

陆地生态系统温室气体排放（吸收） 测量方法简评*

王庚辰

（中国科学院大气物理研究所，北京 100029）

摘要 箱法和微气象学方法是当前用以现场测量陆地生态系统温室气体排放的主要方法。本文较系统地介绍了获得较广泛应用的箱法和主要微气象学法，如涡度相关法、空气动力学法、能量平衡法和质量平衡法等。对各类方法的适用性及其科学局限性进行了比较、简评。最后给出了“内蒙古半干旱草原土壤-植被-大气相互作用”(IMGRASS)项目中开展温室气体排放（吸收）现场观测方法的选择。

关键词 温室气体 陆地生态系统 测量方法

1 前言

正确、客观地评价各类陆地生态系统对大气中主要温室气体浓度变化的贡献是当前全球变化和全球气候、环境变化研究中的重要内容，而对各类生态系统排放（吸收）温室气体的特征进行现场测量是完成这一评价的主要手段。长期以来，人们根据主要陆地生态系统排放（吸收）主要温室气体的基本特征和近地层大气中气体传输的机制，发展了箱法和各类微气象学测量方法以满足现场测量的需求。在对大量观测结果进行综合分析的基础上，一个重要的事实引起了人们的广泛关注，这就是对同一种陆地生态系统温室气体排放量的估计存在着较大的差异，如：用箱法测得的 N_2O 通量的变异系数可高达 282%~379%^[1]。

造成这一结果的主要原因有二：其一是陆地生态系统排放或吸收温室气体的过程极为复杂，并且不同温室气体排放或吸收之间相互影响，因而使测量工作难度加大，使测量准确度降低。其二是所采用的测量方法的科学性和测量精度限制，导致测量结果的准确性和代表性差。正是由于这一原因，对目前用以测量陆地生态系统温室气体排放（吸收）的各类方法的科学性、适用性等进行客观评价就显得尤为迫切。本文较全面地介绍了当前国内外用以这类研究的箱法和各类微气象学方法，对他们的科学性和实用性进行了比较、评价。

2 陆地生态系统温室气体排放（吸收）的基本特征

陆地上的生态系统多种多样，千差万别，但从对大气中温室气体浓度的贡献来讲，

1997-07-18 收到

* 国家自然科学基金委重大项目 IMGRASS(No.49790020)资助

陆地上的森林、农田、草地、湿地以及高寒苔地等是当前人们重点研究的陆地生态系统。对陆地生态系统温室气体排放（吸收）的测量方法的选择，测量方案的制定和测量结果的代表性分析等都基于对这一系统温室气体排放（吸收）基本特征的认识。

2.1 排放（吸收）过程的复杂性

陆地生态系统温室气体排放（吸收）过程基于温室气体产生、转化和传输（土壤传输、水体传输和植物体传输）等基本过程，涉及到发生在土壤、植物体内以及地-气界面上一系列复杂的物理、化学、生物和能量、物质交换等过程。

同时，排放（吸收）过程受到一切影响生态系统生命过程的因子的制约。此外，生态系统本身可以同时排放（吸收）多种温室气体，而且在其生长过程中的不同阶段也会有不同的输送方式。不仅如此，大气中的温室气体浓度变化也会直接影响到生态系统温室气体排放（吸收）率。所有这些都为认识生态系统温室气体的源（汇）特征及建立相应的模型带来了困难。

2.2 时空分布的不均匀性

不同植被类型，不同土壤类型，不同土地利用状况和不同气候带是导致生态系统温室气体排放（吸收）空间分布差异的主要原因。人类活动（如森林砍伐，耕作制度的变化，施肥灌溉等）也会直接改变生态系统温室气体排放（吸收）的分布状况。环境条件，气象因子的变化以及陆-气，植被-大气的界面过程的变化则是造成温室气体排放（吸收）时间变化的主要原因。陆地生态系统温室气体排放（吸收）的不均匀性使得评价观测资料的代表性变成了突出的科学问题^[2~4]。

2.3 生物源（汇）的大面积和低强度

温室气体的生态源（汇）面积大，种类多，分布广，强度低。这为观测工作带来了一定的困难，它不仅大大增加了观测的工作量，而且对观测精度提出了较高的要求。不仅如此，对某一给定的陆地生态系统而言，种类多，面积大，分布广为正确定量估算该生态系统排放（吸收）总量带来了困难，它要求发展合适的计算方法和选择合理的参数。

2.4 输送、交换过程复杂

地表源排放的温室气体在贴地层下界由于湍流为粘滞力所抑制，是靠分子扩散传输的，在边界层内则是靠湍流扩散传输的。由于生物源是一个面源，因此，生物源本身的多样性及其不均匀性使得温室气体的输送、交换过程也极为复杂，并且与陆-气界面过程直接相关。

3 主要测量方法

温室气体生物源本身的特点为其测量工作带来了很大的困难，至今尚缺乏完善的测量方法。对某些生态系统（如森林等）温室气体排放（吸收）的测量甚至还没有合适的方法选用。本节仅对适用于某些特定生态系统（如农田、草地、湿地等）的测量方法做一简要介绍。

