



Universidad de Concepción  
Dirección de Postgrado  
Facultad de Agronomía - Programa de Magister en Ciencias Agronómicas

## **Sensibilidad a la temperatura de la descomposición del carbono orgánico en suelos chilenos.**



Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias Agronómicas con  
Mención en Ciencias del Suelo y Recursos Naturales

CAROL BERNARDITA RICCIARDI YÁÑEZ  
CHILLÁN-CHILE  
2016

Profesor Guía: Erick Zagal Venegas  
Dpto. de Suelos y Recursos Naturales, Facultad de Agronomía  
Universidad de Concepción



# SENSIBILIDAD A LA TEMPERATURA DE LA DESCOMPOSICIÓN DEL CARBONO ORGÁNICO EN SUELOS CHILENOS.

Aprobada por:

Erick Zagal Venegas  
Ing. Agrónomo, PhD.

---

Profesor Guía

Cristina Muñoz Vargas  
Ing. Agrónomo, Dr.

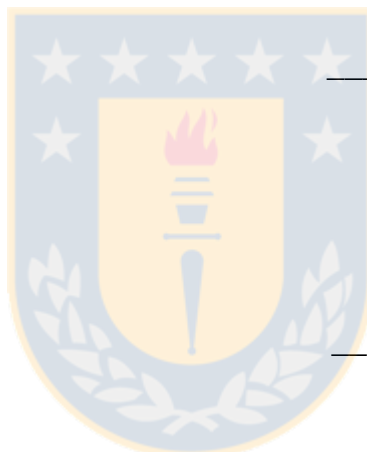
---

Profesora Co-Guía

Itilier Salazar Quintana  
Químico, M. Sc.

---

Evaluador Externo



Inés Figueroa Cares  
Ing. Agrónomo, Dr.

---

Directora de Programa

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de investigación fue realizado con el financiamiento del proyecto FONDECYT 1121138.

Agradezco a mi madre, abuela y hermana que siempre me dieron su apoyo y alentaron para realizar mis estudios de postgrado y todo lo que me propusiera, estando a mi lado en momentos difíciles como también en el logro de mis metas. A mi abuelo que me aconsejó y apoyó antes de fallecer cuando comenzaba los estudios de Magíster.

A mis amigos, que me alentaron y aconsejaron durante todo el período de estudios del postgrado.

A mi profesor guía, Dr. Erick Zagal Venegas, por darme la oportunidad de trabajar con él, entregarme sus conocimientos científicos y consejos tanto académicos como personales.

A mi profesor asesor, Dra. Cristina Muñoz Vargas, por su apoyo en el trabajo de tesis y personal a través de recomendaciones académicas externas al programa.

Al profesor externo, M. Sc. Itilier Salazar Quintana por disponer de su tiempo en viaje a Chillán desde Temuco para apoyarme en este proceso de obtener el grado de Magíster en Cs. Agronómicas.

A Claudia Rivera Márquez (Químico Analista) y Ana María Bonilla Prada (Bióloga), por ayudarme en todo el proceso metodológico de laboratorio. Además de su apoyo anímico durante este proceso.

Al profesor, M. Sc. Jorge Campos Parra, por su buena disposición y apoyo en la parte estadística de la tesis.

En mi trabajo, a mis superiores y colegas del Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA), por permitirme tener el tiempo necesario para realizar los estudios de Magíster.

## TABLA DE CONTENIDOS

	<b>Página</b>
Resumen .....	1
Summary .....	2
Introducción .....	2
Materiales y Métodos.....	5
Resultados .....	14
Discusión .....	33
Conclusiones .....	41
Referencias .....	42
Anexos.....	48



## ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

		<b>Página</b>
Tabla 1	Ubicación geográfica de los suelos evaluados en el estudio.	6
Tabla 2	Descripción y características edafoclimáticas de suelos evaluados en el estudio.	7
Tabla 3	Descripción y características físico - químicas de suelos evaluados en el estudio.	8
Tabla 4	Descripción de regímenes de temperatura y humedad de suelos.	9
Tabla 5	Período de incubación de suelos evaluados en el estudio.	11
Figura 1	Valores de energía de activación ( $E_a$ ) de suelos de diferentes zonas climáticas.	14
Figura 2	Valores de contenido de carbono orgánico (CO) de suelos de diferentes zonas climáticas.	15
Tabla 6	Número de muestras (n) según régimen de humedad y temperatura por zona climática.	15
Tabla 7	Número de muestras (n) según orden de suelo por zona climática.	16
Figura 3	Valores del índice de labilidad ( $R_{20}$ ) de diferentes zonas climáticas.	16

	<b>Página</b>	
Figura 4	Regresión entre la variables energía de activación ( $E_a$ ) y contenido carbono orgánico, precipitación media anual, índice de labilidad ( $R_{20}$ ) y pH del suelo.	17
Figura 5	Regresión entre las variables índice de labilidad ( $R_{20}$ ) y contenido de carbono orgánico, precipitación media anual, temperatura media anual y pH del suelo.	18
Figura 6	Valores $Q_{10}$ de COS lábil y recalcitrante para un rango de temperatura de 20 – 30 °C de diferentes zonas climáticas.	19
Figura 7	Regresión entre las variables $Q_{10}$ lábil ( $Q_{10L\ 20-30}$ ) y energía de activación ( $E_a$ ), índice de labilidad ( $R_{20}$ ), precipitación media anual y pH del suelo.	20
Figura 8	Regresión entre las variables $Q_{10}$ recalcitrante ( $Q_{10R\ 20-30}$ ), contenido de carbono orgánico y energía de activación ( $E_a$ ).	20
Figura 9	Índice de labilidad ( $R_{20}$ ) de suelos del orden Entisol de diferentes zonas climáticas en función del tiempo de incubación.	21
Figura 10	Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Los Vilos a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.	22
Figura 11	Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Aguas Frescas a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.	22
Figura 12	Índice de labilidad ( $R_{20}$ ) de suelos del orden Alfisol de diferentes zonas climáticas en función del tiempo de incubación.	23

	<b>Página</b>
Figura 13 Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Catapilco a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.	24
Figura 14 Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Collipulli a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.	24
Figura 15 Índice de labilidad ( $R_{20}$ ) de suelos del orden Mollisol de diferentes zonas climáticas en función del tiempo de incubación.	25
Figura 16 Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Calle Larga a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.	26
Figura 17 Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Chanco a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.	26
Figura 18 Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Chile Chico a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.	27
Figura 19 Índice de labilidad ( $R_{20}$ ) de suelos del orden Andisol de diferentes zonas climáticas en función del tiempo de incubación.	28
Figura 20 Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Bramaderos a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.	29
Figura 21 Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Mayamó a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.	29



	<b>Página</b>
Figura 22 Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie La Tapera a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.	30
Figura 23 Índice de labilidad ( $R_{20}$ ) de suelos del orden Inceptisol de diferentes zonas climáticas en función del tiempo de incubación.	30
Figura 24 Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Carampangue a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.	31
Figura 25 Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Bahía Mansa a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.	32
Figura 26 Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Cochrane a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.	32

## **SENSIBILIDAD A LA TEMPERATURA DE LA DESCOMPOSICIÓN DEL CARBONO ORGÁNICO EN SUELOS CHILENOS**

TEMPERATURE SENSITIVITY OF SOIL CARBON DECOMPOSITION IN CHILEAN SOILS

**Palabras adicionales: carbono orgánico,  $Q_{10}$ , energía de activación, índice de labilidad, sensibilidad a la temperatura.**

### **RESUMEN**

La sensibilidad de la descomposición del carbono orgánico del suelo (COS) frente al aumento de temperatura, pueden tener un impacto significativo en los niveles de dióxido de carbono ( $CO_2$ ) atmosférico. El objetivo de este estudio fue evaluar la sensibilidad a la temperatura de la descomposición del COS en suelos chilenos de diferentes zonas, entre las regiones de Coquimbo y Magallanes (entre lat.  $29^\circ - 55^\circ$  Sur; long.  $69^\circ - 74^\circ$  Oeste). Se trabajó con un total de 34 suelos de praderas naturales, las cuales fueron llevadas a laboratorio, donde se usaron 7 submuestras de cada muestra de suelo, y estas réplicas fueron incubadas bajo diferentes temperaturas en el rango de 10 a  $30^\circ C$ , y distintos tiempos, durante aproximadamente un año. Luego de las incubaciones se midió la respiración del suelo (evolución de  $CO_2$ ) de cada muestra, mediciones que fueron usadas para la evaluación de parámetros de sensibilidad a la temperatura como energía de activación ( $E_a$ ), coeficiente de temperatura ( $Q_{10}$ ), además de un índice de labilidad ( $R_{20}$ ). Los resultados de estas evaluaciones muestran que los suelos de climas más húmedos con temperaturas templadas poseen mayor valor promedio de  $E_a$  y  $Q_{10}$  presentando una mayor sensibilidad al aumento de la temperatura, y un menor  $R_{20}$ , indicando que principalmente la precipitación media anual y en menor grado la temperatura media anual muestra influencia sobre la sensibilidad al incremento de la temperatura. En cuanto al valor  $Q_{10}$ , la zona climática sólo influyó en los valores de la fracción lábil del COS.

## SUMMARY

The temperature sensitivity of soil organic carbon (SOC) decomposition can have a significant impact on atmospheric carbon dioxide (CO<sub>2</sub>) levels. The objective of this study was to evaluate the temperature sensitivity of the SOC decomposition in Chilean soils of different zones, between the Coquimbo and Magallanes regions (between 29° – 55° South; 69° – 74° West). A total of 34 natural prairie soils were used, which were carried to the laboratory, where 7 subsamples of each soil sample were used, and these replicates were incubated under different temperatures in the range of 10 to 30 ° C, and different times during approximately one year. After the incubations the soil respiration (CO<sub>2</sub> evolution) of each sample was measured and used for evaluating temperature sensitivity parameters, such as activation energy (E<sub>a</sub>), temperature coefficient (Q<sub>10</sub>), in addition to a lability index (R<sub>20</sub>). The results of these evaluations show that wetter climates with temperate temperatures have a higher average value of E<sub>a</sub> and Q<sub>10</sub>, with a higher temperature sensitivity to temperature increase, and a lower R<sub>20</sub>, indicating that mainly the annual mean precipitation and in a lower degree the annual mean temperature showed influence on temperature Q<sub>10</sub> sensitivity increase. As for the value Q<sub>10</sub>, the climatic zone only influenced the values of the labile fraction of the SOC.

## INTRODUCCIÓN

La materia orgánica del suelo (MOS) adquiere relevancia debido a su importancia en el ciclo del carbono (C) y la dirección y magnitud de su respuesta al cambio climático (Schlesinger y Andrews, 2000). En suelos minerales, la MOS tiene un contenido de 58% de carbono orgánico (CO) (Vallejo *et al.*, 2005). Los suelos pueden ser fuente y sumidero de CO, teniendo consecuencias en el cambio climático (Vallejo *et al.*, 2005). Cuando el suelo actúa como fuente de C, a través de la emisión de dióxido de C (CO<sub>2</sub>), trae como consecuencia la disminución de reservorios de CO del suelo (COS), fertilidad del suelo y, por lo tanto, disminución en la producción vegetal (Rastogi *et al.*, 2002). El CO<sub>2</sub> es uno de los gases de efecto invernadero de mayor importancia, representando un 60% del total del efecto invernadero que contribuye al calentamiento global; siendo el suelo la mayor fuente de CO<sub>2</sub> atmosférico (Rastogi *et al.*, 2002). En las últimas décadas, cambios en el patrón climático han causado un fuerte impacto en el ciclo de vida y ecosistemas

naturales. Además, la información disponible en la actualidad muestra que ocurrirá una aceleración del ciclo del C terrestre como respuesta al cambio climático global (Bond-Lamberty y Thompson, 2010, Brevik, 2013). La sensibilidad del proceso de la descomposición de la MOS frente al aumento de temperatura, y las consecuentes emisiones de CO<sub>2</sub> resultantes, pueden tener un impacto significativo en los niveles de CO<sub>2</sub> atmosférico. Esta producción de CO<sub>2</sub> en suelos es casi completamente proveniente de la respiración radicular y descomposición microbiana (Davidson y Janssens, 2006). En cuanto a la respiración microbiana del suelo algunos autores afirman que es dependiente de la temperatura (Sanderman *et al.*, 2003; Davidson y Janssens, 2006; Rey y Jarvis, 2006). El proceso de descomposición microbiana será influido por la fracción de la MOS a ser descompuesta, donde la MOS lábil o COS lábil es la fracción disponible y fácilmente descompuesta por los microorganismos; y la MOS recalcitrante o COS recalcitrante es la fracción más resistente bioquímicamente a la descomposición.

Según Conant *et al.* (2011) el impacto del cambio climático sobre la dinámica de descomposición de la MOS no ha sido resuelto debido aparentemente a resultados contradictorios de experimentos de campo y laboratorio. Así, se pueden ver resultados apoyando la hipótesis que el COS recalcitrante presenta mayor, igual o menor sensibilidad al aumento de la temperatura con respecto al COS lábil (Liski *et al.*, 1999; Fang *et al.*, 2005; Conen *et al.*, 2006; Conant *et al.*, 2008a; Von Lützow y Kögel-Knabner, 2009; Craine *et al.*, 2010a; Xu *et al.*, 2010; Jenkins y Adams, 2011). Esta sensibilidad de la descomposición del COS al aumento de temperatura puede ser evaluada por distintos parámetros, tanto termodinámicos como biológicos, como son el coeficiente de temperatura ( $Q_{10}$ ) y la energía de activación ( $E_a$ ) (Sierra, 2012). La  $E_a$  fue estudiada por Arrhenius, quien observó que las reacciones químicas, incluso algunas exergónicas (catabolismo), requieren energía para proceder, denominando esto como  $E_a$  (Davidson y Janssens, 2006). La  $E_a$  es un parámetro termodinámico, que puede dar cuenta de la sensibilidad intrínseca a la temperatura, es decir, que relaciona la temperatura ambiental y la estructura molecular de los compuestos del COS, usualmente descrita por la ecuación de Arrhenius; o también puede medir la sensibilidad aparente a la temperatura, es decir, aquella asociada a limitaciones ambientales tales como protección física y química del COS, sequías, inundaciones o congelamiento, esta  $E_a$  puede ser menor a la intrínseca (Davidson y Janssens, 2006). En cuanto al valor  $Q_{10}$  es un factor que ha sido

usado para evaluar la sensibilidad a la temperatura de la descomposición de la materia orgánica (Conant *et al.*, 2008a; Xu *et al.*, 2010). Este coeficiente describe el factor de cambio de la tasa respiratoria microbiana a medida que se incrementa la temperatura en 10 °C (Davidson y Janssens, 2006; Von Lützow y Kögel-Knabner, 2009). Un valor  $Q_{10}$  alto significa un aumento en la tasa de respiración debido a incrementos en 10 °C de la temperatura (Qi *et al.*, 2002).

Respecto a la  $E_a$ , existe una hipótesis que asocia la temperatura a la labilidad del COS (descomponibilidad del COS) que se conoce internacionalmente como CQT (sigla en inglés que significa Carbon Quality Temperature), la cual afirma que la sensibilidad de la descomposición microbiana frente a la temperatura debería incrementarse con el aumento de la  $E_a$ , es decir, el COS recalcitrante que requiere mayor  $E_a$  para su descomposición, debería ser usualmente más sensible a cambios en la temperatura que aquel más lábil (Craine *et al.*, 2010a). Así, la complejidad bioquímica del COS, los mecanismos de estabilización de COS (Six *et al.*, 2002) y, consecuentemente, la labilidad del COS, tendrán un efecto en la sensibilidad a la temperatura de la descomposición del COS (Powlson, 2005; Kirschbaum, 2006). Puesto que el COS lábil es un reservorio de bajo contenido en el suelo y la COS recalcitrante es el reservorio más grande, la respuesta a la evolución del  $CO_2$  en este último, puede ser relativamente alta en términos de cantidad y tiempo (Davidson y Janssens, 2006). La labilidad del COS es la tasa de respiración relativo al contenido del COS, parámetro evaluado a través de un índice de labilidad ( $R_{20}$ ) (Craine *et al.*, 2010a).

Esta controversia que existe en el mundo científico pone un grado de incertidumbre hacia el futuro en cuanto a los impactos del cambio climático sobre el almacenamiento del COS. Es por esto, que se decidió realizar este original trabajo relacionado al tema en Chile, donde se encuentra uno de los mejores laboratorios naturales del mundo, dado a su marcada segmentación latitudinal de suelos y clima, y diversas unidades transversales geomorfológicas tales como precordillera de los Andes, depresión central y costa (Luzio, 2010).

Con respecto a este estudio, se plantea como hipótesis que la descomposición del COS recalcitrante es más sensible a los cambios de temperatura que el COS lábil, conllevando un aumento en el flujo de  $CO_2$  hacia la atmósfera, y a la vez disminuyendo el almacenamiento de COS.

El objetivo general de este estudio es evaluar la sensibilidad a la temperatura de la descomposición del COS en suelos de diferentes órdenes y zonas climáticas, a lo largo de un gradiente edafoclimático de norte a sur en Chile.

