发电厂位于此站西南偏南十公里。

空气污染测量仪包括 Monitor Labs model 8850 二氧化硫分析仪和 Dasibi model 1003 AH 臭氧分析仪。仪器经常以动力校正,仪器安放在一间有温度调节的小屋内。空气自一内径为 0.48 厘米的聚四氟乙烯管经过 4 米高的屋顶采集到仪器内。这些仪器能实时分析污染物浓度,并以 10 秒的间隔将数据收集在数据处理系统的磁带上,微电脑给出每小时平均浓度值。

气象数据由一 10 米高气象塔上的气象仪器提供。该塔位于测量空气污染物的小屋旁。数据的采样时间为 10 秒,其后算出 15 分钟平均值储存在磁带上。记录的数据包括平均风速和风向、它们的标准差、太阳辐射量、温度、相对湿度、湿地面的份数和降水量。这些数据是用于输入阻力模式来计算二氧化硫和臭氧的沉积速度。

此外,为验证阻力模式,用涡旋相关法,在田纳西州橡树岭一满叶橡树林内,实际测量了 NO_2 的干沉积速度(用实测的 NO_2 干沉积量除以 NO_2 平均浓度)^[10]。并与阻力模式得到的 V_d 进行了比较。

四、结果和讨论

1. 阻力模式的验证 表 2 给出了计算和实测 NO_2 的 V_d 值, 空气动力阻力, 粘滞

表 2 阻力模式计算的 V_d , r_a , r_b 和 r_c

日 期	时间(小时)	V_d (实测) cm/s	V_d (计算) cm/s	r_a s/m	r_b s/m	r_c s/m
7/14	10	.48	.85	23	27	68
	11	.29	.92	19	27	63
	12	.28	.75	22	52	59
	13	.39	1.12	8	23	58
7/15	9	2.70	.85	36	29	69
	10	1.46	.96	12	26	66
	11	4.90	.92	11	38	60
	12	.76	1.10	10	23	58
	15	1.60	.82	8	56	59
7/16	16	.47	.79	16	52	59
	9	.11	.87	19	31	65
	10	.30	.86	18	26	62
平均		1.14 .41	.90 .32			

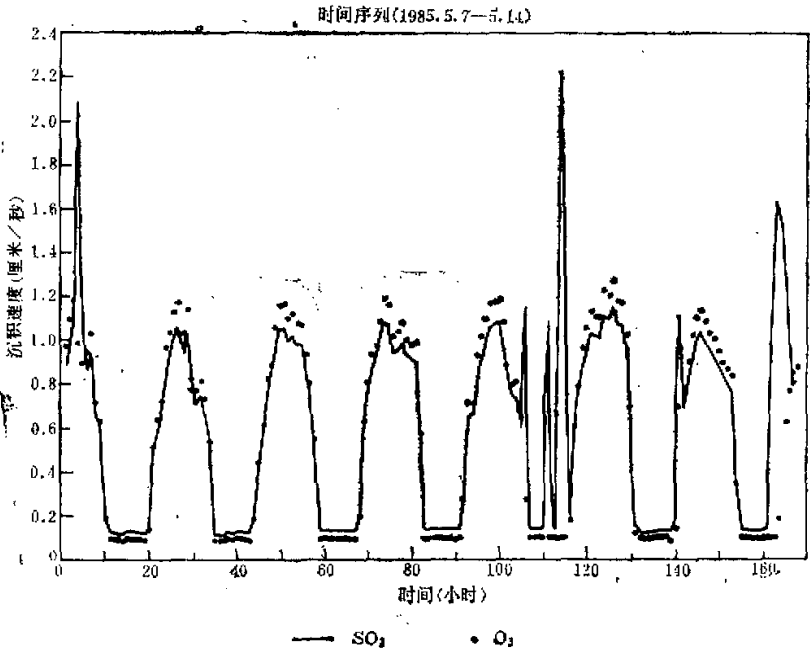


图 2 SO_2 和 O_3 沉积速度的时间序列 (1985.5.7—5.14)

层阻力和植物叶冠阻力。可见, 时平均 V_d 值有相当大的变化。虽然计算值与实测值相差约三倍, 但计算的均值与实测的均值仅相差约 20%。因此, 间接浓度法中所需的周平均 V_d , 似乎可以颇为准确地用模式计算出来, 从而使我们有信心去发展以间接浓度法来监测干沉积通量。