这些方法主要有箱法（包括静态箱法和动态箱法）和微气象学法（包括涡度相关法、梯度法、质量平衡法、能量平衡法等）。另外，一些快速响应的测量仪器，如可调

诸二极管、激光系统、红外测量系统等也在研究并开始投入使用。

3.1 箱法

箱法的工作原理是用具有一定大小的特制箱子(箱子的覆盖面积通常小于 1 m^2)罩在一定面积的土壤及其植物上方,并隔绝箱内外气体的自由交换,测定箱内空气中被测温室气体随时间的变化,并据此计算得到该气体的交换通量。箱法分静态箱法和动态箱法。

3.1.1 静态箱法

静态箱法又称密闭箱法。这种方法的工作原理是在保持位于被测地块上方的箱内空气与外界没有任何交换的情况下,通过在一小段不太长的时间内(如十几分钟)箱内被测气体的浓度变化来获得该气体的界面交换通量。

根据定义,某一界面处,某种气体的交换通量 $F_g [\text{mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})]$ 记为

$$F_g = \frac{1}{A} \frac{\partial m}{\partial t}, \quad (1)$$

式中, A 为箱子的底面积, m 为被测气体的质量, t 为时间。

根据气体状态方程和气体体积分数定义,经过简单的转换得到

$$F_g = h_c \cdot (M_g p / RT) \cdot (\partial c / \partial t) = h_c \cdot \rho_g \cdot (\partial c / \partial t), \quad (2)$$

式中, h_c 为箱子的高度 (m), M_g 为被测气体的摩尔质量 (g/mol), R 为普适气体常数 ($R = 8.3144 \text{ Pa} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), T 为箱内的气温 (K), p 为气压 (Pa), c 为箱内气体的体积分数 ($\times 10^{-9}$), t 为扣箱后的时间 (s), ρ_g 为被测气体密度 (g/m^3)。

(2) 式即为静态箱法测定界面被测气体通量的计算公式。由 (2) 式可见,温室气体通量的测量转化为微量气体的测量以及对所测浓度值进行回归计算。

用 (2) 式获得 F_g 值的基本条件是认为单位时间内箱内被测温室气体的质量增加是一个常数(即箱内被测气体浓度成线性增长)。箱中的温室气体浓度测量需要使用速度快、精度高和操作方便的仪器,通常使用配有不同探测器的气相色谱仪。本方法具体操作时,一般是在扣箱后 0、10、20、30 min 抽取箱内气体样品并用气相色谱仪获得被测气体浓度值,或者将气相色谱仪直接与采样箱相联结,组成自动观测系统获得被测气体浓度值。

3.1.2 动态箱法

动态箱法又称开放箱法,其工作原理是让一定流量的空气通过箱子,通过测量箱体入口处和出口处空气中被测气体的浓度来确定被罩表面该气体的交换通量。根据气体不可压缩原理和物质守恒定律,动态箱法中, F_g 值可由下式确定:

$$F_g = Q \cdot \rho_g \cdot \frac{(c_1 - c_2)}{A}, \quad (3)$$

式中, $Q = Q_1 = Q_2$ 为流经箱体的气体流量 (m^3/h), 1, 2 分别表示箱体出口处和入口处, ρ_g , c , A 同 (2) 式。

用动态箱法测量时,一个重要的问题是应将箱内外气压差控制到最小(即箱内不出现明显对流),否则很小的气压差就会使气体通过土壤流入或流出箱体而造成测量误

差。

3.2 微气象学法

在近地层中, 湍流扩散是气体传输的基本过程。因此测量近地层的湍流状况和被测气体的浓度便可获得该气体的通量值。这一方法称为微气象学法。微气象学法的基本理论已有较完善的论述^[5~8]。用微气象学法获得气体通量值的基本条件是微气象参数测量必须在常通量层中进行。经验表明, 常通量层的高度是测点上风方向水平均匀尺度的0.5%, 即这种方法要求在大面积均匀地表状况下进行, 这样, 在某一高度上测量得到的气体输送通量就认为是测点附近地表的该气体交换通量。按照测量参数的不同, 微气象学法可有很多种, 如涡度相关法、空气动力学方法、能量平衡法、质量平衡法、涡度积累法、条件采样法以及对流边界层收支法等。下面仅对目前获得较广泛应用的几种方法做一简单介绍。

3.2.1 涡度相关法

根据连续方程, 空间某一高度处气体的瞬时通量值 F_g 可记为

$$F_g = w \cdot \rho_g, \quad (4)$$

式中, w 为垂直风速, 将 w 和 ρ_g 写成平均量 $\bar{w}$, $\bar{\rho}_g$ 和脉动量 w' , ρ'_g 之和的形式, (4)式变为

$$F_g = \bar{w} \cdot \bar{\rho}_g + w' \cdot \rho'_g, \quad (5)$$

可见, 在常通量层中某一高度上, 测量垂直风速和被测气体密度的脉动值便可确定该气体在这一高度上的通量值。在野外实际测量中, 由于垂直方向上的平均风速通常很小(一般不大于1 mm/s), 很难直接测到, 因此, (5)式中的 $\bar{w}$ 和 $\bar{\rho}_g$ 通常是根据感热通量(H)和潜热通量(E)来计算得到。经过简单变换, (5)式可写为

$$F_g = w' \cdot \rho'_g + (\rho_g \cdot \rho_a) \cdot [\mu / \sigma + \mu \sigma (1 + \mu \sigma)] \cdot E + (\rho_g \cdot \rho_a) \cdot (H / c_p) \cdot T, \quad (6)$$