Los objetivos específicos son cuantificar la energía de activación ( $E_a$ ) en un rango de temperatura entre 10 – 30 °C, e índice de labilidad ( $R_{20}$ ) del carbono orgánico del suelo (COS); y cuantificar el valor  $Q_{10}$  de la respiración microbiana del suelo, tanto en la fracción lábil como recalcitrante del COS, a temperaturas 20 y 30 °C.

## **MATERIALES Y MÉTODOS**

### **Área de estudio**

El estudio se llevó a cabo, en el marco del proyecto FONDECYT N° 1121138 de Investigación Nacional, con suelos colectados desde diferentes zonas edáficas de Chile, desde la latitud 29°S (Región de Coquimbo) hasta 55°S (Región de Magallanes); y desde la longitud 69°W hasta 74°W; realizándose una división en zonas climáticas las cuales son: zona Mediterránea semiárida, zona Templada semi-oceánica, zona Templada oceánica, zona Subpolar semi-oceánica y zona Subpolar seca (Doetterl *et al.*, 2015). Las Tablas 1, 2 y 3 muestran en detalle la descripción de cada uno de los suelos evaluados en este estudio y algunas características físico-químicas de estos suelos. Las características químicas fueron determinadas según Sadzawska *et al.* (2006) y las características físicas (contenido de arcilla) fueron determinadas mediante Sandoval *et al.* (2012). En cuanto a la Tabla 4 define los términos de regímenes de humedad y temperatura usados en la Tabla 2.

Tabla 1. Ubicación geográfica de los suelos evaluados en el estudio.

Zona Climática	Serie de Suelo	Localidad	Región	Coordenadas Geográficas	
				Latitud	Longitud
MSA	Los Vilos	Los Vilos	Coquimbo	-31,8128438	-71,5000805
MSA	Catapilco	Catapilco	Valparaíso	-32,5264999	-71,2608448
MSA	Calle Larga	Los Andes	Valparaíso	-32,8760936	-70,5216234
MSA	Bochinche	San Antonio	Valparaíso	-33,3390072	-71,6124259
MSA	Clarillo	Cordillera	Metropolitana	-33,6803686	-70,5857278
MSA	Pudahuel	Alhué	Metropolitana	-33,9991126	-71,1404680
MSA	Cuesta Barriga	Maipú	Metropolitana	-33,4777994	-70,8324210
MSA	Pimpinela	Rancagua	O'Higgins	-34,3238726	-70,7297201
MSA	Matanzas	Matanzas	O'Higgins	-33,9686472	-71,8756414
TSO	Bramaderos	San Clemente	Maule	-35,6133017	-71,3146379
TSO	Chanco	Chanco	Maule	-35,7413756	-72,5204362
TSO	Bulnes	Bulnes	Biobío	-36,8014708	-72,3086167
TSO	Santa Bárbara	Chillán	Biobío	-36,4581582	-71,6972133
TSO	Carampangue	Arauco	Biobío	-37,2534369	-73,2668598
TSO	Peule	Puerto Saavedra	Araucanía	-38,7741183	-73,3896767
TSO	Collipulli	Temuco	Araucanía	-37,9205988	-72,4872031
TO	Melipeuco	Melipeuco	Araucanía	-38,8744112	-71,8554856
TO	Choshuenco	Panguipulli	Los Ríos	-39,8594126	-72,1111994
TO	Bahía Mansa	Bahía Mansa	Los Lagos	-40,6089365	-73,7488901
TSO	Corte Alto	Purranque	Los Lagos	-40,9034008	-73,1540446
TO	Mayamó	Isla de Chiloé	Los Lagos	-42,0529969	-73,7991468
TO	Pachabrán	Isla de Chiloé	Los Lagos	-42,4218593	-73,8242944
TO	Aitú	Isla de Chiloé	Los Lagos	-43,0579050	-73,6171215
TO	Chapo	Puerto Montt	Los Lagos	-41,4270713	-72,6478382
TO	Mauullín	Puerto Montt	Los Lagos	-41,6677251	-73,4451209
SSO	La Tapera	La Tapera	Aysén	-44,6584728	-71,7844220
SSO	Simpson	Coyhaique	Aysén	-45,7863853	-72,9075677
SSO	Murta	Puerto Sánchez	Aysén	-46,5682268	-72,6127645
SSO	Cochrane	Cochrane	Aysén	-47,3235099	-72,6454589
SS	Chile Chico	Chile Chico	Aysén	-46,5427506	-71,7051309
TO	La Junta	La Junta	Aysén	-43,9639305	-72,3965301
SS	Última Esperanza	Puerto Natales	Magallanes	-51,8069602	-72,1648782
SS	Aguas Frescas	Punta Arenas	Magallanes	-53,4326709	-70,9885994
SS	Porvenir	Porvenir	Magallanes	-53,3147813	-70,3610586

MSA: Mediterráneo semiárida; TSO: Templada semi-oceánica; TO: Templada oceánica; SSO: Subpolar semi-oceánica; SS: Subpolar seca. FUENTE: datos propios y Doetterl *et al.* (2015).

Tabla 2. Descripción y características edafoclimáticas de suelos evaluados en el estudio.

Zona Climática	Serie de Suelo	Régimen de Humedad y Temperatura Suelo	Orden Suelo	PMA (mm)	TMA (°C)
MSA	Los Vilos	Árido – Isotérmico	Entisol	208	16,4
MSA	Catapilco	Ústico-Isotérmico	Alfisol	325	17,0
MSA	Calle Larga	Xérico-Térmico	Mollisol	349	14,6
MSA	Bochinche	Ústico-Isotérmico	Mollisol	580	15,1
MSA	Clarillo	Xérico-Térmico	Mollisol	500	14,4
MSA	Pudahuel	Xérico-Térmico	Mollisol	450	16,6
MSA	Cuesta Barriga	Xérico-Térmico	Mollisol	401	13,8
MSA	Pimpinela	Xérico-Térmico	Alfisol	549	14,2
MSA	Matanzas	Ústico-Isotérmico	Mollisol	568	16,9
TSO	Bramaderos	Xérico-Térmico	Andisol	1033	12,8
TSO	Chanco	Xérico-Isotérmico	Mollisol	835	13,2
TSO	Bulnes	Xérico-Térmico	Inceptisol	1070	14,2
TSO	Santa Bárbara	Xérico-Térmico	Andisol	1321	12,0
TSO	Carampangue	Údico-Isomésico	Inceptisol	1431	13,4
TSO	Peule	Údico-Isomésico	Inceptisol	1205	13,0
TSO	Collipulli	Údico-Mésico	Alfisol	1324	11,7
TO	Melipeuco	Údico-Mésico	Andisol	2041	11,0
TO	Choshuenco	Údico-Isomésico	Inceptisol	2108	11,0
TO	Bahía Mansa	Údico-Isomésico	Inceptisol	1848	11,1
TSO	Corte Alto	Údico-Isomésico	Andisol	1456	10,9
TO	Mayamó	Perúdic-Isomésico	Andisol	2414	10,3
TO	Pachabrán	Perúdic-Isomésico	Andisol	2233	9,9
TO	Aitúí	Perúdic-Isomésico	Andisol	2232	10,8
TO	Chapo	Údico-Isomésico	Andisol	2332	10,0
TO	Mauilín	Údico-Isomésico	Andisol	1961	10,8
SSO	La Tapera	Údico-Mésico	Andisol	1079	7,2
SSO	Simpson	Údico-Mésico	Inceptisol	1524	3,2
SSO	Murta	Údico-Mésico	Andisol	1048	7,0
SSO	Cochrane	Údico-Mésico	Inceptisol	480	2,7
SS	Chile Chico	Xérico-Térmico	Mollisol	365	8,8
TO	La Junta	Perúdic-Isomésico	Andisol	2308	10,3
SS	Última Esperanza	Perúdic-Isomésico	Mollisol	394	6,5
SS	Aguas Frescas	Údico-Crítico	Entisol	620	6,2
SS	Porvenir	Údico-Crítico	Entisol	483	6,3

PMA: Precipitación media anual (mm); TMA: Temperatura media anual (°C). MSA: Mediterráneo semiárida; TSO: Templada semi-oceánica; TO: Templada oceánica; SSO: Subpolar semi-oceánica; SS: Subpolar seca. FUENTE: datos propios, Doetterl *et al.* (2015), Luzio y Casanova (2006), Luzio (2010). Orden Suelo según Soil Survey Staff (1999).



Tabla 3. Descripción y características físico - químicas de suelos evaluados en el estudio.

Zona Climática	Serie de Suelo	Arcilla (%)	Carbono Orgánico (%)	Nitrógeno (%)	pH
MSA	Los Vilos	2,8	0,76	0,04	6,2
MSA	Catopilco	1,6	2,56	0,21	5,6
MSA	Calle Larga	23,1	2,11	0,15	6,5
MSA	Bochinche	12,1	1,46	0,09	6,4
MSA	Clarillo	21,9	2,69	0,19	7,5
MSA	Pudahuel	9,9	2,32	0,20	7,5
MSA	Cuesta Barriga	9,3	2,87	0,33	6,8
MSA	Pimpinela	15,2	2,25	0,16	6,4
MSA	Matanzas	23,9	3,04	0,16	5,8
TSO	Bramaderos	16,6	4,79	0,40	6,0
TSO	Chanco	31,3	2,52	0,15	6,3
TSO	Bulnes	31,0	3,02	0,28	5,6
TSO	Santa Bárbara	20,0	6,38	0,52	6,1
TSO	Carampangue	24,0	2,51	0,21	4,6
TSO	Peule	28,3	6,47	0,52	5,7
TSO	Collipulli	51,1	4,16	0,29	5,9
TO	Melipeuco	11,0	9,28	0,94	6,1
TO	Choshuenco	2,1	11,4	1,15	5,6
TO	Bahía Mansa	20,0	7,33	0,59	5,2
TSO	Corte Alto	24,8	8,69	0,83	5,6
TO	Mayamó	4,6	9,54	0,71	5,2
TO	Pachabrán	12,3	10,8	0,72	5,2
TO	Aitú	7,9	11,9	1,31	5,0
TO	Chapo	7,8	6,16	0,46	5,0
TO	Mauñín	7,9	12,5	1,46	4,9
SSO	La Tapera	9,8	8,1	0,65	6,0
SSO	Simpson	9,3	4,76	0,42	6,5
SSO	Murta	9,5	6,32	0,48	6,2
SSO	Cochrane	11,3	6,66	0,45	6,4
SS	Chile Chico	22,5	2,00	0,16	6,6
TO	La Junta	9,6	10,7	1,11	5,2
SS	Última Esperanza	15,4	8,29	0,59	6,1
SS	Aguas Frescas	20,3	6,47	0,45	6,5
SS	Porvenir	9,7	6,46	0,56	5,4

MSA: Mediterráneo semiárida; TSO: Templada semi-oceánica; TO: Templada oceánica; SSO: Subpolar semi-oceánica; SS: Subpolar seca. FUENTE: datos propios y Doetterl *et al.* (2015).

Tabla 4. Descripción de regímenes de temperatura y humedad de suelos.

Regimenes de Humedad de Suelo	Regimenes de Temperatura de Suelo
<b>Aridico</b> Los suelos se presentan en climas áridos, algunos se encuentran en regiones semi-áridas y poseen ciertas características que los mantienen secos.	<b>Térmico</b> La TMAS (temperatura media anual del suelo) es $\geq 15$ °C, pero inferior a 22 °C; la diferencia entre TMV (temperatura media del verano) y TMI (temperatura media del invierno) es superior a 6 °C.
<b>Xérico</b> Los suelos se presentan en áreas con clima de tipo Mediterráneo, es decir, inviernos fríos y húmedos; y veranos cálidos y secos.	<b>Isotérmico</b> La TMAS es $\geq 15$ °C, pero inferior a 22 °C; la diferencia entre TMV y TMI es inferior a 6 °C
<b>Ústico</b> Régimen intermedio entre el arídico y el údico. Régimen con humedad limitada, pero que está presente en los momentos adecuados para el crecimiento de los cultivos. No aplica para suelos con permafrost o un régimen de temperatura crítico. Este régimen en regiones templadas subhúmedas o semi-áridas, las lluvias son normalmente en primavera y verano, o primavera y otoño, pero nunca en invierno.	<b>Mésico</b> La TMAS es $\geq 8$ °C, pero inferior a 15 °C; la diferencia entre TMV y TMI es superior a 6 °C.
<b>Údico</b> Los suelos no están secos por 90 días acumulativos en años normales. Es característico de suelos de zonas húmedas con lluvias bien distribuidas, con suficiente lluvia en verano, de manera que el agua disponible iguala o excede la evapotranspiración.	<b>Isomésico</b> La TMAS es $\geq 8$ °C, pero inferior a 15 °C; la diferencia entre TMV y TMI es inferior a 6 °C.
<b>Perúdicico</b> Es característico de suelos de zonas muy húmedas y las precipitaciones superen a la evapotranspiración todos los meses del año.	<b>Crítico</b> Los suelos tienen una TMAS inferior a 8 °C, pero no tienen permafrost.

FUENTE: Luzio y Casanova (2006); Luzio (2010).

### Diseño del Experimento

Se trabajó con suelos representativos de los ecosistemas naturales (praderas) (Anexo 1) en un gradiente edafoclimático de norte a sur, con un total de 34 suelos (sitios de estudio) a nivel nacional (detallado en el área de estudio). Las muestras fueron colectadas durante la época de otoño y primavera del año 2012. En cada sitio de estudio se estableció una parcela de 25x25 m y las muestras de suelos fueron colectadas al azar a una profundidad de 0 - 10 cm (eliminando la superficie en cuanto a los restos de vegetación de la pradera). De cada parcela se obtuvieron 20 submuestras, la cual se mezcló y formó una muestra compuesta de 2 – 3 kg. Cada muestra compuesta fue inmediatamente tamizada en un tamiz de 2 mm para remover fauna del suelo, rocas y raíces finas de plantas. Luego se colocaron en bolsas plásticas rotuladas según el lugar de muestreo y transportada en un recipiente refrigerado hasta el laboratorio de la Universidad de Concepción, Facultad de Agronomía, Departamento de Suelos y Recursos Naturales, Chillán, donde se guardaron a una temperatura de -18 °C hasta que se comenzó el experimento. En el experimento se trabajó con 7 submuestras de cada muestra de suelo, y estas submuestras de forma individual fueron incubadas bajo diferentes temperaturas en el rango de 10 a 30 °C.

## Incubación

En cada una de las 7 submuestras, de cada muestra de suelo, se trabajó con 20 g de suelo, las cuales se dispusieron en tubos Falcon (tubo centrífuga de polietileno) y fueron incubadas a una temperatura base de 20 °C, sellados con parafilm con orificios para permitir el intercambio gaseoso con el exterior. Cada 15 días al comienzo de la incubación y posterior a 200 días de incubación cada 20 días, los tubos de 5 submuestras de cada muestra de suelo, fueron sellados con una tapa de goma, la que contenía una septa de goma en el centro, y fueron distribuidas a 5 temperaturas diferentes (10, 15, 20, 25 y 30 °C). Los tubos de las otras 2 réplicas de cada muestra de suelo fueron mantenidas a 20 °C durante todo el período experimental, y con ellas se determinó un índice de labilidad ( $R_{20}$ ); este índice, por lo tanto, fue calculado independiente del experimento para calcular  $E_a$  (Craine *et al.*, 2010a). Los suelos (5 submuestras) fueron incubados a corto plazo por 68 – 70 horas. Al finalizar cada incubación se removi6 4 mL de gas con una jeringa a trav6s del septo de goma que pose6a cada tubo. Luego en cada tubo, el gas fue inyectado en l6nea a una corriente de  $N_2$ , y los cromatogramas se midieron en un equipo analizador de gas mediante espectroscopia infrarroja LI-COR (modelo LI-820; Lincoln, Nebraska, USA). Posteriormente las lecturas de los cromatogramas fueron convertidos a concentraciones de  $CO_2$ , y luego fue convertido a tasas de respiraci6n relativo al COS. Este procedimiento se llev6 a cabo en un per6odo de aproximadamente un a6o. El per6odo total de incubaci6n vari6 entre las muestras, ya que fueron agrupadas (Tabla 5), por un tema log6stico de tiempo de trabajo y espacio de incubadoras. Las muestras fueron acondicionadas a 60% WFPS (espacio poroso ocupado por el agua), el cual es la humedad de suelo ideal disponible para que se lleve a cabo la actividad biol6gica aer6bica del suelo (Linn y Doram, 1984). Las muestras fueron monitoreadas regularmente, manteniendo constante su contenido de humedad.

Tabla 5. Período de incubación de suelos evaluados en el estudio.

