



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE MÉXICO  
POSGRADO EN CIENCIAS AGROPECUARIAS Y RECURSOS  
NATURALES**



---

# **EMISIÓN DE CO<sub>2</sub> EN SUELOS DE PASTIZALES Y BOSQUE**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE MAESTRA EN  
CIENCIAS AGROPECUARIAS Y RECURSOS NATURALES  
PRESENTA:**

**BIOL. LILIANA SALINAS ALCÁNTARA**

**TUTOR ACADÉMICO**

**DR. JORGE ALBERTO LUGO DE LA FUENTE**

**TUTORES ADJUNTOS**

**DRA. ROCÍO VACA PAULÍN**

**DR. PEDRO DEL ÁGUILA JUÁREZ**

El Cerrillo Piedras Blancas, Toluca, Estado de México. Diciembre 2018.

## Índice

1. Introducción.....	1
2. Antecedentes .....	3
2.1 Efecto invernadero y calentamiento global .....	3
2.2 Dióxido de carbono .....	4
2.3 Perturbación al ciclo del carbono .....	4
2.4 Carbono orgánico del suelo (COS) .....	5
2.5 Emisión de CO <sub>2</sub> del suelo. ....	6
2.6 Factores para la emisión de CO <sub>2</sub> del suelo .....	8
2.6.1 Humedad .....	8
2.6.2 Temperatura .....	10
2.6.3 Textura.....	11
2.6.4 pH .....	11
2.6.5 Vegetación.....	12
2.7 Manejo y uso de suelo .....	13
2.7.1 Efecto del uso y manejo de suelo en su emisión de CO <sub>2</sub> .....	13
2.7.2 Pastizales: .....	15
2.7.3 Bosques.....	16
3. Hipótesis.....	18
4. Objetivos .....	19
4.1 General .....	19
4.2 Particulares .....	19
5. Materiales y método .....	20
5.1 Área de estudio .....	20
5.2 Determinación de CO <sub>2</sub> in situ .....	20
5.3 Cálculos para obtener el CO <sub>2</sub> .....	21
5.4 Medición de la humedad y temperatura in situ.....	22
5.5 Muestras de suelo.....	22
5.6 Análisis de laboratorio.....	22
5.7 Análisis estadístico.....	23
6. Resultados y discusión.....	24
6.1 Propiedades del suelo.....	24
6.2 Efecto del uso de suelo y la temporada .....	25

6.2 Emisión de CO <sub>2</sub> .....	27
6.4 Actividad respiratoria.....	32
6.5 Carbono de la biomasa microbiana (CBM) .....	33
6.6 Coeficiente metabólico (qCO <sub>2</sub> ).....	34
6.7 Mineralización del Nitrógeno .....	36
7. Conclusiones.....	39
8.Referencias .....	40

## Resumen

El suelo funciona como fuente o sumidero de gases efecto invernadero (GEI) como el dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), metano ( $\text{CH}_4$ ) y óxido nitroso ( $\text{N}_2\text{O}$ ). El intercambio de estos gases entre el suelo y la atmósfera es influenciado por varios factores tales como el uso y manejo del suelo, temperatura y precipitación. Dentro de los GEI el  $\text{CO}_2$  aumentó dramáticamente durante el último siglo. De ahí que el objetivo del trabajo fue evaluar el efecto del manejo y uso de suelo en las emisiones de  $\text{CO}_2$  y en las propiedades del suelo en pastizales y bosque. Se contó con 4 zonas de estudio en el norte del estado de México; un bosque (Bo), Pastizal con caballos (PC), Pastizal con zona de cultivo previamente (Cu) y pastizal sin aparentes perturbaciones (Pa). En cada una de las zonas se colocaron 5 cámaras para medir las emisiones de  $\text{CO}_2$  mediante el método de Nannipieri modificado y con la ayuda de un termohidrómetro se registró la humedad y temperatura. Las lecturas se realizaron durante 30 días en temporada de secas (febrero) y 30 días en temporada de lluvias (julio). En ambos periodos se colectaron muestras de suelo compuestas para el análisis de sus propiedades fisicoquímicas en el laboratorio. Las emisiones máximas de  $\text{CO}_2$  ocurrieron con una mayor humedad del suelo. Los diferentes tipos de uso del suelo afectaron las emisiones de  $\text{CO}_2$ , las cuales fueron más elevadas en suelo de pastizal con caballos en comparación a los suelos forestales. En los pastizales, la alta actividad microbiana del suelo estimulado por los sistemas de raíces densas y la biomasa en descomposición son la causa más probable de altas emisiones de  $\text{CO}_2$ .

## 1. Introducción

En las últimas décadas la composición de gases de la atmósfera ha cambiado rápidamente, debido al crecimiento de la población, la intensificación de prácticas agrícolas, el cambio de uso de suelo, la deforestación, inclusive la industrialización y el uso de energía asociado a combustibles fósiles. La mayoría de estas actividades antropogénicas han incrementado la emisión de gases radiativamente activos que se producen de forma natural, conocidos popularmente como gases de efecto invernadero (GEI), tales como dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), metano (CH<sub>4</sub>) y óxido nitroso (N<sub>2</sub>O), entre otros (Batjes y Bridges, 1992). Estos gases atrapan la radiación infrarroja saliente de la superficie de la tierra, produciendo el denominado “efecto invernadero”, generando cambios regionales y globales en parámetros climáticos como temperatura y además lluvia, en los sistemas terrestres y acuáticos (Carbon Dioxide Information Analysis Center CDIAC, 2017).

La tasa de aumento del CO<sub>2</sub> atmosférico en los últimos 70 años es casi 100 veces mayor que en la última edad de hielo, alcanzando valores de 403.3 ppm en 2016, de acuerdo con lo reportado en el Boletín de gases de efecto invernadero de la Organización Meteorológica Mundial (WMO, 2017). En consecuencia, los suelos representan una fuente importante de GEI (Conrad, 1996); por consiguiente, la capacidad de los ecosistemas terrestres actúa como fuente neta o sumidero de carbono (C) de modo que se consideran una de las mayores incertidumbres en las estimaciones del presupuesto mundial de carbono (Le Quéré *et al.*, 2009, 2014; Friedlingstein *et al.*, 2014).

El flujo de CO<sub>2</sub> del suelo es un componente importante en el intercambio de gases de los ecosistemas, representa la liberación del CO<sub>2</sub> producido por los organismos (Monson *et al.*, 2006; Carbone *et al.* 2011; Karhu *et al.*, 2014) y además, el flujo de CO<sub>2</sub> del suelo proporciona una retroalimentación entre el ciclo de C y el sistema climático (Luo *et al.*, 2001; Davidson y Janssens, 2006; Heimann y Reichstein, 2008). El intercambio de este gas se da entre el suelo y la atmósfera, está

influenciado por diversos factores como el uso de suelo, temperatura, precipitación, contenido de nitrógeno y propiedades fisicoquímicas del suelo tales como textura, pH, relación carbono nitrógeno (Raich y Tufekcioglu, 2000; Jungkunst y Fiedler, 2007).

Factores físicos como son la temperatura y humedad del suelo tienen impacto en la emisión de CO<sub>2</sub> mediante su efecto en los microorganismos y la respiración de las raíces (Smith *et al.*, 2003). La emisión de CO<sub>2</sub> aumenta con la temperatura del suelo, pero este gas tiene una relación exponencial con la humedad del suelo; es decir, está limitado por condiciones extremadamente secas o húmedas (Harper *et al.*, 2005; Wan *et al.*, 2007), esta dependencia proporciona la base para predecir con precisión las emisiones de CO<sub>2</sub> y se han incorporado a los modelos de ciclo de C (Kim *et al.*, 2014). Por otro lado, la precipitación altera la temperatura y la humedad del suelo y por lo tanto, la dependencia de la liberación de CO<sub>2</sub> sobre estas variables (Luo *et al.*, 2001; Harper *et al.*, 2005). Por ello, es importante entender la dependencia de la emisión de CO<sub>2</sub> a la temperatura y humedad en diferentes escenarios, debido a que los cambios en los regímenes de precipitación en los ecosistemas secos pueden tener efecto significativo en la retroalimentación sobre el flujo de CO<sub>2</sub> y el ciclo del C terrestre (Shen *et al.*, 2009).

## 2. Antecedentes

### 2.1 Efecto invernadero y calentamiento global

El efecto invernadero es un proceso mediante el cual la atmósfera de la tierra se calienta (Barry y Chorley, 2003). Donde los gases que forman la atmósfera no pueden absorber la luz solar de alta energía, por lo que dejan pasar la mayor parte hacia la superficie de la Tierra. De la energía total en forma de luz que llega al planeta, solo 30% es reflejado hacia el espacio, la atmósfera retiene un 20% de la energía solar y el 50% restante es la que llega hasta la superficie terrestre, calentándola. Al calentarse la superficie de la Tierra transforma la luz solar de alta energía en radiación de baja energía, que se refleja nuevamente hacia la atmósfera. Esa energía de onda amplia puede ser absorbida de manera eficiente por algunos de los gases atmosféricos, particularmente por el CO<sub>2</sub>, siendo éste la principal fuente de calor para la atmósfera (Caballero *et al.*, 2007).

La temperatura media global en la superficie de la tierra ha aumentado desde finales del siglo XIX (Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC, 2013), y cada uno de los tres últimos decenios ha sido más cálido que los decenios anteriores. Se ha reportado que el decenio de 2000 fue el más cálido de todos (Fyfe *et al.*, 2016).

De ahí que este cambio en la temperatura durante los últimos 150 años es denominado calentamiento global (Caballero *et al.*, 2007) y está asociado con el aumento en la emisión de CO<sub>2</sub> y otros GEI en la atmósfera en los últimos siglos, especialmente después de la revolución industrial (IPPC, 2007).

## **2.2 Dióxido de carbono**

De acuerdo con la Organización Meteorológica Mundial (WMO por sus siglas en inglés) en 2017, el CO<sub>2</sub> es el gas de efecto invernadero más importante, debido a su vida media, además de contribuir con un 60% del calentamiento global. También la concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera ha aumentado de 280 ppm al comienzo de la revolución industrial y actualmente se ha intensificado llegando a 403.96 ppm (NOAA/ESRL, 2018). Por otra parte, este aumento se atribuye a las actividades antropogénicas, incluyendo la quema de combustibles fósiles, la deforestación e incendios forestales (CDIAC, 2017).

Es preciso señalar que resulta complicado calcular la vida media atmosférica del CO<sub>2</sub> debido a los diferentes procesos de eliminación temporal de carbono en la biósfera antes de que se reincorpore a la atmósfera como CO<sub>2</sub> a través de la actividad respiratoria o como un producto de combustión en incendios. Por este motivo las estimaciones caen en el intervalo de 100-300 años (IPCC, 2013).

## **2.3 Perturbación al ciclo del carbono**

El ciclo natural del carbono ha sido perturbado desde el inicio de la Revolución Industrial por la liberación antropogénica de CO<sub>2</sub> a la atmósfera, por lo que prácticamente en su totalidad procede de la quema de combustibles fósiles y también por el cambio de uso del suelo (IPCC, 2013).

Así mismo el exceso de CO<sub>2</sub> en la atmósfera es removido parcialmente de esta por los sumideros de carbono en los ecosistemas terrestres y en el océano, quedando en la atmósfera un remanente menor a la mitad de las emisiones de CO<sub>2</sub>. Por una parte, los sumideros naturales de carbono tienen su origen en procesos físicos, biológicos y químicos que actúan a diferentes escalas temporales. Un exceso de CO<sub>2</sub> atmosférico impulsa la fijación de CO<sub>2</sub> mediante la fotosíntesis vegetal, que se almacena como biomasa vegetal o en el suelo. De la misma manera los períodos de permanencia del carbono almacenado en el suelo dependen de la

compartimentación (vegetal/suelo) y de la composición del carbono orgánico, con horizontes temporales que varían de días a siglos (IPCC, 2013).

## **2.4 Carbono orgánico del suelo (COS)**

En lo que respecta al nivel mundial los suelos son la mayor reserva terrestre de carbono; por lo tanto, son una parte importante del ciclo mundial del carbono (Lal, 2008). Por este motivo el C del suelo forma parte de la materia orgánica, la cual es crucial para mantener la calidad y producción del suelo, al conservar su capacidad de retención de agua, capacidad de intercambio de cationes, estabilidad del agregado del suelo y almacenamiento de nutrientes (Conant *et al.*, 2001).

También se estima que el suelo almacena 1 500 Pg C en el primer metro de profundidad (2456 Pg C a 2 m), lo cual supone más carbono que el contenido en la atmósfera (aproximadamente 800 Pg C) y la vegetación terrestre (500 PgC) (FAO y GTIS, 2015). De igual manera el suelo y la vegetación juntos intercambian 100 Pg C al año con la atmósfera y sola la respiración del suelo contribuye con 50-75 Pg C por año (Kicklighter *et al.*, 1994). Además, se ha estimado que el total de C perdido como resultado del cultivo y labranza del suelo en todo el mundo es de 54 Pg, donde la contribución de los pastizales y los bosques tropicales son considerables (Mosier, 1998).

La regulación del ciclo del carbono depende del equilibrio entre la absorción y asimilación de CO<sub>2</sub> por la fotosíntesis y la liberación de C gaseoso a través de la respiración (Conant, 2010). En el suelo, los microorganismos establecen una cascada compleja de reacciones bioquímicas mediadas por numerosas enzimas que hacen posible la oxidación de C orgánico (Maire *et al.*, 2013).

Por este motivo la mineralización de COS requiere dos pasos principales. En primer lugar, los microorganismos secretan enzimas extracelulares en el suelo con el fin de destruir las paredes de las células vegetales y microbianas, despolimerizar

macromoléculas y finalmente producir sustratos solubles para la asimilación microbiana. Durante esta etapa de despolimerización no se libera ninguna molécula de CO<sub>2</sub> (Burns y Dick, 2002, Sinsabaugh *et al.*, 2009). En el segundo paso de la mineralización, el C es liberado como CO<sub>2</sub> e implica la absorción y utilización de sustratos solubilizados por células microbianas con el objetivo de producir energía (ATP) (Maire *et al.*, 2013). En las células, los sustratos solubles son llevados a cabo por una cascada de endoenzimas (Sinsabaugh *et al.*, 2012), a lo largo de las cuales los protones y electrones son transferidos de un sustrato a un aceptor apropiado (Prescott *et al.*, 2002). Bajo condiciones aerobias, el metabolismo oxidativo conduce a la producción de trifosfato de adenosina (ATP), consumo de oxígeno (O<sub>2</sub>) y emisión de CO<sub>2</sub>. De esta manera los flujos respiratorios y la producción de ATP en el suelo suelen estar correlacionados positivamente con la actividad de las endoenzimas deshidrogenasas, pero sólo algunas de ellas llevan una función descarboxilasa que cortan la función carboxilo de moléculas C orgánicas para liberar CO<sub>2</sub> (Casida *et al.*, 1964).

