DOI:10.15886/j.cnki.rdswxb.2012.01.014

文章编号:1674 - 7054(2012)01 - 0042 - 09

海南岛橡胶林通量足迹与源区分布研究

吴志祥[1,2,3],陈帮乾[1,2],杨 川[1,2],陶忠良[1,2],谢贵水[1,2],周兆德[1,3]
(1. 农业部儋州热带农业资源与生态环境重点野外科学观测试验站,海南 儋州 571737;
2. 中国热带农业科学院 橡胶研究所,海南 儋州 571737;3. 海南大学,海南 海口 570228)

摘 要: 为分析影响橡胶林通量观测数据质量的因素,利用农业部儋州热带农业资源与生态环境重点野外试验站 50 m 高通量观测塔 2010 年 12 个月连续的通量观测资料,应用 Schmid 的 FSAM(Flux-Source Area Model)模式,分析不同大气条件下橡胶林通量足迹与源区分布特征。结果表明:(1)在大气不稳定状态时,通量各传感器测得的信息源区比大气稳定状态时源区面积相对较小;在相同贡献率水平下,大气稳定状态生长季节观测到的通量信息源区面积比非生长季节的信息源区面积大,大气不稳定状态非生长季节的通量信息源区面积比生长季节的信息源区面积大。(2)盛行风方向在 110°~250°时,生长季大气不稳定情况下,通量测量的信息源区(P = 80%)迎风方向范围在 100~758 m 之间,垂直于迎风方向范围在 -251~251 m 之间,非生长季大气不稳定情况下,迎风方向和垂直迎风方向的范围较均值略大些;生长季稳定条件下,迎风方向和垂直迎风方向的范围分别为 173~1 858 m 和 -534~534 m,非生长季稳定条件下,迎风方向和垂直迎风方向的范围较均值略小些。(3)风向在 0°~110°,250°~360°时,与盛行风方向上的通量信息源区面积相比,橡胶林大气处于稳定状态,其通量信息源区面积范围明显要高,但在非稳定大气状态时,二者相差不大。

关键词: 通量足迹; FSAM 模式; 源区; 橡胶林; 海南岛
中图分类号: S 163$^+$.4 **文献标志码**: A

应用微气象方法测定生态系统植被下垫面与大气之间水、气、热交换是气象学和生态学研究中最常用的方法,主要包括涡动相关(eddy covariance)和梯度分析法(profile method)2 种方法。涡动相关法是用某一固定高度的涡动相关仪器直接测定物质和能量的通量;梯度分析法则根据近地面大气边界层中各个层次间的温度、风速和物质梯度来间接计算物质或能量通量[1-2]。近十年来,涡动相关技术日渐成熟,广泛地应用于研究生态系统各种植被与大气间的物质、能量通量的观测[2-7],因此通量传感器测定的各通量的空间代表性就成为此研究领域的热点问题[8-10]。森林生态系统在全球生物圈 - 大气圈之间的水汽、CO_2 等物质和能量通量交换方面起着十分重要的作用,世界各国对其通量数据代表性问题的研究也越来越关注。而对于森林冠层上下层间特有的湍流、紊流性质以及非单一植物交错林地、地形因素等问题对湍流通量观测与研究,也提出了巨大的挑战[11]。经过众多学者的深入探索,解决此方面问题的足迹(footprint)和信息源区分析理论已逐渐完善。

通量足迹(footprint)的概念最早见于 Pasquill 等[12]的一个反问题中。他们将物质排放源作为引起大气扩散浓度结果而提出公式(1)。

收稿日期: 2011 - 09 - 30
基金项目: 中国热带农业科学院橡胶研究所基本科研业务费专项(1630022011013);现代农业产业技术体系建设专项资金项目(CARS - 34 - GW5);农业部儋州热带农业资源与生态环境重点野外科学观测试验站运行费资助项目
作者简介: 吴志祥(1970 -),男,湖南湘阳人,农业部儋州热带农业资源与生态环境重点野外科学观测试验站副研究员;海南大学农学院 2009 级作物栽培与耕作学博士生.
通信作者: 谢贵水(1967 -),男,中国热带农业科学院橡胶研究所研究员,博士. 0898 - 23306385,xie23300459@21cn.com

$$c(r) = \int_R Q(r+r')f(r,r')\,\mathrm{d}r', \tag{1}$$

其中,c 为浓度,Q 为排放源源强,f 为 footprint 函数(确切地说应为浓度 footprint 函数),r 为物质浓度观测点的位置,r' 为空间位置变量,R 为积分区域。f 实际为反映排放源源强 Q 与观测到的浓度 c 之间关系的一个传导函数,其侧重点在于将观测到的物质浓度等接受体信息与造成该浓度的排放源源区域信息联系起来。从排放源到观测到的浓度扩散是一个确定性的正问题,而从观测到的浓度结果反过来到排放源的信息提取则是一个带有许多不确定性的反问题。把上述问题进行推广,首先把浓度 c 当作其他观测量(通量)进行扩展,则排放源源强 Q 是对该通量 c 的源/汇项,f 是关于通量 c 的通量 footprint 函数。将(1)式写到平面坐标系中,把源/汇项定义在水平地面上,以逆向迎风方向作为 x 轴的正方向,观测地点为原点,则会有新的形式。