	<b>Serie de suelo</b>	<b>Día Inicio de Incubación</b>	<b>Período total Incubación</b>
<b>Set 1</b>	Los Vilos Catapilco Calle Larga Clarillo Pudahuel Cuesta Barriga Bochinche Pimpinela Matanzas	11-07-2013	383 días
<b>Set 2</b>	Bramaderos Chanco Bulnes Santa Bárbara Carampangue Peule Collipilli Choshuenco Melipeuco	12-07-2013	382 días
<b>Set 3</b>	Bahía Mansa Corte Alto Mayamó Pachabrán La Tapera	31-07-2013	373 días
<b>Set 4</b>	Simpson Murta Cochrane Chile Chico Última Esperanza Aguas Frescas Santa Olga Aituí Chapo	05-08-2013	368 días
<b>Set 5</b>	Maullín La Junta	09-08-2013	389 días

### 1. Energía de activación ( $E_a$ ) e índice de labilidad ( $R_{20}$ ) del COS.

Los datos de respiración de suelo generados por los tubos que presentaban las 5 submuestras de suelos que se sometieron a las cinco temperaturas diferentes (10, 15,

20, 25 y 30 °C) fueron utilizadas para calcular la  $E_a$ . Con los datos de  $\text{CO}_2$  obtenidos en cada intervalo de tiempo, se realizó una interpolación lineal utilizando una ecuación de la recta (1):

$$\text{Ecuación (1): } y = \alpha x + \beta$$

Donde:  $y$  es el día de emisión estimado,  $\alpha$  es la proporción de cambio entre dos períodos consecutivos de tiempo,  $x$  corresponde a los días y  $\beta$  es el coeficiente de posición. Para obtener los valores de  $\alpha$  y  $\beta$  se realizan las siguientes ecuaciones (2):

$$\text{Ecuación (2): } \alpha = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} \quad \text{y} \quad \beta = y_1 - \alpha x_1$$

Donde  $(x_1, y_1)$  y  $(x_2, y_2)$  representan dos períodos de tiempos diferentes.

En cuanto al cálculo de la  $E_a$  se utilizó la ecuación de Arrhenius (3), como se observa a continuación:

$$\text{Ecuación (3): } k = A \exp\left(-\frac{E_a}{RT}\right)$$

Donde:  $k$  es la tasa de respiración relativo al COS total;  $A$  es una frecuencia o factor pre-exponencial (es la reacción teórica a tasa constante en ausencia de la energía de activación);  $E_a$  ( $\text{J mol}^{-1}$ ) es la energía de activación requerida;  $R$  es la constante de gases ( $8,314 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ ) y  $T$  es la temperatura absoluta (K).

La ecuación de Arrhenius ha sido recomendada porque tiene una mayor flexibilidad a altas y bajas temperaturas, y puede ser usada para calcular la energía de activación aparente de las reacciones químicas que contribuyen a la respiración.  $E_a$  es usada para describir el grado de descomposición de los sustratos de C como una función de temperatura.

En relación al índice de labilidad ( $R_{20}$ ), éste se calculó independiente del experimento para calcular  $E_a$ , y se expresó como  $\mu\text{g C g C}^{-1} \text{ h}^{-1}$  (tasa de respiración relativa al contenido de COS total) (Craine *et al.*, 2010a).

## 2. Valor $Q_{10}$ de la respiración de reservorios de COS lábil y recalcitrante.

El coeficiente de temperatura,  $Q_{10}$ , fue usado para medir la sensibilidad de la descomposición del COS al cambio de temperatura (Xu *et al.*, 2010). Para diferenciar los

reservorios de carbono (C) se siguió el método propuesto por Conant *et al.* (2008a); evaluando la sensibilidad a la temperatura de la fracción del COS más lábil descompuesta durante las etapas más tempranas de la incubación versus la sensibilidad a la temperatura de la fracción del COS más recalcitrante descompuesto durante las etapas más tardías de la incubación. El valor  $Q_{10}$  de la fracción del COS más lábil ( $Q_{10L\ 20-30}$ ) fue determinado por la división del tiempo tomado para respirar el 1% del COS inicial a la temperatura más fría (c) por el tiempo tomado a temperatura más cálida (w). El valor  $Q_{10}$  para la fracción del COS más recalcitrante ( $Q_{10R\ 20-30}$ ) fue determinado por la división del tiempo tomado para respirar el último 1% del COS durante el período de incubación, a la temperatura más fría (c) por el tiempo tomado a temperatura más cálida (w), según se observa en la ecuación (4).

En este trabajo de investigación llevado a cabo, todas las muestras de suelos fueron sometidas a temperaturas de 20 y 30 °C, ya que a temperaturas inferiores no se alcanzaba a determinar el porcentaje de respiración requerido.

$$\text{Ecuación (4): } Q_{10} = \left( \frac{t_c}{t_w} \right)^{10} \left( \frac{t_w}{t_c} \right)$$

Donde:  $Q_{10}$  es el coeficiente de temperatura;  $t_c$  es el tiempo tomado para respirar tanto el primer 1% de carbono del suelo inicial ( $Q_{10L}$ ) como el último 1% de carbono durante el período de incubación ( $Q_{10R}$ ) a la temperatura más fría; y  $t_w$  es el tiempo tomado para respirar a temperatura más alta en el estudio, tanto para el primer como último 1% de carbono en el período de incubación.

### **Análisis estadístico**

A las variables  $E_a$ ,  $R_{20}$  y  $Q_{10}$  de las fracciones de suelo con COS lábil y recalcitrante obtenidos, se les realizó un análisis de varianza no paramétrico, puesto que no cumplían con el supuesto de normalidad, se utilizó el ANOVA de Kruskal Wallis (Kruskal y Wallis, 1952) con su correspondiente test de comparación de contrastes propuesto por Conover (Conover, 1999). Además, se realizó regresiones lineales entre las variables  $E_a$ ,  $Q_{10}$  y  $R_{20}$ , con diferentes parámetros tales como pH del suelo, contenido de CO, contenido de arcilla, precipitación media anual (PMA) y temperatura media anual (TMA). Por otro lado, también se realizó un análisis estadístico descriptivo de la respiración del

suelo a diferentes temperaturas de incubación y  $R_{20}$  de acuerdo al criterio de clasificación orden de suelo por zona climática, ya que este criterio presentó un bajo número de muestra (n), lo cual no entregó resultados a través de análisis de varianza. Para todos estos análisis se utilizó el software estadístico Infostat versión 2008 (Di Rienzo *et al.*, 2008).

## RESULTADOS

### 1. Energía de activación ( $E_a$ ) e índice de labilidad ( $R_{20}$ ) del COS.

La  $E_a$  tuvo resultados diferentes entre las zonas Subpolar seca ( $50,61 \text{ kJ mol}^{-1}$ ), Mediterránea semiárida ( $50,70 \text{ kJ mol}^{-1}$ ) y Templada semi-oceánica ( $55,64 \text{ kJ mol}^{-1}$ ) con respecto a la zona Templada oceánica ( $61,48 \text{ kJ mol}^{-1}$ ) ( $P \leq 0,05$ ), siendo esta última la que presentó una mayor  $E_a$  (Figura 1). A su vez, la zona Subpolar seca también presentó diferencias con la zona Subpolar semi-oceánica ( $59,67 \text{ kJ mol}^{-1}$ ) ( $P \leq 0,05$ ) (Figura 1), siendo la zona Subpolar seca la que presentó una menor  $E_a$ .

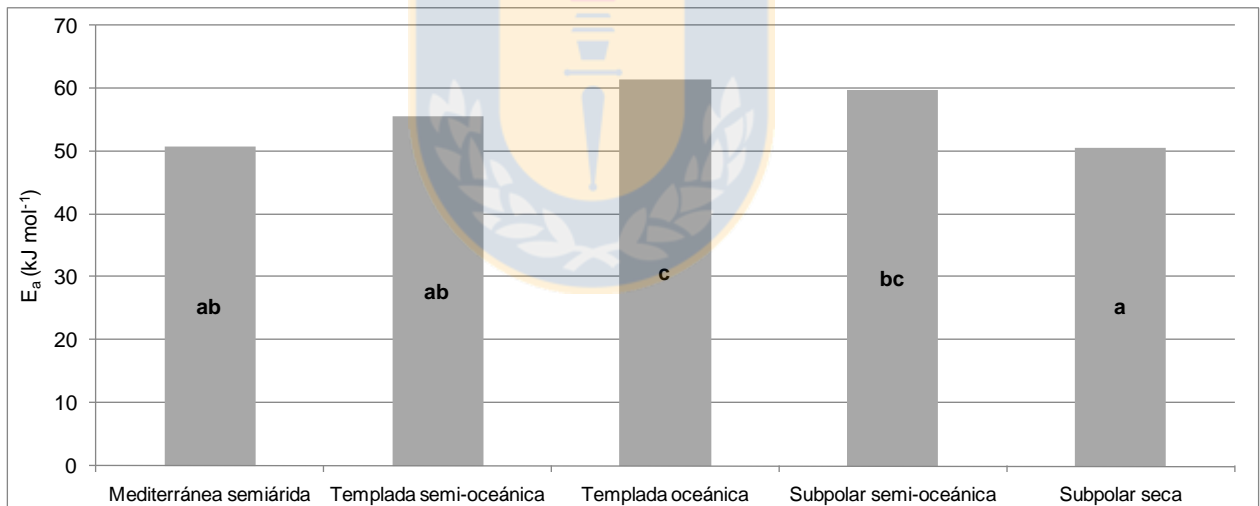


Figura 1. Valores de energía de activación ( $E_a$ ) de suelos de diferentes zonas climáticas. Diferentes letras representan significancia estadística ( $P \leq 0,05$ ) entre zonas climáticas.

La Figura 2 muestra diferencias en el contenido de CO ( $\text{kg m}^{-2}$ ) en la zona Mediterránea semiárida ( $1,67 \text{ kg m}^{-2}$ ) con respecto a la zona Templada oceánica ( $4,41 \text{ kg m}^{-2}$ ) y la zona Templada semi-oceánica ( $3,52 \text{ kg m}^{-2}$ ) ( $P \leq 0,05$ ); siendo mayor el contenido de CO en la zona Templada oceánica.

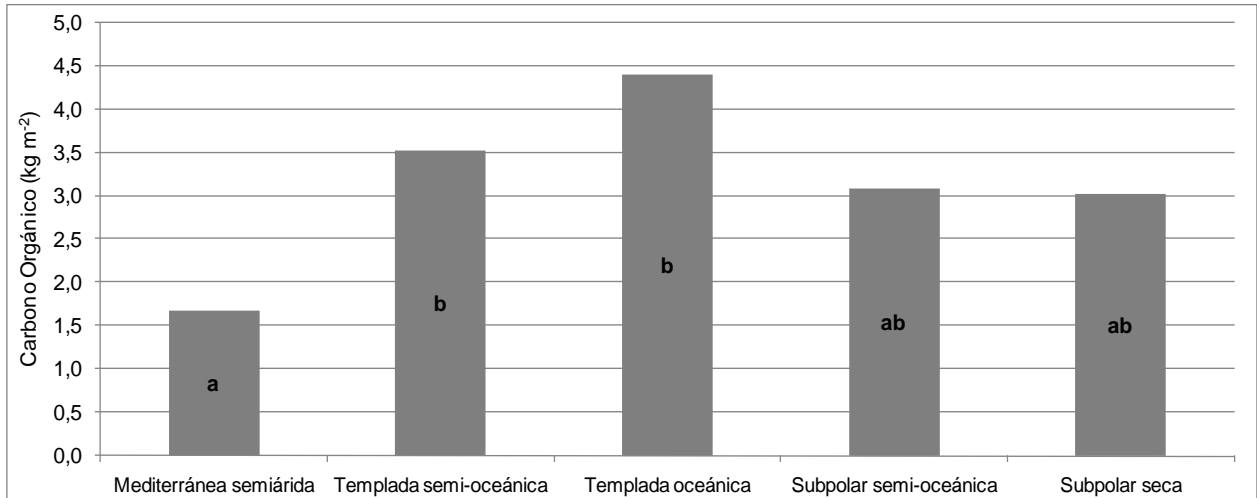


Figura 2. Valores de contenido de carbono orgánico de suelos de diferentes zonas climáticas. Diferentes letras representan significancia estadística ( $P \leq 0,05$ ) entre zonas climáticas.

Con los resultados obtenidos anteriormente se puede observar que existe diferencias de los valores de  $E_a$  entre los climas más secos y los más húmedos, por este motivo, para profundizar se realizó un análisis según el régimen de humedad y temperatura y según el orden de suelo presente en cada zona climática, sin embargo, los resultados no arrojaron diferencia, lo cual se puede explicar por el bajo número de muestras (n) para el criterio de clasificación (zona climática) (Tabla 6 y 7). Por tal motivo, tampoco se realizó este análisis para las otras variables.

Tabla 6. Número de muestras (n) según régimen de humedad y temperatura por zona climática.

Zona Climática	Régimen Temperatura y Humedad Suelo	n
<b>Mediterránea Semiárida</b> (n= 9)	Árido - Isotérmico	1
	Ústico - Isotérmico	3
	Xérico - Térmico	5
<b>Templada Semi-oceánica</b> (n = 8)	Xérico - Térmico	3
	Xérico - Isotérmico	1
	Údico - Isomésico	3
	Údico - Mésico	1
<b>Templada Oceánica</b> (n= 9)	Údico - Isomésico	4
	Údico - Mésico	1
	Perúdicico - Isomésico	4
<b>Subpolar Semi-oceánica</b> (n = 4)	Údico - Mésico	4
<b>Subpolar Seca</b> (n= 4)	Xérico - Térmico	1
	Perúdicico - Isomésico	1
	Údico - Críco	2



Tabla 7. Número de muestras (n) según orden de suelo por zona climática.

Zona Climática	Orden de Suelo	n
<b>Mediterránea Semiárida</b> (n= 9)	Alfisol	2
	Entisol	1
	Mollisol	6
<b>Templada Semi-oceánica</b> (n = 8)	Alfisol	1
	Andisol	3
	Inceptisol	3
	Mollisol	1
<b>Templada Oceánica</b> (n= 9)	Andisol	7
	Inceptisol	2
<b>Subpolar Semi-oceánica</b> (n = 4)	Andisol	2
	Inceptisol	2
<b>Subpolar Seca</b> (n= 4)	Entisol	2
	Mollisol	2

En cuanto a los valores del índice de labilidad ( $R_{20}$ ), también fue analizado con respecto a las distintas zonas climáticas. En la Figura 3 se observan las diferencias existentes ( $P \leq 0,05$ ) en las zonas Mediterránea semiárida ( $7,61 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ) y Subpolar seca ( $5,04 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ) con respecto a las zonas Templada semi-oceánica ( $1,74 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ), Templada oceánica ( $1,42 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ) y Subpolar semi-oceánica ( $1,40 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ), éstas últimas presentando un menor valor de labilidad del COS.

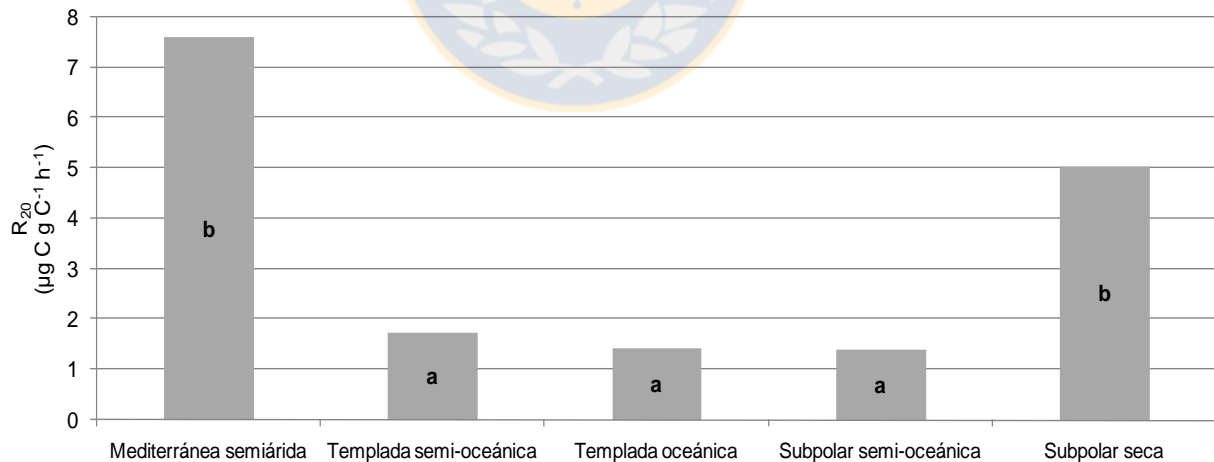


Figura 3. Valores del índice de labilidad ( $R_{20}$ ) de diferentes zonas climáticas. Diferentes letras representan significancia estadística ( $P \leq 0,05$ ) entre zonas climáticas.

En la Figura 4 se observa un análisis de regresión que muestra una relación directa proporcional entre las variables  $E_a$  con respecto al contenido de CO ( $R^2 = 0,27$ ;  $P \leq 0,05$ )

y PMA ( $R^2 = 0,27$ ;  $P \leq 0,05$ ); y una relación inversamente proporcional entre las variables  $E_a$  con respecto al índice de labilidad ( $R_{20}$ ) ( $R^2 = 0,18$ ;  $P \leq 0,05$ ) y el pH del suelo ( $R^2 = 0,14$ ;  $P \leq 0,05$ ).