## **2.5 Emisión de CO<sub>2</sub> del suelo**

Cabe destacar que el suelo contribuye con un 20% de la emisión total de CO<sub>2</sub> a la atmósfera a través de la respiración. Además de modificar el presupuesto energético de la Tierra, la emisión de CO<sub>2</sub> a partir del suelo da como resultado una disminución en la concentración de C orgánico del suelo, la fertilidad del suelo y la productividad (Smith *et al.*, 1997).

La biósfera en particular es uno de los componentes menos comprendido en el ciclo de C (Conrad, 1996). Los procesos involucrados en el intercambio de CO<sub>2</sub> entre el suelo y la atmósfera no han sido completamente identificados y en principio, ya que se tiene que distinguir entre los procesos que producen o consumen este gas (Conrad, 1995). Sin embargo, dentro de la biósfera se pueden identificar tres categorías diferentes de procesos del suelo que desempeñan un papel en el intercambio de gases:

1) *Procesos químicos*: En este primer proceso que se da en el suelo la producción de CO<sub>2</sub> aumenta con la temperatura de acuerdo con la ley de Arrhenius sin alcanzar una temperatura óptima, demostrando que la producción de CO<sub>2</sub> está sujeta a procesos fisicoquímicos. Por otra parte, en campo el CO<sub>2</sub> se produce a partir de la descomposición térmica que se da en los ácidos húmicos y otros materiales orgánicos, donde el intercambio de este gas entre el suelo y la atmósfera depende fuertemente de la velocidad de reacción química a la cual se produce la emisión neta de CO<sub>2</sub>, cuando el nivel de carbono orgánico en el suelo es alto o la temperatura es alta (Conrad, 1985).

2) *Procesos enzimáticos del suelo*: Este proceso se refieren a las llamadas enzimas abionéticas (por definición son enzimas extracelulares libres, unidas a partículas de suelo inertes, dentro de células muertas o no proliferantes, que se encuentran asociadas con fragmentos de células muertas) (Skunjis, 1978). Hasta el momento, solo las hidrogenasas del suelo son las únicas enzimas que parecen ser importantes para el intercambio de gases traza entre el suelo y la atmósfera (Conrad, 1988). Por su parte Maire *et al.* (2013), sugieren que el EXOMET (metabolismos extra celular oxidativo) puede contribuir con 16-48% de las emisiones de CO<sub>2</sub> del suelo. Esta inesperada contribución de EXOMET indica la presencia de una gran cantidad de enzimas respiratorias en suelos que se encuentran fuera de las células. De modo que la acumulación enzimática puede ser el resultado de la acumulación a largo plazo de enzimas liberadas de organismos muertos y estabilizadas en las partículas del suelo.

3) *Proceso de respiración biótica del suelo*: Este último proceso conjunta la actividad biológica como es la respiración presente en las raíces y de los microorganismos, ambas contribuyen con aproximadamente 50% de la respiración total del suelo (Hanson *et al.*, 2000). La mayoría de los procesos de producción y consumo de gases traza en el suelo probablemente se deben a los microorganismos. Además, la caída de la hojarasca, la mortalidad de las raíces, la aplicación de estiércol y

residuos de cultivos proporcionan carbono para la respiración microbiana en el suelo (Rastogi *et al.*, 2002).

El intercambio neto entre los ecosistemas y la atmósfera es la diferencia entre fotosíntesis y respiración de ecosistema, donde un intercambio positivo indica una fuente de CO<sub>2</sub>, mientras que un intercambio negativo revela un sumidero de CO<sub>2</sub> (Oertel *et al.*, 2016).

## **2.6 Factores para la emisión de CO<sub>2</sub> del suelo**

La emisión de CO<sub>2</sub> depende en gran medida del contenido de agua del suelo, la temperatura, disponibilidad de nutrientes, el valor del pH, los parámetros meteorológicos y climatológicos, así como el manejo y uso del suelo (Ludwig *et al.*, 2001).

### **2.6.1 Humedad**

La humedad es el primer parámetro que informa de la frecuencia e intensidad de precipitación y afecta directamente la humedad del suelo (Oertel *et al.*, 2016), la cual se considera clave en los procesos biológicos y además desempeña un papel importante en los ecosistemas terrestres al afectar la productividad de la planta y los procesos del suelo (Cruz-Martínez *et al.*, 2012).

Aunando a la humedad el contenido de agua en el suelo se considera un suministro importante para los microorganismos, además de tener influencia en la difusión de gases, dependiendo del espacio poroso lleno de agua (WFPS) (Smith *et al.*, 2003). De igual forma el contenido óptimo de humedad para la emisión de CO<sub>2</sub> se produce entre 20 y 60% WFPS (Schaufler *et al.* 2010). Por lo que la humedad puede influir en la emisión de CO<sub>2</sub> del suelo debido a que un bajo contenido de humedad limita la respiración microbiana y el de las raíces (Yuste *et al.*, 2003; Wan *et al.*, 2007), caso contrario se tiene con un alto contenido de humedad ya que puede bloquear los poros del suelo limitando el oxígeno y emitiendo CO<sub>2</sub> (Bouma y Bryla, 2000).

Diversos estudios sugieren que la mayor emisión de CO<sub>2</sub> en pastizales se presenta después de un evento de rehumedecimiento de suelo (Fraser *et al.*, 2016), donde la dinámica de la mortalidad indica que los restos de microorganismos proporciona una gran reserva de C y nutrientes disponibles. Por consiguiente, el conjunto de microorganismos en crecimiento y moribundo controla el pulso de CO<sub>2</sub> resultante de un cambio grande y rápido en el potencial del agua del suelo (Casals *et al.*, 2000; Blazewicz *et al.*, 2014; Fraser *et al.*, 2016).

Se han propuesto varias teorías para explicar este fenómeno: la primera explica la exposición de la materia orgánica físicamente protegida al metabolismo microbiano a través de la dispersión de agregados en el rehumedecimiento del suelo (Wu y Brookes, 2005, Xiang *et al.*, 2008 ); la segunda dice que la necromasa microbiana aumenta el suministro de sustrato fácilmente asimilable a las poblaciones microbianas supervivientes (Blazewicz *et al.*, 2014); la tercera indica un aumento en el suministro de materia orgánica lábil debido a la liberación rápida de solutos intracelulares previamente concentrados dentro de células microbianas para mantener el equilibrio osmótico en respuesta a la deshidratación (Halverson *et al.*, 2000; Warren, 2014); y la teoría última dice se forma un suministro de C orgánico lábil durante el período seco antes del rehumedecimiento y posteriormente se metaboliza rápidamente (Fraser *et al.*, 2016).

Por otra parte, estudios reportan que estos flujos son particularmente significativos en ecosistemas de tierras secas y mediterráneos donde pueden representar una proporción significativa de la emisión de C del suelo (Lee *et al.*, 2004, Hunt *et al.*, 2004, Brito *et al.*, 2013). Estos eventos de flujo de CO<sub>2</sub> inducido por el rehumedecimiento del suelo pueden incluso reducir significativamente la ganancia neta anual de C en los bosques mediterráneos (Jarvis *et al.*, 2007).

Finalmente, el contenido de agua del suelo en pastizales, la temperatura y la emisión de CO<sub>2</sub> del suelo muestran un acoplamiento entre las longitudes de

autocorrelación espacial en los sitios propensos a la sequía (Fóti *et al.*, 2016). Entonces el aumento en la emisión de CO<sub>2</sub> con la temperatura es más pronunciado cuando la humedad del suelo es mayor (91.9 mol CO<sub>2</sub>/m<sup>2</sup>) (Wei *et al.*, 2016).

### **2.6.2 Temperatura**

Este parámetro es importante porque explica la variación de la emisión de gases del suelo, y por otra parte la tasa de procesos químicos y microbianos generalmente aumentan exponencialmente con la temperatura (Meixner y Yang, 2006). Sin embargo, el efecto de la temperatura puede ser superado por el estrés hídrico del suelo, ya que el agua es necesaria como medio de transporte para los nutrientes requeridos por los microorganismos (Fowler *et al.*, 2009).

El CO<sub>2</sub> aumenta exponencialmente con respecto a la temperatura (Fangand Moncrieff, 2001; Ludwig *et al.*, 2001; Tang *et al.*, 2003). Durante las horas más calurosas del día, la concentración de CO<sub>2</sub> del suelo es más alta que la concentración atmosférica, por lo que hay un flujo neto de CO<sub>2</sub> del suelo a la atmósfera. Si la concentración de CO<sub>2</sub> se incrementa experimentalmente, entonces el suelo absorbe CO<sub>2</sub> hasta que la concentración de compensación se alcanza nuevamente (Conrad, 1995).

En estudios de campo, el desarrollo estacional de la temperatura y humedad del suelo generalmente se reflejan durante el curso estacional de la emisión de gases del suelo. También en climas templados, las emisiones del suelo típicamente alcanzan su máximo durante el verano cuando las temperaturas son más altas (Gasche & Papen, 2002; Kitzler *et al.*, 2006), en cambio, si la humedad del suelo llega a ser limitante, los flujos de CO<sub>2</sub> del verano se suprimen independientemente de las altas temperaturas (Davidson *et al.*, 1998; Garten *et al.*, 2009).

Por esta razón el aumento de la emisión de CO<sub>2</sub> con la temperatura es un motivo de preocupación, ya que el posible calentamiento global podría aumentar la emisión

de este gas, lo que aceleraría el agotamiento del carbono del suelo y su fertilidad (Bowden *et al.*, 1998). Chapman y Thurlow (1998), también observaron que el aumento de 5°C en la temperatura media anual podría aumentar la emisión de CO<sub>2</sub> en un factor de 2 a 4; además, se estima que el aumento de 1°C podría conducir a una pérdida del 10% de carbono orgánico del suelo en las regiones del mundo con una temperatura media anual de 5°C. Mientras que, en las regiones que tienen una temperatura media de 30°C, un aumento de temperatura de 1°C conduciría a una pérdida de 3% de carbono orgánico del suelo (Kirschbaum, 1995).

### **2.6.3 Textura**

Dilustro *et al.* (2005), encontraron que las emisiones de CO<sub>2</sub> son mayores en suelos de textura fina, en comparación con suelos arenosos, durante periodos de sequía. Por lo tanto, la distribución del tamaño del grano influye en la humedad del suelo, (Van der Weerden *et al.*, 2010).

### **2.6.4 pH**

El pH del suelo influye en la actividad microbiana, por lo que las prácticas de manejo influyen en la emisión de gases del suelo; provocando la liberación de carbonato adicional en forma de CO<sub>2</sub> (Snyder *et al.*, 2009).

Sitaula *et al.* (1995), reportaron que las condiciones ácidas del suelo reducen la emisión de gases, de manera que para un pH de 3.0 observaron un flujo de CO<sub>2</sub> de 2 a 12 veces menor que a pH 4.0. Esto se atribuye al efecto adverso de un pH bajo en la actividad microbiana del suelo, lo que contribuye a una menor tasa de respiración y consecuentemente a una menor producción del CO<sub>2</sub>, mientras que la emisión de CO<sub>2</sub> fue mayor a pH neutros (Cuhel *et al.*, 2010). A pH 8.7, la emisión se redujo en un 18% en comparación con la de pH 7.0 y cuando el pH incrementó hasta 10.0, la emisión de CO<sub>2</sub> fue hasta un 83% menor (Rao y Pathack, 1996).

Finalmente se sabe que el incremento en el contenido de materia orgánica del suelo puede alterar el equilibrio del pH, debido a que se da un aumento en la tasa de nitrificación, lo que lleva a aumentar la disolución de los carbonatos (Tamir *et al.*, 2013). Por ello hay informes de sobreestimación de la tasa de respiración del suelo debido a la contribución de CO<sub>2</sub> de la disolución de los carbonatos del suelo (Biasi *et al.*, 2008; Schindlbacher *et al.*, 2015).

### **2.6.5 Vegetación**

Las plantas pueden servir como conductos para el transporte de gases traza entre el suelo y la atmósfera. La distinción entre la respiración de los microorganismos del suelo y la respiración de la vegetación no es simple y no se puede resolver removiendo las plantas del suelo debido a que, la interacción de estos procesos se da mediante varias vías, como la respiración de las raíces, el aporte de materia orgánica, entre otras (Conrad, 1996).

Existe una relación entre la edad y el tipo de vegetación, las cuales tienen influencia con la respiración del suelo, de ahí que las mayores tasas de respiración se presentan en bosques jóvenes, esto se debe a una disminución en la biomasa que está constituida por raíces finas (Saiz *et al.*, 2006). Las concentraciones elevadas de CO<sub>2</sub> en los suelos pueden ser causadas por una mayor masa de raíces debido a una elevada concentración de CO<sub>2</sub> atmosférico (Dorodnikov *et al.*, 2009).

La mayoría de los pastizales son dominados por gramíneas, cuya composición es una mezcla de plantas C<sub>3</sub> y C<sub>4</sub> lo que genera mayor potencial de secuestro de C (Ehleringer *et al.*, 1997; Fornara y Tilman, 2008). Actualmente, los pastos C<sub>4</sub> son los más comunes y se predice que serán aún más abundantes con el incremento de la temperatura (Epstein *et al.*, 2002). Sin embargo, las plantas C<sub>3</sub> debido a su limitado metabolismo fotosintético de CO<sub>2</sub> podría ser más competitiva en el futuro para concentraciones altas de CO<sub>2</sub> en pastizales (Semmartin *et al.*, 2004).

La continuidad o apertura de la cobertura vegetal, la captación de agua mediante la raíz (Stoyan *et al.* 2000) y cantidad de biomasa adicionadas por prácticas de manejo (Koncz *et al.*, 2015) influyen en la emisión de CO<sub>2</sub>, al afectar el microambiente (Petrone *et al.*, 2008; Chatterjee y Jenerette, 2011).

## **2.7 Manejo y uso de suelo**

Houghton *et al.* (2012), definieron el término "uso de suelo" como la gestión dentro de un tipo de cobertura terrestre, como bosques, tierras de cultivo, pastizales, etc. El uso y manejo del suelo son importantes en el presupuesto mundial de carbono, debido a que las emisiones de carbono antropogénicas representan aproximadamente 33% de las emisiones totales en los últimos 150 años (Houghton, 1999).