在涡动相关法中,观测通量各传感器一般安装在高出观测面一定高度 z_m(植被较高时 $z_m = z - d$,z 为测量高度,d 为零平面位移)的观测塔/架上,观测到的通量就是来风方向上某个表面区域内的源/汇强度,但是相对于通量传感器而言,此区域内表面的不同位置对通量观测值的贡献大小是不同的。通量足迹函数就是描述某个高度 z_m 表面源/汇的空间分布和在此高度观测到的通量信息之间关系的函数。建立坐标系(如图1[13]),以观测塔/架的位置为原点,迎风方向的反方向为 x 轴,向上垂直于 x 轴方向为 y 轴,则(1)式可变,通量 $c(r)$ 表示为

$$c(r) = \iint Q(x,y)f(x,y,z_m)\,\mathrm{d}x\mathrm{d}y, \tag{2}$$

其中,$Q(x,y)$ 是观测某个表面源/汇的强度,$f(x,y,z_m)$ 为通量足迹函数,是观测表面上某点(x,y)对 z_m 高度通量测量值的贡献率密度。图1是 $f(x,y,z_m)$ 的空间变化示意图。一般通量足迹值在距观测塔某一距离处有一极大值 f_{max},然后向其他各个方向逐渐下降。区域 Ω_P(也就是源区)上对足迹函数的积分值表示此区域对 z_m 高度的通量观测值的贡献率。理论上在观测高度 z_m 的通量值是来流方向上无限大区域的贡献率积分,而实际分析中常用 $f(x,y,z_m)$ 的 P 水平等值线所包围的区域(图1中用 f_p 等值线表示,一般取 P = 0.8 或 0.9,即 80% 或 90% 的贡献率)来表示各传感器可观测到的面积范围。更详细的分析则用通量足迹函数由不同等高面截取面积的范围描述各传感器的测量范围,即不同贡献率等值线 f_P 所包围的面积(如图1)。

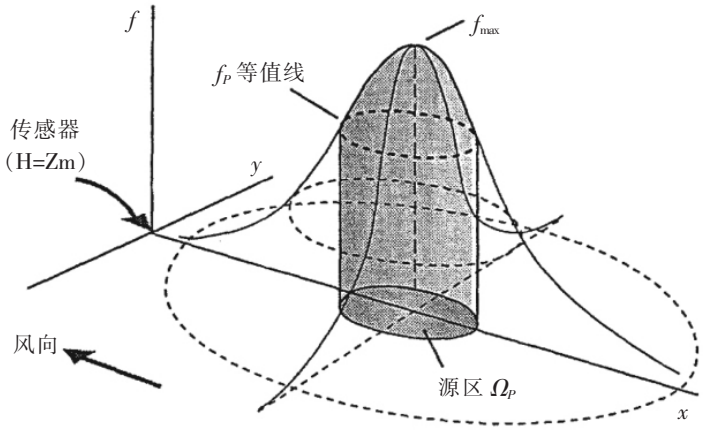

图1　通量 footprint 函数概念及源区示意图

对于通量足迹的计算与求解问题,各国学者进行了大量的研究,提出了适合大气边界层内不同植被类型和不同高度上的通量足迹模型[13-19]。其中,瑞士学者 Schmid 1994 年提出的通量源区面积模型 FSAM(Flux-Source Area Model)[13],在所有模型中,它的物理机理明确,使用简单,可应用于大气边界层内的近地面层,通过输入 3 个复合参数数值便可计算出足迹源区数值,至今仍得到广泛应用。相对于 Schmid 的 FSAM 模型,Kormann 和 Meixner[16] 也给出了一个真正意义上的解析,其解析模式虽是显式函数,在应用上也较方便,但函数形式十分复杂,计算时必须利用计算机语言编程进行。

农业部儋州热带农业资源与生态环境重点野外试验站应用涡动相关方法实现了对海南岛儋州地区橡胶林生态系统通量信息的长期定位观测。因 5 m 高观测铁塔周边的景观异质性,风(速度和方向)的时间变化,通量传感器测得的通量信息来自铁塔周边不同方向、不同距离,这些均使微气象通量观测的空间代表性变得十分复杂。本研究试图利用 Schmid 的通量源区面积模型[13],结合海南岛橡胶林生态系统长期通量观测数据,分析观测铁塔周边各个方向上的足迹和源区信息变化,确定盛行风方向通量观测主要源区,解释其空间代表性问题,为今后的通量数据应用与分析奠定基础。