Se considera significativa la relación entre variables a pesar de tener un bajo valor del coeficiente de determinación ( $R^2$ ), es decir, a pesar de que la explicación de cambio de la variable dependiente a partir del cambio en la variable independiente sea bajo, ya que el modelo de la relación representa una significativa asociación entre las variables. El  $R^2$  no es una medida de la calidad del modelo sino sólo una medida aproximada de cuan predictivo es el modelo para valores individuales observables en el futuro de la variable dependiente (Di Rienzo *et al.*, 2008).

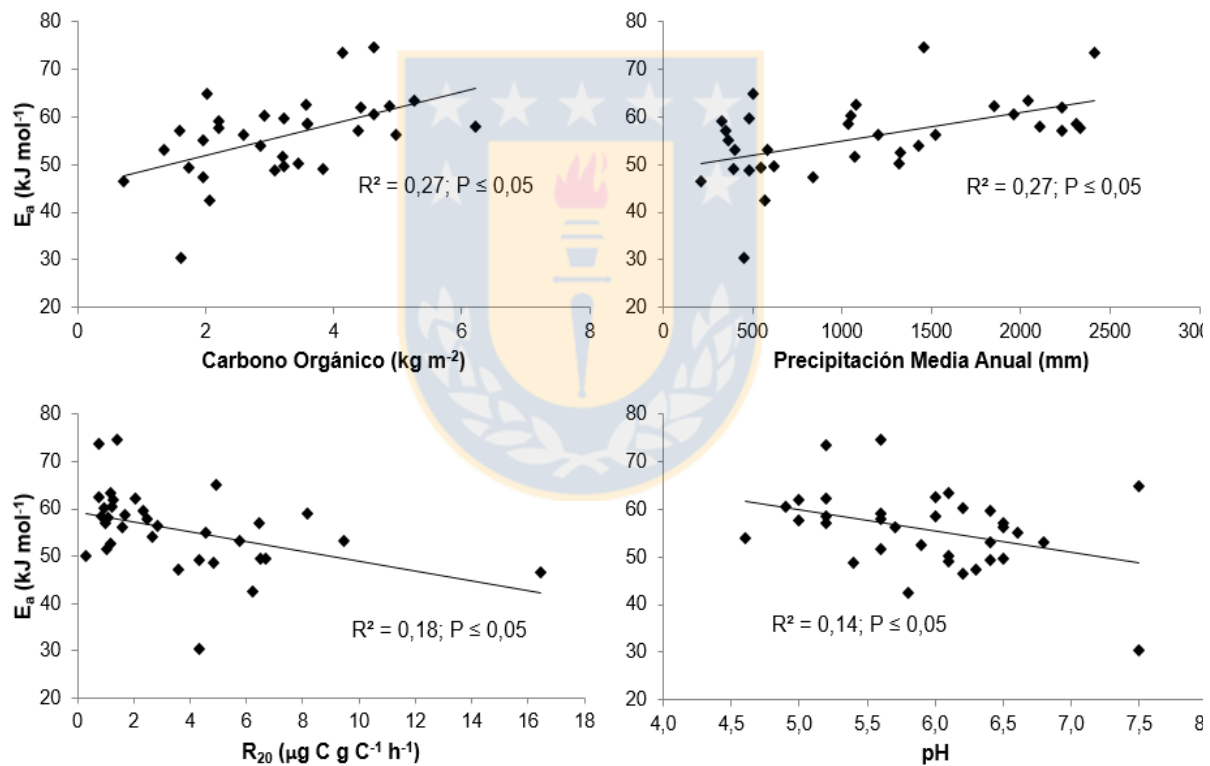


Figura 4. Regresión entre las variables energía de activación ( $E_a$ ) y contenido de carbono orgánico, precipitación media anual, índice de labilidad ( $R_{20}$ ) y pH del suelo.

En cuanto al análisis de regresión que se realizó para la variable  $R_{20}$ , se observó una relación inversamente proporcional con las variables contenido de CO ( $R^2 = 0,47$ ;  $P \leq 0,05$ ) y PMA ( $R^2 = 0,44$ ;  $P \leq 0,05$ ); y una relación directamente proporcional con TMA

( $R^2 = 0,20$ ;  $P \leq 0,05$ ) y pH del suelo ( $R^2 = 0,12$ ;  $P \leq 0,05$ ) (Figura 5). También se considera significativa la relación entre variables a pesar de tener un bajo valor del coeficiente de determinación ( $R^2$ ), ya que el modelo de la relación representa una significativa asociación entre las variables.

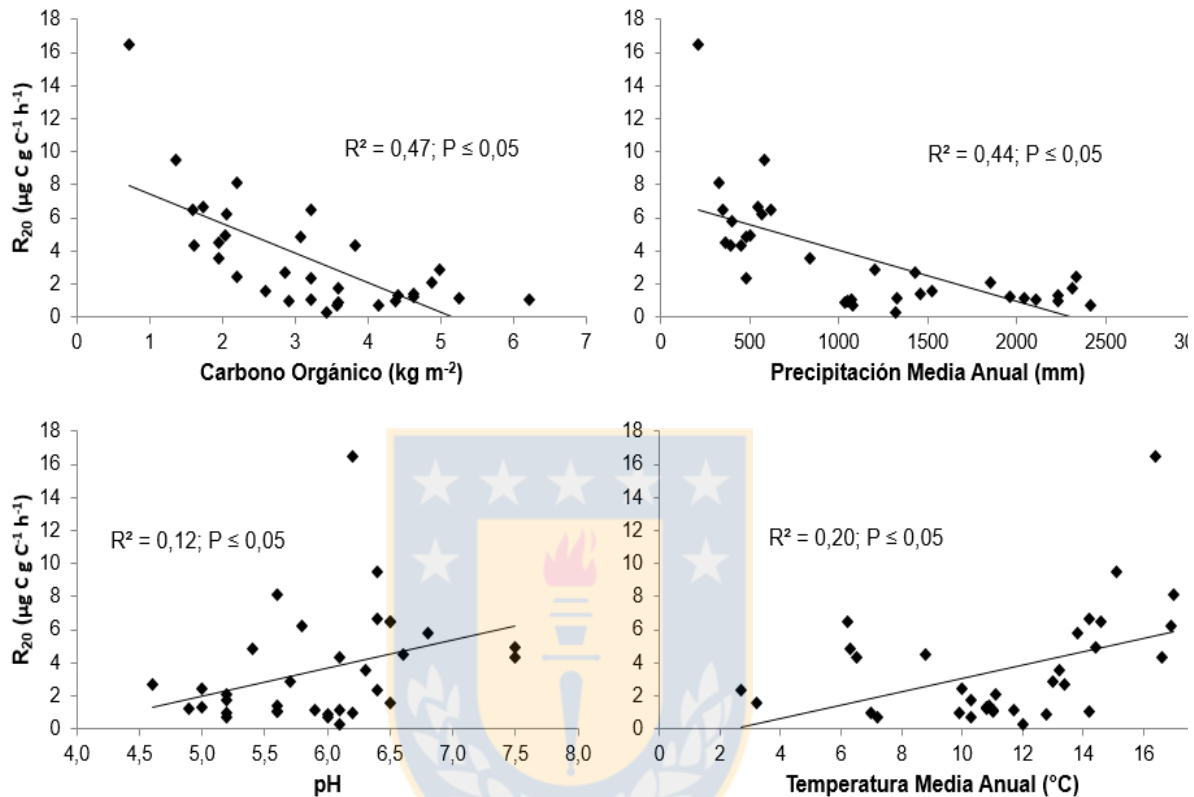


Figura 5. Regresión entre las variables índice de labilidad ( $R_{20}$ ) y contenido de carbono orgánico, precipitación media anual, temperatura media anual y pH del suelo.

### 1. Valor $Q_{10}$ de la respiración de reservorios del COS lábil y recalcitrante.

Con respecto al valor  $Q_{10}$  para 20 - 30  $^{\circ}\text{C}$ , se observaron diferencias entre las diferentes zonas climáticas para  $Q_{10}$  del COS lábil ( $P \leq 0,05$ ), sin embargo, los valores  $Q_{10}$  del COS recalcitrante no presentaron diferencias ( $P > 0,05$ ) (Figura 6). En la fracción lábil de COS hubo diferencias en el valor  $Q_{10}$  entre las zonas Mediterránea semiárida (1,88) y Subpolar seca (1,74) con respecto a las zonas Templada semi-oceánica (2,57) y Templada oceánica (2,46), presentando estos últimos un mayor valor  $Q_{10}$ .

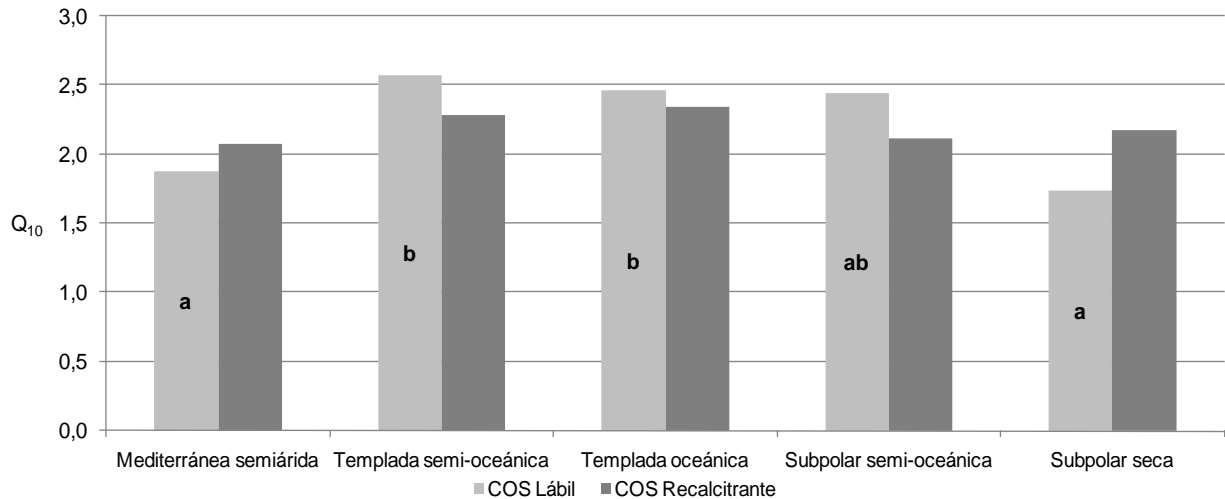


Figura 6. Valores  $Q_{10}$  del carbono orgánico del suelo (COS) lábil y recalcitrante para un rango de temperatura de 20 - 30 °C de diferentes zonas climáticas. Diferentes letras representan significancia estadística ( $P \leq 0,05$ ) entre zonas climáticas.

También se realizaron regresiones para los valores  $Q_{10}$  tanto para la fracción del COS lábil como recalcitrante, observándose para los valores  $Q_{10}$  de la fracción lábil una relación directa con las variables  $E_a$  ( $R^2 = 0,22$ ;  $P \leq 0,05$ ) y PMA ( $R^2 = 0,21$ ;  $P \leq 0,05$ ); y una relación inversa con las variables pH ( $R^2 = 0,15$ ;  $P \leq 0,05$ ) y  $R_{20}$  ( $R^2 = 0,15$ ;  $P \leq 0,05$ ) (Figura 7). Con respecto a los valores  $Q_{10}$  de la fracción recalcitrante presentó una relación directa con las variables contenido de CO ( $R^2 = 0,19$ ;  $P \leq 0,05$ ) y  $E_a$  ( $R^2 = 0,48$ ;  $P \leq 0,05$ ), siendo con ésta última altamente significativa (Figura 8).

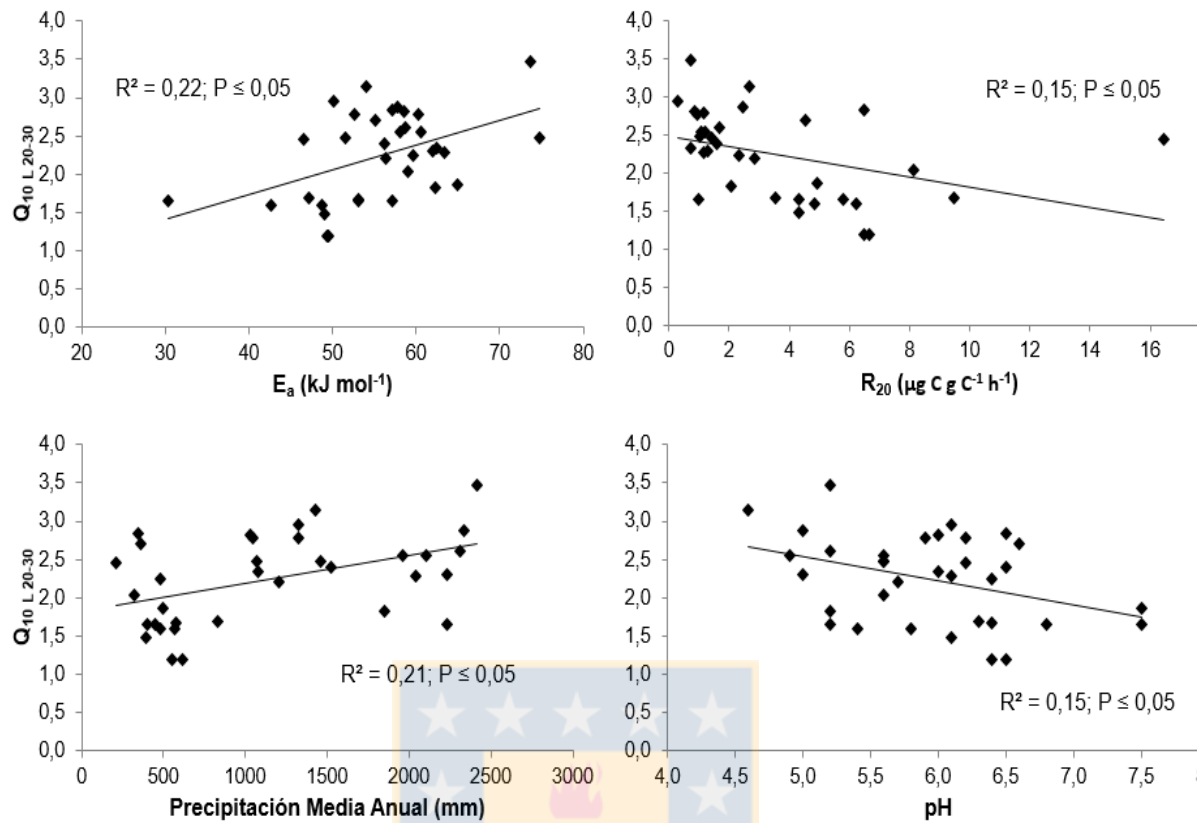


Figura 7. Regresión entre las variables  $Q_{10}$  del carbono orgánico del suelo lábil ( $Q_{10L20-30}$ ) y energía de activación ( $E_a$ ), índice de labilidad ( $R_{20}$ ), precipitación media anual y pH del suelo.

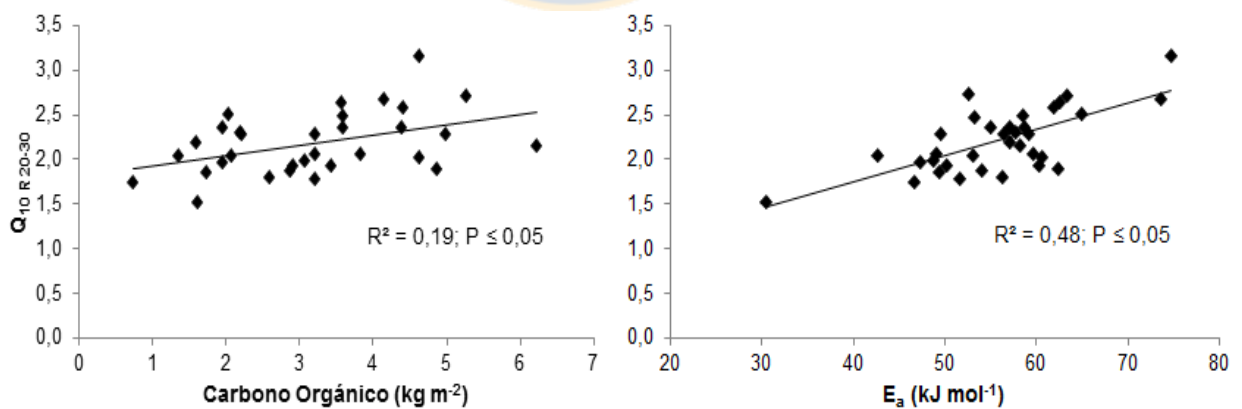


Figura 8. Regresión entre las variables  $Q_{10}$  del carbono orgánico del suelo recalcitrante ( $Q_{10R20-30}$ ), contenido de carbono orgánico y energía de activación ( $E_a$ ).

En la Figura 9 se observa como suelos del orden Entisol distribuidos en diferentes zonas climáticas presentan un  $R_{20}$  distinto a lo largo del período de incubación. El suelo de la zona Mediterránea semiárida (serie Los Vilos) presenta un mayor  $R_{20}$  acumulado (428,03  $\mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ) en un 164% en comparación al suelo de la zona Subpolar seca (Serie Aguas Frescas) ( $162,27 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ) a lo largo del período de incubación.