De acuerdo con la FAO (2015), la superficie terrestre global tiene un área de 149.430.000 km<sup>2</sup> y está cubierta por 47.070.500 km<sup>2</sup> de pastizales, seguido de 40.794.000 km<sup>2</sup> de árboles, 22,713,000 km<sup>2</sup> de suelo árido, 18,828,000 km<sup>2</sup> de tierras de cultivo y 4035 km<sup>2</sup> de manglares; Por lo tanto determinar los patrones de emisión de CO<sub>2</sub> del suelo para cada ecosistema de acuerdo a sus parámetros fisicoquímicos, uso del suelo, intensidad de gestión y práctica, es un tema crítico para evaluar su verdadero impacto sobre el clima (Elsgaard *et al.*, 2012; Renou-Wilson *et al.*, 2014; Eickenscheidt *et al.*, 2015; Petrescu *et al.*, 2015).

Las prácticas de manejo de suelo como son el aumento del contenido de carbono orgánico, la labranza reducida, el estiércol, la incorporación de residuos y la biodiversidad del suelo pueden desempeñar un papel importante en el secuestro de C (Rastogi *et al.*, 2002).

### **2.7.1 Efecto del uso y manejo de suelo en su emisión de CO<sub>2</sub>**

Los pastos permanentes generalmente tienen un contenido relativamente alto de C en el suelo en comparación con los suelos usados para el cultivo, por lo que estos

pueden ser susceptibles a mayores pérdidas de C luego del cultivo (Conant *et al.*, 2001; Tate *et al.*, 2005). En un estudio de modelado Conant *et al.* (2007), encontraron que la labranza periódica de los suelos provoca la disminución en las reservas de C del suelo: incluso un solo evento de labranza causó la pérdida de entre 1 y 11% del C.

Un patrón similar se observó en Michigan EE. UU. donde la emisión de CO<sub>2</sub> de los campos que nunca se labraron promediaron 4.08 gC m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> en comparación de los que sí presentaron labranza con 5.45 gC m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> de campos cultivados con arado (Grandy y Robertson, 2006). Erksen y Jensen (2001), encontraron que las zonas con pasto cultivado presentaban una actividad respiratoria de casi el doble de C en comparación a las parcelas de pasto no cultivadas. La mayor emisión de C en las parcelas cultivadas en comparación con las parcelas sin cultivar a menudo se atribuye a la destrucción de agregados que aumentan la cantidad de C lábil disponible para el consumo microbiano (Six *et al.*, 2004; Quincke *et al.*, 2007).

Otros estudios han reportado mayores emisiones de CO<sub>2</sub> de pastizales no perturbados en comparación con pastizales cultivados (MacDonald *et al.*, 2010; Willems *et al.*, 2011), una diferencia atribuida frecuentemente a la respiración autotrófica total de las emisiones de CO<sub>2</sub> provenientes de zonas no alteradas. Rutledge *et al.* (2014), sugieren que la emisión de CO<sub>2</sub> después del cultivo de pastizales depende mucho del contenido de humedad del suelo en el momento del cultivo. Ya que los ecosistemas terrestres no manejados también contribuyen a los cambios en el flujo neto de C entre la tierra y la atmósfera (Lewis *et al.*, 2009, Pan *et al.*, 2011). Existen grandes intercambios anuales de CO<sub>2</sub> entre ecosistemas (plantas y suelos) y la atmósfera debido a procesos naturales (fotosíntesis, respiración) que presenta variabilidad interanual que tienen que ver con la variabilidad climática. Finalmente es importante mencionar que actualmente la tierra es actualmente un sumidero neto a pesar de las emisiones de CO<sub>2</sub> (Canadell *et al.*, 2007; Le Quere *et al.*, 2009).

### 2.7.2 Pastizales

Los pastizales incluyen matorrales, prados y tierras de cultivo sembradas con pastos y cultivos de forraje, cubriendo aproximadamente 40% de la superficie terrestre (McSherry y Ritchie, 2013, Orgiazzi *et al.*, 2016) y estas contienen alrededor del 20% de las reservas mundiales de COS (FAO y GTIS, 2015).

Alrededor del 20% de los pastizales nativos del mundo se han convertido en cultivos principalmente para la producción mundial de leche y carne vacuna. Una de las razones del uso intensivo de los pastizales es su fertilidad, ya que se caracterizan por tener un alto contenido de materia orgánica, con una media de 333 Mg ha<sup>-1</sup>, por ello, la Evaluación de la Degradación de la Tierra en Tierras Áridas (LADA) estimó que alrededor del 16% de las praderas se están degradando actualmente (Conant, 2010).

Pese al efecto del sobrepastoreo en la comunidad vegetal y en el suelo este se considera destructivo porque reduce la cobertura vegetal (Gao *et al.*, 2011; Wu *et al.*, 2013; Wang *et al.*, 2014) y compacta el suelo como resultado directo del pisoteado (Shi *et al.*, 2013). La intensidad del pastoreo es una de las causas más importantes para la degradación de los pastizales áridos y semiáridos, afectando el rendimiento de pastos, la capacidad de carga, el contenido de nutrientes del suelo (Gass y Binkley, 2011; Li *et al.*, 2013; McSherry y Ritchie, 2013), la entrada de C de las plantas y por lo tanto también la tasa de respiración del suelo.

De esta manera los ecosistemas de pastizales semiáridos se encuentran entre los más vulnerables y son altamente susceptibles al cambio climático global (Carbone *et al.*, 2011; Morgan *et al.*, 2011). También son impulsores cada vez más importantes de la variabilidad interanual del ciclo global del C (Austin *et al.*, 2004; Poulter *et al.*, 2014). Por este motivo la perturbación promueve la eliminación excesiva de la biomasa y altera la función del suelo, que puede conducir a la liberación del suelo C (Jackson *et al.*, 2002; Conant, 2010). Los estudios de los cambios en el carbono del suelo bajo pastizales a nivel mundial han reportado

ganancias, pérdidas o ningún cambio en el C del suelo (van Wesemael *et al.*, 2010; McSherry y Ritchie, 2013).

Schaufler *et al.* (2010), reportaron mayores emisiones de CO<sub>2</sub> provenientes de zonas de pastizales (267±16 mg CO<sub>2</sub>-C m<sup>-2</sup> hora<sup>-1</sup>) en comparación con humedales (125±8 mg CO<sub>2</sub>-C m<sup>-2</sup> hora<sup>-1</sup>), cultivos (95.2±6.9 mg CO<sub>2</sub>-C m<sup>-2</sup> hora<sup>-1</sup>) y las emisiones más bajas se encontraron en bosques (54.7±4.3 mg CO<sub>2</sub>-C m<sup>-2</sup> hora<sup>-1</sup>).

El nivel apropiado de utilización de pastizales para satisfacer las metas de producción a medio y largo plazo y al mismo tiempo mantener los ecosistemas funcionales es una tarea difícil. Por lo tanto, una cuestión importante que aún no se ha explorado es el efecto de la gestión del pastoreo en relación con la emisión de CO<sub>2</sub> (Brito *et al.*, 2015).

### **2.7.3 Bosques**

Los bosques cubren 40.7 millones de hectáreas en todo el mundo, aproximadamente 30% de la superficie terrestre total (Pan *et al.*, 2013). Además, contienen más carbono por unidad de superficie que cualquier otro tipo de uso de suelo. Las reservas de carbono varían ampliamente de acuerdo a la altitud, si consideramos el total de C terrestre en biomas forestales, este es del 37% se encuentra en bosques de baja latitud, 14% en latitudes medias y 49% en latitudes altas. El contenido de COS en suelos forestales puede oscilar de 0% en suelos muy jóvenes a 50% en algunos suelos orgánicos o de humedales (Lal, 2005); por consiguiente, la deforestación causa alrededor del 25% de la pérdida total de COS (FAO y GTIS, 2015).

En lo que respecta a la tasa de captura de carbono puede variar considerablemente, ya que los bosques naturales pueden ser considerados en equilibrio dinámico en relación al C bajo ciertas condiciones climáticas y concentraciones atmosféricas de CO<sub>2</sub>. De acuerdo a Woomer *et al.* (1998), el bosque prístino, por ejemplo, en la

Amazonía, es el ecosistema que contiene la mayor cantidad de carbono (305 t/ha, de las cuales 28% se encuentra en el suelo). Todos los cambios en el manejo de ecosistemas inducen a cambios importantes en la dinámica del carbono, dando como resultado a menores concentraciones de carbono en comparación con un bosque original (FAO, 2002). Por lo que finalmente se puede concluir que los bosques representan un importante sumidero de carbono (Dilustro *et al.*, 2004).

### **3. Hipótesis**

La diferencia de humedad, temperatura del suelo y el uso de suelo pueden alterar sus propiedades y las emisiones de CO<sub>2</sub> de este, provocando mayor emisión de CO<sub>2</sub> en temporada de lluvias en los pastizales en comparación con el bosque.

## **4. Objetivos**

### **4.1 General**

Evaluar la emisión de CO<sub>2</sub> en suelos de pastizal y bosque mediante la actividad respiratoria del suelo, para identificar el efecto del uso de suelo en la emisión de CO<sub>2</sub> y en las propiedades del suelo.

### **4.2 Particulares**

Comparar la emisión de CO<sub>2</sub> en dos temporadas diferentes (sequía y lluvias).

Determinar la relación entre la humedad y temperatura del suelo con emisión de CO<sub>2</sub> del mismo.

## 5. Materiales y método

### 5.1 Área de estudio

El estudio se realizó en el rancho “Las tinajas” (19°42' N, 99°40' O y 2,600 msm) del municipio de Jocotitlan, estado de México. De ahí que partir de la información registrada en INEGI la temperatura media anual es de 13.2°C, la precipitación anual fue de 881.7 mm, con marcada estacionalidad; distinguiéndose una estación seca (noviembre-febrero) y una lluviosa (junio-septiembre). El clima de la región es un C(w<sub>2</sub>)w que significa templado subhúmedo con régimen de lluvias en verano (García, 1973). Los suelos son de tipo planosol eútrico (We) y vertisol pélico (Vp).

Se identificaron cuatro zonas diferentes: un pastizal (**PaN**) el cual no contaba con ningún tipo de manejo, en los últimos 20 años; un pastizal con caballos (**PaC**), con un máximo de 16 animales, con pasto nativo, sin riego ni fertilizantes; un pastizal el cual hace 5 años era un área de cultivo de flores (**PaCU**), actualmente sin ningún tipo gestión y un bosque (**Bo**), sin ningún tipo de gestión, con pinos y encinos.

### 5.2 Determinación de CO<sub>2</sub> in situ

La emisión de CO<sub>2</sub> se midió en campo mediante el método de Alef y Nannipieri (1995) modificado, el cual consistió en medir el CO<sub>2</sub> desprendido del suelo, mediante una trampa de NaOH a una concentración conocida valorada con HCl de la misma concentración; la determinación de CO<sub>2</sub> se hizo situ mediante el uso de una cama cerrada con un cople de policloruro de vinilo (Sugihara *et al.*, 2012).

Se realizó un muestreo aleatorio, mediante el cual se colocaron 5 cámaras cerradas en cada zona; dentro de cada cámara se colocaron 3 frascos de plástico, cada uno con una trampa álcali que contenía 10 ml de NaOH al 0.1N. Una de las cámaras actuó como control la cual a diferencia de las otras contenía a los tres frascos de plástico dentro de un recipiente hermético de vidrio. Las cámaras se colocaron en

el mismo sitio, siempre a la misma hora (12:00 pm a 3:00 pm), cada tercer día durante un mes tanto para la temporada de sequía (SE) como la de lluvias (LL).

### 5.3 Cálculos para obtener el CO<sub>2</sub>

La fórmula empleada para determinar la concentración de CO<sub>2</sub> desprendido por el suelo fue:

$$Q_{CO_2} = (T - C) (N) (E) (V_{tr} / V_{ti})$$

Donde:

**QCO<sub>2</sub>**= Cantidad de CO<sub>2</sub> absorbido por NaOH

**T**= mL HCl gastados por blanco

**C**= mL HCl gastados por muestra

**N**= normalidad

**E**= Factor de conversión 22

**Vtr**= Volumen NaOH en el captor

**Vti**= Volumen NaOH usado

Para calcular la cantidad de CO<sub>2</sub> en miligramos absorbidos por la trampa álcali de NaOH se usó un factor de conversión de 22 (Sugihara *et al.*, 2012). El volumen utilizado de NaOH para la titulación fue de 2 ml.

$$FCO_2 = Q_{CO_2} / (A) (t)$$

Donde:

**FCO<sub>2</sub>**= Flujo de CO<sub>2</sub>

**A**= Área expuesta de suelo en m<sup>2</sup>

**t** = tiempo

#### **5.4 Medición de la humedad y temperatura in situ**

La humedad y la temperatura del suelo se midieron con la ayuda de un termohigrómetro (Resun-DTO2), en cada uno de los sitios donde fueron colocadas las cámaras, a la hora que se colocaban y cuando se retiraban; por lo tanto, se procedió a medir la humedad y temperatura cada tercer día por un mes en ambas épocas.

#### **5.5 Muestras de suelo**

La colecta se llevó a cabo mediante un muestreo preferencial, donde se tomaron muestras compuestas con una pala, considerando los primeros 20 cm de la capa arable (horizonte Ap), en cada uno de los sitios donde se colocaron las cámaras para la medición de CO<sub>2</sub>.

Posteriormente las muestras de suelo se colocaron en bolsas de polietileno para ser transportadas al laboratorio de edafología y ambiente, posteriormente las muestras se homogenizaron, secaron en sombra a temperatura ambiente, molieron y tamizaron (tamiz 2mm) para la realización de los análisis físicos y químicos.

#### **5.6 Análisis de laboratorio**

Los parámetros físicos y químicos del suelo que se realizaron en base a la NOM-021-SEMARNAT- 2001.

- Textura por el método de Bouyoucos AS-09.
- Densidad Aparente “Método de la probeta”
- pH en agua relación 1:2.5 método AS-02

- Conductividad eléctrica (CE) método AS-18
- Materia orgánica (MO) del suelo método AS-07, de Walkley y Black (1947)
- Nitrógeno Total por digestión Kjeldahl, método AS-25
- Carbono de la Biomasa Microbiana por el método de Fumigación-Extracción (Vance *et al.*, 1987).
- Respiración por el método de Nannipieri (1995).