2. 沉积速度和浓度的日变 图 2 和图 3 分别绘出 V_d 和浓度 C 在一个颇干旱的星期(一周内地面只湿了 14 小时)的时间序列。虽然 SO_2 的 V_d 间有因地湿而增大的现象, 但仍可清楚地看到 SO_2 和 O_3 的 V_d 呈现明显地日周期变化(图 2)。图 3 亦明显地显示出 O_3 浓度的日周期, 但 SO_2 的浓度似乎无规则的日变。图 4 和图 5 绘出在一个颇湿的星期(一周内地面湿了 88 小时)的时间序列。虽然 O_3 的 V_d 和 C 的日变似乎不受湿地面的影响, 但 SO_2 的 V_d 的日周期却因地湿而畸变。

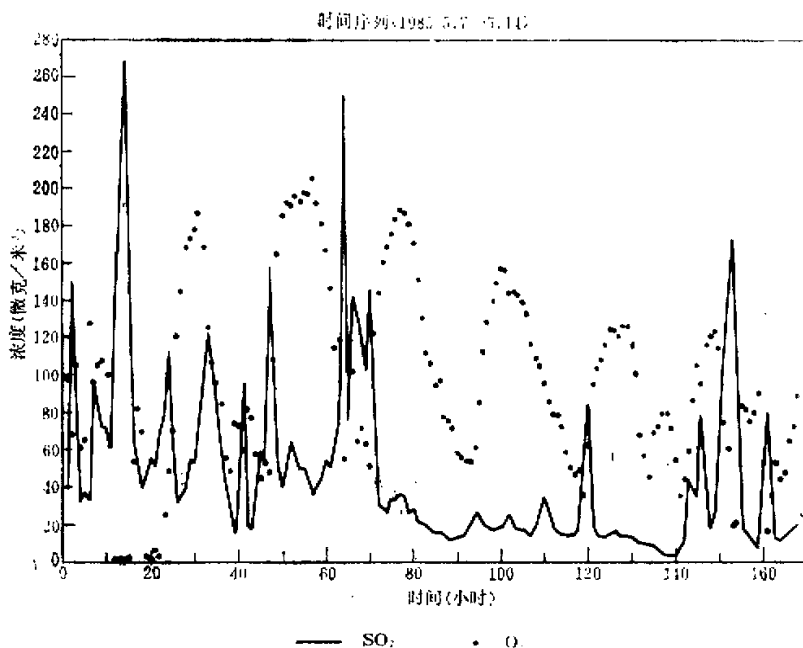


图 3 SO_2 和 O_3 浓度的时间序列
(1985.5.7—5.14)

根据全部数据绘出的 O_3 的日变图(图 6)表明 V_d 和 C 有三小时的相位差。 V_d 的日最大值出现在中午, 而浓度的日最大却出现在下午 3 时。前者是由于太阳辐射在中午达到最强, 使植物气孔张开而大量吸收 O_3 , 因此 V_d 在中午达到最大。后者是由于一氧化氮和其他有机物需要数小时光化学反应才能产生 O_3 , 所以 O_3 的浓度在下午 3 时才达到最高值。这三个小时的相位差降低了 O_3 的 V_d 与 C 的相关性, 从而减小了份数误差, δ_F 。