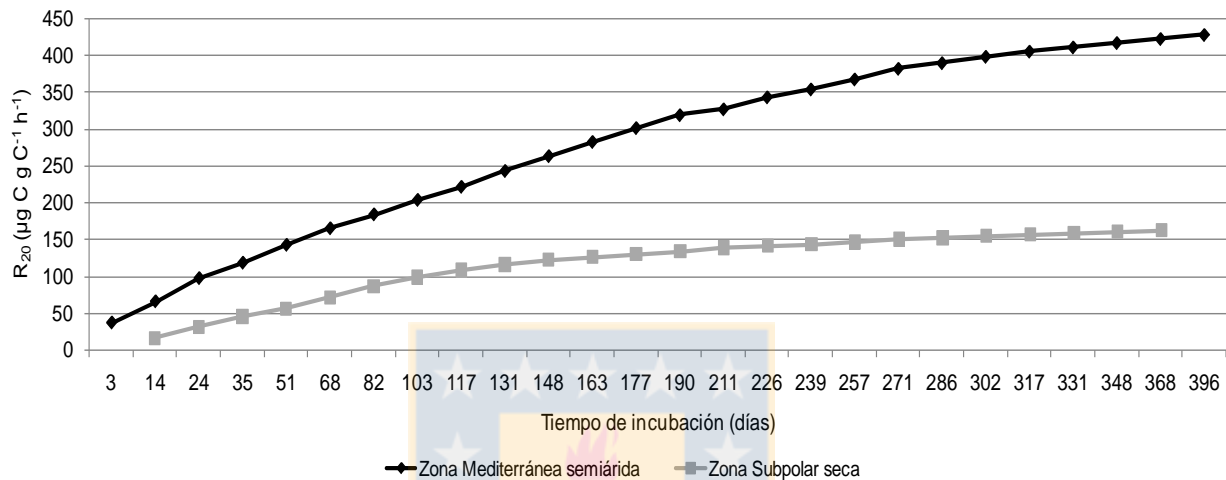


Figura 9. Índice de labilidad ( $R_{20}$ ) de suelos del orden Entisol de diferentes zonas climáticas en función del tiempo de incubación.

Las Figuras 10 y 11 muestran una mayor proporción de C respirado a una mayor temperatura de incubación, siendo los rangos finales de respiración acumulada proporcionales al reservorio de CO en cada muestra de suelo (Tabla 3). La respiración acumulada en el suelo de la zona Mediterránea semiárida (serie Los Vilos), al final del período de incubación, se encontró en un rango de  $16,48 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $10^\circ\text{C}$  hasta  $63,38 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $30^\circ\text{C}$ ; y en el caso de la respiración acumulada en el suelo de la zona Subpolar seca (Serie Aguas Frescas) el rango fue entre  $83,43 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $10^\circ\text{C}$  hasta  $264,48 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $30^\circ\text{C}$ .

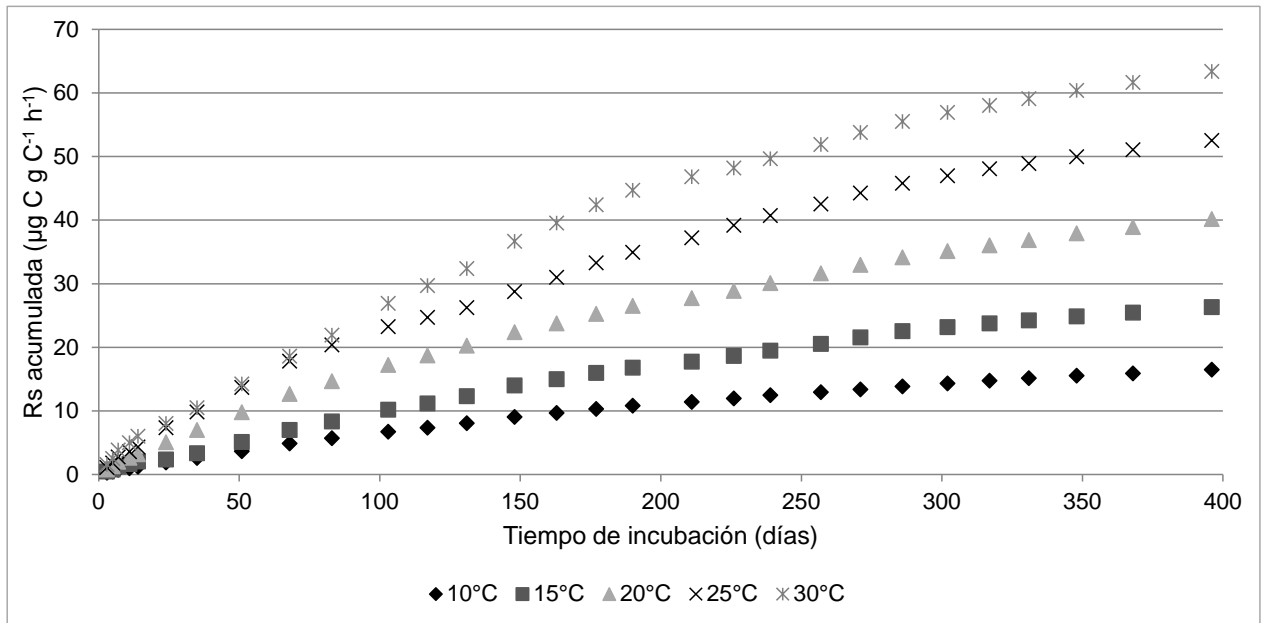


Figura 10. Respiración del suelo (Rs) acumulada de la serie Los Vilos a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.

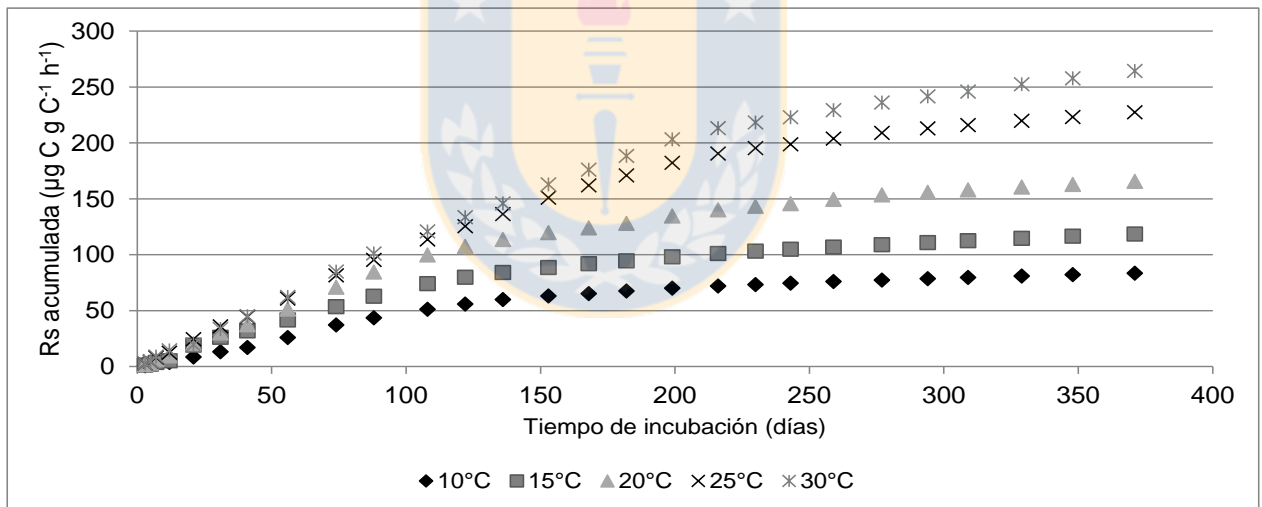


Figura 11. Respiración del suelo (Rs) acumulada de la serie Aguas Frescas a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.

En la Figura 12 se observa que en el orden Alfisol en el suelo de la zona Mediterránea semiárida (serie Catapilco) existe un mayor  $R_{20}$  acumulado ( $212,10 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ) en más de un 500 % en comparación al suelo de la zona Templada semi-oceánica (serie Collipulli) ( $30,49 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ) a lo largo del período de incubación.

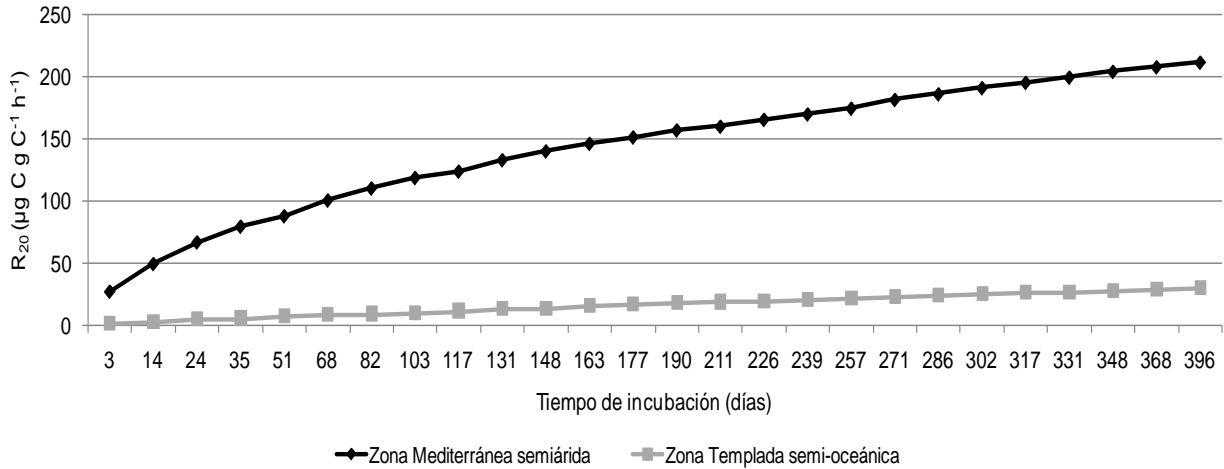


Figura 12. Índice de labilidad ( $R_{20}$ ) de suelos del orden Alfisol de diferentes zonas climáticas en función del tiempo de incubación.

Al igual que para los suelos del orden Entisol, en las Figuras 13 y 14 los suelos del orden Alfisol, también muestran una mayor proporción de C respirado a una mayor temperatura de incubación. La respiración acumulada en el suelo de la zona Mediterránea semiárida (serie Catapilco), al final del período de incubación, se encontró en un rango de 24,36  $\mu\text{g C g C}^{-1} \text{ h}^{-1}$  a 10 °C hasta 119,72  $\mu\text{g C g C}^{-1} \text{ h}^{-1}$  a 30 °C; y en el caso de la respiración acumulada en el suelo de la zona Templada semi-oceánica (Serie Collipulli) el rango fue de 9,77  $\mu\text{g C g C}^{-1} \text{ h}^{-1}$  a 10 °C hasta 43,20  $\mu\text{g C g C}^{-1} \text{ h}^{-1}$  a 30 °C.



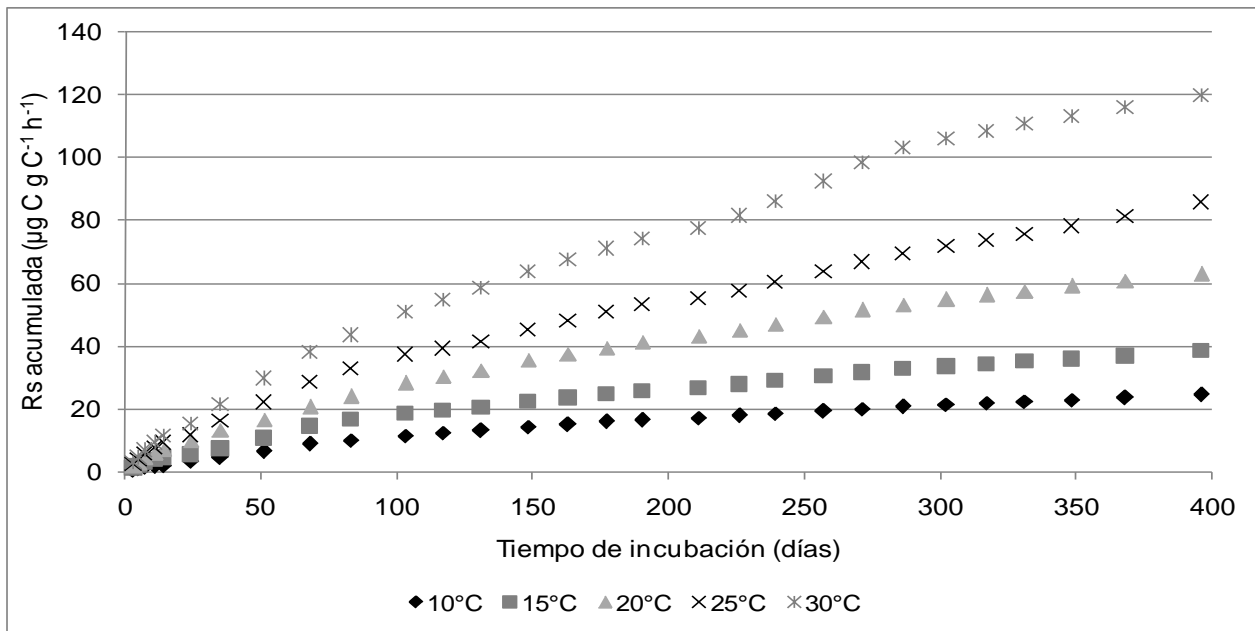


Figura 13. Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Catapilco a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.

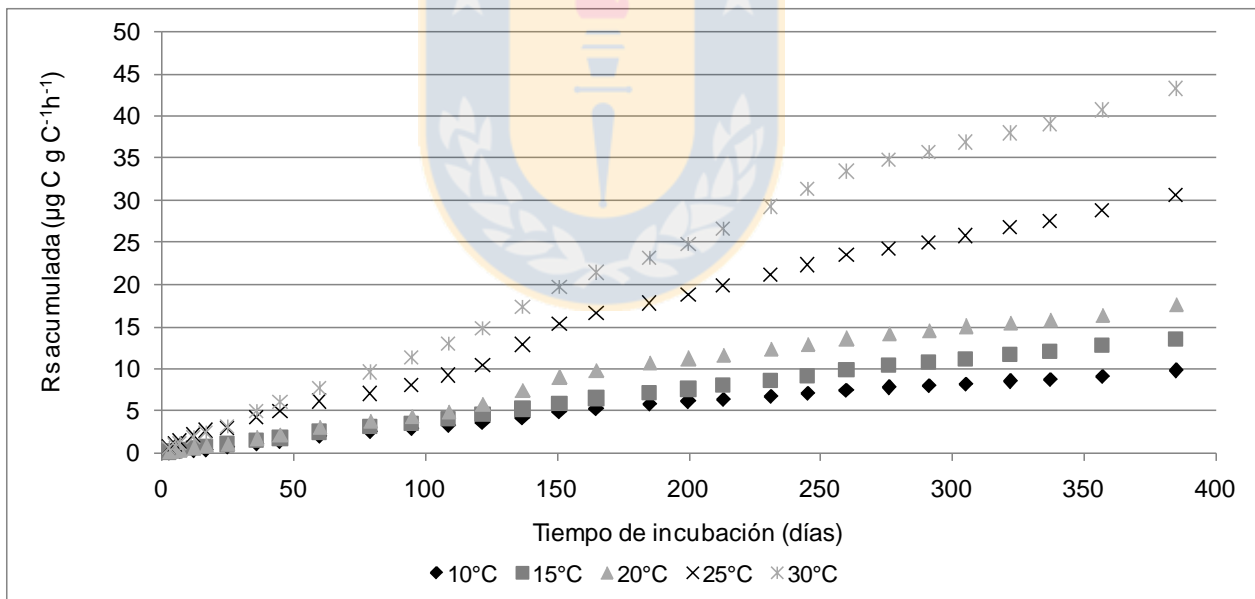


Figura 14. Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Collipulli a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.

En el orden Mollisol (Figura 15) se observa, al igual que en las figuras anteriores, que en el suelo de la zona Mediterránea semiárida (serie Calle Larga) existe un mayor  $R_{20}$

acumulado ( $168,23 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ), siendo superior en un 82% respecto a al suelo de la zona Templada semi-oceánica (serie Chanco) ( $92,66 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ) y 48% superior respecto del suelo de la zona Subpolar seca (Serie Chile Chico) ( $113,32 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ); siendo esta última superior en un 22% a la zona Templada semi-oceánica.