### **5.7 Análisis estadístico**

Se realizó una prueba de MANOVA para analizar la influencia del uso de suelo y las temporadas en la emisión de CO<sub>2</sub> y las propiedades del suelo, una vez que se encontraron diferencias significativas se realizó una prueba de Tukey para comparar las medias. Se realizó la prueba de correlación de Pearson para conocer la relación entre CO<sub>2</sub>-temperatura y CO<sub>2</sub>-humedad. Todo llevado a cabo en el paquete estadístico Statgraphics Centurion XVI, utilizando un nivel de confianza del 95%.

## 6. Resultados y discusión

### 6.1 Propiedades del suelo

El suelo presentó textura predominante franco arcillosa, excepto en PaNA que mostró textura franco arenosa, todas las zonas tuvieron una densidad aparente de 1.03-1.22 g/cm<sup>3</sup>, una CE con efectos despreciables de salinidad y un pH ligeramente ácido de acuerdo NOM-021-RECNAT-2001. En cuanto al contenido de MO, PaNA y PaCA mostraron un porcentaje muy bajo para ambas temporadas, mientras que para PaCU y BO se presentó un porcentaje bajo en ambas temporadas de acuerdo a la NOM-021-RECNAT-2001 (Tabla 1).

El uso de suelo y la temporada tuvieron efecto sobre la CE y la MO ( $p < 0.01$ ;  $p < 0.001$ ) (Tabla 2). Con respecto a la CE, esta fue mayor en la temporada de sequía en comparación a la de lluvias excepto en PaNA (Tabla 1). Por otra parte, BO tuvo mayor contenido de MO en ambas temporadas en comparación a los pastizales y además el contenido materia orgánica disminuyó en LL con respecto a SE, siendo más notable en PaNA.

**Tabla 1.** Propiedades físicas y químicas del suelo para ambas temporadas.

	Temporada	Textura	DA (g cm <sup>3</sup> )	CE (dsm <sup>-1</sup> )	pH	MO (%)
<b>PaNA</b>	SE	Franco arenoso	1.17±0.10	0.15±0.03 <sup>c</sup>	6.05±0.85	3.54±0.94 <sup>c</sup>
	LL		1.08±0.60	0.14±0.04 <sup>c</sup>	5.90±0.80	1.55±0.35 <sup>d</sup>
<b>PaCA</b>	SE	Franco arcilloso	1.22±0.07	0.17±0.06 <sup>bc</sup>	6.32±0.31	3.73±0.59 <sup>c</sup>
	LL		1.15±0.02	0.14±0.04 <sup>c</sup>	6.04±0.34	3.45±0.47 <sup>c</sup>
<b>PaCU</b>	SE	Franco arcilloso	1.13±0.04	0.23±0.01 <sup>ab</sup>	6.18±0.05	4.60±0.17 <sup>ab</sup>
	LL		1.03±0.04	0.16±0.01 <sup>bc</sup>	6.10±0.13	4.21±0.76 <sup>bc</sup>
<b>BO</b>	SE	Franco arcilloso	1.04±0.18	0.25±0.02 <sup>a</sup>	5.46±0.41	5.73±0.41 <sup>a</sup>
	LL		1.03±0.02	0.11±0.03 <sup>c</sup>	5.61±0.40	5.40±0.62 <sup>ab</sup>

Promedio ± desviación estándar Letras diferentes denotan diferencias significativas ( $p < 0.05$ ). SE: sequía; LL: lluvias. PaNA: pastizal natural; PaCA: pastizal con caballos; PaCu: pastizal antes cultivo; BO: bosque.

La diferencia en cuanto a la clase textural del suelo de PaNA y las otras zonas podría explicar los cambios en la concentración de la MO en PaNA, debido a que algunos estudios han demostrado que los suelos arenosos tienen baja eficiencia en la acumulación de C, en comparación con suelos arcillosos (Mapfumo *et al.*, 2007; Gentile *et al.*, 2010); sin embargo, esta diferencia en la textura del suelo no influye en la emisión de CO<sub>2</sub> del suelo. Sugihara *et al.* (2012), sugieren que un mayor flujo de CO<sub>2</sub> no depende de la eficiencia de la acumulación de C en el suelo arenoso, reportando que la tasa promedio de flujo de CO<sub>2</sub> de 23.3 y 25.7 mg CO<sub>2</sub>-C m<sup>-2</sup> h<sup>-1</sup> para sitios arcillosos y arenosos respectivamente, no muestra diferencias significativas.

El valor más alto de CE se presentó en SE bajo condiciones de poca humedad provocando la acumulación de sales en el suelo, donde el bajo contenido de agua no es capaz de lavar el exceso de sales, por lo tanto, en LL al aumentar contenido de humedad en el suelo las sales disponibles son solubilizadas y pueden ser más asequibles para las plantas, disminuyendo así la salinidad presente en el suelo (Mgang *et al.*, 2016).

## **6.2 Efecto del uso de suelo y la temporada**

El análisis de varianza multivariado (MANOVA) muestra el efecto del uso de suelo y la temporada en la emisión de CO<sub>2</sub> y en las propiedades del suelo. La Tabla 2 contiene los valores de F, solo para las propiedades en las cuales se observó el efecto anteriormente mencionado.

La interacción del uso de suelo y temporada presentaron un efecto sobre la emisión de CO<sub>2</sub>, contenido de MO y Nitrógeno inorgánico total ( $p < 0.001$ ); así como en CE, biomasa microbiana y nitratos-nitritos ( $p < 0.05$ ). El efecto de las diferentes temporadas (SE y LL) en la emisión de CO<sub>2</sub> del suelo, puede explicarse por un aumento en la respiración debido al incremento en la temperatura y precipitación en LL en comparación a SE (Bahn *et al.*, 2009; Gregor *et al.*, 2012). Además, el

contenido de humedad en el suelo en LL puede promover la respiración de la raíz y el proceso microbiano que implica la descomposición de la MO lábil del suelo y el aumento de la emisión de CO<sub>2</sub> (Luo y Zhou, 2006; Brito *et al.*, 2009).

**Tabla 2.** Efecto del uso de suelo y la temporada sobre la emisión de CO<sub>2</sub> y las propiedades del suelo.

	CO <sub>2</sub>	CE	MO	Respiración	Biomasa	N InorTotal	N-NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
<b>Uso (U)</b>	1.27 <sup>NS</sup>	4.81 <sup>**</sup>	38.38 <sup>***</sup>	3.19 <sup>*</sup>	14.01 <sup>***</sup>	4.57 <sup>*</sup>	4.36 <sup>*</sup>	0.81 <sup>NS</sup>
<b>Temporada (T)</b>	2214.53 <sup>***</sup>	28.97 <sup>***</sup>	1.45 <sup>NS</sup>	41.69 <sup>***</sup>	19.15 <sup>***</sup>	9.61 <sup>**</sup>	28.97 <sup>***</sup>	0.44 <sup>NS</sup>
<b>U x T</b>	10.62 <sup>***</sup>	6.34 <sup>**</sup>	7.95 <sup>***</sup>	4.38 <sup>*</sup>	5.52 <sup>**</sup>	10.34 <sup>***</sup>	3.89 <sup>*</sup>	6.5 <sup>**</sup>

Valores de F. \*P < 0.05, \*\* P < 0.01, \*\*\*P < 0.001. NS: No significativo. CE: Conductividad eléctrica; MO: Materia orgánica.

Resultados parecidos fueron reportados por Liebig *et al.* (2013), donde las diferencias emisión de CO<sub>2</sub> entre años y estaciones ocurrieron debido a las condiciones favorables para el crecimiento de las plantas, como la humedad y temperatura, independientemente de los tratamientos de manejo propuestos en el estudio.

Por su parte Wang *et al.* (2018), sugieren que los pastizales abandonados (que ya no son cultivados) pueden funcionar como pastizales naturales y secuestrar cantidades considerables de CO<sub>2</sub> de la atmósfera y emitir menos de este gas. Lo cual puede explicar porque no se encontró un efecto significativo del uso de suelo por si solo en las diferentes zonas de estudio, por ejemplo, para la zona de PaCU, la cual mantuvo cultivos y en la actualidad es un pastizal abandonado.

## 6.2 Emisión de CO<sub>2</sub> (ECO<sub>2</sub>)

El promedio mensual de la emisión de CO<sub>2</sub> para cada una de las zonas en SE no presentó diferencias significativas, mientras que en LL las zonas de PaCA y PaCU tienen una mayor emisión en comparación a PaNA (Tabla 3).

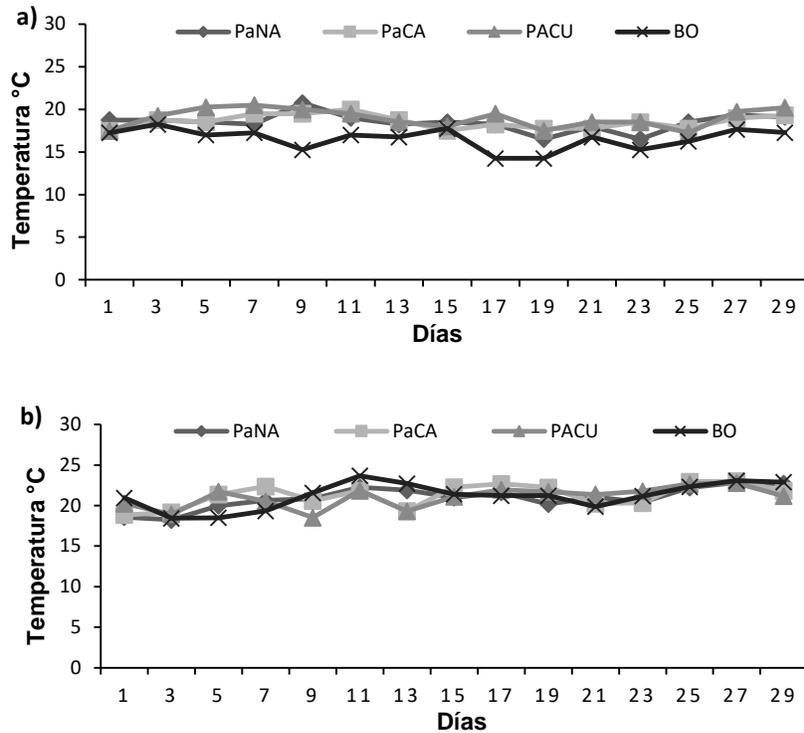
**Tabla 3.** Emisión de CO<sub>2</sub> para cada zona en temporada de sequía y de lluvias.

Zona	Sequía	Lluvias
	CO <sub>2</sub> (mg CO <sub>2</sub> ha <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )	CO <sub>2</sub> (mg CO <sub>2</sub> ha <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )
PaNA	690.16±41.53 <sup>c</sup>	1160.00±22.71 <sup>b</sup>
PaCA	631.14±46.99 <sup>c</sup>	1254.05±21.48 <sup>a</sup>
PaCU	620.00±25.41 <sup>c</sup>	1272.43±32.24 <sup>a</sup>
BO	609.29±24.13 <sup>c</sup>	1223.78±53.66 <sup>ab</sup>

Promedio ± desviación estándar. Letras diferentes denotan diferencias significativas ( $p < 0.05$ ). PaNA: pastizal natural; PaCA: pastizal con caballos; PaCu: pastizal antes cultivo; BO; bosque.

La figura 1 presenta la fluctuación de la temperatura por día durante el período experimental, para todas las zonas en ambas temporadas. La temperatura promedio del suelo tuvo una fluctuación de 16.54-18.98 °C y 20.97-21.56 °C para SE y LL respectivamente (Figura 1a y 1b), siendo esta última la que presentó días con temperaturas más altas en comparación con SE ( $p < 0.05$ ).

En cuanto al porcentaje de humedad del suelo, fue mayor en LL 69.11-75.70% (Figura 2b) en comparación a 24.84-47.30% para SE (Figura 2a), donde LL mostró mayor porcentaje de humedad ( $p < 0.05$ ). La emisión de CO<sub>2</sub> fluctúa de manera similar a la de humedad teniendo valores más altos en LL con 1272.43-1160.00 mg CO<sub>2</sub> ha<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> (Figura 3b) en comparación a SE 609.29-690.16 mg CO<sub>2</sub> ha<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> ( $p < 0.05$ ) (Figura 3 a). Además, la emisión de CO<sub>2</sub> tuvo una correlación positiva con la temperatura ( $r = 0.89$ ,  $p < 0.05$ ) y humedad del suelo ( $r = 0.92$ ,  $p < 0.05$ ).

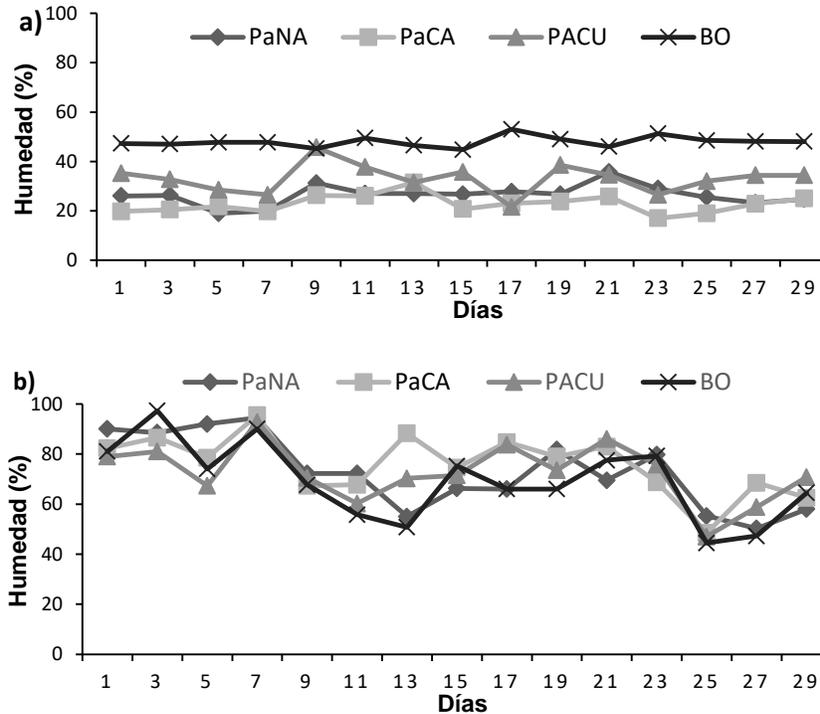


**Figura 1.** Fluctuación de la temperatura para la temporada de sequía (a) y de lluvias (b).

Los eventos de precipitación determinaron el cambio en el porcentaje de humedad entre temporadas y por lo tanto, la variación de la emisión de CO<sub>2</sub> entre SE y LL como en otros estudios (Li *et al.*, 2008; Wu *et al.*, 2010; Balogh *et al.*, 2011; Brito *et al.*, 2015). Lo que sugiere que el aumento en la humedad del suelo que se produce principalmente en los veranos lluviosos, mejora la respiración de la raíz, debido al crecimiento de las plantas y los procesos microbianos involucrados en la descomposición de la materia orgánica lábil del suelo con el consiguiente aumento de la producción y emisión de CO<sub>2</sub> (Luo y Zhou, 2006a). Además, a medida que el agua ingresa al suelo, los gases en el suelo se desplazan, favoreciendo la liberación de CO<sub>2</sub>.