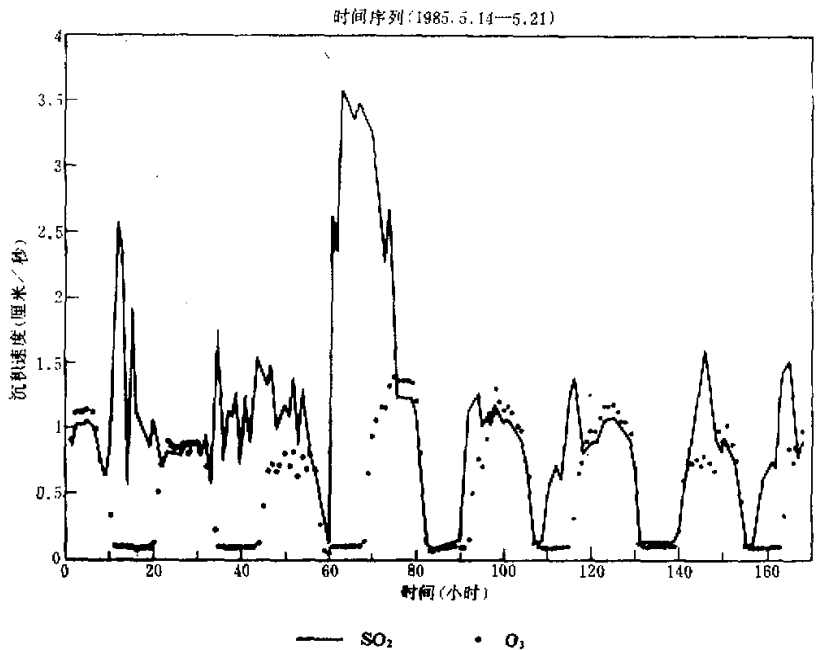


图 4 SO₂ 和 O₃ 沉积速度的时间序列
(1985.5.14—5.21)

表 3 SO₂ 和 O₃ 的周平均浓度、沉积速度及它们的相关系数

化学物质	周 数	C ^(a)	V _d ^(b)	r ^(c)	N ^(d)
SO ₂	1	12.1	1.34	0.08	166
	2	45.4	0.94	0.00	168
	3	44.6	0.68	0.18	172
	4	19.7	0.83	-0.21	164
	5	41.0	0.66	-0.12	165
	6	46.8	0.62	-0.13	168
	7	19.8	1.04	-0.28	168
	8	27.6	0.92	-0.39	167
O ₃	1	53.8	0.55	0.50	166
	2	55.3	0.53	0.41	168
	3	103.7	0.63	0.47	172
	4	59.2	0.53	0.69	164
	5	74.0	0.57	0.60	165
	6	96.1	0.58	0.50	168
	7	66.7	0.55	0.46	168
	8	80.4	0.57	0.56	167

注 (a) 周平均浓度(微克/立方米) (b) 周平均沉积速度(厘米/秒) (c) V_d 和 C 之间的相关系数 (d) 一周中资料的小时数

表 4 不同采样方案计算的沉积通量的比较

化学物质	周 数	Fh(a)	Fw(b) ($\mu\text{g}/\text{m}^2/\text{hr}$)	Fd/n(c)	Fu/s(d)	Fw/d(e)
SO ₂	1	622	581 (.07)*	608 (.02)	581 (.07)	557 (.12)
	2	1536	1536 (0)	1623 (-.05)	1604 (-.04)	1417 (.08)
	3	1264	1086 (.16)	971 (.30)	940 (.35)	1297 (-.03)
	4	492	589 (-.17)	572 (-.14)	582 (-.16)	536 (-.08)
	5	849	966 (-.12)	972 (-.13)	952 (-.11)	933 (-.09)
	6	944	1038 (-.09)	1052 (-.10)	1033 (-.09)	981 (-.04)
	7	521	737 (-.29)	737 (-.29)	737 (-.29)	626 (-.17)
	8	626	912 (-.31)	919 (-.32)	915 (-.32)	711 (-.12)
O ₃	1	1327	1069 (.24)	1244 (.07)	1314 (.01)	1090 (.22)
	2	1333	1061 (.26)	1266 (.05)	1261 (.06)	1175 (.13)
	3	2658	2337 (.14)	2631 (.01)	2617 (.02)	2336 (.14)
	4	1582	1132 (.40)	1494 (.06)	1482 (.07)	1222 (.29)
	5	1971	1524 (.29)	1875 (.05)	1880 (.05)	1631 (.21)
	6	2381	1988 (.20)	2323 (.03)	2303 (.03)	2011 (.18)
	7	1632	1326 (.23)	1550 (.05)	1540 (.06)	1463 (.12)
	8	2221	1640 (.35)	2106 (.05)	2115 (.05)	1718 (.29)

* 括号内数字是与计算步骤有关的份数误差

(a) 根据公式(14)计算的结果。

(b) 根据公式(15)计算的结果。

(c) 根据日夜分离采样资料计算的结果。

(d) 根据稳定度分类采样资料计算的结果。

(e) 根据地面湿度分类采样资料计算的结果。

对 SO₂ 来说,用全部数据绘制的日变图(图略)表明, V_g 有一小振幅的日周期,峰顶在中午至下午 3 时。因地湿而造成的个别日子的畸变似乎已被消除。SO₂ 浓度在清早有一极大值,可能产生自熏蒸。除此之外,日周期并不显著。该结果与其他郊区所观测到的日变情况相符^[20]。