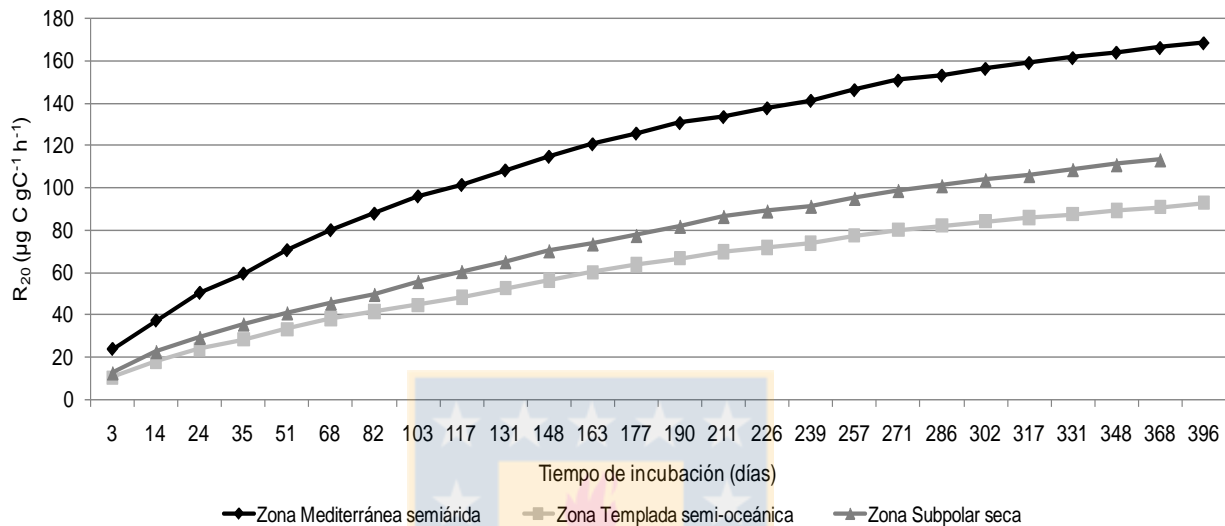


Figura 15. Índice de labilidad ( $R_{20}$ ) de suelos del orden Mollisol de diferentes zonas climáticas en función del tiempo de incubación.

En los suelos del orden Mollisol, siguiendo la tendencia de los suelos anteriores, se observó una mayor proporción de C respirado a una mayor temperatura de incubación (Figuras 16, 17 y 18). La respiración acumulada en el suelo de la zona Mediterránea semiárida (serie Calle Larga), al final del período de incubación, presentó un rango de  $16,52 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $10 \text{ }^\circ\text{C}$  hasta  $83,39 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $30 \text{ }^\circ\text{C}$ ; en cuanto a la respiración acumulada en el suelo de la zona Templada semi-oceánica (Serie Chanco) el rango fue de  $13,0 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $10 \text{ }^\circ\text{C}$  hasta  $45,87 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $30 \text{ }^\circ\text{C}$ ; y en el suelo de la zona Subpolar seca (serie Chile Chico) la respiración acumulada varió entre  $15,53 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $10 \text{ }^\circ\text{C}$  hasta  $69,76 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $30 \text{ }^\circ\text{C}$ .

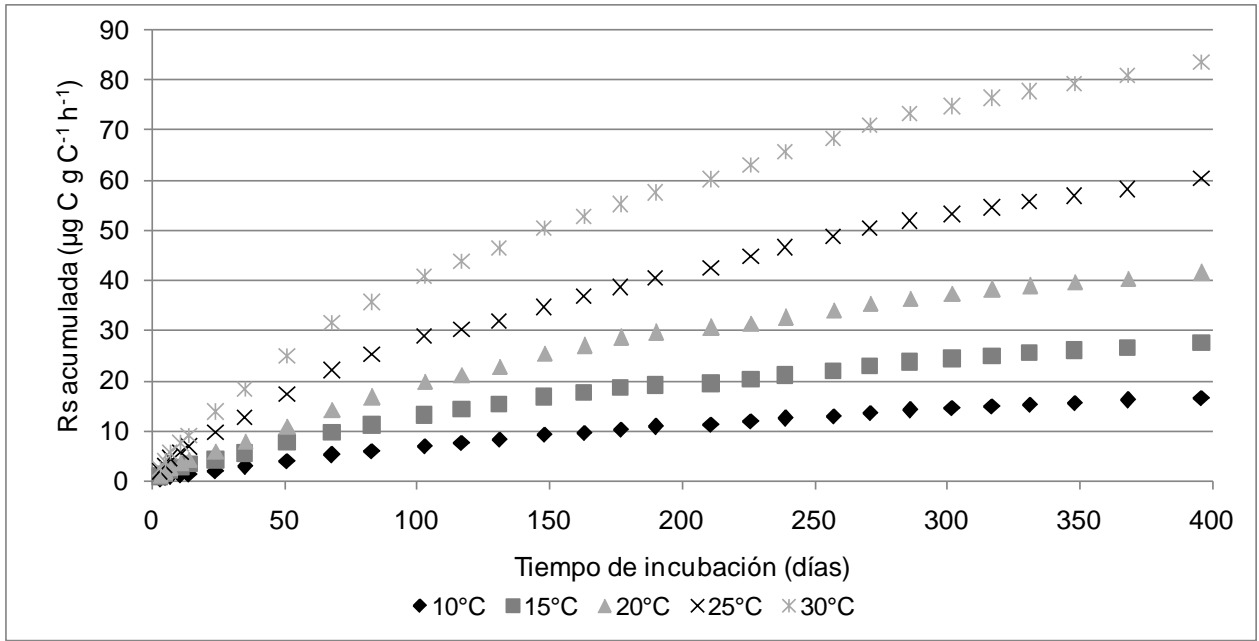


Figura 16. Respiración del suelo (Rs) acumulada de la serie Calle Larga a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.

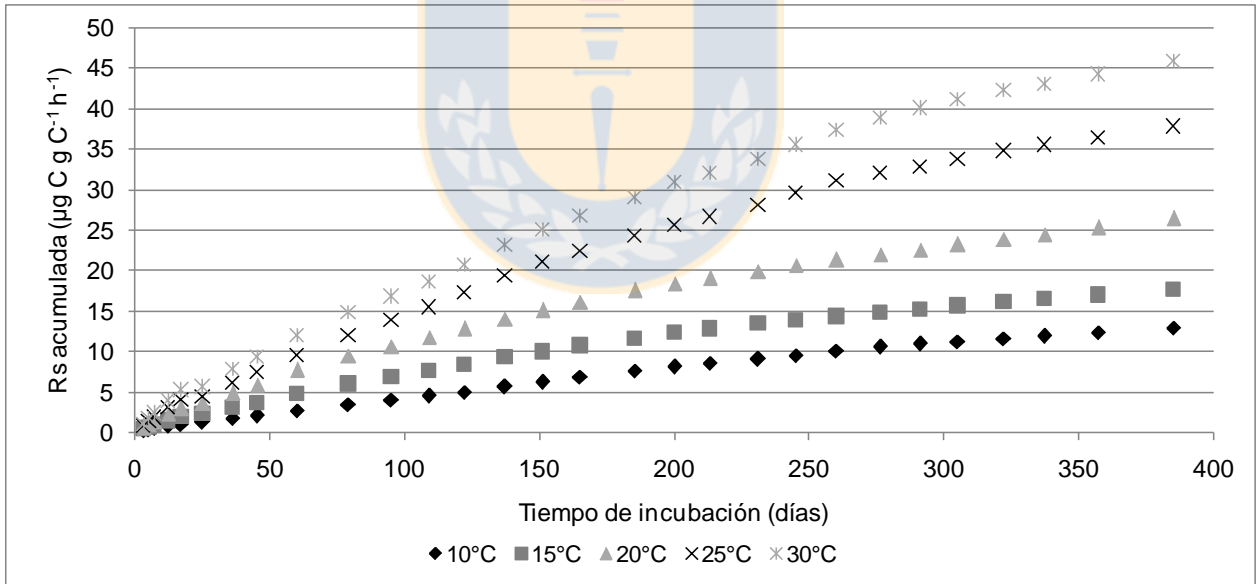


Figura 17. Respiración del suelo (Rs) acumulada de la serie Chanco a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.

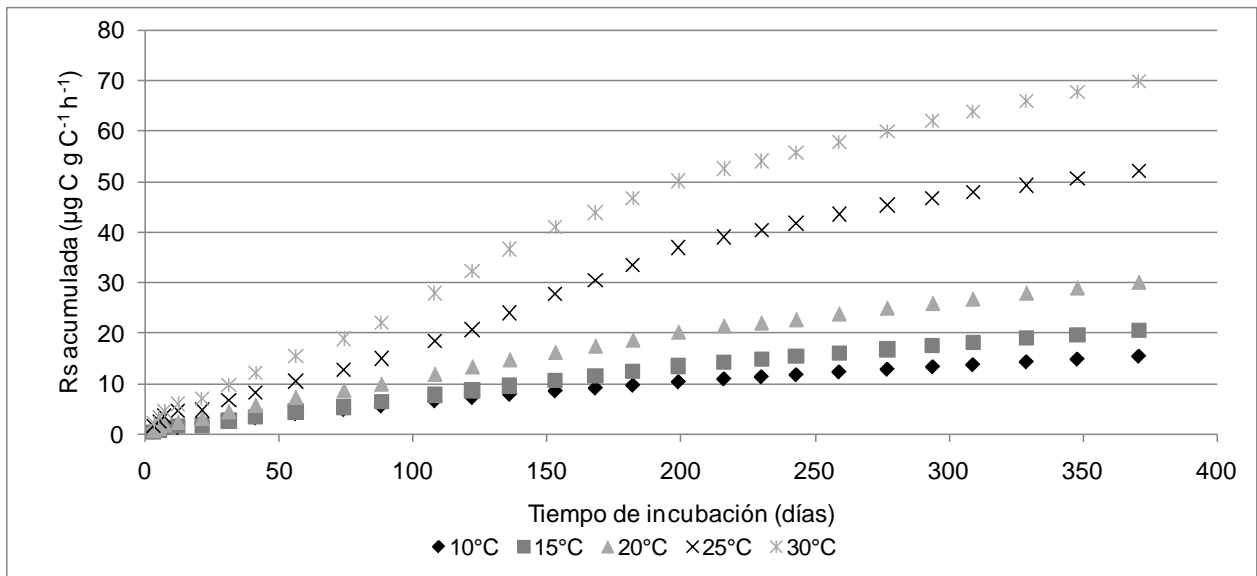


Figura 18. Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Chile Chico a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.

En el caso del orden Andisol (Figura 19) se observa que en el suelo de la zona Templada semi-oceánica (serie Bramaderos) existe un similar  $R_{20}$  acumulado ( $21,99 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ) en comparación a los suelos de las zonas Templada oceánica (serie Mayamó) ( $18,61 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ) y Subpolar semi-oceánica (serie La Tapera) ( $18,51 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ). El  $R_{20}$  acumulado del suelo de la zona Templada semi-oceánica es sólo 18 y 19% mayor al  $R_{20}$  acumulado de los suelos de las zonas Templada oceánica y Subpolar semi-oceánica, respectivamente, al final del período de incubación.

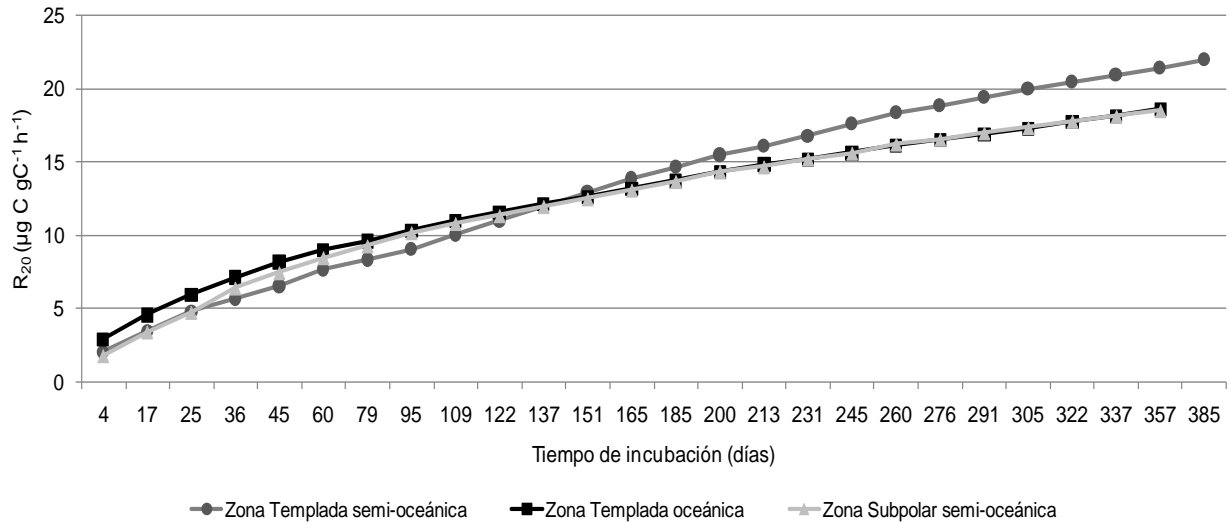


Figura 19. Índice de labilidad ( $R_{20}$ ) de suelos del orden Andisol de diferentes zonas climáticas en función del tiempo de incubación.

En suelos del orden Andisol (Figura 20, 21 y 22) se observa lo mismo que en los suelos anteriores, es decir, que a mayor temperatura de incubación existe una mayor proporción de C respirado, siendo los rangos finales de respiración acumulada proporcionales al reservorio de COS en cada muestra de suelo (Tabla 3). La respiración acumulada en el suelo de la zona Templada semi-oceánica (serie Bramaderos), al final del período de incubación, se encontró en un rango de  $5,46 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $10 \text{ }^\circ\text{C}$  hasta  $27,33 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $30 \text{ }^\circ\text{C}$ ; en cuanto a la respiración acumulada en el suelo de la zona Templada oceánica (Serie Mayamó) el rango fue de  $9,95 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $10 \text{ }^\circ\text{C}$  hasta  $67,91 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $30 \text{ }^\circ\text{C}$ ; y en el suelo de la zona Subpolar semi-oceánica (serie La Tapera) la respiración acumulada varió entre  $1,0 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $10 \text{ }^\circ\text{C}$  hasta  $50,87 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $30 \text{ }^\circ\text{C}$ .

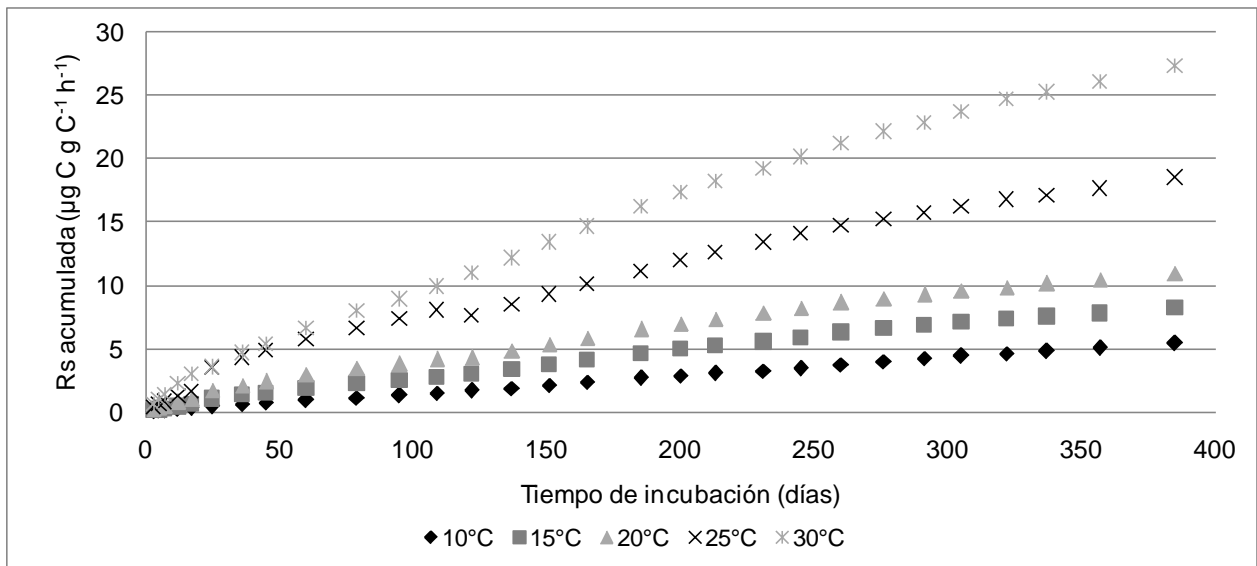


Figura 20. Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Bramaderos a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.