1 研究区自然概况与研究方法

1.1 研究区自然概况 研究地区位于海南岛西北部,地形以缓坡丘陵为主,为海南西北主要橡胶种植区域。试验地位于农业部儋州热带农业资源与生态环境重点野外科学观测试验站内(19°32′47″N,109°28′30″E),距儋州市区约 15 km,海拔 114 m,地形相对平坦,高差不超过 20 m。试验地土地利用类型主要为橡胶林地,另有极少量农田和居民区,样地周围至少 5 km^2 范围内均种植橡胶树。样地所在地为第 2 代胶园,2001 年种植,2009 年正式开始产胶,橡胶林栽培品系为热研 7 - 33 - 97。胶林群落林冠平均高度 12.9 m,结构单一,分层明显,上层为橡胶林乔木层,高度为 11 ~ 14 m,下层为林下草本层,高度约为 0.5 m。林下草本植物主要为黄金鸟蕉(*Heliconia psittacorum* L. f. × *H. spathocircinata Aristeguieta*, 'Golden Torch'),其他草本植物有肖梵天(*Urena lobata*)、弓果黍(*Cyrtococcum patens*)、奥图草(*Ottochloa nodosa*)、地胆头(*Elephantopus scaber*)等[20]。

试验区属热带海岛季风气候,1 年分明显干湿 2 季,每年 5 ~ 10 月是湿季,11 月至翌年 4 月是干季。年均温 21.5 ~ 28.5 ℃(1954—2009 年平均数据),全年日平均气温≥10 ℃的积温为 8 500 ~ 9 100 ℃;太阳辐射 4 872 MJ · m^{-2} · a^{-1},年日照时数 2 100 h;历年平均降雨量为 1 607 mm,主要分布在 7 ~ 9 月,占全年降雨量的 72% 以上;年平均相对湿度 83.2%。常风年均风速 2.0 ~ 2.5 m · s^{-1}。试验区土壤为花岗岩风化而成的砖红壤,多为砂质粘壤土;pH 值 4.5 ~ 5.5,酸性;土层厚度约 100 cm,土壤有机质含量中等,富钾缺磷[20]。

1.2 通量观测方法 观测铁塔安装的仪器包括 3 部分:常规气象梯度观测系统(Routine Meteorological System, RMET)、开路涡度相关系统(Open Path Eddy Covariance, OPEC)和 8 层水汽 - CO_2 闭路廓线系统。详细安装情况如下:

RMET 是在 50 m 高铁塔上,分别在高度为 1.5,6,10,15,33,41,50 m 处安装由 7 层风速仪(Met 010 C - 1, Met One)和温湿计(HMP 45C, Vaisala)构成的风速和温湿度梯度观测系统,在塔顶安装风向仪(Met 020C - 1, Met One)和雨量筒(TE525MM, Texas)。数据分别在高度为 2 m 和 30 m 处用 2 个数据采集器(CR3000, Campbell)收集、存储。

OPEC 安装高度 25 m,涡度系统包括有三维超声风速测定仪(CSAT3, CAMPBELL)、开路红外 CO_2/H_2O 气体分析仪(LI - 7500, Li-cor)和数据采集器(CR3000, Campbell),CSAT3 和 LI - 7500 采样频率均为 10 Hz。

8 层水汽 - CO_2 闭路廓线系统(AP100, Campbell)安装高度分别为 1.5,6,10,15,25,33,41,50 m,系统由 8 层气体采集系统、CO_2/H_2O 气体分析仪(LI - 840, Li-cor)和数据采集器(CR1000, Campbell)组成,测定橡胶林垂直 CO_2/H_2O 廓线。

原始数据记录和实时计算由 Campbell 公司提供的系统软件 Loggernet(Campbell)在线完成。铁塔其他仪器详细安装详见文献[21]。

1.3 FSAM 模型及其输入输出参数 Schmid[13-14] 是用连续点源的通量浓度分布函数来近似求算观测高度为 z 的传感器的足迹函数。运用 K 理论,垂直方向通量可表示为

$$F(x,y,z) = -K_c(z)\frac{\partial c}{\partial z} = D_y\overline{F^y}(x,z), \quad (3)$$

其中,$K_c(z)$ 为涡流通量的扩散率,$\overline{F^y}$ 为横向(垂直于 x 方向,即 y 方向)积分通量,$D_y(x,y)$ 为 y 方向的浓

度分布函数。利用二维结构的平流扩散方程,可把横向积分通量$\overline{F^y}$与横向积分浓度$\overline{C^y}$和平均风速廓线$\overline{u}$联系起来。z_m观测高度的垂直通量表达式为

$$\overline{F^y}(x,z_m) = \overline{F^y}(x,z_0) - \int_{z_0}^{z_m} u(z)\frac{\partial}{\partial x}\overline{C^y}(x,z)\,\mathrm{d}z, \tag{4}$$

则通量足迹函数为$f(x,y,z_m - z_0)$即为

$$f(x,y,z_m - z_0) = \frac{F(x,y,z_m)}{F_u} = \frac{1}{F_u}\left[\overline{F^y}(x,z_0) + \overline{F^y}(x>0,z_m)\right]D_y(x,y), \tag{5}$$

