水热条件对锡林河流域典型草原退化群落土壤呼吸的影响

陈全胜 李凌浩 韩兴国* 阎志丹 王艳芬 袁志友

(中国科学院植物研究所植被数量生态学重点研究实验室, 北京 100093)

摘要 采用碱液吸收法对锡林河流域温带典型草原一退化群落的土壤呼吸进行了测定,并分析了温度和水分对土壤呼吸的影响。结果表明:1)土壤呼吸总体趋势是夏季高,其它季节低,但季节动态呈现不规则的波动曲线;2)气温、地表温度以及5 cm、10 cm、15 cm和25 cm的土壤温度均与土壤呼吸速率呈显著的指数关系,温度对土壤呼吸的影响在低温时比高温时更显著;3)0~10 cm和10~20 cm土层的土壤含水量均与土壤呼吸速率呈显著的线性关系,消除气温的影响后则呈更为显著的乘幂关系;4)根据变量在 $p=0.05$ 水平上的多元回归分析结果得到关于土壤呼吸与气温和10~20 cm土壤含水量的关系模型: $y=5\,911.648 \times e^{0.042\,16Ta} \times M_2^{0.907\,58}$ ($R^2=0.858\,4$, $p<0.000\,1$)。这一模型比单变量模型能更好地解释土壤呼吸的变化情况;5)实验期间土壤呼吸的平均速率为 $661.35\text{ mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$,以气温、地表温度以及5 cm、10 cm、15 cm和25 cm的土壤温度为依据得到的 Q_{10} 值依次为1.63、1.47、1.52、1.70、1.90、1.97。

关键词 土壤呼吸 退化草原 温度 土壤水分 Q_{10}

INFLUENCE OF TEMPERATURE AND SOIL MOISTURE ON SOIL RESPIRATION OF A DEGRADED STEPPE COMMUNITY IN THE XILIN RIVER BASIN OF INNER MONGOLIA

CHEN Quan-Sheng LI Ling-Hao HAN Xing-Guo* YAN Zhi-Dan WANG Yan-Fen and YUAN Zhi-You
(Laboratory of Quantitative Vegetation Ecology, Institute of Botany, the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100093, China)

Abstract Soil respiration is not only an indicator of belowground metabolic activity of roots and soil microbes, but also a necessary component of carbon cycle. Measurement of the CO_2 efflux from soil and the determination of the relationship between soil respiration and environmental factors such as temperature and water regime are of great importance in understanding the carbon cycling processes in terrestrial and aquatic ecosystems. To evaluate the role that the degraded steppe ecosystems in the temperate China play in global carbon cycle and to determine the factors that regulate soil respiration in these ecosystems, we conducted field experiment to examine the soil respiration rate by using the alkali absorption technique in a degraded steppe community in the Xilin River Basin, Inner Mongolia. We also evaluated the influence of temperature and soil moisture on soil respiration rate. The research site is located in the Baiyinxile Livestock Farm ($43^\circ55'\text{ N}$, $116^\circ19'\text{ E}$, with an altitude of about 1 200 m). This region has a typical temperate and semi-arid climate. The topography is basically flat with mild relief and the soil is classified as chestnut. The original vegetation was *Leymus chinensis* steppe, and, due to over-grazing in the past decades, the vegetation has degraded to some extent depending on habitat types and grazing intensity. More than 30 species of plants can be found in the region, among which *Achillea frigida*, *Cleistogenes squarrosa* and *Carex korshinskyi* are the most dominant, followed by *L. chinensis*, *Stipa grandis*, *Agropyron cristatum*, *Heteropappus altaicus* and *Kochia prostrata* in terms of their importance value. In addition, *Caragana microphylla* is sparsely scattered. The maximum coverage is about 40%.