Según Varella *et al.* (2004), la ECO<sub>2</sub> muestra una relación positiva con el aumento de la humedad del suelo hasta un 30% del espacio poroso lleno de agua. Por otro lado, Sugihara *et al.* (2012), reportan que en suelos de pastizales con textura

arenosa y arcillosa la tasa de flujo de CO<sub>2</sub> está fuertemente controlada por la humedad y el contenido de MO fácilmente disponible del suelo.

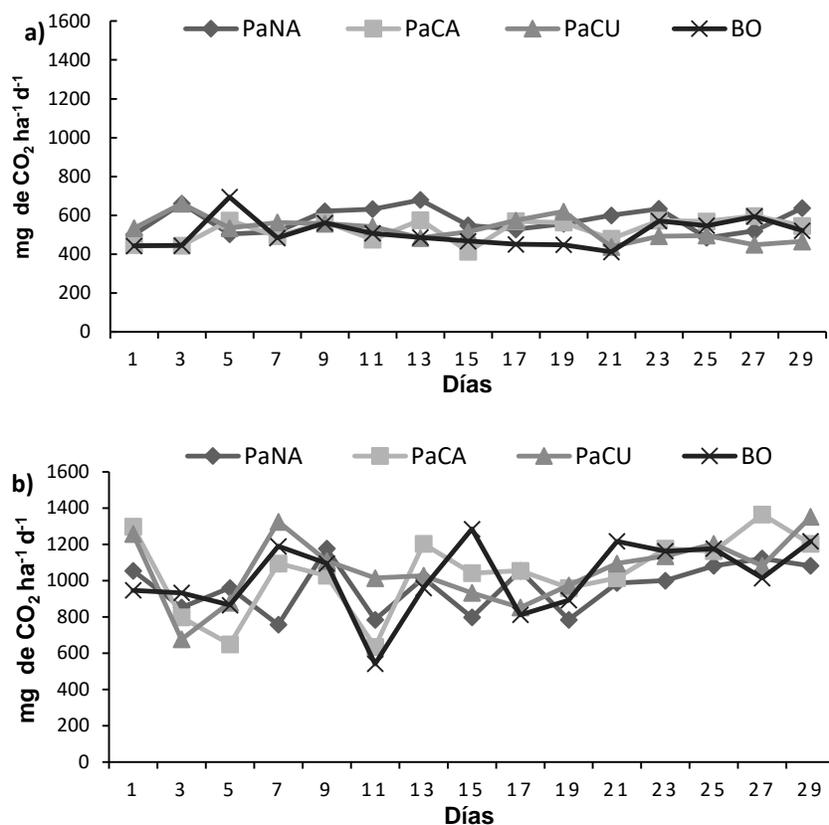


**Figura 2.** Fluctuación de la humedad para la temporada de sequía (a) y lluvias (b).

Otros estudios muestran que la reducida tasa de respiración del suelo puede presentarse en condiciones muy secas o muy húmedas (Bowden *et al.*, 1998). Por lo tanto, parece que los microorganismos del suelo podrían adaptarse a condiciones más húmedas o más secas, dependiendo de la situación climática de su lugar de origen (Sowerby *et al.*, 2005). La humedad del suelo puede limitar la respiración del suelo de dos maneras, ya sea limitando la aireación y por lo tanto la difusión del aire cuando el suelo está húmedo o por el estrés osmótico de las comunidades microbianas del suelo cuando está demasiado seco (Smith *et al.*, 2003).

La temporada de lluvias se caracterizó por una mayor temperatura del suelo en comparación a SE, lo que mejoró las condiciones de la actividad biológica (Luo y Zhou, 2006). La emisión CO<sub>2</sub> del suelo presentó una correlación significativa con

fluctuación de la temperatura del suelo de manera que la emisión  $\text{CO}_2$  en LL fue significativamente mayor que la obtenida en SE, lo que indica que la temperatura del suelo en LL propició mayor actividad biológica del mismo.



**Figura 2.** Fluctuación de la emisión de  $\text{CO}_2$  para la temporada de sequía (a) y de lluvias (b).

Guo *et al.* (2018), reportan que los flujos de  $\text{CO}_2$  del suelo en las praderas alpinas y en las praderas de arbustos alpinos se correlacionaron positivamente con la temperatura del suelo a 5 cm. De manera similar, se encontró que la temperatura y la humedad del suelo están fuertemente relacionadas con el flujo de  $\text{CO}_2$  del suelo en pastizales pastados a largo plazo en las praderas semiáridas (Liebig *et al.*, 2013; Brito *et al.*, 2015; Rong *et al.*, 2015).

Zhou *et al.* (2007), señalan que largas sequías traen consigo una disminución en el flujo de  $\text{CO}_2$  del suelo, independientemente de la temperatura del suelo. Por lo tanto,

cuando la humedad del suelo es adecuada para apoyar la actividad biológica, la temperatura del suelo es determinante para la respiración de este (Carbone *et al.*, 2011). También, cabe resaltar que el periodo de crecimiento más prolongado de las plantas se da en condiciones cálidas en los trópicos, asociada con una alta eficacia fotosintética de las plantas C4 (Ludlow, 1985) como lo son pastizales, los cuales tienen una alta producción de materia seca y por consiguiente, un aumento de la raíz y la respiración microbiana. Además de eso, los pastos son ecosistemas donde el sistema radicular denso y el recambio de raíces favorecen la actividad biológica y conducen a un alta  $\text{ECO}_2$  (Schaufler *et al.*, 2010).

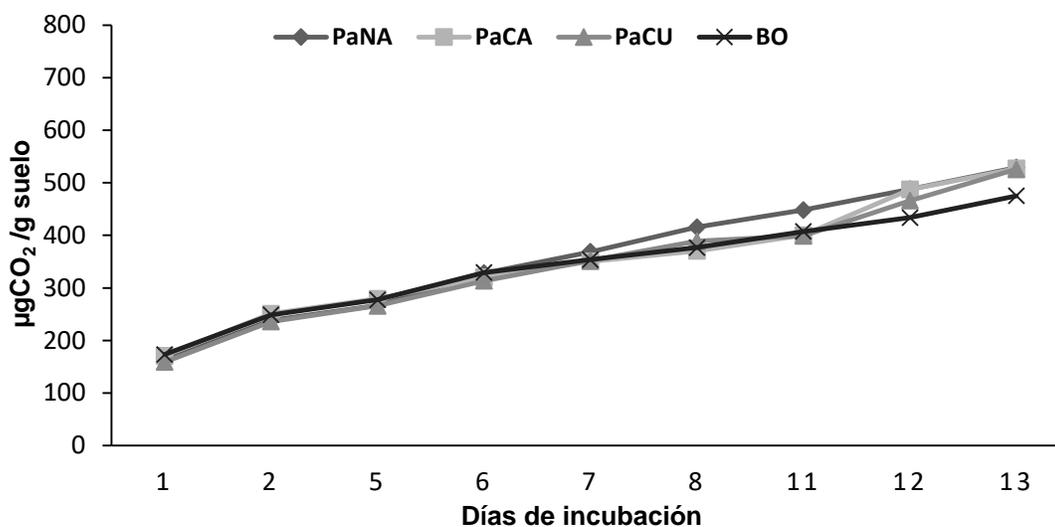
Como se mencionó anteriormente el uso de suelo y la temporada presentaron efecto en la emisión de  $\text{CO}_2$  (Tabla 2), ya que la emisión de  $\text{CO}_2$  de PaCA fue mayor a PaNA esto podría explicarse con lo reportado por Frank *et al.* (2002), quienes informaron que el pastoreo incrementó la emisión de  $\text{CO}_2$  en el suelo en comparación con los pastizales mixtos no pastoreados. Por lo que la exclusión del pastoreo disminuye la emisión de  $\text{CO}_2$  en el suelo, de acuerdo con varios estudios (Johnson y Matchett, 2001; Owensby *et al.*, 2006). Por su parte Zhou *et al.* (2007), encontraron que el pastoreo intensivo disminuyó la cobertura vegetal, lo que redujo la fotosíntesis, reduciendo el suministro de carbono a las raíces y los microorganismos del suelo y disminuyendo la emisión de  $\text{CO}_2$  en el suelo.

Liebig *et al.* (2013), reportaron tasas medias anuales de  $\text{CO}_2$  de  $1.3\text{--}8.3 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$  en pastizales, las cuales mostraron una asociación significativa con el manejo, la temperatura y humedad del suelo, dependiendo principalmente de la temperatura durante la primavera y otoño, mientras que en verano se asocian a la humedad.

La diferencia en los resultados del presente estudio respecto a los reportados, podría deberse a las diferencias ambientales y edáficas, como la temperatura, la humedad, la nutrición y la vegetación, entre sitios, que podrían afectar el flujo de  $\text{CO}_2$  del suelo (Liebig *et al.*, 2010; Gao *et al.*, 2016). Además de la duración del estudio, la intensidad de manejo o alteraciones que presenten las zonas, así como los métodos empleados.

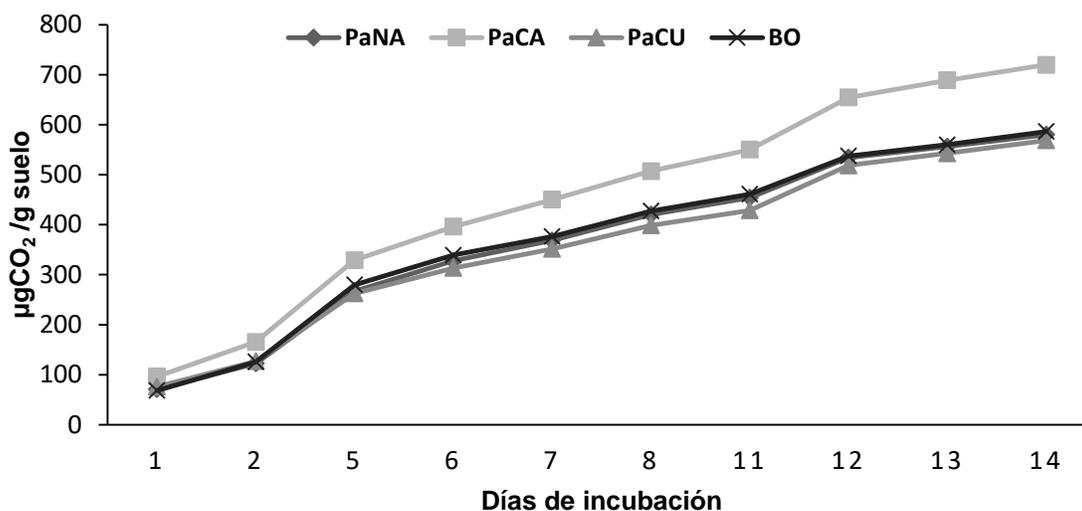
## 6.4 Actividad respiratoria

La respiración del suelo se caracteriza por medir el carbono potencialmente mineralizable en el suelo y reflejar la actividad global o energía gastada por el pool microbiano lo que refleja una estimación de la actividad descomponedora de los microorganismos del suelo (Paz-Ferreiro *et al.*, 2012; Prolingheuer *et al.*, 2014). Los valores de CO<sub>2</sub> producidos por parte de los microorganismos en SE para actividad respiratoria del suelo de las cuatro zonas (Figura 4), mostró diferencias significativas ( $p < 0.05$ ). Donde promedios más altos fueron 528.90 y 525.64  $\mu\text{CO}_2/\text{g}$  de suelo para PaNA y PaCU respectivamente, mientras que 491.57  $\mu\text{CO}_2/\text{g}$  de suelo para PaCA 475.09  $\mu\text{CO}_2/\text{g}$  de suelo en BO fueron los promedios más bajos (Tabla 4).



**Figura 4.** Actividad respiratoria de las cuatro zonas para SE. Valores de la emisión acumulativa.

La figura 5 muestra la respiración en temporada de lluvias. Los resultados obtenidos mostraron diferencias significativas ( $p < 0.05$ ). En general, el contenido de carbono aumentó a partir de los 5 y 12 días de incubación principalmente en PaCA con un promedio 720.12  $\mu\text{CO}_2/\text{g}$  de suelo. Además, la actividad respiratoria aumentó significativamente para la mayoría de las zonas en temporada de lluvias, excepto para PaCU con un promedio de 568.71  $\mu\text{CO}_2/\text{g}$  de suelo ( $p < 0.05$ ) (Tabla 4).



**Figura 5.** Actividad respiratoria de las cuatro zonas para LL. Valores de la emisión acumulativa.

### 6.5 Carbono de la biomasa microbiana (CBM)

La biomasa microbiana se caracteriza por ser la parte más activa de la materia orgánica del suelo; además, es importante en el ciclo de nutrientes y su liberación, también es considerada como un indicador sensible y temprano ante el estrés que se produce en el suelo (Silva *et al.*, 2014; Wen *et al.*, 2014).

El contenido de carbono de la biomasa microbiana para SE mostró diferencias significativas entre los diferentes usos de suelo ( $p < 0.05$ ), el promedio más bajo fue PaCA con 75.08 µg/g suelo y el promedio más alto fue de 284.10 µg/g suelo en BO; sin embargo, para LL el CBM disminuyó significativamente en BO con un promedio de 131.24 µg/g suelo, pero la disminución más notoria se dio en PaNa con 85.17 µg/g suelo (Tabla 4).

Las diferencias en el contenido del CBM por uso de suelo, podrían atribuirse a que la biomasa microbiana puede sufrir cambios estacionales, influidos por la cantidad de materia orgánica del suelo, por factores climáticos, uso de la tierra y por las características físico-químicas del suelo (Zoog *et al.*, 1997; Dalal, 1998). Entonces

la disminución en el contenido de CBM de PaNA podría estar relacionado con la disminución en el contenido de MO que se presentó en LL (Tabla 1).