其中,F_u为某一观测的表面源/汇强度; 贡献率为P水平的通量源区Ω_P可以用$F(x,y,z_m - z_0) = F_P$等值线限定的区域来表示,即P是通量足迹函数全体积分φ_{tot}的一部分。因此,贡献率为P的水平源区可被定义为能达到P水平通量贡献率的最小区域中的通量足迹函数的积分。亦即

$$P = \frac{\varphi_P}{\varphi_{tot}} = \frac{\int_{\Omega_P}\int F(x,y,z_m)\,\mathrm{d}x\mathrm{d}y}{\int_{-\infty}^{+\infty}\int_0^{+\infty} F(x,y,z_m)\,\mathrm{d}x\mathrm{d}y}, \tag{6}$$

把方程(4)、(5)代入(6),得到

$$P = \frac{1}{F_u}\int_{\Omega_P}\iint\left[-\int_{z_0}^{z_m} u(z)\cdot\frac{\partial}{\partial x}\overline{C^y}(x,z)\,\mathrm{d}z\cdot D_y(x,y)\right]\mathrm{d}x\mathrm{d}y, \tag{7}$$

为便于使用通量源区面积模型,Schmid [13] 提出了主要源区尺度的参数化公式,即 FSAM 模型,它是关于 3 个复合参数z_m/z_0,z_m/L和σ_v/u_*的函数。其中,z_m为观测高度,z_0为空气动力学粗糙度,L为 Obukhov 长度,σ_v为横向风脉动标准差,σ_v/u_*为横向风脉动强度。输入满足条件的参数,模型输出不同贡献率水平P的通量源区位置和尺度参数值,进而可绘出P水平的源区范围。

输入的 3 个复合参数计算如下:

1) z_m/z_0

根据风廓线关系有

$$\frac{\mathrm{d}u}{\mathrm{d}z} = \frac{u_*\,\varphi_m(z/L)}{kz},\text{也就是 } u(z) = \frac{u_*}{k}\left[\ln\frac{z}{z_0} + \Psi_m\left(\frac{z}{L}\right)\right], \tag{8}$$

z以z_m代替,考虑零平面位移d,即有式(9)

$$u(z_m) = \frac{u_*}{k}\left[\ln\frac{z_m - d}{z_0} + \Psi_m\left(\frac{z}{L}\right)\right], \tag{9}$$

$$\Psi_m = \begin{cases} 5\dfrac{z}{L} & \text{for} \quad L>0(stable) \\ -2\ln\dfrac{1+\zeta}{2} - \ln\dfrac{1+\zeta^2}{2} + 2\arctan\zeta - \dfrac{\pi}{2} & \text{for} \quad L<0(unstable) \end{cases}, \tag{10}$$

求解z_0和d。

对式(9),L可按如下方法求出,可求出Ψ_m。

由式(8)变形可有

$$z_m - d = z_0\exp\left[k\frac{u(z_m)}{u_*} - \Psi_m(z/L)\right], \tag{11}$$

式(10)中,对应观测高度z_m,有一时间系列的$u(z_m)$(水平风速)、u_*和Ψ_m,拟合进行求z_0和d。

2) z_m/L

$$L = \frac{-\overline{\theta_v}u_*^3}{\kappa g(\overline{w'\theta_v'})}, \tag{12}$$

$\overline{\theta_v}$为虚位温的平均值,根据公式$\theta_v = \theta(1+0.61r)$计算得到,其中$r$为未饱和空气混合比(g/g,利用水汽浓度与空气浓度之比得出),θ为位温($\theta = (T+273.15)\left(\frac{P_0}{P}\right)^{0.286}$,$T$为大气温度(℃),$P$为气压(kPa),$P_0$

为基准气压，取100 kPa)；κ为 von Kármán 常数，取0.4；g为重力加速度常数，取9.8；$\overline{w'\theta'}$为大气垂直运动涡动热通量。θ_v，u_* 和$\overline{w'\theta'}$由涡动系统三维超声风速仪直接测得，把上述值代入式(12) 可计算得到30 min 的 Obukhov 长度 L 值。

3) σ_v/u_*

σ_v/u_* 可利用开路涡动相关系统测得的横向风速脉动的标准差 σ_v(由三维超声风速仪测得) 和摩擦风速 u_* 的平均值得到。

输出的参数包括有 a/z_0，d/z_0，e/z_0，X_m/z_0，X_d/z_0。各自意义对照图2 说明如下：X_m 为通量足迹函数取得最大值的位置，与贡献率水平 P 无关，a 为 footprint 等值线上最近点距观测传感器的距离，e 为 footprint 等值线上最远点距观测传感器的距离，d 为 footprint 等值线上横向方向最大宽度的一半，X_d 为 footprint 等值线最大宽度位置对应的 X 值。

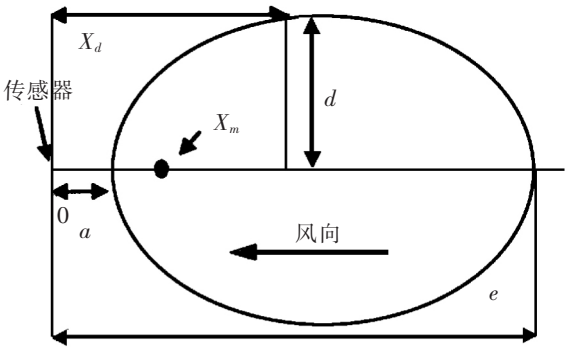

图2 FSAM 模型输出通量源区参数图示

利用 FSAM 模型输出的5 个参数便可以绘出某一贡献率水平上观测通量值的源区(如图2 所示)。通过通量源区面积模型运行，可以得出观测到的通量贡献最大点所在位置，及其对通量值产生 10% ~ 90% 贡献的通量贡献源区大小及通量贡献率最小点距观测铁塔的距离[22]。