The seasonal pattern of CO_2 efflux was irregular, though the rate of CO_2 evolution was greater in summer than in other seasons. Significant relationships were found between CO_2 evolution rate, ambient air temperature and soil temperature (the surface, 5 cm depth, 10 cm depth, 15 cm depth and 20 cm depth, respectively), which could be best described by exponential equations ($R^2=0.407\text{--}0.571\,4$, $p=0.001\,8\text{--}0.014\,1$). The influence of temperature was more conspicuous at lower temperature than at higher temperature conditions. This was consistent with the results reported by other researchers. Soil respiration rate was linearly correlated with soil gravimetric water content at 0-10 cm ($R^2=0.422\,5$, $p=0.011\,9$) and 10-20 cm ($R^2=0.500\,9$, $p=$

0.004 6), but more significant power functions could be obtained after removing the confounded effect by temperature (0-10 cm: $R^2 = 0.551\ 8$, $p = 0.003\ 9$; 10-20 cm: $R^2 = 0.645\ 1$, $p = 0.000\ 8$). The relationship between soil respiration rate (γ) and the two variables of air temperature (T_a) and soil moisture at 10-20 cm soil depth (M_2) could be described by the following multiple regression equation: $\gamma = 5\ 911.648 \times e^{0.042\ 16T_a} \times M_2^{0.907\ 58}$ ($R^2 = 0.858\ 4$, $p < 0.000\ 1$). This equation has much more predicative power than that using temperature and water as single independent variables.

The mean soil respiration rate during the study period was $661.35\ \text{mg C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, and the calculated Q_{10} values based on air temperature and soil temperature at surface, 5 cm, 10 cm, 15 cm and 20 cm depth were 1.63, 1.47, 1.52, 1.70, 1.90 and 1.97, respectively. Both Q_{10} and soil respiration rate were lower at our study site than at the original *L. chinensis* community studied by Li *et al.* (2000) in the adjacent area, possibly due to the difference in water content in the two sites. Our results implied that drought in the growing season tended to have lower Q_{10} values and lower soil respiration rate. We suggested that the variations in soil respiration and Q_{10} between degraded and undegraded *L. chinensis* steppe ecosystems as affected by other environmental factors need to be further studied.

Key words Soil respiration, Degraded steppe community, Temperature, Soil moisture, Q_{10}

土壤呼吸既是土壤中异养微生物和植物根系进行生命活动的标志(Fang *et al.*, 1998),也是碳循环的重要组成部分(Raich & Schlesinger, 1992)。估测土壤中 CO_2 的释放量,确定其与环境因子和人类活动的关系,不仅对于估价生物学过程在生态系统碳收支中的作用来说非常关键(Fang *et al.*, 1998),而且对评测陆地生态系统在全球碳循环中的功能和地位也有着极其重要的意义。

土壤呼吸往往因植被覆盖类型的不同而有较大差异。草原生态系统是世界陆地生态系统的主体类型之一,中国温带草原是欧亚草原的重要组成部分,据统计,其中已有 1/3 处于不同程度的退化之中(李永宏等, 1995)。研究该地区退化生态系统的土壤呼吸及其影响因素,对于了解不同土地利用状况对中国温带草原土壤呼吸的影响和确定这一区域在碳循环中的源-汇功能有重大价值。土壤呼吸直接或间接地受两大环境因子——温度和水分的控制(Singh & Gupta, 1977),所以我们选择了内蒙古锡林河流域一个因过度放牧而发生退化的典型草原群落,对其土壤呼吸的季节动态及其与水热因子的关系进行了研究。

1 研究区域自然状况

锡林河流域(43°26' ~ 44°39'N, 115°32' ~ 117°12'E)位于内蒙古锡林郭勒盟东部,地势东南高,海拔多在 1 400 ~ 1 500 m 之间,西北低,平均海拔在 1 000 ~ 1 100 m 左右。属温带半干旱气候,气温的年较差和日较差都较大,冬季严寒漫长、夏季温和短促,具明显的大陆性气候特征。降水主要集中在夏季,降水年变率为 30% ~ 46%。由于地形的影响,多年年

均气温自上游的 -1.4 °C 增至下游的 2.0 °C,多年平均降水量从上游的 449 mm 降至下游的 327 mm。与气候的空间变化相对应,植被从上游的草甸草原、羊草(*Leymus chinensis*)草原向下游依次过渡为大针茅(*Stipa grandis*)草原和克氏针茅(*S. krylovii*)草原(李博等, 1988; 赵献英等, 1988)。