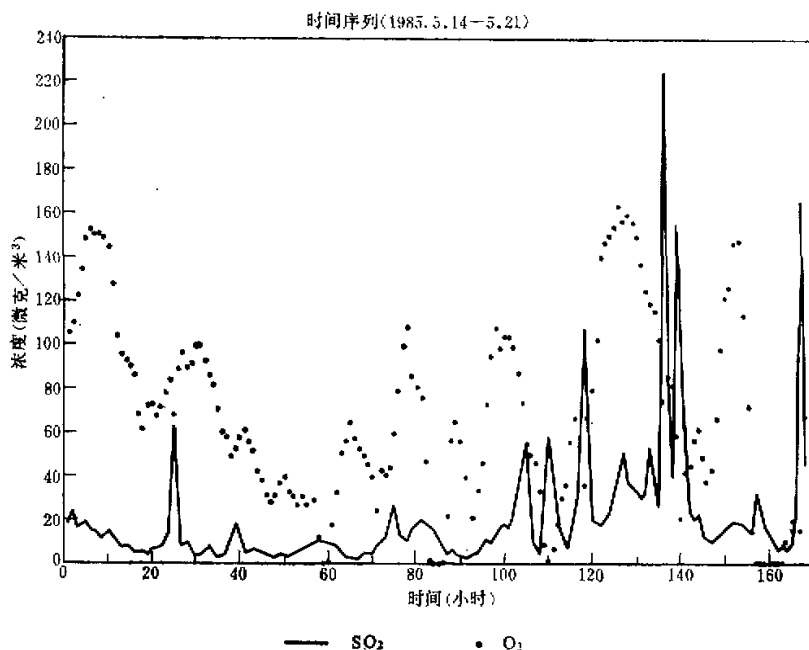


图5 SO₂ 和 O₃ 浓度的时间序列
(1985.5.14—5.21)

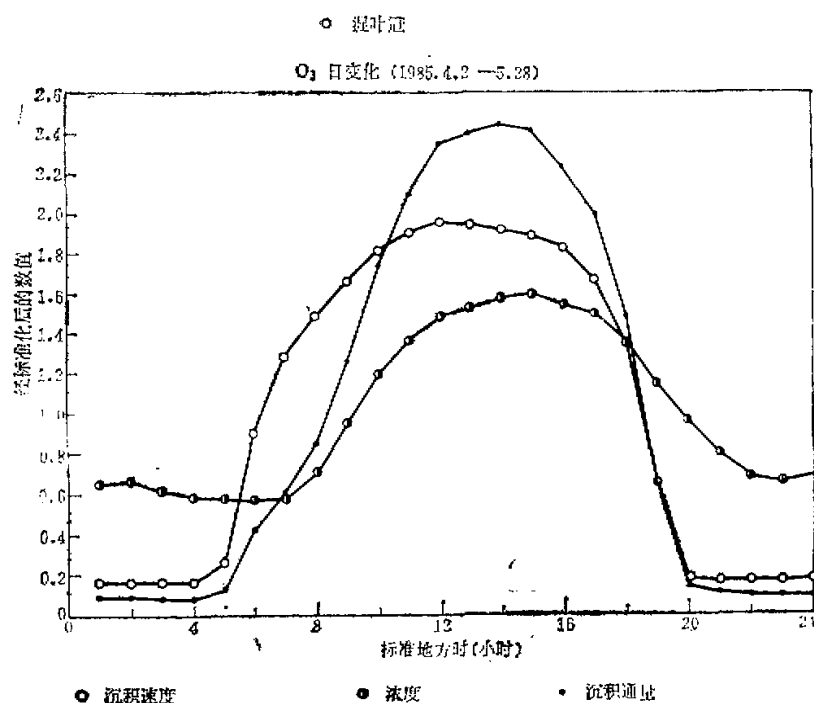
表5 在白昼、黑夜、不稳定大气、稳定大气、湿地面和
干地面情况下的周平均干沉积通量