También cabe mencionar que el descenso del CBM puede estar determinado por propiedades de las comunidades microbianas, así como por las condiciones climáticas a las que se ve sometido el suelo, más que a sus características edáficas (Schlesinger, 1997; Chen *et al.*, 2013).

Liebig *et al.* (2013), observaron que no solo las diferencias en la biomasa microbiana tienen influencia sobre la emisión de CO<sub>2</sub>, también la raíz, sugiriendo que la biomasa microbiana baja y la biomasa radicular alta pueden contribuir a mayores emisiones de CO<sub>2</sub> dominadas por la raíz. Otra explicación fue dada por Zhou *et al.* (2007), quienes sugirieron que la reducción del aparato fotosintético, por pastoreo, puede reducir temporalmente el suministro de C a las raíces y los microorganismos del suelo y disminuir el ECO<sub>2</sub>.

## **6.6 Coeficiente metabólico (qCO<sub>2</sub>)**

El coeficiente metabólico (qCO<sub>2</sub>), se obtiene dividiendo el carbono de la respiración entre el carbono de la biomasa microbiana por unidad de tiempo, equivale a la respiración por unidad de biomasa. El qCO<sub>2</sub> indica la eficiencia relativa de los microorganismos del suelo en el uso de C medido durante una incubación a corto plazo (Anderson y Domsch, 1993), y la intensidad de la mineralización de C (Dilly y Munch, 1998).

Para SE se puede observar un valor creciente del qCO<sub>2</sub> empezando por BO (2.19), PaNA (3.24), PaCU (5.75) y PaCA (9.82); mientras que, en LL los valores qCO<sub>2</sub> muestran un incremento BO (5.75), PaCU (6.35), PaNA (6.52) y PaCA (12.59), mostrando diferencias significativas entre zonas y temporadas (p<0.05).

PaCA presentó los valores más elevados en ambas temporadas, lo que significa que los microorganismos del suelo están en situación de estrés; es decir, aumenta la cantidad de C-CO<sub>2</sub> desprendido por unidad de biomasa y tiempo. Contrario en BO con valores menores en ambas temporadas, lo que implica un aumento en la eficiencia metabólica de los microorganismos y por lo tanto, una mejora en las condiciones energéticas del suelo (Tabla 4).

El coeficiente metabólico puede considerarse como una medida alternativa de los cambios en la biomasa microbiana en respuesta a las perturbaciones y limitaciones ambientales (Odum, 1985; Wardle y Ghani, 1995; Ananyeva *et al.*, 2002). De ahí que BO mostrara el valor más bajo en ambas temporadas, puesto que no presentó el manejo que se dio en zonas como PaCA y PaCU, así mismo algunos estudios han reportado mayor respiración en pastizales en comparación con los bosques (Raich y Tufekcioglu, 2000; Ambus y Robertson, 2006). La razón es que las hierbas no acumulan tanto C sobre el suelo como las plantas leñosas; por lo tanto, más C se asigna a las raíces (Raich & Tufekcioglu, 2000). La rizósfera densa de pastizales está, además, asociada con una alta actividad microbiana (Insam, 1990; MacDonald *et al.*, 1996).

El aumento en  $qCO_2$  puede deberse a la ineficiencia microbiana del carbono del suelo creada por el estrés (por ejemplo, la acidez) ya que el pH de todas las zonas de estudio es ligeramente ácido (Tabla 1) y el incremento en el porcentaje de humedad del suelo ya que este fue mayor en LL al igual que los valores de  $qCO_2$  (Xu *et al.*, 2006).

**Tabla 4.** Coeficiente metabólico (qCO<sub>2</sub>) para las cuatro zonas en ambas temporadas.

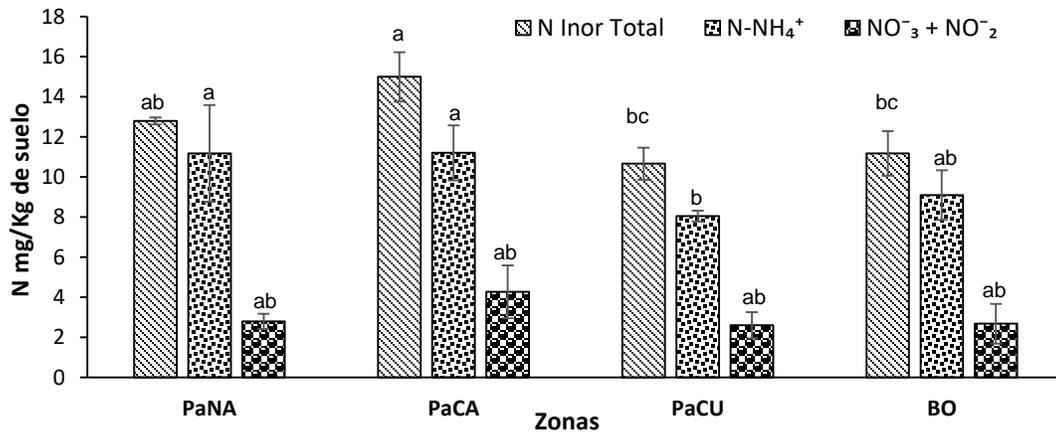
Zona	Sequía			Lluvias		
	Respiración (µg CO <sub>2</sub> /g suelo)	CBM (µg/g)	qCO <sub>2</sub>	Respiración (µg CO <sub>2</sub> /g suelo)	CBM (µg/g)	qCO <sub>2</sub>
<b>PaNA</b>	528.90±15.01 <sup>bc</sup>	220.12±20.16 <sup>ab</sup>	3.24 <sup>ce</sup>	627.01±90.57 <sup>ab</sup>	85.17±18.19 <sup>c</sup>	6.52 <sup>bc</sup>
<b>PaCA</b>	491.57±52.72 <sup>c</sup>	75.08±11.86 <sup>c</sup>	9.82 <sup>ab</sup>	720.12±86.67 <sup>a</sup>	79.21±17.43 <sup>c</sup>	12.59 <sup>a</sup>
<b>PaCU</b>	525.64±48.74 <sup>bc</sup>	138.78±20.51 <sup>bc</sup>	5.75 <sup>ce</sup>	568.71±44.78 <sup>bc</sup>	116.62±13.64 <sup>bc</sup>	6.35 <sup>bc</sup>
<b>BO</b>	475.09±28.83 <sup>c</sup>	284.10±20.54 <sup>a</sup>	2.19 <sup>e</sup>	586.58±16.59 <sup>bc</sup>	131.24±14.04 <sup>bc</sup>	5.75 <sup>ce</sup>

Promedio ± desviación estándar; letras diferentes denotan diferencias significativas, Tukey (p<0.05). CBM: carbono de la biomasa microbiana. PaNA: pastizal natural; PaCA: pastizal con caballos; PaCu: pastizal antes cultivado; BO; bosque.

Para Wang *et al.* (2003), la respiración del suelo en condiciones favorables de temperatura y humedad es determinada principalmente por la acumulación de C soluble en el suelo y no tanto por CBM, de acuerdo a lo anterior se podría explicar el aumento en la respiración en LL respecto a SE, a pesar de la disminución en el CBM en LL.

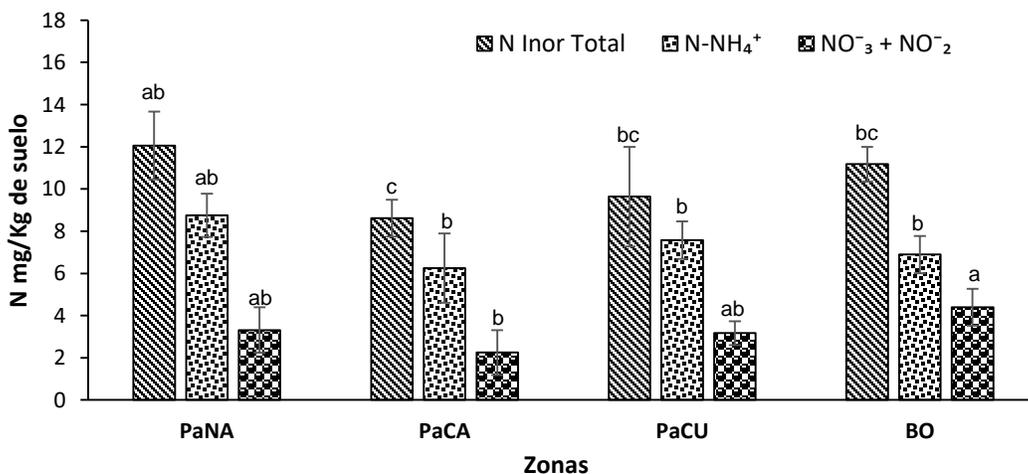
## 6.7 Mineralización del Nitrógeno

En el contenido de N inorgánico total para todas las zonas en temporada de sequía se clasifica como bajo de acuerdo a la NOM-021-RECNAT-2001. Este presenta diferencias significativas entre las zonas (p<0.05), con mayor contenido para PaCA (14.99± 1.23 N mg/Kg de suelo). En cuanto a N-NH<sub>4</sub><sup>+</sup> en PaCA y PaNA se tuvieron los valores más elevados en comparación a PaCU el cual mostró diferencias significativas entre zonas (p<0.05). En el caso de NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y NO<sub>2</sub><sup>-</sup> se presentaron diferencias significativas entre las zonas (p<0.05) (Figura 6).



**Figura 6.** Mineralización del Nitrógeno para las cuatro zonas en temporada de sequía. Promedio  $\pm$  desviación estándar, barras con letras diferentes denotan diferencias significativas ( $p < 0.05$ ).

Para LL el contenido de N inorgánico total para PaCA y PaCU fue catalogado de clase muy baja, mientras que PaNA y BO se catalogan de clase baja de acuerdo a la NOM-021-RECNAT-2001. Se presentando diferencias significativas entre las zonas de estudio, con mayor contenido para PaNA de  $12.06 \pm 1.60$  N mg/Kg de suelo ( $p < 0.05$ ). En cuanto al promedio de  $N-NH_4^+$ , PaNA tienen el valor más elevados, mostrando diferencias significativas entre zonas ( $p < 0.05$ ). Para  $NO_3^-$  y  $NO_2^-$  BO tiene el promedio más alto y PaCA el más bajo, reportando diferencias significativas entre las zonas ( $p < 0.05$ ) (Figura 7).



**Figura 7.** Mineralización del Nitrógeno para las cuatro zonas en temporada de lluvias. Promedio  $\pm$  desviación estándar, barras con letras diferentes denotan diferencias significativas ( $p < 0.05$ ).

Como se observó en la tabla 1, el uso de suelo y la temporada tiene efecto sobre el nitrógeno inorgánico total, disminuyendo en LL en comparación con SE. PaCA tuvo el promedio más alto en SE, probablemente por la adición del estiércol de equino que es depositado, el cual contiene niveles altos de nitrógeno en materia seca (1.55kg de N por tonelada) (FAO, 1995); sin embargo, el valor disminuyó en LL, lo cual podría estar relacionado con la actividad de los microorganismos, así como el crecimiento de las raíces ya que este aumenta con la temperatura y humedad presentada en esta temporada.

Moinet *et al.* (2016), reportaron una mayor captación neta de carbono del ecosistema para el tratamiento con alto contenido de nitrógeno, en comparación con el tratamiento de control. Además, la falta de una diferencia en la concentración de nitrógeno en el suelo y en la raíz entre los tratamientos con nitrógeno sugiere que la mayor parte del nitrógeno agregado fue utilizado por las plantas para el crecimiento de biomasa por encima del suelo.

También Bardgett *et al.* (1997), mencionan que el pastoreo dio como resultado una mayor actividad microbiana en el suelo en comparación con las áreas sin pasto y sugirió que el rápido retorno de sustratos y nutrientes lábiles a través de las heces y la orina explicaron sus resultados. Con lo antes mencionado se pueden explicar las bajas concentraciones N en LL y las altas emisiones de CO<sub>2</sub> en la misma temporada.

En contraste a los resultados obtenidos en este estudio Ross *et al.* (2001), encontraron que la emisión de CO<sub>2</sub> en suelos a una profundidad de 5 cm fue inferior, mientras que la concentración de N total fue significativamente mayor.

## **7. Conclusiones**

El uso de suelo por sí sólo no presentó efecto significativo en la emisión de CO<sub>2</sub>, sin embargo, la interacción de uso de suelo con la temporada mostró un efecto significativo en la emisión de CO<sub>2</sub>, especialmente en la temporada de lluvias.

Se encontró una correlación positiva entre la emisión de CO<sub>2</sub> con la humedad y temperatura del suelo.

El promedio de emisión de CO<sub>2</sub> fue mayor en la temporada de lluvias en comparación a la temporada sequía.

El uso de suelo y la temporada tuvieron efecto en la mineralización del nitrógeno, contenido de materia orgánica, conductividad eléctrica y el carbono de la biomasa.

El coeficiente metabólico aumentó en todas las zonas de estudio en temporada de lluvias en comparación a la temporada de sequía.

## 8.Referencias

Ananyeva, N.D., Blagodatskaya, E.B., Demkina, T.S. 2002. Temporal and spatial variability of the microbial metabolic quotient in soils. *Eurasian Soil Science* 35: 1092–1099.

Anderson, T.H., Domsch, K.H. 1993. The metabolic quotient for CO<sub>2</sub> (qCO<sub>2</sub>) as a specific activity parameter to assess the effects of environmental conditions, such as pH, on the microbial biomass of forest soils. *Soil Biology & Biochemistry* 25: 393–395.

Austin, A., Yahdjian, L., Stark, J.M., Belnap, J., Porporato, A., Norton, U., Ravetta, D. y Schaeffer S. 2004. Water pulses and biogeochemical cycles in arid and semiarid ecosystems. *Oecologia* 141: 221–235.

Bahn, M., Knapp, Z., Garajova, Z., Pfahringer, N., Cernusca, A. 2006. Root respiration in temperate mountain grasslands differing in land use. *Global Change Biology* 12: 995–1006.

Bahn, M., Schmitt, M., Siegwolf, R., Richter, A., Brüggemann, N. 2009. Does photosynthesis affect grassland soil-respired CO<sub>2</sub> and its carbon isotope composition on a diurnal timescale? *New Phytologist* 182: 451–460.

Balogh, J.K., Pintér, S., Fóti, D., Cserhalmi, M., Papp, Z.N. 2011. Dependence of soil respiration on soil moisture, clay content, soil organic matter, and CO<sub>2</sub> uptake in dry grasslands. *Soil Biology & Biochemistry* 43: 1006-1013.