式中, ρ_g 和 ρ_a 分别为被测气体密度和空气密度, $\mu = M_g / M_v$ 为干空气分子量(M_g)与水汽的分子量(M_v)之比, $\sigma = \rho_v / \rho_a$ 为水汽密度(ρ_v)与空气密度(ρ_a)之比, c_p 空气的定压比热, T 是气温。(6)式中 H 、 E 、 σ 、 T 以及垂直风速脉动量 w' 和被测气体密度的脉动量(ρ'_g)等均为可测量, 根据观测结果可获得观测高度处的被测气体垂直输送通量。

3.2.2 空气动力学法

在近地层中, 风速、温度和湿度的垂直梯度是能量、物质输送的基本控制因子。根据空气动力学理论, 在近地层内的空气动力学粗糙面上, 某一气体浓度(c_g)的垂直梯度可表示为^[9]

$$\frac{\partial c_g}{\partial Z} = \frac{(F_g \cdot \Phi_g)}{[\rho_a \cdot U^* \cdot K \cdot (Z - d)]}, \quad (7)$$

式中, Z 是观测高度, Φ_g 为该气体交换稳定度函数, U^* 摩擦风速, K 为卡曼常数, d 为零平面位移。

高度 Z 处, 某一气体向上的输送通量可表示为

$$F_g = \rho_g \cdot k_g \cdot (dc_g / dZ), \quad (8)$$

式中, k_g 是被测气体的湍流扩散系数, 通常可借助于动量输送系数来确定。在中性大气条件下, 热量扩散系数 (k_h), 动量扩散系数 (k_m) 和气体扩散系数 (k_g) 可认为是相等的, 即 $k_h = k_m = k_g$ 。这样 k_g 可以从风廓线方程获得:

$$U(Z) = (U^* / k) \cdot \ln[(Z - d) / Z_0], \quad (9)$$

$$k_g(Z) = k \cdot U^* \cdot (Z - d), \quad (10)$$

式中, $U(Z)$ 为高度 Z 处的风速, Z_0 为表面粗糙度长度, U^* 为摩擦风速。这样, 测量风速和被测气体浓度的垂直梯度便可按照 (8) 式获得高度 Z 处该气体的通量值。

在实际测量中, 中性大气条件往往得不到满足。因此, 气体的湍流扩散与动量、热量的湍流扩散不再相同。在这种情况下, 通常要求对 (8) 式进行大气稳定度修正, 即

$$F_g = \frac{1}{\Phi_g} \cdot (\rho_g \cdot k_g) \cdot (dc_g / dZ). \quad (11)$$

根据 Monin-Obukhov 相似理论, 实际大气中的动量、热量和水汽交换稳定度函数均为稳定度参数 Φ 的函数, 且可通过理查逊数 Ri 来表示:

$$Z / L = Ri \quad (Ri > 0), \quad (12)$$

$$Z / L = Ri / (1 - 5Ri) \quad (Ri \leq 0), \quad (13)$$

$$Ri = (g / \theta) \cdot (\partial \theta / \partial Z) \cdot (dU / dZ)^{-2}, \quad (14)$$

式中, g 为重力加速度, θ 为位温, Ri 为正表示稳定大气, Ri 为负表示不稳定大气。气体交换稳定度函数 Φ_g 有多种表达型式, 通常使用的是由 Dyer 等人修正的表达式^[10],

$$\Phi_g = (1 - 5Ri)^{-1} \quad (\text{稳定大气}), \quad (15)$$

$$\Phi_g = (1 - 16Ri)^{-0.5} \quad (\text{不稳定大气}). \quad (16)$$

这样, 在一般情况下, 为获得某一种气体的通量值需要测量该气体的垂直梯度、温度梯度和风速梯度。因此, 本方法又称为通量梯度法。

3.2.3 能量平衡法

能量平衡法是根据大气边界层中能量平衡的原理和相似理论来确定气体通量的方法。对任一下垫面来讲, 能量平衡方程的一般表达式为

$$R_n = \lambda E + H + G + P + F, \quad (17)$$

式中, R_n 为净辐射, λ 为气化潜能, E 为垂直方向水汽通量, λE 为潜热通量, H 为感热通量, G 为土壤热通量, P 为光合作用量, F 为热存储量。一般情况下 (森林除外), P 和 F 值可忽略不计。

$$H = \rho_a \cdot c_p \cdot K_h \cdot (\partial \theta / \partial Z), \quad (18)$$

$$\lambda E = \lambda \cdot \rho_w \cdot K_w \cdot (\partial e / \partial Z), \quad (19)$$

式中, K_h 、 K_w 分别为潜热和感热湍流交换系数, ρ_w 为水汽密度, $\partial e / \partial Z$ 为绝对湿度

梯度。

定义有效温度 T_e 为

$$T_e = \theta + (\lambda / c_p) \cdot [W / (\gamma + 1)], \quad (20)$$

式中, γ 为空气平均密度与被测气体平均密度之比。

将 (18)、(19)、(20) 式代入 (17) 式并忽略 P 、 F , 得到

$$k_g = [(R_n - G) / (\rho \cdot c_p)] \cdot (\partial T_e / \partial Z), \quad (21)$$

由此, 被测气体通量可按式确定:

$$F_g = \{(R_n - G) / [c_p \cdot (1 + \gamma)]\} \cdot (\partial c_g / \partial T_e). \quad (22)$$

可见, 用能量平衡法获得气体通量时需要同时测量温度、湿度以及被测气体浓度的梯度值。在实际工作中, 为了获得较高的观测精度, 通常采用波文比法, 即测量 $H / (\lambda E)$ 的比值。因此, 本方法又称波文比法。