测定样地(43°55'N, 116°19'E)位于白音锡勒牧场境内,距中国科学院内蒙古草原生态系统定位研究站西北约 45 km,海拔 1 200 m 左右,地势平坦开阔,土壤为典型栗钙土。样地的原生植被类型为羊草草原,因过度放牧目前已呈现出明显的退化特征。样地内计有植物 30 余种,冷蒿(*Artemisia frigida*)、糙隐子草(*Cleistogenes squarrosa*)、苔草(*Carex korshinskyi*)等为主要优势种,冰草(*Agropyron cristatum*)、大针茅、羊草、阿尔泰狗娃花(*Heteropappus altaicus*)、木地肤(*Kochia prostrata*)等亦有分布。此外样地内还出现有少量小叶锦鸡儿(*Caragana microphylla*)。最大生物量时期的植被覆盖度在 40% 左右。该样地在 5 月底围封,大小为 50 m × 50 m。

2 测定方法与实验设计

土壤呼吸的测定自 2001 年 6 月 5 日始到 10 月 15 日止,在每月的 5、15、25 日进行,每月测定 3 次,整个实验期间共测定 14 次。测定方法为碱液吸收法(Anderson, 1982; 李凌浩等, 2000)。在样地内随机选取 7 个直径为 25 cm 的样圆,将其中 5 个样圆内的植物齐地面剪掉,然后在这 5 个样圆内各放一高为 2 cm 的三角支架,再将浓度为 $1.0\ \text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$ 的 NaOH 溶液 20 ml 注入玻璃瓶(口径为 6.5 cm,高为 7 cm)内,随即将玻璃瓶放在支架上,用镀有金属反光

层(锌)且一端密闭的金属圆桶(口径为 25 cm ,高度为 30 cm)迅速扣在样圆上 ,并将其下边缘压入土层 2 cm 。为了测定大气 CO₂ 浓度 ,设立两个对照 ,所用金属桶和玻璃瓶的规格、碱液的浓度与体积要求均同上。24 h 后 ,取回碱液瓶 ,用盖子盖紧带回实验室。室内测定的程序是 :将浓度为 1.5 mol·L⁻¹ 的 BaCl₂ 溶液加入玻璃瓶内液体中至过量 ,使其中的 CO₃²⁻ 与 Ba²⁺ 充分反应 ,以 BaCO₃ 的形式完全沉淀下来 ,再往玻璃瓶中滴入酚酞试液作指示剂 ,然后用浓度为 1.0 mol·L⁻¹ 的 HCl 滴定未与 CO₂ 反应的 NaOH。24 h 内土壤呼吸所产生的 CO₂ 量由下式确定 :

$$F=(V_1-V_2)\times N\times E$$

式中 , F 为土壤呼吸所释放的 C 或 CO₂ ,单位为 mg ; V_1 为中和对照处理中碱液所消耗的盐酸体积 ,单位为 ml ; V_2 为中和土壤呼吸处理中碱液所消耗的盐酸体积 ,单位为 ml ; N 为盐酸浓度 ,单位为 mol·L⁻¹ ; E 为质量转换系数 ,如 F 用 C 表示 ,则 $E=6$,如 F 用 CO₂ 表示 ,则 $E=22$ 。

在样地内设气象站 ,按照地面常规气象观测要求对大气降水、气温、地表温度和土壤温度(5 cm、10 cm、15 cm 和 20 cm)进行观测。土壤水分测定分 0~10 cm 和 10~20 cm 两层 ,取样在收取碱液瓶时进行 ,重复 5 次 ,采用烘干法测定。

土壤呼吸与温度和水之间的关系采用 SAS (V8.1 ,SAS Institute Inc)程序进行统计分析。土壤呼吸与温度之间的关系采用指数模型(Kucera & Kirkham,1971 ;Norman *et al.* , 1992 ;Lloyd & Taylor , 1994 ;Raich & Potter ,1995 ;Davidson *et al.* , 1998):

$$Y=\alpha\times e^{\beta T}$$

式中 , Y 为土壤呼吸速率 ,单位为 mgC·m⁻²·d⁻¹ ; T 表示大气、地表或 5 cm、10 cm、15 cm 和 20 cm 土层的温度 ,单位为℃ ; α 为 0℃ 时的呼吸速率 ; β 是温度反应系数。土壤呼吸与水分关系采用的线性模型(Wildung *et al.* , 1975)为 :

$$Y=a\times m+b$$

式中 , Y 为土壤呼吸速率 ,单位为 mgC·m⁻²·d⁻¹ ; m 为 0~10 cm 或 10~20 cm 土层土壤质量含水量 , a 为水分反应系数 , b 为截距 ;多元回归分析采用 Proc Reg 程序的 Stepwise 方法。