化学物质	周 数	Fd(a)	F _n (d) (μg/m ² /hr)	Fu(c)	Fs(d)	Ewet(e)	Fdry(f)
SO ₂	1	871	351	606	568	791	280
	2	2375	870	2512	1001	1573	1271
	3	1347	577	1225	685	7415*	838
	4	595	551	626	551	562	520
	5	1419	508	1348	631	451	1082
	6	1582	522	1551	574	743	1002
	7	771	703	800	687	552	707
	8	1116	723	1027	807	747	698
O ₃	1	2335	178	3033	391	807	1425
	2	2347	184	2636	350	457	1843
	3	4657	508	4767	703	2592*	2316
	4	2875	180	3128	287	467	1693
	5	3400	293	3701	399	420	2006
	6	4190	455	4261	565	822	2119
	7	2796	305	2921	426	635	2374
	8	3916	319	3959	335	573	2127

a: 白昼 b: 夜间 c: 不稳定大气 d: 稳定大气 e: 湿地面 f: 干地面

*: 仅根据 12 小时的资料计算。

3. 沉积速度和浓度的周平均值 表3给出了 SO₂ 和 O₃ 的周平均 C , V_d 及相关系数 r 。这两种污染物的 V_d 与 C 间的相关性已从以上的日变图分析中得出, 现在进一

图6 O_3 的日变图

步给出数值结果。周平均 SO_2 浓度为 $12-47 \mu g m^{-3}$, 该值是典型的在郊区观测到的浓度值^[11,12]。周平均 O_3 浓度较高为 $54-104 \mu g m^{-3}$, 表明光化学反应在测站地区非常活跃。周平均 V_d 对 SO_2 来说变化颇大 ($0.62-1.34 cm s^{-1}$), 但对 O_3 来说则几乎没有变化 ($0.55-0.63 cm s^{-1}$)。这里计算出的 SO_2 和 O_3 的 V_d 与其他研究测量出的数值相一致^[13-15], 表明阻力模式有较好的适用性。

4. 份数误差 表4给出了不同采样方案计算得到的干沉降通量和有关份数误差 δ_F 。用间接浓度法所推算的 O_3 δ_F 为 0.4 或以下, 若采用日夜分离或稳定度分类采样, δ_F 可降至 0.07 或以下。综合本研究的 8 周数据, 间接浓度法的平均 δ_F 为 0.26, 若采用日夜分离或稳定度分类采样, 则平均 δ_F 将低于 0.05。

对 SO_2 来说, 它的 δ_F 在 0.31 以下, 平均为 0.15, 比 O_3 的小。后 5 周数据表明; SO_2 的 V_d 与 C 呈负相关; 地湿分离采样可把 δ_F 降低一半; 日夜分离和稳定度分类采样不能改变 δ_F 。但前 3 周的数据却令人费解, 这可能是由于连续降水而影响了干沉降的物理或化学过程所致。但无论如何, 日夜分离及稳定度分类采样均不能提高间接浓度法的精确度。

SO_2 和 O_3 的 δ_F 与大气稳定度和湿地面的小时数的关系表明, O_3 的 δ_F 似乎随大气不稳定时间的增加或地湿时间的减小而减小, 但这些关系并不显著, 有待更多的数据来