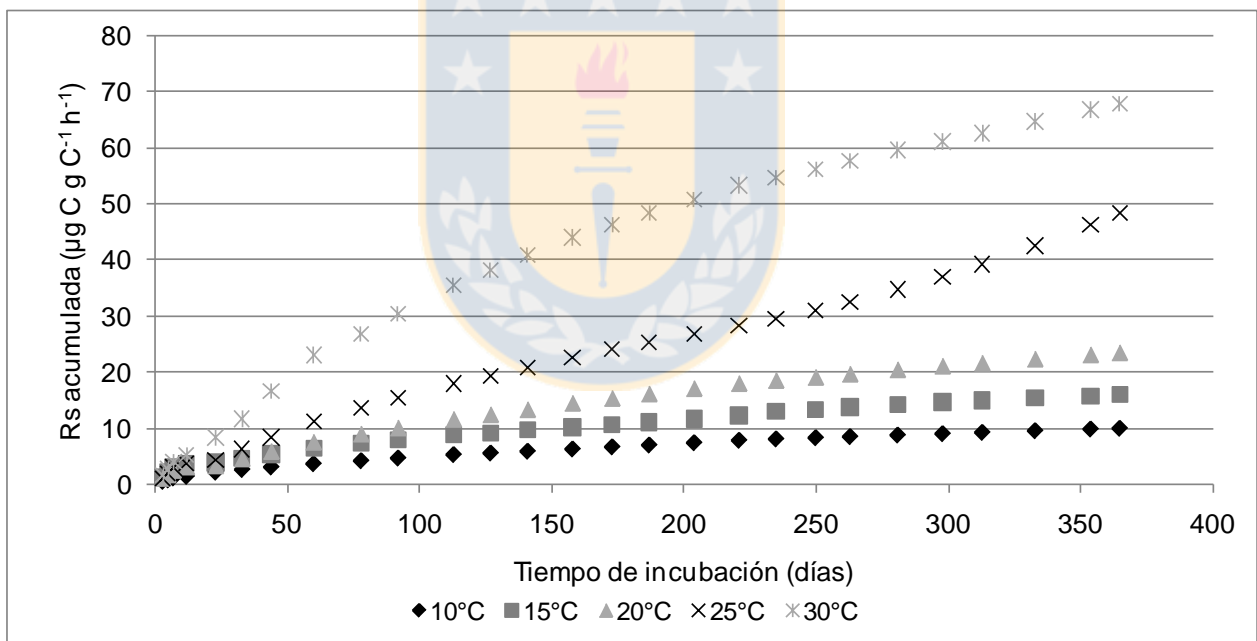


Figura 21. Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Mayamó a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.

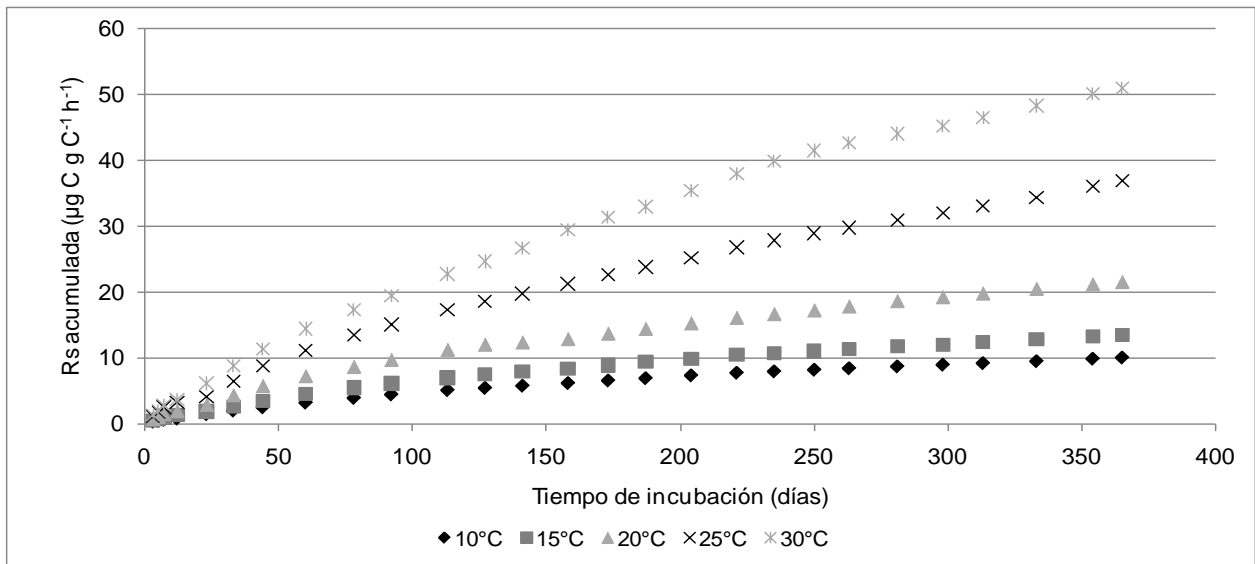


Figura 22. Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie La Tapera a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.

En los suelos del orden Inceptisol (Figura 23), se observa que el  $R_{20}$  acumulado del suelo de la zona Templada semi-oceánica (serie Carampangue) ( $69,42 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ) es levemente mayor (19%) al  $R_{20}$  acumulado del suelo de la zona Subpolar semi-oceánica (serie Cochrane) ( $58,11 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ) y mayor en un 34% al  $R_{20}$  acumulado del suelo de la zona Templada oceánica (serie Bahía Mansa) ( $51,87 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$ ); siendo este último inferior en un 11% al  $R_{20}$  acumulado del suelo de la zona Subpolar semi-oceánica.

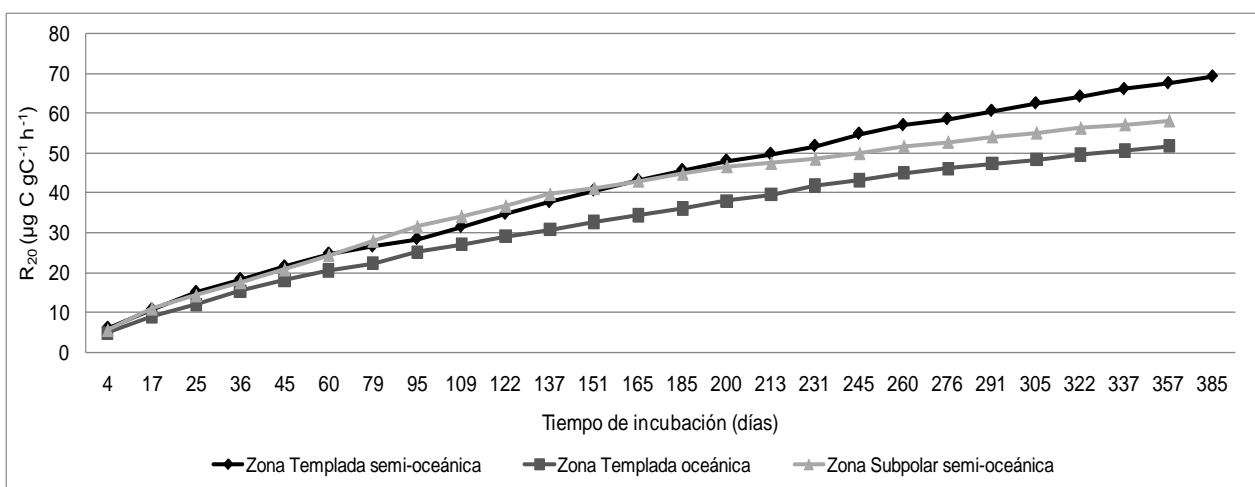


Figura 23. Índice de labilidad ( $R_{20}$ ) de suelos del orden Inceptisol de diferentes zonas climáticas en función del tiempo de incubación.

Los suelos del orden Inceptisol se muestran en la Figura 24, 25 y 26, donde se observa que a mayor temperatura de incubación existe una mayor proporción de C respirado, al igual que en los otros suelos evaluados. Los rangos finales de respiración acumulada fueron proporcionales al reservorio de COS en cada muestra de suelo (Tabla 3). La respiración acumulada en el suelo de la zona Templada semi-oceánica (serie Carampangue), al final del período de incubación, se encontró en un rango de  $10,19 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $10^\circ\text{C}$  hasta  $45,73 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $30^\circ\text{C}$ ; en cuanto a la respiración acumulada en el suelo de la zona Subpolar semi-oceánica (Serie Cochrane) el rango fue de  $20,18 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $10^\circ\text{C}$  hasta  $105,12 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $30^\circ\text{C}$ ; y en el suelo de la zona Templada oceánica (serie Bahía Mansa) la respiración acumulada varió entre  $19,59 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $10^\circ\text{C}$  hasta  $113,90 \mu\text{g C g C}^{-1} \text{h}^{-1}$  a  $30^\circ\text{C}$ .

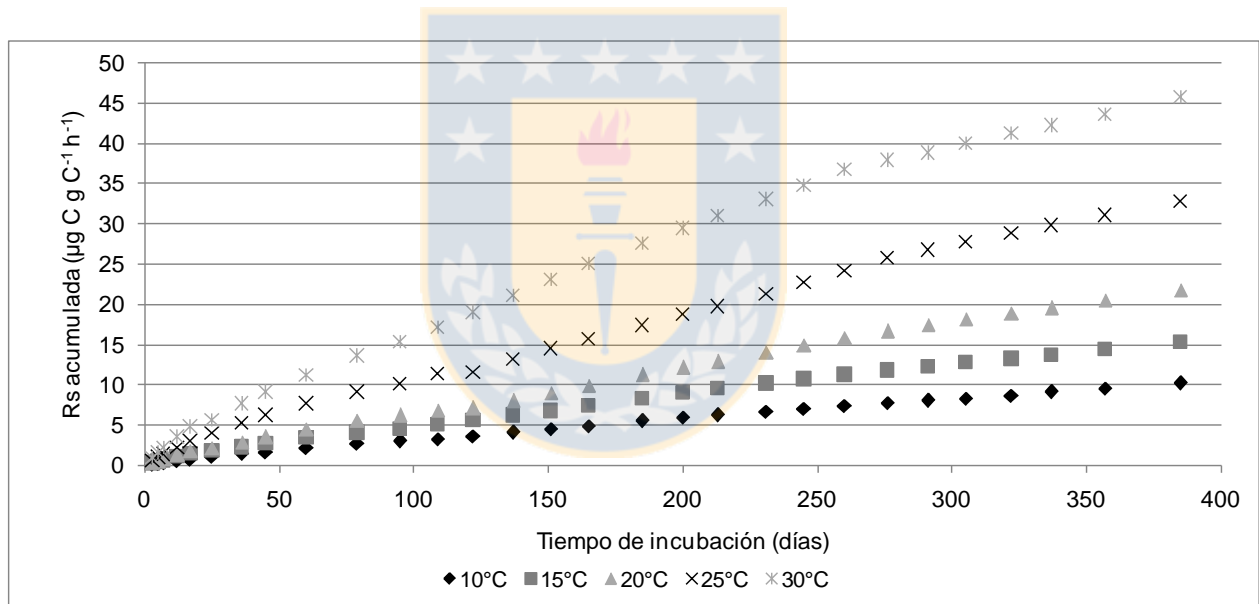


Figura 24. Respiración del suelo ( $R_s$ ) acumulada de la serie Carampangue a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.



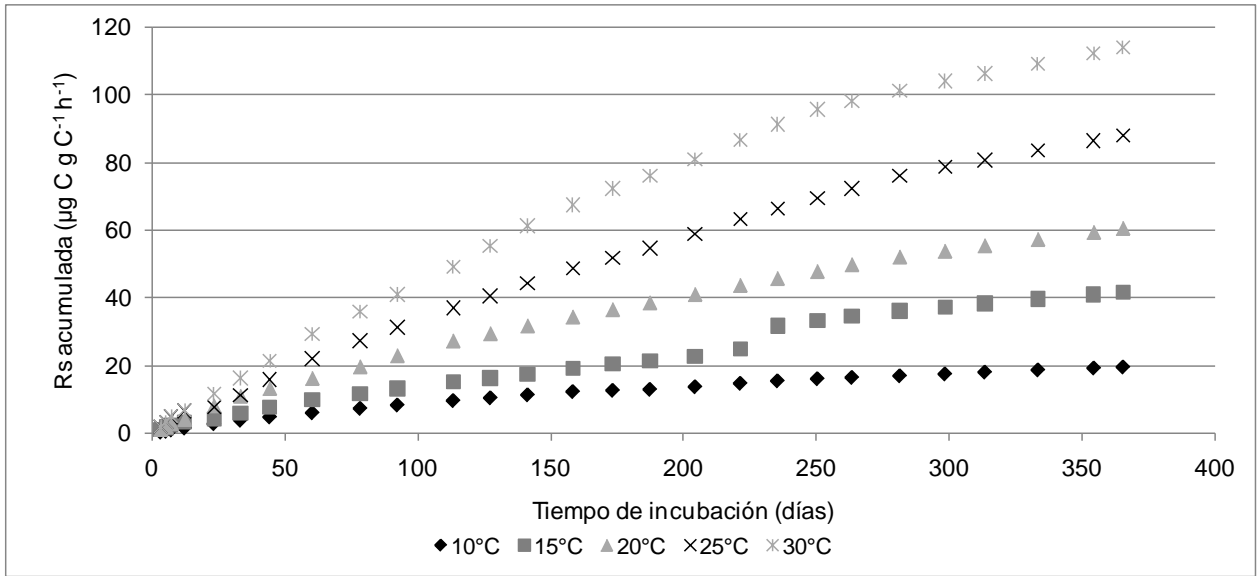


Figura 25. Respiración del suelo (Rs) acumulada de la serie Bahía Mansa a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.

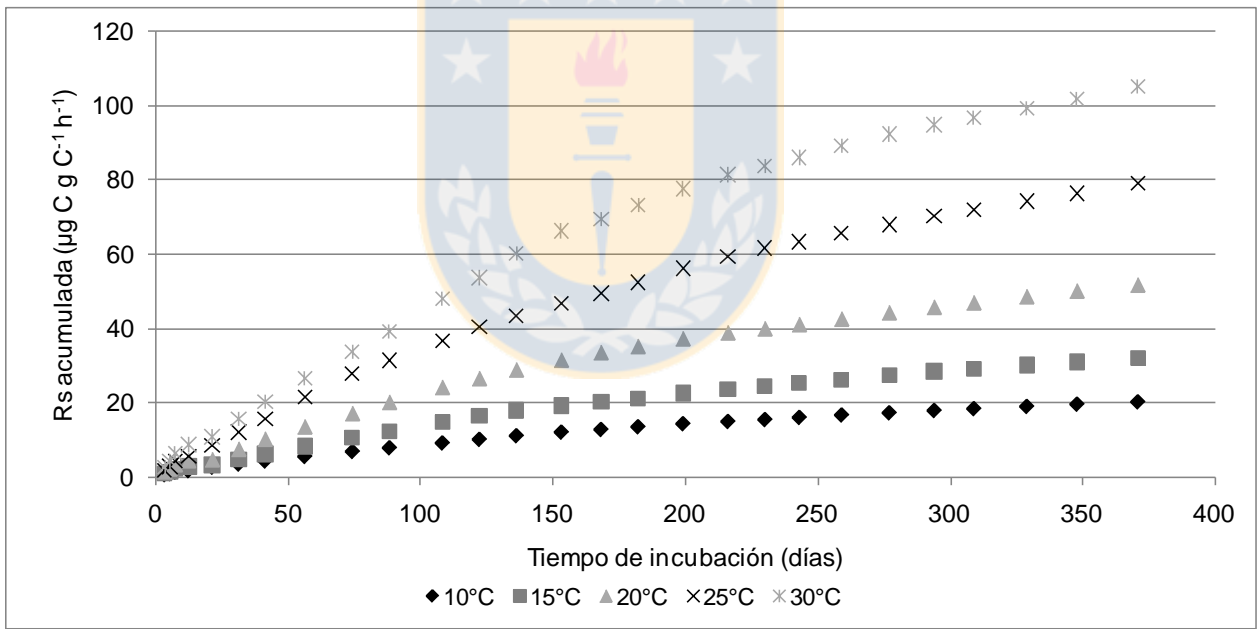


Figura 26. Respiración del suelo (Rs) acumulada de la serie Cochrane a diferentes temperaturas de incubación en función del período de incubación.

## DISCUSIÓN

### 1. Energía de activación ( $E_a$ ) e índice de labilidad ( $R_{20}$ ) de los reservorios de COS.

La  $E_a$  en nuestros resultados fue muy variable a lo largo del período de incubación para todas las muestras de suelo, sin embargo, esta variable presentó en promedio un mayor valor de  $E_a$  en suelos que presentaban un  $R_{20}$  menor, existiendo diferencias entre muestras. La  $E_a$  fue mayor en suelos de la zona templada oceánica, respecto a suelos de las zonas Mediterránea semiárida, Subpolar seca y Templada semi-oceánica; y también hubo diferencias entre la zona Subpolar seca respecto a la zona Subpolar semi-oceánica (Figura 1, 3 y 4). Además, la  $E_a$  fue mayor en suelos con un mayor contenido de COS (Figura 2 y 4). Estos resultados concuerdan con los resultados de Craine *et al.* (2010b), quienes evaluaron la variación a nivel de paisaje de la sensibilidad a la temperatura del COS de 72 muestras de suelos de pradera en América del Norte Central, encontrando que los suelos con mayor fracción de COS lábil presentaron menor  $E_a$ , considerándolo consistente con la hipótesis CQT. Además estos autores obtuvieron como resultados que suelos con alto contenido de COS presentaron una mayor  $E_a$ , lo cual concuerda con nuestros resultados. También los resultados de Li *et al.* (2015), quienes evaluaron la sensibilidad a la temperatura de praderas alpinas en Qinghai, Tíbet, indicaron que la tasa de descomposición del COS se redujo con la disminución del contenido de éste; llegando a la misma conclusión que autores anteriores, de que la  $E_a$  disminuye con el aumento de la tasa de descomposición del COS, indicando que la hipótesis CQT era aplicable a su estudio.