3 结果与分析

3.1 土壤呼吸、温度和水分的季节动态

在整个实验期间 ,土壤呼吸速率季节变化的总体趋势是夏季高 ,其它季节低 ,与对应的温度和水分的动态大体一致(图 1)。整个生长季平均日土壤呼吸速率为 661.35 mgC·m⁻²·d⁻¹ ,远远低于同一地区的大针茅样地(1 586 mgC·m⁻²·d⁻¹ ,陈四清等 , 1999) 羊草样地(1 353.42~1 752.23 mgC·m⁻²·d⁻¹ ,李凌浩等 ,2000)和放牧样地(1 290.71~1 677.45 mgC·m⁻²·d⁻¹ ,李凌浩等 ,2000)的呼吸速率。土壤呼吸的季节动态随温度和水分的变化表现为不规则的多峰波动曲线 ,而没有呈现出本地区羊草草原在 1998 和 1999 年的单峰特征(李凌浩等 , 2000)。最高值为 1 594.99 mgC·m⁻²·d⁻¹ ,出现在 6 月底 ,此时气温和地表温度均为全年中的最高值 ,0~10 cm 土层水分也为全年最高 ;最低值为 217.57 mgC·m⁻²·d⁻¹ ,出现在实验末期 ,此时各个层次的温度在整个实验期间内均达到最低点 ,各土层土壤水分含量也非常低。

图 1 土壤呼吸速率、温度、土壤含水量季节动态
Fig.1 Seasonal patterns of soil respiration rate , temperature and soil moisture

3.2 温度与土壤呼吸的关系

整个实验期间,尽管气温和各土层的温度有着共同的变化趋势,但其变化幅度大小不一。气温、地表温度、地下 5 cm、10 cm、15 cm 和 20 cm 处土层温度的变化范围分别为:−3.80~26.40℃、−1.00~39.83℃、0.17~32.25℃、1.83~28.25℃、4.33~24.50℃和 5.50~23.17℃(图 1),它们同土壤呼吸速率存在着极为显著的指数关系(图 2)。以此为基础,得出 Q_{10} 值依次为:1.63、1.47、1.52、1.70、1.90 和 1.97,在所有温度指标与土壤呼吸速率之间的关系中,气温与土壤呼吸速率的关系最密切,其次是地表温度。在 5~20 cm 的土层当中,以 10 cm 处温度

同土壤呼吸速率的相关性最好。

李凌浩等(2000)在研究羊草群落的土壤呼吸速率时发现,温度 < 15℃ 时,气温与土壤呼吸之间的相关性非常高。本研究中土壤温度与土壤呼吸之间也有着类似的情况,即温度较低时土壤呼吸速率的散点聚集在拟合曲线附近,而温度较高时却发散开来(图 2),表明温度较低的情况下土壤呼吸受温度变化的影响较显著。在温度较高的情况下,其它因素对土壤呼吸产生的影响不容忽视。例如,从图 1 可以看出,7 月 15 日的各项温度在夏季不算太低,但是土壤呼吸量在季节动态曲线上呈现一个低谷,与土壤水分动态的低谷相对应。

图2 气温、地表温度以及 5 cm、10 cm、15 cm 和 25 cm 温度与土壤呼吸之间的关系
Fig.2 Relations between soil surface CO₂ flux rate and the air temperature , and the soil temperature at surface , 5 cm depth , 10 cm depth , 15 cm depth and 20 cm depth