3.2.4 质量平衡法

质量平衡法是通过测量穿过某一垂直平面的水平通量来推算该气体的垂直输送通量^[6,11]。

该方法假定被测气体从某一排放区域毫无损失的移过测点所在的垂直平面, 则在上风方向一定范围内进入大气的该气体量可表示为

$$F_g = \frac{1}{X} \int_0^Z u \cdot (\rho_g - \rho_b) dZ, \quad (23)$$

式中, X 为上风方向均匀下垫面的水平尺度, u 是水平风速, ρ_b 为气流进入排放区前空气被测气体的密度 (即本底值)。

同样, u 、 ρ_g 和 ρ_b 均可分别写成平流项和湍流项之和, 但考虑到实际情况下湍流项远小于平流项, 因此被测气体的垂直通量可由下式得到:

$$F_g = \frac{1}{X} \int_0^Z \bar{u} \cdot (\bar{\rho}_g - \bar{\rho}_b) dZ. \quad (24)$$

这样, 本方法要求测量排放区域下风方向一定垂直高度范围内的平均风速和被测气体的平均浓度的垂直分布, 测量应包括整个垂直带, 测量的顶高一般应为 $Z = 0.1X$ 。

4 各类测量方法的适用性和科学局限性

4.1 箱法

4.1.1 静态箱法

本方法简单易行, 箱子的覆盖面积通常小于 1 m^2 , 适用于不同作物品种和不同耕作管理的田间小区的观测^[12]和过程研究^[13]。目前研制的采样箱-气相色谱仪自动观测系统已成功地应用于田间全天候连续观测^[12,14~16], 是目前测量农田、稻田、水体、土壤、草原等温室气体排放的有效方法之一。

静态箱法的突出缺点是破坏了被测地块上的自然环境状态。箱内的湍流状态以及温

度、湿度、光照、辐射状况等均可发生改变^[4], 进而, 在一定程度上影响测量结果的真实性。另一个问题是由于温室气体排放有着极大的空间不均匀性, 而用箱法直接测量的面积又很小, 因此, 测量结果的代表性也是值得认真考虑的^[1,4], 尤其是根据短时间箱法散点观测的结果推算区域乃至全球排放时更应慎重。

为克服静态箱法观测结果的时空变异性问题, 通常是在被测点进行多点、重复和长时间的观测, 并用统计方法处理数据。Smith 等^[12]还采用巨箱 (64 m²) 进行草地气体排放通量观测, 试图尽量改善箱法观测结果的代表性。巨箱法的主要优点是降低了箱内外气体的渗漏性, 进而使测量结果的准确度和代表性得到改善。

4.1.2 动态箱法

同静态箱法一样, 动态箱法适用于小区域观测, 并且在一定程度上改变了箱体对被测地块自然环境的破坏, 使测量结果更接近真实值。但动态箱法在实际应用中却有许多技术难题。首先是通过箱体平衡气流量的设计, 以保证箱内外空气状况没有明显的差异和箱内不出现明显对流; 另一方面, 由于箱体的覆盖面积一般较小, 在气体排放通量较低的情况下, 箱体的出口和入口处的被测气体浓度差别很小, 因而要求有很高的测量精度, 否则会导致较大的测量误差。

4.2 微气象学法

和箱法相比, 微气象学法是一种开放式的测量方法, 无论那种微气象法, 它们的共同特点可归纳为以下几点: 其一, 所测气体通量值是较大范围内 (一般为 100~1000 m) 的平均值, 减少了密闭系统采样带来的误差, 同时大大改善了观测结果的代表性。其二, 测量装置一般位于被测区域的下风方向处, 因此, 实验装置及观测活动基本不会干扰被测区域的自然环境状况。其三, 微气象学方法的观测一般持续较长时间, 因此能得到被测区域微气象要素的时间变化, 进而获得被测气体交换特征的时间变化。基于微气象学方法的上述基本特征, 该方法主要适用于较大尺度宏观均匀的区域。在测量期间大气状况基本不变的情况下, 在常通量层中某一高度上测得的气体通量可以认为能够代表地表的气体排放(吸收)通量。长期观测结果表明, 常通量层的高度一般是测点上风方向水平均匀尺度的 0.5%~1%^[17,18]。

应当特别指出, 严格来讲, 常通量层条件是微气象学方法(除质量平衡法外)测量气体通量的最基本条件。在实际情况下, 这一条件往往由于下述原因而得不到满足或不能得到完全满足。这些原因是: 其一, 在测量高度和地表之间的气柱内发生与被测气体有关的化学反应; 其二, 在测量高度和地表之间的气柱内发生被测气体储量变化; 其三, 在测量高度和地表之间的气柱内存在被测气体浓度的水平梯度, 并导致该气体的平流。

在气体通量测量中, 微气象学法有效应用的一个关键问题是能否解决该方法本身所要求的高精度测量。微气象学法一般要求测量常通量层中有关气象要素和被测气体浓度的垂直梯度。对于温室气体通量观测来讲, 这是一项很高的要求。一方面这是因为温室气体的常通量层高度一般较低, 按水平均匀下垫面的 0.5% 计算, 尺度为 500 m 的水平均匀区域的常通量层也仅为 2.5 m, 在 2.5 m 高的范围内选取两个高度进行测量, 这就要求观测仪器能够感应较小高度差范围内的被测气体浓度变化。另一方面, 在近地层中, 绝大多数温室气体浓度的垂直梯度是很小的, 这要求测量仪器有较快的时间响应和