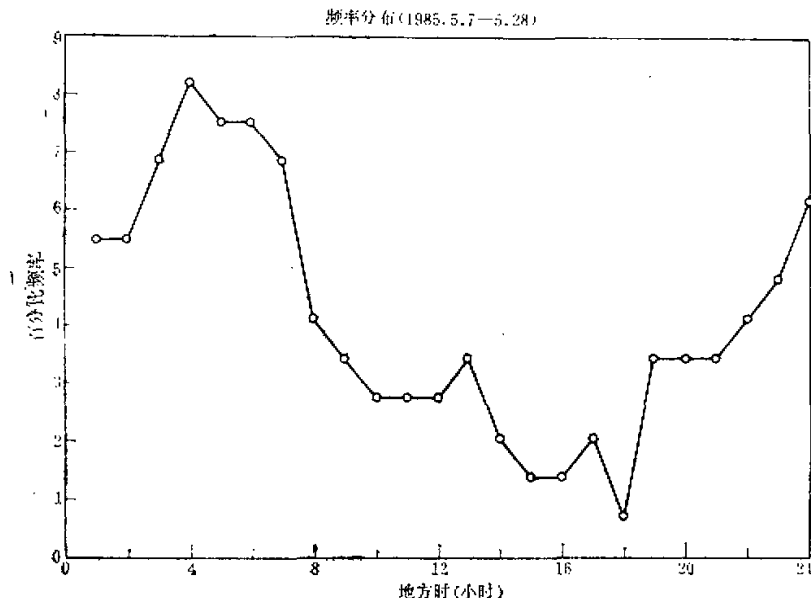


图7 湿地面发生频率的日变图

证实并建立其数学关系。

5. 不同情况下的干沉积通量 表5列出在日间(0600—1800LST), 夜间(1800—0600LST), 不稳定大气(时平均风向标准偏差大于 10° 和太阳辐射大于 100wm^{-2}), 稳定大气, 湿地面和干地面情况下的干沉积通量。O₃ 的日间(或不稳定)通量约为夜间(或稳定)通量的10倍。如此大的差异表明夜间的干沉降并不重要, 因此, 若不作夜间观测, 仅将日间值增加10%, 就可近似得到全天的干沉积通量, 这将大大节约开支。尽管如此, 仍需更多的数据来证实日夜通量的比值及其偏差。

对 SO₂ 来说, 日间通量仅为夜间通量的3倍, 这与夜间常观测到高的 V_d 值相一致。图7表明, 夜间地面变湿的频率高, 这可能是由于夜间地面因辐射冷却而形成露水所致。由于 SO₂ 极易溶于水, 因此, 夜间 SO₂ 的干沉积不能忽略。

五、结 论

上述分析表明:

1. 间接浓度法的准确性在很大程度上取决于用阻力模式计算出的 V_d , 本研究发现, 估算的 SO₂ 和 O₃ 的 V_d 与其他实验结果相符, 从而证明间接浓度法是设计干沉积监测网的可行方法。

2. 本研究发现, O₃ 的平均 δ_F 为 0.26, 若采用日夜分离或稳定度分类采样, δ_F 可降至 0.05。SO₂ 的 δ_F 不因日夜分离或稳定度分类采样而减低。由于地面湿度不易测

量,目前尚难评价地湿分类采样的可能优点。即使不采取特别采样措施, SO_2 的平均 δ_F 也只有 0.15, 这是测量干沉积可以接受的误差。

3. SO_2 和 O_3 的 δ_F 似乎与一周内的不稳定度和湿地面出现的时间长短有关, 但目前的研究数据尚不足以评价它们的关系, 因此需加强这方面的研究工作。若能确立其间的关系, 则可用大气及地面资料对份数误差进行校正。

4. 对 O_3 而言, 由于它的 V_d 和 C 在夏天有明显的日周期, 且日间的干沉积通量比夜间的约大 10 倍, 因而夜间的测量显得并不重要。若仅作日间测量, 然后对日间通量作适当校正, 则操作和分析的开支将会大大降低。

必须指出, 由于森林的叶片面积, 雨水和露的机率, 以及其他影响地湿的因素有明显的季节变化, 从而使得 V_d 及其日周期也会因季节而变, 而本研究所用的数据是在 4—5 月收集的, 因此需要积累数年 and 多个测点的数据才能对采样方法和步骤作出选择。