Batjes, N., Bridges, E. 1992. World Inventory of Soil Emissions. International Soil Reference and Information Centre 11-35.

Biasi, C., Lind, S., Pekkarinen, N., Huttunen, J., Shurpali, N., Hyvonen, N., Repo, M., Martikainen, P. 2008. Direct experimental evidence for the contribution of lime to CO<sub>2</sub> release from managed peat soil. *Soil Biology & Biochemistry* 40: 2660-2669.

Blazewicz, S., Schwartz, E., Firestone, M., 2014. Growth and death of bacteria and fungi underlie rainfall-induced carbon dioxide pulses from seasonally dried soil. *Ecology* 95: 1162-1172.

Brito L., Azenha M., Januszkiewicz E., Cardoso A., Morgado E., Malheiros E., La Scala, N., Reis R. y Ruggieri A. 2015. Seasonal Fluctuation of Soil Carbon Dioxide Emission in Differently Managed Pastures. *Agronomy Journal* 107: 957-962.

Brito, L.D., Júnior, J.M., Pereira, G.T., Souza, Z.M., Scala, N. 2009. Soil CO<sub>2</sub> emission of sugarcane fields as affected by topography. *Scientia Agricola* 66: 77–83.

- Brito, P., Trujillo, J., Morales, D., Jimenez, M., Wieser, G. 2013. Response of soil CO<sub>2</sub> efflux to simulated precipitation pulses in a Canary Island pine forest at Tree line. *Arid Land Research and Management* 27: 178-187.
- Bouma, J., Kai, L., David, M., Jonathan, P. 1997. On the assessment of root and soil respiration for soils of different textures: interactions with soil moisture contents and soil CO<sub>2</sub> concentrations. *Plant and Soil* 195: 221–232.
- Bouma, T., Bryla, D. 2000. On the assessment of root and soil respiration for soils of different textures: interactions with soil moisture contents and soil CO<sub>2</sub> concentrations. *Plant Soil* 227: 215–221.
- Bowden, R., Newkirk, K., Rullo, G. 1998. Carbon dioxide and methane fluxes by a forest soil under laboratory-controlled moisture and temperature conditions. *Soil Biology & Biochemistry* 30: 1591–1597.
- Burns, R., Dick, R. 2002. *Enzymes in the Environment: Activity, Ecology and Applications*. Books in Soils, Plants, and the Environment Series, 86 CRC Press.
- Carbone M., Still, C., Ambrose A., Dawson T., Williams A., Boot C., Schaeffer S., Schimel J. 2011. Seasonal and episodic moisture controls on plant and microbial contributions to soil respiration. *Oecologia* 167: 265–278.
- Casals, P., Romanya, J., Cortina, J., Bottner, P., Couteaux, M., Vallejo, V. 2000. CO<sub>2</sub> efflux from a Mediterranean semi-arid forest soil. I. Seasonality and effects of stoniness *Biogeochemistry* 48: 261–281.
- Casida, L., Klein, D., Sartoro, T. 1964. Soil dehydrogenase activity. *Soil Science* 98: 371–376.
- Chapman, S., Thurlow, M. 1998. The influence of climate on CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emission on organic soil. *Agricultural and Forest Meteorology* 30:1013–1021.
- Chatterjee, A., Jenerette, G. 2011. Spatial variability of soil metabolic rate along a dryland elevation gradient. *Landscape Ecology* 26: 1111–1123.
- Chen, Y., Day, S., Wick, A., Strahm, B., Wiseman, P., Daniels, W. 2013. Changes in soil carbon pools and microbial biomass from urban land development and subsequent post-development soil rehabilitation. *Soil Biology & Biochemistry* 66:38-44.
- Conant, R. 2010. Challenges and opportunities for carbon sequestration in grassland systems: A technical report on grassland management and climate change mitigation. *Integrated Crop Management*. Vol. 9. FAO, Rome.
- Conant, R., Paustian, K., Elliott, E. 2001. Grassland management and conversion into grassland: effects on soil carbon. *Ecological Applications* 11: 343-355.

- Conrad, R., Seiler, W. 1985. Influence of temperature, moisture and organic carbon on the flux of H<sub>2</sub> and CO between soil and atmosphere. Field studies in subtropical regions. *Journal of Geophysical Research* 90: 5699–5709.
- Conrad, R. y Seiler, W. 1985. Characteristics of a biological CO formation from soil organic matter, humic acids, and phenolic compounds. *Environmental Science & Technology* 19: 1165–1169.
- Conrad, R. 1988. Biogeochemistry and ecophysiology of atmospheric CO and H<sub>2</sub>. *Advances in Microbial Physiology Ecology* 10: 231–283
- Conrad, R. 1995. Soil microbial processes and the cycling of atmospheric trace gases. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 351:219-230.
- Conrad, R. 1996. Soil Microorganisms as Controllers of Atmospheric Trace Gases (H<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub>, OCS, N<sub>2</sub>O, and NO). *Microbiological Reviews* 609–640.
- Cruz-Martínez, K., Rosling, A., Zhang, Y., Song, M., Andersen, G. y Banfield, J. 2012. Effect of rainfall-induced soil geochemistry dynamics on grassland soil microbial communities. *Applied and Environmental Microbiology* 78: 7587–7595.
- Cuhel, J., Simek, M., Laughlin, R., Bru, D., Chèneby, D., Watson, C., Philippot, L. 2010. Insights into the effect of soil pH on N<sub>2</sub>O and N<sub>2</sub> emissions and denitrifier community size and activity. *Applied and Environmental Microbiology* 76: 1870–1878.
- Dalal, R.C. 1998. Soil microbial biomass what do the number really mean? *Australian Journal of Experimental Agriculture* 38: 649-665.
- Dilly, O., Munch, J.C., 1998. Ratios between estimates of microbial biomass content and microbial activity in soils. *Biology and Fertility of Soils* 27: 374–379.
- Dilustro, J., Collins, B., Duncan, L. y Crawford, C. 2005. Moisture and soil texture effects on soil CO<sub>2</sub> efflux components in southeastern mixed pine forests. *Forest Ecology and Management* 204: 85–95.
- Dorodnikov, M., Blagodatskaya, E., Blagodatsky, S., Marhan, S., Fangmeier, A., Kuzyakov, Y. 2009. Stimulation of microbial extracellular enzyme activities by elevated CO<sub>2</sub> depends on soil aggregate size. *Global Change Biology* 15: 1603–1614.
- Ehleringer, J., Cerling, T., Helliker, B. 1997. C-4 photosynthesis, atmospheric CO<sub>2</sub> and climate. *Oecologia* 112: 285–299.
- Eggleton, P., Fierer, N., Fraser, T., Hedlund, K., Jeffery, S., Johnson, N., Jones, A., Kandeler, E., Kaneko, N., Lavelle, P., Lemanceau, P., Miko, L., Montanarella, L., Moreira, F., Ramirez, K., Scheu, S., Singh, B., Six, J., van der Putten, W., Wall, D. 2016. *Global Soil Biodiversity Atlas*. Luxembourg: Oficina de publicaciones de la Unión Europea, Comisión Europea.

Epstein, H., Gill, R., Paruelo, J., Lauenroth, W., Jia, G. y Burke I. 2002. The relative abundance of three plant functional types in temperate grasslands and shrublands of North and South America: effects of projected climate change. *Journal Biogeography* 29: 875–888.

Eriksen, J., Jensen, L. 2001. Soil respiration, nitrogen mineralization and uptake in barley following cultivation of grazed grasslands. *Biology and Fertility of Soils* 33: 139–145.

FAO y GTIS. 2015. *Status of the World's Soil Resources*, Roma: Orgiazzi, A., Bardgett, R., Barrios, E., Behan-Pelletier, V., Briones, M., Chotte, J-L., De Deyn, G.,

FAO, 2002. *Captura de carbono en los suelos para un mejor manejo de la tierra*.

Frank, A.B., Liebig, M.A., Hanson, J.D. 2002. Soil carbon dioxide fluxes in northern semiarid grasslands. *Soil Biology & Biochemistry* 34: 1235–1241.

Fraser F., Corstanje R., Deeks L., Harris J., Pawlett M., Todman L., Whitmore A. y Ritz K. 2016. On the origin of carbon dioxide released from rewetted soils. *Soil Biology & Biochemistry* 101: 1-5.

Fornara, D., Tilman, D. 2008. Plant functional composition influences rates of soil carbon and nitrogen accumulation. *Journal of Ecology* 96: 314–322.

Fóti, S., Balogh, J., Herbst, M., Papp, M., Koncz, P., Bartha, S., Zimmermann, Z., Komoly, C., Szabó, G., Margóczy, K., Acosta, M., Nagy Z. 2016. Meta-analysis of field scale spatial variability of grassland soil CO<sub>2</sub> efflux: Interaction of biotic and abiotic drivers. *Catena* 143: 78-89.

Gao, X., Thomas, B.W., Beck, R., Thompson, D.J., Zhao, M., Willms, W.D., Hao, X.Y., 2016. Long-term grazing alters soil trace gas fluxes from grasslands in the foothills of the Rocky Mountains, Canada. *Land Degradation & Development*.

Gass, T., Binkley, D. 2011. Soil nutrient losses in an altered ecosystem are associated with native ungulate grazing. *Journal of Applied Ecology* 48: 952–960.

Gentile, R., Vanlauwe, B., Kavoo, A., Chivenge, P., Six, J. 2010. Residue quality and N fertilizer do not influence aggregate stabilization of C and N in two tropical soils with contrasting texture. *Nutrient Cycling in Agro-ecosystems* 88, 121-131.

Grandy, A., Robertson, G. 2006. Initial cultivation of a temperate-region soil immediately accelerates aggregate turnover and CO<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes. *Global Change Biology* 12: 1507–1520.

Gregor, P., Klemen, E., Dominik, V., Mitja, F., Matjaž, Č., Tjaša, K., Primož, S., Nives, O. 2012. Sources of soil CO<sub>2</sub> in calcareous grassland with woody plant encroachment. *Soils Sediment* 12: 1327–1338.

Guoa, N., Wang, A., Degenb, A.A., Denga, B., Shanga, Z., Dinga, L., Longa, R. 2018. Grazing exclusion increases soil CO<sub>2</sub> emission during the growing season in alpine meadows on the Tibetan Plateau. *Atmospheric Environment* 174: 92–98.

Halverson, L., Jones, T., Firestone, M. 2000. Release of intracellular solutes by four soil bacteria exposed to dilution stress. *Soil Science Society of America Journal* 64: 1630.

Hanson, P., Edwards, N., Garten, C., Andrews, J. 2000. Separating root and soil microbial contributions to soil respiration: a review of methods and observations. *Biogeochemistry* 48: 115–146.

Harper K., Macdonald S., Burton P., Chen J., Brosofske K., Saunders S., Euskirchen E., Roberts D., Jaiteh M., Esseen P. 2005. Edge Influence on Forest Structure and Composition in Fragmented Landscapes. *Conservation Biology* 768–782.

Herbst, M., Bornemann, L., Graf, A., Welp, G., Vereecken, H., Amelung, W. 2012. A geostatistical approach to the field-scale pattern of heterotrophic soil CO<sub>2</sub> emission using covariates. *Biogeochemistry* 111: 377–392.

Houghton, R. 1999. The annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use 1850–1990. *Tellus B*, 51: 298–313.

Houghton, R., House, J., Pongratz, J., van der Werf, G., De Fries, R., Hansen, M., Le Quere, C., Ramankutty, N. 2012. Carbon emissions from land use and land-cover change. *Biogeosciences* 9: 5125–5142.

Hunt, J., Kelliher, F., McSeveny, T., Ross, D., Whitehead, D. 2004. Long-term carbon exchange in a sparse, seasonally dry tussock grassland. *Global Change Biology* 10: 1785-1800.

Insam, H., Haselwandter, K. 1989. Metabolic quotient of the soil microflora in relation to plant succession. *Oecologia* 79: 171–178.

IPCC. 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Jarvis, P., Rey, A., Petsikos, C., Wingate, L., Rayment, M., Pereira, J., Banza, J., David, J., Miglietta, F., Borghetti, M., Manca, G., Valentini, R. 2007. Drying and wetting of Mediterranean soils stimulates decomposition and carbon dioxide emission: the “Birch effect.”. *Tree Physiology* 27: 929-940.

Johnson, L.C., Matchett, J.R. 2001. Fire and grazing regulate below ground processes in tallgrass prairie. *Ecology* 82: 3377–3389.

- Kickligher, D., Melillo, J., Peterjohn, W., Rastetter, E., McGuire, A., Steudler, P. 1994. Aspects of spatial and temporal aggregation in estimating regional carbon dioxide fluxes from temperate forest soils. *Geophysical Research Letters* 99: 1303–1315.
- Kirschbaum Miko, U. 1995. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. *Soil Biology & Biochemistry* 27: 753–760.
- Koncz, P., Balogh, J., Papp, M., Hidy, D., Pintér, K., Fóti, S., Klumpp, K., Nagy, Z. 2015. Higher soil respiration under mowing than under grazing explained by biomass differences. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 103: 201–215.
- Lal, R. 2008. Carbon sequestration. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences* 363: 815–830.
- Lee, X., Wu, H., Sigler, J., Oishi, C., Siccama, T. 2004. Rapid and transient response of soil respiration to rain. *Global Change Biology* 10: 1017-1026.
- Li, X., Zhang, C., Fu, H., Guo, D., Song, X., Wan, C., Ren, J. 2013. Grazing exclusion alters soil microbial respiration, root respiration and the soil carbon balance in grasslands of the Loess Plateau, northern China. *Soil Science and Plant Nutrition*. 59: 877–887.
- Li, H., Yan, J., Yue, X., Wang, M. 2008. Significance of soil temperature and moisture for soil respiration in a Chinese mountain area. *Agricultural and Forest Meteorology* 148: 490-503.
- Liebig, M.A., Kronberg, S.L., Hendrickson, J.R., Dong, X., Gross, J.R. 2013. Carbon dioxide flux from long-term grazing management systems in a semiarid region. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 164: 137–144.
- Liebig, M.A., Gross, J.R., Kronberg, S.L., Phillips, R.L. 2010. Grazing management contributions to net global warming potential: a long-term evaluation in the Northern Great Plains. *Journal of Environmental Quality* 39: 799–809.
- Luo, Y., Zhou, X. 2006a. Processes of CO<sub>2</sub> production in soil. In: Y. Luo and X. Zhou, editors, *Soil respiration and the environment*. Academic Press, Elsevier, San Diego, CA. p. 35–59.
- Luo, Y., Zhou, X. 2006b. Controlling factors. In: Y. Luo and X. Zhou, editors, *Soil respiration and the environment*. Academic Press, Elsevier, San Diego, CA. p. 79–105.
- Mganga, Z., Bahar, S., Razavi, Kuzyakov, Y. 2016. Land use affects soil biochemical properties in Mt. Kilimanjaro region. *Catena* 141: 22–29.