较高的灵敏度。由此可见,为保证微气象学法的有效性,观测场地的水平均匀尺度最好在 500 m 以上。

4.2.1 涡度相关法

本方法是一种根据垂直风速脉动和被测气体浓度脉动来获得气体通量的方法。这一方法被认为是当前最好的微气象学方法,因为它不要求有涡度扩散系数和大气稳定性校正或假定风速的垂直廓线形状等。涡度相关法是一种平衡方法,适用于大面积的均匀下垫面,要求被测气体的浓度水平梯度可忽略不计以及观测期间大气条件定常等^[4]。

由涡度相关法的测量原理可知,当垂直扩散率较大,温度、湿度以及被测气体的垂直梯度很小,而相应的垂直速度的变化很快时,用涡度相关法要比其它通过测量要素梯度来确定通量的方法更可靠^[19]。

涡度相关法要求使用时间响应快的传感器,通常时间变化尺度为 0.1~1 s,而目前常用的红外技术、GC 技术均很难满足这一使用要求。可调谐二极管激光(TDL)、傅立叶红外光谱等高光谱分辨率和高灵敏度技术有可能使涡度相关法在陆地生态系统温室气体排放通量常规测量中得到实际应用^[20~23]。

4.2.2 空气动力学法

该方法根据空气动力学理论,通过在常通量层中测量风速、温度和被测气体浓度的垂直梯度来获得被测气体的垂直通量,是一种梯度法。空气动力学法也是一种平衡方法,只有在大面积均一下垫面上和下垫面的交换率处于平衡态情况下才能适用,要求在较大区域内被测气体的水平浓度梯度可忽略不计和观测期间大气条件定常。空气动力学法要求在常通量层中至少测量两个高度上的气体浓度变化。

空气动力学法中,气体扩散系数要求通过动量输送系数来确定,因此,该方法尤为适用于有一定风速的大气条件。但是对该方法的测量结果需要做大气稳定性校正,这是因为动量扩散系数和气体扩散系数的关系取决于大气稳定度。在中性大气条件下,动量、热量和气体的湍流扩散系数可认为是相同的,而在不稳定大气情况下,垂直输送过程增强,气体的湍流扩散与动量、热量的湍流扩散会有较大差异。同样,当逆温出现时,大气很稳定,垂直混合过程受到阻尼,气体的输送受到抑制。大气稳定性对通量测量结果的影响一般通过稳定函数进行校正。实际工作中一般通过理查逊数 Ri 来完成修正工作。正 Ri 值对应于稳定大气条件(一般出现在冬季或夜间),负 Ri 值对应于不稳定大气条件(一般出现在夏季或白天)。

4.2.3 能量平衡法

能量平衡法是一种较为成熟的微气象学方法,长期以来被广泛应用于水、热通量的实验观测中。根据能量平衡法的工作原理,本方法尤适用于较潮湿的大气条件,而在较干燥的大气中,波文比值很大且为正值,这会导致较大的测量误差^[19]。在风速较小时,能量平衡法优于空气动力学方法。

在使用能量平衡法进行气体通量测定时,除了要求得到温度、湿度和被测气体浓度的垂直梯度值外,一个核心的问题是入射净全辐射值的准确测定。这一点由(22)式可以认定,变量 $(R_0 - G)$ 的大小和测量精度会直接影响气体通量测量结果,例如在冬季大气条件下或在阴天、夜间, $(R_0 - G)$ 值会很小(一般小于 50 W/m^2) 往往会导致较大的测量误差。

4.2.4 质量平衡法

由质量平衡法的工作原理可知, 本方法不需要涡度相关法和空气动力学法所要求的大面积均匀下垫面, 同时又能覆盖较大面积, 从而改善了箱法难以解决的气体通量空间变异问题。通常几十米尺度的小区域就能满足质量平衡法的要求^[4,11]。本方法理论基础简单, 适用于小区观测。

严格来讲, 质量平衡法要求观测整个边界层大气中被测气体的浓度廓线^[4], (24)式中的高度 Z 取决于测点上风方向均匀下垫面的水平尺度 X 、表面粗糙度和大气稳定度。但是理论和实验表明, 如能满足以下条件, 则不要求测量被测气体浓度的垂直梯度, 而只需在观测小区中心选择一个高度并精确测定其水平通量值就可以推导出该气体的地面通量值。这些条件是: 其一, 所选择的测量小区位于大面积的均匀区内, 以保证风廓线处于平衡状态; 其二, 小区本身下垫面状况比较单一, 以保证水平通量产生于无干扰的下垫面上空^[24]。

使质量平衡法的应用受到限制的一个重要原因是这一方法要求精确地测定本来就很低的被测气体浓度与其在该区的本底浓度之差, 而且要求分别测定被测气体在上风方向和下风方向的浓度廓线。由此可见, 质量平衡法更适用于被测气体本底浓度低而其排放量较大的小区观测。