1.4 数据处理 CO_2 通量计算需要应用到垂直方向风速和观测高度 CO_2 浓度脉动的协方差[3,23]，计算假定的前提条件是垂直平均风速 $\overline{w}$ 为零。因此，必须对风速的3 个方向的分量进行坐标旋转变换[24-25]，使垂直平均风速转化为零。在海南岛，橡胶林生态系统中的空气湿度很大，为避免空气湿度的干扰，有必要对通量数据进行超声湿度校正(又称 WPL 校正，Webb，Pearman and Leuning correction)[26]。

本文选取了 2010-01-01 / 2010-12-31 的观测数据进行分析，计算中应用 30 min 的平均值数据进行。对观测得到的生态系统净 CO_2 交换量以 $u_* > 0.12$ m·s^{-1}为阈值进行筛选，并对缺失和异常数据进行插补[21]。

通量数据计算和校正等采用欧洲通量网通用的 EdiRe 程序进行，FSAM 模型输入的复合参数采用 C^{++} 语言进行编程计算获得。

2 结 果

2.1 盛行风向分析 2010-01-01 / 2010-12-31 的风向风速分布如图3，其中风向在 110° ~ 250° 之间的占研究时间段的 69.19%，因此可确定东南偏南、南及西南为盛行风风向，而风向在 0° ~ 110°、250° ~ 360° 之间的比例分别为 15.00% 和 15.82%。风速全年相对稳定，各风向平均风速介于 0.95 ~ 2.28 m·s^{-1}，全年平均值在 1.71 m·s^{-1} 左右。从图3 可知，相对风频较大的南风、东南风，其风速也相对较大。

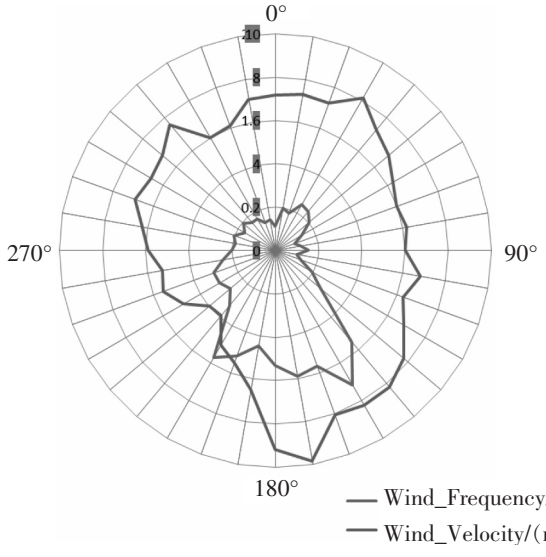

图3 橡胶林风向风速分布图

2.2 输入参数值与输出参数值 根据大气稳定度参数 z_m/L 来划分大气层结状态稳定与否(计算中剔除$L > 5\,000$，或 $L < -2\,000$ 的中性条件或不合理的观测值)，当 $z_m/L > 0$ 时为稳定条件，当 $z_m/L < 0$ 时为不稳定条件。根据 C^{++} 语言编程计算获得模型输入的复合参数 z_m/z_0，z_m/L，σ_v/u_* 数值(见表1)，再根据橡胶林生态系统的零平面位移 d 和粗糙度 z_0 的计算，

橡胶林生长季节和非生长季节 z_m/z_0 分别为 16.28 和 15.50，如果不考虑季节变化，可取其平均值为 15.89，这比 Schmid[13] 的通量源区面积模型中理想要求的 $z_m/z_0 \geqslant 20$ 要小，但通过模型仍能较好地计算出通量源区面积大小。

表 1　不同风向和大气稳定度状态时的输入参数

参数	盛行风向 110°～250°				0°～110°		250°～360°	
	生长季节(4～11 月)		非生长季节(12～3 月)		稳定	不稳定	稳定	不稳定
	稳定	不稳定	稳定	不稳定				
z_m/z_0	16.28		15.50		15.89		15.89	
z_m/L	0.053	−0.060	0.038	−0.040	0.061	−0.063	0.099	−0.098
σ_v/u_*	2.652	2.339	2.359	2.260	3.147	2.586	2.580	2.308