3.3 土壤呼吸与土壤水分之间的关系

土壤呼吸与土壤含水量之间存在着共同的变化趋势(图1),在夏季土壤呼吸的峰值与低谷几乎与土壤含水量的变化同步,实验期间0~10 cm和10~20 cm的土壤含水量都较低,其变化范围分别为1.90%~8.41%和2.17%~7.24%,它们与土壤呼吸之间都存在着显著的线性关系(图3)。这两层水分当中,以10~20 cm土壤含水量与土壤呼吸的相关性最好。

因受季风气候影响,锡林河流域雨热同期,所以温度和水分状况的总体变化趋势相近,这也就意味着温度发生变化时,水分对土壤呼吸的影响可能会

被温度的效果所掩盖。为了消除温度的这种混淆效果,有必要将土壤呼吸标准统一,然后再进行水分对土壤呼吸的影响分析。根据土壤呼吸与温度之间存在的指数关系,很容易得到下式,然后按照下式将土壤呼吸标准化:

$$Y_{10} = Y_T \times e^{0.048 \times (10 - T)}$$

式中 Y_{10} 是标准化到 10℃ 时的土壤呼吸速率, Y_T 是温度为 T 时的实际土壤呼吸速率, T 为实测气温。分析的结果表明,消除温度的混淆影响效果后,土壤呼吸速率与 0~10 cm 和 10~20 cm 土层土壤水分之间都存在着极为显著的乘幂关系(图4)。

图3 土壤呼吸与0~10 cm和10~20 cm土层土壤水分的关系

Fig.3 Relationships between soil surface CO₂ flux rate and soil moisture at 0–10 cm depth and 10–20 cm depth

图4 标准化到10℃时的土壤呼吸与土壤含水量之间的关系

Fig.4 Relationships between soil surface CO₂ flux rate standardized to 10 °C and soil moisture at 0–10 cm depth and 10–20 cm depth

表 1 逐步回归结果

Table 1 Results of multiple regression by stepwise method

步数 Step	变量 Variables		截距 Intercept	R ²	α(p)	p > F			
	T _a	M ₂				T _a	M ₂	截距 Intercept	模型 Model
Step 1	0.048 93		5.442 01	0.571 4	56.502 0	0.001 8		< 0.000 1	0.001 8
Step 2	0.042 16	0.907 58	8.684 68	0.858 4	13.887 1	0.000 2	0.000 6	< 0.000 1	< 0.000 1

以上所有留在模型中的变量在0.05水平时均显著;显著性水平为0.05时,没有其它变量进入模型 All variables left in the model are significant at the 0.05 level. No other variable met the 0.05significance level for entry into the model

3.4 多元回归分析

鉴于土壤呼吸与温度之间的指数关系和标准化后与水分之间的乘幂关系,我们以各层土壤水分的自然对数和温度为变量,采用多元线性回归中的 Stepwise 方法,分析土壤呼吸速率的自然对数与上述变量的关系,变量的显著水平设为 0.05,结果见表 1。从多元回归分析的结果中,我们可以得到这样一个模型:

$$\ln(Y) = 8.68468 + 0.0422Ta + 0.90758\ln(M_2)$$

式中 Y 为土壤呼吸速率, Ta 为大气温度, M_2 为 10~20 cm 土壤质量含水量(下同)。变形后即得到关于土壤呼吸速率同气温和 10~20 cm 土层土壤水分之间的关系模型:

$$Y = 5911.648 \times e^{0.04216Ta} \times M_2^{0.90758}$$

这一模型可以解释土壤呼吸 86% 的变化情况,因而比上述所有单变量模型要好。

4 问题与讨论

土壤呼吸速率的变化主要受温度与水分共同调控(Kim *et al.*, 1992; Lloyd & Taylor, 1994; Raich & Potter, 1995; Knapp *et al.*, 1998)。不同研究地点所得到的温度与土壤呼吸之间的具体关系可能各不相同,但是温度对土壤呼吸的影响几乎总是可以用一个指数模型来表示(Lloyd & Taylor, 1994; Davidson *et al.*, 2000),并以此为基础,研究者们用 Q_{10} 值来说明土壤呼吸随温度的变化情况。目前所报道的众多 Q_{10} 值存在着一定的差异, Raich 和 Schlesinger(1992) 经过综合研究发现其中值为 2.4。本研究中土壤呼吸速率与气温和所有各层土壤温度之间都存在着很显著的指数关系。但是,由于地表、浅层土壤和近地面大气的温度变化范围较大,而深层土壤温度变化范围较小,所以,以不同层次温度为依据得到的 Q_{10} 值各不相同,温度变化范围大的对应小的 Q_{10} 值,温度变化小的对应大的 Q_{10} 值。我们基于气温、地表温度,以及地下 5 cm、10 cm、15 cm 和 20 cm 土壤温度所得到的 Q_{10} 值依次为 1.63、1.47、1.52、1.70、1.90、1.97,不仅低于世界的平均水平,而且也要低于同一地区羊草草原上所得到的 Q_{10} 值(李凌浩等, 2000)。