4.3 箱法和微气象学法的比较

综上所述, 当前在陆地生态系统温室气体排放(吸收)现场测量中主要使用的方法是箱法和各类微气象学方法。箱法适用于田间小区和过程研究, 但与生态系统的大面积、低强度面源的基本特征不相适应, 因此在实际应用中只能要求进行多点、重复和长时间周期观测, 并对观测资料进行合理的统计处理。微气象学法避免了箱法工作原理上的局限性, 可适用于较大尺度范围的测量, 但它对地表均匀度, 大气状态以及传感器的技术条件提出了更高的要求。不仅如此, 理论上讲, 所有微气象学方法中只有涡度相关法是直接测量通量的方法, 而其它方法则或是利用相似性假设, 或是利用经验关系, 使得测量结果的真实性受到影响。可见, 无论哪种方法都有其本身的局限性或技术难点, 从这个意义上讲, 陆地生态系统温室气体排放(吸收)的准确测定仍然是一个未解决的问题。

当前, 在陆地生态系统温室气体排放(吸收)的研究中, 有两个基本事实值得注意。其一, 根据大气中主要温室气体浓度变化的实际观测结果, 科学家们提出了所谓 CO_2 丢失汇和 N_2O 丢失源等问题, 同时对某些气体已知源的排放通量估计方面也有很大的不确定性(如不同工作得到的全球稻田 CH_4 排放量范围为 $25\sim 280 \text{ Tg/a}$)。其二, 到目前为止, 对全球陆地生态系统主要温室气体排放量的估计几乎全部来自数量有限的箱法观测结果^[4]。而这些箱法测量结果的准确度有多大? 这是一个很难回答的问题, 原因是由于生态系统温室气体排放的时空变异性以及箱子设计和操作的差异, 很难对不同观测结果进行定量评价。

设计不同大小的箱子, 对同一种类型生态系统的气体排放进行平行测量似乎可以评价不同覆盖面积的箱子对观测结果的影响。基于这一思想, Smith等^[12]用不同覆盖面积的箱子在苏格兰草地上对 N_2O 交换通量进行了这类实验, 其结果如表1所示。

表 1 不同覆盖面积箱子得到的测量结果*

 $\text{ng} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$

面积 / m^2	64	64	1	0.49	0.13	0.008
方法	FTIR	IR	FTIR	GC-ECD	GC-ECD	GC-ECD
可测最低通量 F_e	2~3	30	<1	2	2	2
实测通量		300		210	210	280

* 表中的数值指 N_2O 中 N; FTIR: 傅里叶红外光谱仪; IR: 红外光谱仪; GC-ECD: 气相色谱仪

李俊^[2]分别在中国华北地区的夏玉米田和冬小麦田同时用箱法 (0.25 m^2) 和能量平衡法测量了 N_2O 排放。结果发现, 能量平衡法测定结果 (F_e) 远大于静态箱法的相应值 (F_c)。比值 F_e / F_c 的变化很大, 其平均值对玉米田和小麦田分别为 18.84 和 12.17。在一般情况下, F_e / F_c 白天较大, 傍晚和夜间较小。

Hargreaves 等^[25]在丹麦拉姆约德 (Lammefjord) 对小麦收割后的土壤 N_2O 排放用不同方法进行了对比观测, 结果如表 2 所示。

表 2 土壤 N_2O 排放通量的观测结果 $\text{ng} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$

方法	涡度相关法	通量梯度法	涡度积累法	箱法
结果	269 (180~410)	226 (100~500)	379	175 (50~300)

表 3 给出了 Smith 等^[14]用不同方法在苏格兰对未放牧的施肥草地的 N_2O 排放的观测结果。所采用的方法为涡度相关法、通量梯度法以及不同覆盖面积的箱法。

表 3 不同方法得到的草地 N_2O 排放通量 $\text{ng} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$

涡度相关法	通量梯度法	箱法(0.008 m^2)	箱法(0.13 m^2)	箱法(0.19 m^2)	箱法(62 m^2)
43~85	52~55	280	210	210	300

不少人给出了类似的对比结果^[12,20,23]。从这些观测结果可以发现, 和微气象学象法相比, 箱法给出的观测结果似乎偏低。但这一结论有很大的不确定性, 并不能说明微气象学法的测量精度比箱法高。这一方面是由于不同微气象学法本身所给出的结果离散性较大, 并且已有通量梯度法测量结果偏低的报告^[26,27]。另一方面, 由于箱法和微气象学法的工作原理不同, 对二者的观测结果的比较应充分考虑到箱子的大小, 箱法与微气象学法观测点位的相对位置, 传感器所处的高度, 地表的粗糙度, 上风方向均匀地表的水平尺度, 风速以及大气稳定度等一系列因素。

应当指出, 随着技术的发展, 微气象学法有希望在温室气体排放(吸收)测量中获得更广泛的应用。但是, 箱法在过程研究和多个小块田间实验中所显示的优越性是无法用微气象学法代替的。

5 内蒙草原生态系统温室气体排放测量方法的选择

相对而言, 自然生态系统尤其是草原生态系统的温室气体排放的特征研究比较少。全球草地面积约占陆地总面积的 25%, 超过 30 亿 km^2 , 是全球陆地生态系统的主要类

型之一。同时,草地是当前人类活动影响最为严重的区域^[12,28]。从温室气体排放(吸收)测量的角度,和农田以及其它自然生态系统相比,内蒙草地具有如下特点:其一,一般情况下,草地是 CO_2 、 CH_4 的弱汇,是 N_2O 的源,人类活动对这种源汇的强度会有较明显的影响;其二,草地一般具有较大水平尺度的均匀下垫面,这一点对气体通量测量方法的选择尤为重要;其三,内蒙草地属温带草原,地下生物量大大超过地上生物量^[29],因此碳素、氮素在生态系统中周转周期相对较长。