注: 表中字母详见文中的描述。

根据 FSAM 模型，要求稳定大气条件下 $z_m/L \leqslant 0.1$，不稳定大气条件下 $-z_m/L \leqslant 1$，$1.0 \leqslant \sigma_v/u_* \leqslant 6.0$。根据笔者的计算(表 1)，$z_m/L$，$\sigma_v/u_*$ 均在模型要求的范围内，并且不稳定大气条件下 $-z_m/L >$ 稳定大气条件下 z_m/L，大气不稳定条件的 σ_v/u_* 小于大气稳定条件时的 σ_v/u_*，这是因为在大气稳定条件下 u_* 较小之缘故。应用 FSAM 模型，按不同风向和季节输入表 1 参数 z_m/z_0，z_m/L 和 σ_v/u_*，运行 FSAM 模型，得到不同 P 水平的输出参数，根据输出参数可绘出不同水平条件下类似图 2 的等值线图。现选取 80% 通量贡献率数值列于表 2。

表 2　在各风向上的通量贡献区(80%)长度范围　　m

参数	盛行风向 110°～250°				0°～110°		250°～360°	
	生长季节(4～11 月)		非生长季节(12～3 月)		稳定	不稳定	稳定	不稳定
	稳定	不稳定	稳定	不稳定				
X_m	413	210	377	233	432	206	539	176
$a \sim e$	173～1 858	100～758	160～1 693	108～895	179～2 029	95～819	209～2 847	84～627
$-d \sim +d$	−534～534	−251～251	−458～458	−277～277	−676～676	−302～302	−687～687	−217～217
X_d	1 018	443	924	498	1105	426	1 539	327

注: 表中字母详见文中的描述。

2.3　盛行风方向上的源区分布　从表 2 中可以看出，盛行风方向 110°～250°范围内，橡胶林生长季节和非生长季节在大气稳定和不稳定状态下的源区情况相差较大。大气处于不稳定状态时，大气上下垂直运动相当剧烈，通量、物质垂直方向输送较快，各通量传感器观测到的通量信息主要来源于迎风风向相对较近的区域范围(迎风风向生长季节为 100～758 m、非生长季节为 108～895 m 范围内)，源区面积较小(垂直风向生长季节为 −251～251 m、非生长季节为 −277～277 m 范围内)；而在大气处于稳定状态下，大气湍流活动相对较弱，通量、物质垂直方向扩散相对缓慢，观测到的通量信息来源于相对于观测塔较远的区域范围(迎风风向生长季节为 173～1 858 m、非生长季节为 160～1 693 m 范围内)，源区面积较大(垂直风向生长季 −534～534 m、非生长季 −458～458 m 范围内)。

依照 Schmid[13] FSAM 模型数值分析可知，大气不稳定状态时，输出的 5 个参数 a/z_0，d/z_0，e/z_0，X_m/z_0，X_d/z_0 与输入 3 个复合参数 z_m/z_0，z_m/L，σ_v/u_* 均呈正比；而在大气稳定状态时，输出的参数除与 z_m/z_0 呈正比外，其他均呈反比。依据模型得到的表 2 数据，可相应输出的 5 个参数 a/z_0，d/z_0，e/z_0，X_m/z_0，X_d/z_0，同时还考虑到橡胶林非生长季节大气粗糙度(1.613 m)大于生长季节大气粗糙度(1.536 m)，可以断定，在大气稳定状态时，在相同贡献率水平的生长季节观测到的通量信息源区面积比非生长季节的信息源区面积大；在大气不稳定状态时，相同贡献率水平的非生长季节的通量信息源区面积比生长季节的信息源区面积大。大气稳定层结状态时，生长季节的 X_m，e，d($P = 0.8$)分别为 413，1 858，534 m，而非生长季 X_m，e，d($P = 0.8$)分别为 377，1 693，458 m；大气不稳定层结状态时，生长季和非生长季的 X_m，e，d($P = 0.8$)分别为 210，758，251 m 和 233，895，277 m。

2.4 非盛行风方向上的源区分布 在风向为 0°～110°、250°～360°时，橡胶林生态系统同样有类似的表现，在相同贡献率水平时，通量信息源区面积在大气处于稳定状态时要远远大于处于非稳定状态时的范围，通量信息源区面积范围：在风向为 0°～110°时，迎风方向贡献区稳定状态时为 179～2 029 m，非稳定状态时为 95～819 m，垂直迎风方向贡献区稳定状态时与非稳定状态时分别为 676 m 和 302 m；在风向为 250°～360°时，迎风方向贡献区稳定状态时为 209～2 847 m，非稳定状态时为 84～627 m，垂直迎风方向贡献区稳定状态时与非稳定状态时分别为 687 m 和 217 m。与盛行风方向上的通量信息源区面积相比，当橡胶林大气处于稳定状态时，非盛行风方向上的通量信息源区面积范围明显要高，但在非稳定大气状态时，二者相差不大，这表明通量信息源区面积范围大小与风向具有相关性。

本研究的结果与由经典理论的风浪区（fetch）长度和观测高度（橡胶林观测铁塔高度为 25 m）间 100∶1 的经验法则估算的结果（本试验样地橡胶林为 2 500 m）相比，通量各传感器在各个方向上测量得到的通量贡献区大多小于根据经验法则推算出的通量贡献区范围。这是因为当初通量观测站的观测塔选址、传感器安装高度等是依据试验研究对象和经验公式来确定的。从通量源区面积模型运行结果看，橡胶林通量站点的风浪区长度完全可满足为保证数据质量对通量贡献区的要求，因此，可认为该站点橡胶林通量塔各传感器所测定的通量值比较真实地反映该橡胶林所提供的通量信息。