参 考 文 献

- [1] Hicks, B. B., Acid deposition. -overview, Proceedings National Symposium on Recent Advances in Air Pollution Monitoring of Ambient air and Stationary Sources, Raleigh, North Carolina, May, 1984.
- [2] Durham, J. L., Hicks, B. B., Wesely, M. L., Depena, R. G., and Thomson, D., Status of research to develop acidic dry deposition monitoring capability presented at the 76th Annual Meeting of The Air Pollution Control Association, Atlanta, June, 1983.
- [3] Hosker, R. P., and Womack, J. D., Simple meteorological and chemical filterpack monitoring system for estimating dry deposition of gaseous pollutants, presented at the 5th Annual National Symposium on Recent Advances in the Measurement of air Pollutants, Raleigh, NC, May, 1985.
- [4] Businger, J. A. et al., Flux profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181—189, 1971.
- [5] Gallally, I. E., Ozone profiles and ozone fluxes in the atmospheric surface layer, *QJRM S*, **97**, 18—29, 1979.
- [6] Wesely, M. L. and Hicks, B. B., Some factors that affect the deposition rates of sulfur dioxide and similar gases on vegetation, *J. Air Poll. Control Assoc.*, **27**, 1110—1116, 1977.
- [7] Baldocchi, D. D. et al., A canopy stomatal resistance model for gaseous deposition to vegetated surfaces, Submitted to *Atmos. Environ.*, 1986.
- [8] Hicks, B. B., Wesely, M. L., Durham, J. L., and Brown, M. A., Some direct measurements of atmospheric sulfur fluxes over a pine plantation. *ATMOS. ENVIRON.*, **16**, 2844—2903, 1982.
- [9] Garland, J. A., and Branson, J. R. The deposition of sulphur dioxide to a pine forest assessed by a radioactive tracer method, *TELLUS*, **29**, 445—454, 1977.
- [10] Yuen Tsanying, A grab sampling study of baseline sulfur dioxide level at Junk Bay, *Environmental Science and Health*, Part A, Environmental Sciences & Engineering, No. 4, 1986.
- [11] Yuen Tsanying, Continuous measurement of particulate and sulfur dioxide concentrations in the Junk Bay area, to be published in *Atmospheric Environment*, 1986.
- [12] Harrison, R. M., and McCartney, H. A., Ambient air quality at a coastal site in rural north-west England, *ATMOS. ENVIRON.*, Vol 14, 1980.
- [13] Sehmel, G. A., Particle and gas dry deposition: a review, *ATMOS. ENVIRON.*, **14**, 983—1012, 1980.
- [14] Chamberlain, A. C., Dry deposition of sulfur dioxide, 195—197, in *Atmospheric Sulfur Deposition*, D. S. Shreiner, C. R. Richmond, and S. E. Lindberg, eds. Ann Arbor Science. Ann Arbor, MI, 1980.
- [15] Garland, J. A., Dry deposition of gaseous pollutants, pp. 95—103 of WMO No. 538, presented at the WMO Symposium on The Long-Range Transport of Pollutants and its Relation to General Circulation Including Stratospheric/Tropospheric Exchange Processes. Sofia, October, 1979.

USE OF INDIRECT-CONCENTRATION METHODS IN MEASURING DRY DEPOSITION FLUX

Yuen Tsanying

(Department of Meteorology, Texas A and M University, USA)

Abstract

This paper describes the use of indirect-concentration methods in measuring dry deposition flux, presents a resistance model in estimating deposition velocities of gases and assesses the uncertainties associated with using the methods to measure dry deposition fluxes of sulfur dioxide (SO_2) and ozone (O_3) in fully leafed forest.

The results show that the average fractional error of dry deposition fluxes of O_3 inferred from week-long routine sampling is 0.26. With a day/night or stability-decoupled sampling protocol, the error will be reduced to 0.05. The average fractional error associated with SO_2 fluxes is 0.15, but it cannot be reduced by the above sampling protocols. The fractional error of O_3 seems to decrease with increasing duration of unstable period or decreasing duration of wet surface period, however, the data are too few and too scatter to quantify these relationships.

The daytime flux of O_3 is about an order of magnitude larger than the nighttime flux. In the case of SO_2 , the daytime flux is only three times larger than the nighttime flux. The deposition velocities of both SO_2 and O_3 are found to have strong diurnal cycles, though the SO_2 diurnal cycle is occasionally distorted by the occurrence of wet surface. The concentrations of O_3 are also found to have a prominent diurnal cycle. This cycle has a phase difference of approximately three hours from the O_3 V_a cycle. No diurnal cycle is detected for SO_2 concentration.

欢迎订阅中国科学院院刊

本刊为中国科学院机关刊。主要任务是宣传党和政府关于发展科学技术事业的方针政策，评述科技发展趋势，增进社会各界对科学院的了解，沟通科学院与社会的联系，加强国际科技交流。所设栏目有：“学科发展”、“工作研究”、“科学与社会”、“成果与应用”、“科学家”、“院所介绍”、“书刊评介”、“国际交流”、“档案库”等。

本刊为季刊(每季第二月的二十日出刊)，科学出版社出版，自1987年度起由北京报刊发行局发行，全国各地邮局均可订阅。代号82-202。单价1.48元，全年5.92元。