对草地温室气体排放(吸收)的实际测量工作起步较晚,而且这些工作基本都集中在北美、澳大利亚和苏格兰等地^[20,30~37]。在这些研究中,箱法和微气象学法都得到了应用。杜睿等^[38]和 Liu 等^[39]对内蒙草原温室气体排放通量进行了现场观测,所采用的均为箱法,其覆盖面积分别为 0.018 m^2 和 0.25 m^2 。

在内蒙古草原开展温室气体研究的主要目的是定量估算该地区草地生态系统主要温室气体的排放(吸收)特征,估算人类活动对这一特征的影响,并在此基础上评价温带草地对大气中主要温室气体浓度变化的可能影响。为此,拟在该地区主要草地类型(大针茅、羊草)以及不同放牧强度的草地范围内设点对 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 等气体的排放(吸收)特征进行现场观测。考虑到这一地区已有相应的样地并且描述样地土壤、植被等特征的一些基本参数已有多年的积累,观测点拟设在有关样地内,并采用箱法进行测量。同时考虑到草地温室气体排放(吸收)较弱,故在具体操作时拟采用有较大覆盖面积的箱子以改善测量精度和资料的代表性。为改善测量结果的代表性,还拟在同一样地采用多点(3~4个)进行长周期(至少一个完整的生产季节)准连续观测。此外,拟在生产季节选择具有较大尺度(大于 2 km)均匀下垫面的典型草地用微气象学方法(如能量平衡法)、红外仪器法和箱法对主要温室气体排放(吸收)特征进行同步加强观测,以评价不同方法获得的观测结果。不仅如此,还将结合 IMGRASS 项目的综合观测资料,尤其是边界层观测资料和有关土壤、植被参数,定量评价该地区主要温室气体的输送特征。

参 考 文 献

- 1 Folorunso, O.A. and D.E. Rolston, 1984, Spatial variability of field measured denitrification gas fluxes, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48, 1214~1219.
- 2 Matthias, A.D., A.M. Blackmer and J.M. Brmmner, 1980, A simple chamber technique for field measurement of emissions of nitrous oxide from soils, *J. Environ. Qual.*, 9, 251~256.
- 3 Galbally, I.E., C.M. Elsworth and H.A.H. Rabich, 1985, The measurement of nitrogen oxide (NO , NO_2) exchange over plant / soil surfaces, *CSIRO Div. Atmos. Res. Tech. Pap.*, 8, 1~23.
- 4 Denmead, O.T. and M.R. Raupach, 1993, Methods for measuring atmospheric gas transport in agricultural and forest systems, In: *Agricultural ecosystem effects on trace gases and global climate change*, ed. L.A. Harper et al., ASA, Spec. Publ. 55, ASA, CSSA, and SSSA, Madison, WI, 19~43.
- 5 Monteith J.I. and Unsworth M.H., 1990, *Principles of Environmental Physics*, Edward Arnold, London.
- 6 Fowler, D. and J.H. Duyzer, 1989, Micrometeorological techniques for the measurement of trace gas exchange, In: *Exchange of trace gases between terrestrial ecosystems and the atmosphere*, ed. M.O. Andreae and D.S. Schimel, John Wiley & Sons, Chichester, England, 189~207.
- 7 Businger J.A., 1986, Evaluation of the accuracy with which dry deposition can be measured with current micrometeorological techniques, *J. Clim. Appl. Met.*, 25, 1100~1124.