3 讨 论

本研究应用 Schmid [13-14] 的通量源区面积模型，分析不同大气状态下海南岛西部儋州地区 50 m 高通量观测塔通量足迹及源区分布，结果显示：在大气处于不稳定状态时，大气上下垂直运动相当剧烈，通量、物质垂直方向输送较快，各通量传感器观测到的通量信息主要来源于迎风风向相对较近的区域范围，源区面积较小；在大气处于稳定状态下，大气湍流活动相对较弱，通量、物质垂直方向扩散相对缓慢，观测到的通量信息来源于相对于观测塔较远的区域范围，源区面积较大。

在盛行风方向为 110°～250°时，通过对通量足迹及源区受不同季节影响的分析发现，在大气处于稳定状态时，相同通量贡献率水平生长季节的信息源区都比非生长季节的大；而在大气处于不稳定状态时，相同通量贡献率水平非生长季节的信息源区都比生长季节的大。这可能与橡胶林生长季节均质性较好，而在非生长季相对均质性相对较弱有关。在研究区域内，橡胶林年龄在 5～25 a 间，生长季节内叶面积指数稳定在 3～5 之间，均质性较好；而在非生长季节，因部分非产胶橡胶林，全年常绿不落叶，相对均质性较弱。

根据非盛行风方向上的源区分析表明，通量贡献区在大气处于稳定状态时要远大于大气处于非稳定状态的范围。与盛行风方向上的相同通量贡献率水平源区相比，在大气处于稳定状态时，非盛行风方向上的通量源区范围明显要高，但在非稳定大气状态时，二者相差不大。

相比温带森林 [22]，在生长季节不稳定大气条件下，橡胶林 80% 信息源区位于迎风方向范围为 0～758 m 时，略大于温带森林（0～600 m）；垂直于迎风方向范围为 －251～251 m 时，略小于温带森林（－300～300 m），也就是区域略偏。在生长季节稳定大气条件下，橡胶林 80% 信息源区位于迎风方向范围为 0～1 858 m，垂直于迎风方向范围为 －534～534 m，相比温带森林（0～1 500 m，－1 000～1 000 m），同样略偏。与亚热带河滩湿地 [27] 相比较，当大气在非稳定条件下，崇明岛湿地 3 个站点在迎风方向上 90% 的通量贡献区均在 0～140 m 范围内，在垂直于迎风方向上的通量贡献区长度为 110 m 左右，热带橡胶林的信息源区就更偏了。究其原因，可能是在热带海南岛地区，信息源区受主风向影响较大，风向径向影响明显。

从上述利用 FSAM 模型运行的结果来看，橡胶林通量站点的风浪区长度完全可满足为保证数据质量对通量贡献区的要求，橡胶林通量塔各传感器所测定的通量值比较真实地反映该站点橡胶林所提供的通量信息，观测到的数据质量可靠，可进行后续分析。

致谢：中国科学院兰州寒区旱区环境与工程研究所王介民研究员帮助进行 EdiRe 编程分析部分通量数据，特此致谢！

参考文献:

[1] SERGEJ S Z, IGOR N E. Similarity theory and calculation of turbulent fluxes at the surface for the stably stratified atmospheric boundary layer [J]. Boundary-Layer Meteorology, 2007, 125: 193 – 205.

[2] RANNIK U, KERONEN P, HARI P, et al. Estimation of forest-atmosphere CO_2 exchange by eddy covariance and profile techniques [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2004, 126: 141 – 155.

[3] BALDOCCHI D D, HICKS B B, MEYERS T P. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biological related gases with micrometeorological methods [J]. Ecology, 1988, 69: 1331 – 1340.

[4] GOULDEN M L, MUNGER J W, FAN S W, et al. Exchange of carbon dioxide by a deciduous forest: response to interannual climate variability [J]. Science, 1996, 271: 1576 – 1578.

[5] RUNNING S W, BALDOCCHI D D, TURNER D, et al. A global terrestrial monitoring network, scaling tower fluxes with ecosystem modeling and EOS satellite data [J]. Remote Sensing Environment, 1999, 70: 108 – 127.

[6] CURTIS P S, HANSON P J, BOLSTAD P, et al. Biometric and eddy covariance based estimates of annual carbon storage in five eastern North American deciduous forests [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 113: 3 – 19.

[7] GUAN D X, WU J B, ZHAO X S, et al. CO_2 fluxes over an old, temperate mixed forest in northeastern China [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2006, 137: 138 – 149.

[8] GASHJ H C. A note on estimating the effect of a limited fetch on micrometeorological evaporation measurements [J]. Boundary-Lay Meteorology, 1986, 35: 409 – 414.

[9] HORST T W, WEIL J C. How far is far enough —the fetch requirement for micrometeorological measurement of surface fluxes [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1994, 11: 1018 – 1025.