李凌浩等(2000)在羊草草原所得到的 Q_{10} 值为 2.0~3.0(以气温为依据),稍高于北澳热带稀树草原(Bridge *et al.*, 1983)和北美高草草原(Kucera & Kirkham, 1971)的研究结果,他们将此现象归因于研

究地点的纬度位置偏高,因为 Q_{10} 值在寒冷地区要高于温暖地区(Kirschbaum, 1995)。本研究地点与羊草草原处于同一温度带内,实验期内的温度变化范围与羊草草原亦彼此相当,其纬度还稍高于羊草草原,而 Q_{10} 值反较羊草草原低,因此,除纬度位置的高低外,还应有其它因素对 Q_{10} 值产生影响。

Kucera 和 Kirkham(1971)曾指出,在土壤湿度降低到永久萎蔫点以下或超过田间持水力的情况下,土壤表面 CO_2 排放量会降低。土壤水分对土壤呼吸的影响主要是通过对植物和微生物的生理活动、微生物的能量供应(Davidson *et al.*, 2000; Linn & Doran, 1984)和体内再分配(Rosacker & Kieft, 1990)土壤的通透性和气体的扩散(Linn & Doran, 1984; Skopp *et al.*, 1990)等的调节和控制实现的。本研究区域的气候为温带半干旱草原气候,对于这里的植物和微生物来说,水分是一个极其重要的限制因子。2001 年是一个相对干旱的年份,实验期内,处于该地区的中国科学院内蒙古草原生态系统定位研究站的降水量为 217 mm,相当于 1998 年同期的 46.36%、1999 年同期的 73.66%,再加上受锡林河流域水分分布从东南向西北递减的规律的影响,本实验样地实验期内降水量不足 60 mm。受降水的影响,实验期间样地土壤水分的情况是 0~10 cm 土层平均为 4.24%,最高不到 8.5%;10~20 cm 土层平均为 3.42%,最高不超过 7.5%,土壤水分含量远低于羊草草原(李凌浩等, 2000)。在土壤水分含量较低的情况下, Q_{10} 值是随着水分的有效性变化而变化的(Carlyle & Than, 1988)),所以水分的短缺不仅是本研究中土壤平均日呼吸量比较低的重要原因之一,而且也是 Q_{10} 值较低的主要原因。

由于本研究样地水分长期处于匮乏状态,一旦水分状况稍有改善,马上就会引起土壤呼吸量的迅速增加。就水分与土壤呼吸之间的关系而言,我们所得到的结果与澳大利亚北昆士兰季节性干旱草原、北美高草草原(de Jong *et al.*, 1974; Grahmmer *et al.*, 1991)的研究结果相符,即土壤水分与土壤呼吸之间呈显著的正相关关系。

Wildung 等(1975)研究美国东 Washington 半干旱草原区土壤表面 CO_2 排放量时发现,在秋季、冬季和早春,土壤呼吸与土壤温度之间存在着极其显著的正相关关系($R^2 = 0.93$, $p < 0.01$)。温度高于 15℃ 时的暮春和夏季,土壤水分同土壤呼吸之间存在着强烈的正相关关系($R^2 = 0.83$, $p < 0.01$),而温度的影响却相对次要,我们的研究结果与此类似。李凌