MacDonald, J., Skiba, U., Sheppard, L., Hargreaves, K., Smith, K., Fowler, D. 1996. Soil environmental variables affecting the flux of methane from a range of forest, moorland and agricultural soils. *Biogeochemistry* 34: 113–132.

MacDonald, J., Angers, D., Rochette, P., Chantigny, M., Royer I., Gasser M. 2010. Plowing a poorly drained grassland reduced soil respiration. *Soil Science Society of American Journal* 74: 2067–2076.

Mapfumo, P., Mtambanengwe, F., Vanlauwe, B. 2007. Organic matter quality and management effects on enrichment of soil organic matter fractions in contrasting soils in Zimbabwe. *Plant and Soil* 296: 137-150.

McSherry, M., Ritchie, M. 2013. Effects of grazing on grassland soil carbon: a global review. *Global Change Biology*, 19: 1347-1357.

Meixner, F., Yang, W. 2006. Biogenic emissions of nitric oxide and nitrous oxide from arid and semi-arid land. In: *Dryland Ecohydrology* (eds P. D’Odorico & A. Porporato), Springer, Dordrecht. pp. 233–255.

Morgan J., LeCain D., Pendall E., Blumenthal D., Kimball B., Carrillo Y., Williams D., Heisler-White J., Dijkstra F., West M. 2011. C<sub>4</sub> grasses prosper as carbon dioxide eliminates desiccation in warmed semi-arid grassland. *Nature* 476: 202–205.

Mosier, A. 1998. The Effects of Forest Thinning Practices and Altered Nutrient Supply on Soil Trace Gas Fluxes in Colorado. *Biol. Fertility Soils*. 27: 221–229.

National Oceanic & Atmospheric Administration/ Earth System Research Laboratory (NOAA/ESRL). 2018. Dlugokencky E. y Tans P. ([www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/](http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/))

Odum, E.P., 1985. Trends expected in stressed ecosystems. *Bioscience* 35, 419–422.

Owensby, C.E., Ham, J.M., Auen, L.M., 2006. Fluxes of CO<sub>2</sub> from grazed and ungrazed tallgrass prairie. *Rangeland Ecology & Management* 59: 111–127.

Paustian, K., Six, J., Elliott, E., Hunt, H., Rustad, L., Huntingdon, T. y Boone, R. 2000. Management options for reducing CO<sub>2</sub> emission from agricultural soil. *Biogeochemistry* 48: 147–163.

Paz-Ferreiro, J., Gascó, G., Gutiérrez, B., Méndez, A. 2012. Soil biochemical activities and the geometric mean of enzyme activities after application of sewage sludge and sewage sludge biochar to soil. *Biology Fertility of Soils* 48: 511–517.

Petrone, R., Chahil, P., Macrae, M., English, M. 2008. Spatial variability of CO<sub>2</sub> exchange for riparian and open grasslands within a first-order agricultural basin in Southern Ontario. *Agriculture Ecosystem & Environmental* 125: 137–147.

Poulter, B., Frank, D., Ciais, P., Myneni, R., Andela, N., Bi, J., Broquet G., Canadell J., Chevallier F., Liu Y., Running S., Sitch S. y van der Werf G. 2014. Contribution of semi-arid ecosystems to interannual variability of the global carbon cycle. *Nature* 509: 600–603.

Prescott, L., Harley, J., Klein, D. 2002. *Microbiology*, McGraw-Hill Compagnies, New York.

Prolingheuer, N., Scharnagl, B., Graf, A., Vereecken, H., Herbst, M. 2014. On the spatial variation of soil rhizospheric and heterotrophic respiration in a winter wheat stand. *Agricultural and Forest Meteorology* 195: 24-31.

Quincke, J., Wortmann, C., Mamo, M., Franti, T., Drijber, R. 2007. Occasional tillage of no-till systems: carbon dioxide flux and changes in total and labile soil organic carbon. *Agronomy Journal* 99: 1158–1168.

Raich, J., Potter, C., Bhagawati, D. 2002. Interannual variability in global soil respiration, 1980-94. *Global Change Biology* 8: 800–812.

Raich, J., Tufekcioglu, A. 2000. Vegetation and soil respiration: correlations and controls. *Biogeochemistry* 48: 71–90.

Rao, D., Pathak, H. 1996. Ameliorative influence of organic matter on biological activity of salt-affected soils. *Arid Soil Research and Rehabilitation* 10: 311–319.

Report, Carbon dioxide Information Analysis Center (CDIAC), 2017, <http://www.cdiac.esd.ornl.gov>

Rossa, K.R., Tatea, P.C., Newtonb, R.H., Wildea, H.C. 2001. Carbon and nitrogen pools and mineralization in a grassland organic soil at a New Zealand carbon dioxide spring. *Soil Biology & Biochemistry* 33: 849-852.

Sato, A., Seto, M. 1999. Relationship between rate of carbon dioxide evolution, microbial biomass, and amount of dissolved organic carbon as affected by temperature and water content of a forest and an arable soil. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 30: 2593-2605.

Schaufler, G., Kitzler, B., Schindlbacher, A., Skiba, U., Sutton, M., y Zechmeister-Boltenstern, S. 2010. Greenhouse gas emissions from European soils under different land use: effects of soil moisture and temperature. *European Journal of Soil Science*. 61: 683–696.

Schindlbacher, A., Borken, W., Djukic, I., Brandstatter, C., Spotl, C., Wanek W., 2015. Contribution of carbonate weathering to the CO<sub>2</sub> efflux from temperate forest soils. *Biogeochemistry* 124: 273-290.

Schlesinger, W.H. 1997. *Biogeochemistry: Analysis of Global Change*, 2nd ed. Academic Press, San Diego, CA.

- Shi, X.M., Li, X.G., Li, C.T., Zhao, Y., Shang, Z.H., Ma, Q.F. 2013. Grazing exclusion decreases soil organic C storage at an alpine grassland of the Qinghai-Tibetan Landscape and Ecological Engineering 57: 183–187.
- Shrestha, G., Stahl, P.D., 2008. Carbon accumulation and storage in semi-arid sagebrush steppe: effects of long-term grazing exclusion. Agriculture, Ecosystems & Environment 125, 173–181.
- Semmartin, M., Aguiar, M., Distel, R., Moretto, A., Ghera, C. 2004. Litter quality and nutrient cycling affected by grazing-induced species replacements along a precipitation gradient. Oikos 107: 148–160.
- Shi, W., Yan, M., Zhang, J., Guan, J., Du, S. 2014. Soil CO<sub>2</sub> emissions from five different types of land use on the semiarid Loess Plateau of China, with emphasis on the contribution of winter soil respiration. Atmosphere Environmental 88: 74–82.
- Silva, M., Barajas, M., Araujo, A., Araujo, F., Melo, W. 2014. Soil Microbial Biomass After Three-Year Consecutive Composted Tannery Sludge Amendment. Pedosphere 24: 469-475.
- Sinsabaugh, R., Follstad, J. 2012. Ecoenzymatic stoichiometry and ecological theory and Systematics, Annual Review of Ecology 43: 313–343.
- Sinsabaugh, R., Hill, B., Follstad, J. 2009. Ecoenzymatic stoichiometry of microbial organic nutrient acquisition in soil and sediment, Nature 462: 795–798.
- Sitaula, B., Bakken, L., Abrahamsen, G. 1995. N- fertilization and soil acidification effects on N<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> emission from temperate pine forest. Soil Biology & Biochemistry 27: 1401–1408.
- Six, J., Bossuyt, H., Degryze, S., Denef, K. 2004. A history of research on the link between (micro) aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. Soil and Tillage Research 79: 7–31.
- Skujins, J. 1978. History of abiotic soil enzyme research. In R. G. Burns (ed.), Soil enzymes. Academic Press Ltd., London. p. 1–49.
- Smith, K., Ball, T., Conen, F., Dobbie, K., Massheder, J. y Rey, A. 2003. Exchange of greenhouse gases between soil and atmosphere: interactions of soil physical factors and biological processes. European Journal of Soil Science 54: 779–791.
- Smith, W., Rochette, P., Monreal, C., Desjardins, R., Pattey, E. 1997. The rate of carbon changes in agricultural soils in Canada at the landscape level A. Journal Soil Science 77: 219–229.
- Snyder, C., Bruulsema, T., Jensen, T., Fixen, P. 2009. Review of greenhouse gas emissions from crop production systems and fertilizer management effects. Agriculture Ecosystem & Environmental 133: 247–266.

- Sowerby, A., Bridget, E., Beier, C., Tietema, A., Pañuelas, J., Estiarte, M. 2005. Microbial community changes in heathland soil communities along a geographical gradient: interaction with climate change manipulations. *Soil Biology & Biochemistry* 37: 1805–1813.
- Stoyan, H., De-Polli, H., Robertson, G. 2000. Spatial heterogeneity of soil respiration and related properties at the plant scale. *Plant Soil* 222: 203–214.
- Sugihara, S., Funakawa S., Kilasara M., Kosak. T. 2012. Effects of land management on CO<sub>2</sub> flux and soil C stock in two Tanzanian croplands with contrasting soil texture. *Soil Biology & Biochemistry* 46: 1-9.
- Tamir, G., Shenker, M., Heller, H., Bloom, P., Fine, P., Bar-Tal, A. 2013. Organic N mineralization and transformations in soils treated with animal waste in relation to carbonate dissolution and precipitation. *Geoderma* 209: 50-56.
- Tate, K., Wilde, R., Giltrap, D., Baisden, W., Saggar, S., Trustrum, N., Scott, N., Barton, J. 2005. Soil organic carbon stocks and flows in New Zealand: system development, measurement and modelling. *Canadian Journal of Soil Science* 85: 481–489.
- Van der Weerden, T., Kelliher, F., de Klein, C. 2010. Influence of pore size distribution and soil water content on nitrous oxide emissions. *Soil Restoration* 50: 125–135.
- van Wesemael, B., Paustian, K., Meersmans, J., Goidts E., Barancikova, G., Easter, M. 2010. Agricultural management explains historic changes in regional soil carbon stocks. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 107: 14926–14930.
- Varella, R.F., Bustamante, A.S., Pinto, K.W., Kisselle, R.V., Santos, R.A. 2004. Soil fluxes of CO<sub>2</sub>, CO, NO, and N<sub>2</sub>O from an old pasture and from native Savanna in Brazil. *Ecological Applications*. 14 (Supplement): S221–S231.
- Wan, S., Norby, R., Ledford, J., Weltzin, J. 2007. Responses of soil respiration to elevated CO<sub>2</sub>, air warming, and changing soil water availability in a model old-field grassland. *Global Change Biology* 13: 2411–2424.
- Wanga, M., Wua, J., Lafleurb, P.M., Luanc, J., Chend, H., Zhu, X. 2018. Can abandoned peatland pasture sequester more carbon dioxide from the atmosphere than an adjacent pristine bog in Newfoundland, Canada? *Agricultural and Forest Meteorology* 248: 91–108.
- Wardle, D.A., Ghani, A. 1995. A critique of the microbial metabolic quotient (qCO<sub>2</sub>) as a bioindicator of disturbance and ecosystem development. *Soil Biology & Biochemistry* 27: 1601–1610.
- Warren, C. 2014. Response of osmolytes in soil to drying and rewetting. *Soil Biology & Biochemistry* 70: 22-32.

- Wei X., Zhang Y., Liu J., Gao H., Fan J., Jia X., Cheng J., Shao M., Zhang X. 2016. Response of soil CO<sub>2</sub> efflux to precipitation manipulation in a semiarid grassland. *Environmental Science* 45: 207- 214.
- Wen, L., Lei, P., Xiang, W., Yan, W., Liu, S. 2014. Soil microbial biomass carbon and nitrogen in pure and mixed stands of *Pinus massoniana* and *Cinnamomum camphora* differing in stand age. *Forest Ecology and Management* 328:150-158.
- Willems, A., Augustenborg, C., Hepp, S., Lanigan, G., Hochstrasser, T., Kammann C., Müller C. 2011. Carbon dioxide emissions from spring ploughing of grassland in Ireland. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 144: 347–351.
- Woomer, P., Palm, C., Qureshi, J. y Kotto-Same, J. 1998. Carbon sequestration and organic resource management in African smallholder agriculture. In: Lal, R., Kimble, J., Levine, E., Stewart, B.A. eds. *Soil Processes and the Carbon Cycle*. CRC Press, Boca Raton, FL. p. 153-173.
- Wu, J., Brookes, P. 2005. The proportional mineralisation of microbial biomass and organic matter caused by air-drying and rewetting of a grassland soil. *Soil Biology & Biochemistry* 37: 507-515.
- Wu, X., Yao, Z., Brüggemann, N., Shen, Z.Y., Wolf, B., Dannenmann, M., Zheng, X., Butterbach-Bahl, K. 2010. Effects of soil moisture and temperature on CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub>. *Soil Biology & Biochemistry* 42: 773-787.
- Xiang, S., Doyle, A., Holden, P., Schimel, J. 2008. Drying and rewetting effects on C and N mineralization and microbial activity in surface and subsurface California grassland soils. *Soil Biology & Biochemistry*. 40, 2281-2289. Special Section: Enzymes in the Environment III.
- Xu, X., Inubushi, K., Sakamoto, K. 2006. Effect of vegetation and temperature on microbial biomass carbon and metabolic quotients of temperate volcanic forest soils. *Geoderma* 136: 310–319.
- Yuste, J., Janssens, I., Carrara, A., Meiresonne, L. y Ceulemans, R. 2003. Interactive effects of temperature and precipitation on soil respiration in a temperate maritime pine forest. *Tree Physiology* 23: 1263–1270.
- Zhou, X., Wan, S., Luo, Y. 2007. Source components and inter annual variability of soil CO<sub>2</sub> efflux under experimental warming and clipping in a grassland ecosystem. *Global Change Biology* 13: 761–775.
- Zoog, G.P., Zack, D.R., Ringelberg, D.B., MacDonald, N.W., Pregitzer, K.S., White, D.C. 1997. Compositional and functional shifts in microbial communities due to soil warming. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61: 475-481.