[10] HAENEL H D, GRBNHAGE L. Footprint analysis: a closed analytical solution based on height dependent profiles of wind speed and eddy viscosity [J]. Boundary-Lay Meteorology, 1999, 93: 395 – 409.

[11] BALDOCCHI D, FALGE E, GU L H, et al. FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2001, 82: 2415 – 2434.

[12] PASQUILL F, SMITH F B. Atmospheric Diffusion [M]. U K: West Sussex Press, 1983: 142.

[13] SCHMID H P. Source areas for scalars and scalar fluxes [J]. Boundary-Layer Meteorology, 1994, 67: 293 – 318.

[14] SCHMID H P. Experimental design for flux measurements: matching the scales of observations and fluxes [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1997, 87: 179 – 200.

[15] HORST T W. The footprint for estimation of atmosphere surface exchange fluxes by profile techniques [J]. Boundary-Lay Meteorology, 1999, 90: 171 – 188.

[16] KORMANN R, MEIXNER F X. An analytic footprint model for neutral stratification. Boundary-Lay Meteorology, 2001, 99: 207 – 224.

[17] BALDOCCHI D. Flux footprints within and over forest canopies [J]. Boundary-Lay Meteorology, 1997, 85: 273 – 292.

[18] FLESCH T K. The footprint for flux measurements, from backward Lagrangian stochastic models [J]. Boundary-Lay Meteorology, 1996, 78: 399 – 404.

[19] LECLERCM Y, SHEN S H, LAMB B. Observations and large-eddy simulation modeling of footprints in the lower convective boundary layer [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 1997, 102: 9323 – 9334.

[20] 吴志祥,谢贵水,陶忠良,等. 不同树龄橡胶树林地土壤有机碳含量与储量特征 [J]. 热带作物学报, 2009, 35(2): 135 – 141.

[21] 吴志祥,谢贵水,杨川,等. 橡胶林生态系统干季微气候特征和通量的初步观测 [J]. 热带作物学报, 2010, 31(12): 2081 – 2090.

[22] 赵晓松, 关德新, 吴家兵, 等. 长白山阔叶红松林通量观测的 footprint 及源区分布 [J]. 北京林业大学学报, 2005, 27(3): 17 – 23.

[23] GRELLE A, LINDROTH A. Eddy-correlation system for long-term monitoring of fluxes of heat, water vapour and CO_2 [J]. Global Change Biology, 1996, 2: 297 – 308.

[24] MCMILLEN R T. An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain [J]. Boundary-Layer Mete-

orology,1988,43:231 – 245.

[25] AUBINET M, GRELLE A, IBROM A, et al. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology [J]. Advances in Ecological Research,2000,30:113 – 175.

[26] WEBB E K, PEARMAN G I, LEUNING R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society,1980,106:85 – 100.

[27] 顾永剑,高宇,郭海强,等.崇明东滩湿地生态系统碳通量贡献区分析[J].复旦学报:自然科学版,2008(3):374 – 379,386.

Distribution of footprint and fluxes source area of rubber plantation in Hainan Island

WU Zhi-xiang[1,2,3], CHEN Bang-qian[1,2], YANG Chuan[1,2], TAO Zhong-liang[1,2], XIE Gui-shui[1,2], ZHOU Zhao-de[1,3]

(1. Danzhou Key Field Station of Observation and Research for Tropical Agricultural Resources and Environments, Ministry of Agriculture, Danzhou 571737, China; 2. Rubber Research Institute, Chinese Academy of Tropical Agricultural Sciences, Danzhou 571737, China; 3. Hainan University, Haikou 570228, China)

Abstract: In order to analyze and control the quality of the rubber plantation flux observation data, the FSAM model (Flux-source Area Model) was used to calculate flux footprint and source areas according to the continuous flux measurement with the open-path eddy covariance system on the 50 m tower of the Ministry of Agriculture Danzhou Key Field Station of Observation and Research for Tropical Agricultural Resources and Environments from Jan. 1 to Dec. 31, 2010. The spatial representative of flux measurement of the rubber plantations in Hainan Island, the south of China, was explained. Source areas of rubber plantation were found smaller under the unstable than under the stable atmospheric stratification. The source areas were larger in the growing season than in the dormant season at the same contribution level for the stable stratification, but they were smaller under the unstable stratification. In the main wind direction of 110°—250°, the upwind range of source areas of the rubber plantation was 100—758 m, and the vertical upwind range was – 251—251 m at a 80% contribution level under the unstable stratification in the growing season, whereas the upwind and vertical upwind ranges were slightly larger than those under the unstable stratification in the dormant season. The upwind and vertical upwind ranges of the source areas were 173—1858 m and – 534—534 m, respectively under the stable stratification in the growing season, and they were slightly smaller than those under the stable stratification in the dormant season. In the wind directions of 0°—110° and 250°—360°, the upwind range of the source areas was larger under the stable stratification of the rubber plantation than but similar to those in the prevailing wind direction under the unstable stratification.

Key words: flux footprint; Flux-Source Area Model; source area; rubber plantation; Hainan Island