浩等(2000)在解释羊草草原所出现的这种现象时认为,不同季节内活植物根系与微生物呼吸所占比重大小不同与此有关,即在温度低于 15 °C 的 6 月中旬之前和 8 月下旬之后,土壤呼吸以微生物对土壤有机质的分解为主,所以温度的影响十分突出,而在 6 月中旬至 8 月下旬之间,除土壤微生物呼吸之外,植物活根系呼吸占有较大比重,此时土壤呼吸由温度和水分共同控制。除此之外,我们还认为,在温度较低的情况下,温度是限制因子,土壤中微生物和植物根系的生命活动受到抑制,此时,温度的微小变化,在土壤呼吸上都能够明显地表现出来。随着温度的升高,低温的限制逐渐得到解除,如果水分供应不足,水分则开始上升为土壤呼吸的主控因子。正因为如此,在夏季温度不是很低的情况下,出现了土壤呼吸速率季节变化曲线因土壤水分限制而产生的低谷现象。

de Jong 等(1974)认为,在土壤呼吸回归模型中增加水分因子会更符合原生草原的状况,李凌浩等(2000)报道,羊草草原约有 70% 的土壤呼吸量是由气温和水分共同决定的。我们通过逐步回归分析所得到的简化模型同时包含有温度与土壤水分变量,相对于单一变量模型来说,这一模型能更好地估测土壤呼吸。

相对于原生和利用状态下未发生退化的植被而言,温带典型草原退化群落土壤呼吸既有其共同点,又表现出了自己的独特之处。这里只探讨了水热条件对土壤呼吸的影响,而没有涉及到植被和土壤微生物的生物多样性,以及生物量、植被盖度、土壤养分、土壤物理性质等因素。上述要素随着群落退化都或多或少地要发生一些变化,这势必会直接或间接地影响到土壤呼吸,如植被覆盖类型可以调节微域环境,根系和微生物生物量可以制约 CO₂ 的生产量(Wagai *et al.*, 1998),土壤可溶性有机碳是土壤微生物呼吸作用的碳源,土壤质地直接影响到 O₂ 的扩散和 CO₂ 的排放等等。所有这些要素与水热条件一起,共同控制着土壤呼吸,温带典型草原退化群落土壤呼吸所表现出来的特点,正是它们共同影响的结果。

参 考 文 献

- Anderson, J. P. E. 1982. Soil respiration. In: Page, A. L. ed. Methods of soil analysis, chemical and microbiological properties, Part 2. Madison: American Society of Agronomy. 831 ~ 871.
- Bridge, B. J., J. J. Mott & R. J. Hartigan. 1983. The formation of degraded area in the dry savanna woodlands of northern Australia. Australian Journal of Soil Research, **21**: 91 ~ 104.
- Carlyle, J. C. & U. B. Than. 1988. Abiotic controls of soil respiration beneath an eighteen-year-old *Pinus radlata* stand in south-eastern Australia. Journal of Ecology, **76**: 654 ~ 662.
- Chen, S. Q. (陈四清), X. Y. Cui (崔晓勇), G. S. Zhou (周广胜) & L. H. Li (李凌浩). 1999. Study on the CO₂-release rate of soil respiration and litter decomposition in *Stipa grandis* steppe in Xilin River Basin, Inner Mongolia. Acta Botanica Sinica (植物学报), **41**: 645 ~ 650. (in Chinese with English abstract)
- Davidson, E. A., L. V. Verchot, J. H. Cattânio, I. L. Ackerman & J. E. M. Carvalho. 2000. Effects of soil water content on soil respiration in forests and cattle pastures of eastern Amazonia. Biochemistry, **48**: 53 ~ 69.
- Davidson, E. A., E. Belk & R. D. Boone. 1998. Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. Global Change Biology, **4**: 217 ~ 227.
- de Jong, E., H. J. V. Schappert & K. B. Macdonald. 1974. Carbon dioxide evolution from virgin and cultivated soil as affected by management practices and climate. Canadian Journal of Soil Science, **54**: 299 ~ 307.
- Fang, C., J. B. Moncrieff, H. L. Gholz & K. L. Clark. 1998. Soil CO₂ efflux and its variation in Florida slash pine plantation. Plant and Soil, **205**: 135 ~ 146.
- Grahammer, K., M. D. Jawson & J. Skop. 1991. Day and night soil respiration from a grassland. Soil Biology & Biochemistry, **23**: 77 ~ 81.
- Kim, J., S. B. Verma & R. J. Clement. 1992. Carbon dioxide budget in a temperate grassland ecosystem. Journal of Geophysical Research, **97**: 6057 ~ 6063.
- Kirschbaum, M. U. F. 1995. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. Soil Biology and Biochemistry, **27**: 753 ~ 760.
- Knapp, A. K., S. L. Conard & J. M. Blair. 1998. Determinants of soil CO₂ flux from a sub-humid grassland effect of fire and fire history. Ecological Applications, **8**: 760 ~ 770.
- Kucera, C. & D. Kirkham. 1971. Soil respiration studies in tall grass prairie in Missouri. Ecology, **52**: 912 ~ 915.
- Li, B. (李博), S. P. Yong (雍世鹏) & Z. H. Li (李忠厚). 1988. The vegetation of the Xilin River Basin and its utilization. Research on Grassland Ecosystem (草原生态系统研究), **3**: 84 ~ 183. (in Chinese)
- Li, L. H. (李凌浩), Q. B. Wang (王其兵), Y. F. Bai (白永飞), G. S. Zhou (周广胜) & X. R. Xing (邢雪荣). 2000. Soil respiration of *Leymus chinensis* grassland stand in the Xilin River Basin as affected by over-grazing and climate. Acta Phytocologica Sinica (植物生态学报), **24**: 680 ~ 686. (in Chinese with English abstract)
- Li, Y. H. (李永宏) & Z. Z. Chen (陈佐忠). 1995. The degradation of grassland ecosystems in the temperate of China and their restoration and rehabilitation. Research on degraded ecosystems in China. Beijing: Chinese Science and Technology Press. 186 ~ 194. (in Chinese)
- Linn, D. M. & J. W. Doran. 1984. Effect of water-filled pore space on carbon dioxide and nitrous oxide production in tilled and