- 8 Businger J.A. and Oncly S.P., 1990, Flux measurement with conditional sampling, *J. Atmos. Ocean. Tehnol.*, 7, 349~352.
- 9 Thompson, N., 1979, Turbulence measurements above a pine forest, *Boundary-Layer Meteor.*, 16, 293~310.
- 10 Dyer, A.J., 1974, A review of flux-profile relationships, *Boundary Layer Meteor.*, 7, 363~372.
- 11 Denmead, O.T., 1983, Micrometeorological methods for measuring gaseous losses of nitrogen in the field, In: *Gaseous loss of nitrogen from plant-soil systems*, Martinus Nijhoff / Dr>W.Junk, The Hague. ed. J.R. Freney and J.R. Simpson, 133~157.
- 12 Smith K.A., H. Clayton and J.R.M. Arah, et al., 1994, Micrometeorological and chamber methods for measurement of nitrous oxide fluxes between soil and the atmosphere: overview and conclusions, *J. Geophys. Res.*, 99, 16541~16548.
- 13 Hutchinson, G.L. and G.P. Livingston, 1993, Use of chamber systems to measure trace gas fluxes, In: *Agricultural ecosystem effects on trace gases and global climate change*, ASA Spec. Publ. 55. ASA, CSSA, and SSSA, Madison, WI, ed. L.A. Harper et al., 63~78.
- 14 Christianson, C.B. and E.M. Cho, 1983, Chemical denitrification in frozen soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, 38~42.
- 15 Loftfield, N.S., R. Brumme and F. Beese, 1992, Automated monitoring of nitrous oxide and carbon dioxide flux from forest soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, 1147~1150.
- 16 Arah, J.R.M., I.J. Crichton and K.A. Smith, 1994, Automated gas chromatographic analysis system for micrometeorological measurements of trace gas fluxes, *J. Geophys. Res.*, 99, 16593~16598.
- 17 Dyer, A.J., 1963, The adjustment of profiles and eddy fluxes, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 89, 276~280.
- 18 Wesely, M.K., J.A. Eastman and D.H. Stedman et al., 1982, An eddy-correlation measurement of NO flux to vegetation and comparison to O flux, *Atmos. Environ.*, 16, 815~820.
- 19 刘树华, 1993, 近地面层湍流通量研究方法概述, 中国农业小气候研究进展, 北京: 气象出版社.
- 20 Wienhold F.G., et al., 1994, Measurements of N₂O fluxes from fertilized grassland using a fast response tunable diode laser spectrometer, *J. Geophys. Res.*, 99, No.D8, 16557~16567.
- 21 Wienhold F.G., Frahm H. and Harris G.W., 1996, Measurements of NO fluxes from fertilised grassland using a fast tunable diode laser spectrometer, *J. Geophys. Res.*, 99, 16577~16588.
- 22 Wagner-Riddle, C., et al., 1996, Nitrous oxide and carbon dioxide fluxes from a bare soil using a micrometeorological approach, *J. Environ. Qual.*, 25, 898~907.
- 23 Galle, B., L. Klemetsson and D.W.T. Griffith, 1994, Application of a fourier transform IR system for measurements of NO fluxes using micrometeorological methods, an ultralarge chamber system and conventional field chambers, *J. Geophys. Res.*, 99, 16575~16583.
- 24 Wilson, J.D., G.W. Thurtell and G.E. Kidd et al., 1982, Estimation of the rate of gaseous mass transfer from a surface plot to the atmosphere, *Atmos. Environ.*, 16, 1861~1867.
- 25 李俊, 1996, 农田 N₂O-大气传输, 中国科学院地理研究所硕士论文.
- 26 Hargreaves, K.J., et al., 1996, Measurement of nitrous oxide emission from agricultural land using micrometeorological methods, *Atmospheric Environment*, 30, No.10~11.
- 27 Lemon, E.R., 1978, Critique of "Soil and other sources of nitrous oxide": Nitrous oxide (NO) exchange at the land surface, In: *Nitrogen in the environment*, Vol. I. Nitrogen behavior in field soil, ed.: D.R. Nielsen and J.G. MacDonald, Academic Press, New York, 493~521.
- 28 Hutchinson, G.L. and A.R. Mosier, 1979, Nitrous oxide emissions from an irrigated corn-field, *Science* (Washington, DC), 205, 1225~1226.
- 29 Parton, W.J., A.R. Mosier and D.S. Schimel et al., 1988, Rates and pathways of nitrous oxide production in a short grass steppe, *Biogeochemistry*, 6, 45~58.
- 30 王义凤, 1993, 内蒙古典型草原的生物量与生产力, 植物杂志, No.4, 10~11.
- 31 Denmead, O.T., 1979, Chamber systems for measuring nitrous oxide emission after injection of anhydrous ammonia, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, 89~95.
- 32 Goodroad, L.L. and D.R. Keeney, 1984, Nitrous oxide emission from forest, marsh, and Prairie ecosystems, *J. Environ. Qual.*, 13, 448~452.
- 33 Mosier, A.R. and G.L. Hutchinson, 1981, Nitrous oxide emissions from cropped fields, *Environ. Qual.*, 10, 169~

- 173.
- 34 Mosier, A.R. Schime, D., Valentine, D., Bronson, K. and Parton, W., 1991, Methane and nitrous oxide fluxes in native, fertilized and cultivated grassland, *Nature*, **350**, 330~332.
- 35 Both, G.J., Gerards, S. and Laanbroek, H.J., 1992, Temporal and spatial variation in the nitrite oxidizing bacterial community of a grassland soil, *FEMS Microbiology Ecology*, **101**, 99~112.
- 36 Ryden, J.C., 1981, N_2O exchange between a grassland soil and the atmosphere, *Nature*, **292**, 235~237.
- 37 Webster, C.P. and R.J. Dowdell, 1982, Nitrous oxide emission from permanent grass swards, *J. Sci. Food Agric.*, **33**, 227~230.
- 38 Jarvis, S., 1990, Nutrient flows and transfers, In: *AFRC Institute of Grassland and Environmental Research Report for 1990*, Hurley, U.K., 48~56.
- 39 杜睿、陈冠雄等, 1996, 羊草草原和大针茅草原 N_2O 和 CH_4 排放通量的初步研究, 温室气体浓度和排放监测及相关过程, 北京: 环境科学出版社.
- 40 Liu Ye et al., 1996, N_2O Emission from forest and grassland soils in Northren China, *Proceedings of 2nd Int. Joint Seminar on the Regional Reposition Processes in the Atmosphere*, Oct. 14-17. Beijing, China.

A View on Measurement Methods for Greenhouse Gases Emission from Terrestrial Ecosystem

Wang Gengchen

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract At present, the box method and micrometeorological method are main methods used for in-situ measurements of greenhouse gases emission from terrestrial ecosystem. Widely used box method and some main micrometeorological methods, such as eddy correlation method, air dynamic method, energy balance method and mass balance method and so on are introduced systematically, usefulness and scientific limitation for various methods are compared in this paper. Methods for in-situ measurements of greenhouse gases emission from grassland in the project on the Inner Mongolia Grassland Atmosphere Surface Study (IMGRASS) are also recommended in this paper.

Key words greenhouse gas land ecosystem measurement method