nontilled soils. *Soil Science Society of American Journal*, **48**: 1267 ~ 1272.

Lloyd, J. & J. A. Taylor. 1994. On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology*, **8**: 315 ~ 323.

Norman, J. M., R. Garcia & S. B. Verma. 1992. Soil surface CO₂ fluxes and the carbon budget of a grassland. *Journal of Geophysical Research*, **97**: 18845 ~ 18853.

Raich, J. W. & W. H. Schlesinger. 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus*, **44**(B): 81 ~ 99.

Raich, J. W. & C. S. Potter. 1995. Global patterns of carbon dioxide emissions from soils. *Global Biogeochemical Cycles*, **9**: 23 ~ 36.

Rosacker, L. L. & T. L. Kieff. 1990. Biomass and adenylate energy charge of a grassland soil during drying. *Soil Biology & Biochemistry*, **22**: 1121 ~ 1127.

Singh, J. S. & S. R. Gupta. 1977. Plant decomposition and soil respiration in terrestrial ecosystems. *The Botanical Review*, **43**: 449 ~ 528.

Skopp, J., M. D. Jawson & D. W. Doran. 1990. Steady-state aerobic microbial activity as a function of soil water content. *Soil Science Society of America Journal*, **54**: 1619 ~ 1625.

Wagai, R., K. R. Brye, S. T. Gower, J. M. Norman & L. G. Bundy. 1998. Land use and environmental factors influencing soil surface CO₂ flux and microbial biomass in natural and managed ecosystems in southern Wisconsin. *Soil Biology & Biochemistry*, **30**: 1501 ~ 1509.

Wildung, R. E., T. R. Garland & R. L. Buschbom. 1975. The interdependent effect of soil temperature and watercontent on soil respiration rate and plant root decomposition in arid grassland soils. *Soil Biology & Biochemistry*, **7**: 373 ~ 378.

Zhao, X. Y. (赵献英), Y. C. Yao (姚彦臣) & R. R. Yang (杨汝荣). 1988. Ecological geographic characteristics and outlook of natural grasslands resources in Xilin River Basin. *Research on Grassland Ecosystem (草原生态系统研究)*, **3**: 226 ~ 267. (in Chinese)

责任编辑：刘世荣 责任编辑 张丽赫