Nuestros resultados concuerdan en parte con el trabajo de investigación realizado por Craine *et al.* (2010a), quienes evaluaron la sensibilidad a la temperatura del COS en 28 muestras de suelos colectados en un transecto de Alaska a Puerto Rico, probando dos corolarios de la hipótesis CQT; el primero referente a que la recalcitrancia bioquímica limita la tasa a la cual el COS es respirado, siendo asociado los suelos que respiran COS a tasa más baja con una mayor  $E_a$ ; y el segundo referente que a medida que procede el período de incubación, la labilidad total del contenido de COS del suelo disminuye, por lo cual la  $E_a$  debería aumentar en el tiempo. Nuestros resultados concuerdan con el primer corolario, pero no el segundo porque hubo una variabilidad en el valor de la  $E_a$  a lo largo del período de incubación en cada muestra de suelo evaluada. Craine *et al.* (2010a) en una discusión complementaria de su trabajo indican que la disponibilidad del sustrato es

diferente entre los suelos incubados a las diferentes temperaturas, lo cual podría afectar la sensibilidad a la temperatura de la descomposición del COS. Esto podría estar relacionado a la composición botánica del residuo de las praderas presentes en cada muestra de suelo, implicando una mayor o menor disponibilidad de nutrientes a ser descompuesto por los microorganismos del suelo (Anexo 1). Davidson y Janssens (2006) señalaron que la función de Arrhenius muestra que una mayor  $E_a$  está asociada con sustratos de mayor complejidad molecular (recalcitrante) y presentan una mayor sensibilidad a la temperatura. Además indicaron que las limitaciones ambientales que pueden temporalmente o indefinidamente afectar la sensibilidad de la descomposición del COS a la temperatura pueden ser: protección física, protección química, sequía, inundación y congelamiento; lo cual podría disminuir la tasa de respiración del suelo (Craine *et al.*, 2010a). En relación a estas limitantes, Doetterl *et al.* (2015) concluyeron que los factores climáticos y geoquímicos, en conjunto, controlan el almacenamiento del COS; además indicaron que la tasa de respiración potencial en sectores con C estabilizado es muy bajo, por lo tanto, existe una tendencia a acumularse; siendo esto opuesto a lo observado en suelos de zonas climáticas áridas cálidas y áridas frías.

A su vez, esto podría estar interactuando junto al contenido de humedad ideal para el desarrollo de la actividad microbiana (60% WFPS) a la cual se acondicionó los suelos para evitar la interferencia de este parámetro climático en nuestros resultados. La magnitud del efecto de la humedad del suelo es suficientemente grande para alterar los reservorios de C (Craine y Gelderman, 2011), y por ende, afectar el valor de la  $E_a$ . Otras investigaciones científicas también han encontrado que la humedad del suelo afecta la sensibilidad de la descomposición del COS a la temperatura, debido a la interacción entre ambos factores climáticos (Fang y Moncrieff, 2001; Chen *et al.*, 2013; Guntiñas *et al.*, 2013). Esto hace referencia de que los factores climáticos inciden sobre el contenido de COS, Hontoria *et al.* (2004) encontró que las variables mejor relacionadas fue la precipitación mostrando una correlación positiva, resultados que se relacionan con los nuestros. Wang y Fang (2009) encontraron que existe influencia de la precipitación sobre la acumulación de COS, ya que la precipitación causaría una disminución en las tasas de respiración en regiones lluviosas. Dai y Huang (2006), quienes evaluaron la relación entre el contenido de MOS (por lo tanto COS) con el clima y altitud en China, concluyeron que la concentración de MOS, en la superficie (horizonte A) está principalmente influenciada

por el clima, presentando una correlación positiva entre la concentración de MOS y la precipitación, y disminuyendo con el incremento de temperatura, variando su distribución en los suelos de las diferentes regiones geográficas. Esta información estaría de acuerdo con nuestros análisis, ya que también hubo una diferencia en el contenido de COS en las diferentes zonas climáticas evaluadas (Figura 2), siendo los suelos de las zonas climáticas con influencia oceánica (con mayor presencia de humedad debido al mayor régimen de precipitación) los suelos que presentaron mayor contenido de COS. Campos *et al.* (2001) realizaron un estudio sólo con suelos Andisoles bajo diferentes climas y observó que el contenido de COS del horizonte superficial mostró un patrón de acumulación asociado al régimen de humedad; donde el mayor contenido de COS se encontró en los suelos bajo un régimen de humedad perúdicico, en comparación a los suelos bajo régimen ústico/xérico que presentan un menor contenido. Por otro lado, Tan *et al.* (2004) indicaron que el contenido de COS superficial varía dependiendo del orden de suelo.

En cuanto al  $R_{20}$ , Craine y Gelderman (2011) encontraron que fue significativamente más bajo en suelos con un 75% de retención de agua respecto a suelos con 30 – 45% de retención de agua, es decir, que en suelos bajo un régimen de mayor humedad presentó un menor  $R_{20}$ . Nuestros resultados mostraron diferencias entre las zonas Mediterránea semiárida y Subpolar seca, respecto de las zonas Templada semi-oceánica, Templada oceánica y Subpolar semi-oceánica, presentando estas últimas el valor menor de  $R_{20}$  (Figura 3); demostrando que el régimen de humedad de los suelos es un factor de relevancia dentro de la descomposición del COS. Selhorst y Lal (2012) encontraron relación entre el aumento del contenido de COS con el incremento en la precipitación media anual, haciendo referencia que las regiones húmedas pueden ser caracterizadas por una alta cantidad de poblaciones microbianas en el suelo, lo cual podría aumentar las tasas de descomposición del COS, apoyando la hipótesis que el contenido de COS incrementó con la disminución de la temperatura media anual, y que ésta al aumentar, subsecuentemente aceleraría las tasas de descomposición y, por lo tanto, libera COS como  $CO_2$  a la atmósfera. Estos resultados presentarían concordancia con la relación inversa entre  $R_{20}$  versus el contenido de CO y la PMA, y una relación directa entre  $R_{20}$  versus la TMA (Figura 5).

También se evaluó la relación de las variables  $E_a$  y  $R_{20}$  con las características de suelo tales como contenido de arcillas y pH, que han generado debate en otros estudios (Rastogi *et al.*, 2002; Craine *et al.*, 2010b, Craine y Gelderman, 2011). Nuestros resultados mostraron relación entre el pH (suelos con pH en un rango entre 4,6 y 7,5) y la variable  $E_a$  (Figura 4); en cuanto a esto, los resultados del trabajo de Craine *et al.* (2010b) (suelos con pH en un rango entre 5,4 y 7,5 aproximadamente) el pH de suelo explicó en más de un 50% la variación de la  $E_a$ , explicando el pH una proporción más alta de la variación de la  $E_a$  que el  $R_{20}$ . Sin embargo, a diferencia de Craine *et al.* (2010b) y Craine y Gelderman (2011) (estos últimos autores presentaron suelos con pH en un rango 6,1 y 7,7 aproximadamente), quienes encontraron que la  $E_a$  aumentó con el pH del suelo, nuestros resultados muestran lo inverso, es decir, que la  $E_a$  aumentó a medida que el pH disminuyó. Según estos autores no existe un principio fundamental que causaría que el pH del suelo afecte directamente la sensibilidad de la descomposición a la temperatura. A su vez, Rastogi *et al.* (2002) encontraron que un bajo pH tiene un efecto adverso sobre la actividad microbiana del suelo, el cual contribuye a una baja tasa de respiración, lo cual podría explicar en parte nuestros resultados. Por otra parte, nuestros resultados no mostraron relación entre  $E_a$  y  $R_{20}$  con respecto al contenido de arcilla; lo cual concuerda con el estudio de Craine *et al.* (2010b) donde sus resultados mostraron que no hubo una fuerte relación entre la textura del suelo y  $E_a$ ; y Craine y Gelderman (2011) no encontraron relación entre  $E_a$  y las fracciones del tamaño de partículas.

## **2. Valor $Q_{10}$ de la respiración de la fracción del COS lábil y recalcitrante en el rango de temperatura 20 – 30 °C.**

Según los resultados de Conant *et al.* (2008a) la sensibilidad de la descomposición del COS a la temperatura aumenta con la disminución de la labilidad. Estos resultados concuerdan con los nuestros, ya que los suelos con mayores valores promedio de  $Q_{10}$  (suelos de las zonas Templada semi-oceánica y Templada oceánica) fueron los que presentaron un menor índice de labilidad ( $R_{20}$ ) y mayor  $E_a$ , concordando con la hipótesis CQT que la sensibilidad de la descomposición microbiana a la temperatura aumenta con el incremento de la complejidad molecular (Davidson y Janssens, 2006). Sin embargo, dentro de cada muestra hubo variabilidad en el valor  $Q_{10}$  para la fracción lábil y recalcitrante (ocurriendo los 2 casos, a veces mayor el  $Q_{10}$  de la fracción lábil y otras veces mayor el  $Q_{10}$  de la fracción recalcitrante), lo cual se puede deber a lo explicado

anteriormente para el caso del valor variable de la  $E_a$ , respecto a limitaciones ambientales presentes temporalmente o indefinidamente como la protección física o química del COS, afectando la sensibilidad a la temperatura de la descomposición microbiana (Davidson y Janssens, 2006). Por otro lado, Hamdi *et al.* (2013) señalan que la variedad de tipos de suelos utilizados en un estudio pueden conducir a diferentes niveles de sustratos, influyendo en una alta variabilidad en el valor  $Q_{10}$  y, por lo tanto, dificultad en detectar una posible tendencia. Además señalan que las condiciones desfavorables de descomposición del COS dadas en el campo, podrían ser removidas durante los experimentos de incubación de suelo en laboratorio, generando un aumento de la disponibilidad de sustrato y así un incremento en los valores  $Q_{10}$ .

En cuanto al estudio realizado por Qi *et al.* (2002) indicaron que el valor  $Q_{10}$  disminuye con condiciones climáticas de alta temperatura y bajo régimen de humedad del suelo, lo cual reduce a la vez la tasa de respiración del suelo, especialmente en regiones áridas y semiáridas. Esto concuerda en parte con nuestros resultados (Figura 6) porque el  $Q_{10}$  para la fracción lábil del COS es mayor en zonas climáticas templadas (TMA entre 9,9 – 14,2 °C) con un alto régimen de humedad (PMA entre 835 – 2414 mm) con influencia oceánica como las zonas climáticas Templada semi-oceánica y Templada oceánica); y menor en zonas áridas cálidas y frías como las zonas climáticas Mediterránea semiárida (TMA entre 13,8 – 17 °C; PMA entre 208 – 580 mm) y Subpolar seca (TMA entre 6,2 – 8,8 °C; PMA entre 365 – 620); indicando que el régimen de humedad del suelo es un factor incidente en la sensibilidad de la descomposición del COS a la temperatura; lo cual es contrario al trabajo de Rey y Jarvis (2006), quienes modelaron el efecto de la temperatura sobre las tasas de mineralización de COS en bosques europeos, encontrando que la temperatura es el factor ambiental que mayormente influencia la respiración de los suelos, indicando que la humedad del suelo no era un factor limitante.

En cuanto al valor  $Q_{10}$  de la fracción recalcitrante del COS, para los suelos de las diferentes zonas climáticas no presentaron diferencias, lo cual se podría deber a que algunos órdenes de suelos presentarían propiedades de protección a la COS influenciando directamente sobre la sensibilidad de la descomposición a la temperatura (Craine *et al.*, 2010a). Otro factor que pudo haber influido es que el período de incubación no fue suficiente para descomponer en una mayor proporción la fracción recalcitrante de COS.

Como se ha comentado anteriormente, nuestros datos de  $Q_{10}$  de la fracción recalcitrante del COS que no mostraron diferencias entre zonas climáticas, quizás podría haberse enmascarado a ciertas propiedades de los órdenes de suelos como la protección del COS dentro de macro o microagregados; considerado un importante mecanismo para la estabilización del COS (Denef *et al.*, 2001; Six *et al.*, 2002; Pulleman y Marinissen, 2004). Tonneijck *et al.* (2010) también mencionan otros tipos de protección de la MOS, además de la protección a través de microagregados, como son la estabilización directa de la MOS en complejos órgano-minerales como humus – Al (aluminio) y protección indirecta de la MOS a través de compuestos alifáticos (a través de un pH bajo y niveles tóxicos de Al). Siguiendo estas formas de estabilización de la MOS, Campos *et al.* (2001) concluyeron que en suelos del orden Andisol de montaña el régimen de humedad y temperatura son factores importantes que regulan el contenido de COS, pero que además interacciones órgano-minerales, también contribuyen a la estabilidad del COS. Matus *et al.* (2006) y Matus *et al.* (2014) en un estudio realizado también en suelos del orden Andisol encontraron que la MOS es protegida a través de complejos MOS-Al, y consideraron que el contenido de arcilla y los factores climáticos tuvieron una menor influencia sobre la proporción de la variación del contenido de MOS en este tipo de suelos. Los investigadores Huygens *et al.* (2005) dedujeron que la protección física de la MOS en los agregados del suelo fue el principal proceso determinante en la estabilización del COS. Estos autores encontraron que el pH juega un rol fundamental en la disponibilidad del Al y cargas electrostáticas influenciando así la estabilidad de los agregados; considerando que la recalcitrancia del COS no afectaría mayormente su estabilización; ya que en condiciones de bajo pH, el Al es más soluble y se encuentra disponible para formar complejos con la MOS.

Nuestros resultados mostraron que existe una mayor sensibilidad al aumento de la temperatura (fracción lábil del COS) cuando hay un  $R_{20}$  menor. Este resultado concuerda con lo propuesto por Conant *et al.* (2008a) y Conant *et al.* (2008b), quienes demostraron en su trabajo de investigación que incrementa la sensibilidad al aumento de temperatura de la descomposición del COS cuando disminuye su labilidad. En el trabajo de Hamdi *et al.* (2013) también se señala que hay una relación entre valores bajo de  $Q_{10}$  con suelos con COS más lábil y, por ende, valores más altos de  $Q_{10}$  en suelos con mayor COS recalcitrante.

Fierer *et al.* (2006) encontraron que la descomposición en suelos con reservorios de COS de menor labilidad fue más sensible al aumento de temperatura que en suelos con abundante CO lábil. Esto, en parte, coincide con nuestros resultados (Figura 7), pero sólo en la fracción lábil del COS, ya que en la fracción recalcitrante no hubo relación entre las variables. A su vez, mientras mayor fue el contenido de COS y  $E_a$ , fue mayor la sensibilidad de la descomposición al aumento de temperatura.

Allison (2005) y Curiel Yuste *et al.* (2007) indican que la reducción del COS lábil favorece la capacidad de los microorganismos para producir enzimas extracelulares capaces de degradar fracciones más recalcitrantes, lo cual podría deducir que la descomposición de la MOS depende tanto de la composición bioquímica del sustrato como de la capacidad de la comunidad microbiana para descomponer los sustratos, por lo tanto, aunque la descomposición de la fracción más recalcitrante pueda ser más dependiente de la temperatura, otros mecanismos como la estabilización de la MOS o disminución de la tasas de crecimiento de la comunidad microbiana pueden afectar las tasas de descomposición. Esto podría explicar la relación significativa directa entre la fracción recalcitrante del COS y las variables contenido de COS y  $E_a$  (Figura 8), ya que los suelos que presentan estas características (alto contenido de COS y  $E_a$ ) presentan una mayor estabilización del COS y protección de ésta al interior de los agregados o formando complejos órgano-minerales. Esto último es característico del orden de suelo Andisol. Todo lo anterior, tendría concordancia con la hipótesis CQT, que a mayor requerimiento de  $E_a$  para la descomposición va a ser mayor la sensibilidad al aumento de la temperatura ( $Q_{10}$ ) (Davidson y Janssens, 2006).

Existe mucha controversia entre diferentes trabajos de investigación realizados, esto se podría deber a la diferentes metodologías llevadas a cabo; con respecto a esto Craine *et al.* (2013) compararon incubaciones a corto y largo plazo, concluyendo que a incubaciones a largo plazo el aumento de temperatura reduce la sensibilidad de la descomposición del COS al aumento de temperatura comparado a incubaciones a corto plazo, como fueron en este estudio.

### **3. Evolución de la tasa de respiración de acuerdo a los órdenes de suelos de diferentes zonas climáticas.**

El valor  $R_{20}$  de los suelos distribuidos en cada zona climática (Figura 9, 12, 15, 19 y 23) fue mayor para los suelos pertenecientes a las zonas climáticas áridas, ya sea de



temperaturas más cálidas o frías y con menor humedad de suelo. En general las zonas con influencia oceánica (mayor humedad de suelo) presentaron un menor valor  $R_{20}$ . Por tanto, se observa que el contenido de la humedad del suelo puede afectar la magnitud de la respiración del suelo, así como su respuesta a la temperatura debido a la interacción entre la humedad y temperatura (Fang y Moncrieff, 2001). Sin embargo, al comparar suelos sólo de las zonas climáticas áridas, la zona que presentaba una temperatura media mayor (zona Mediterránea semiárida) presentaba un mayor  $R_{20}$  respecto a la zona árida de temperaturas más frías (zona Subpolar seca).

En las Figuras 10, 11, 13, 14, 16, 17, 18, 20, 21, 22, 24, 25 y 26, se muestra la respiración acumulada de algunos de los suelos evaluados en este estudio de cada orden dentro de cada zona climática, donde se observa un aumento exponencial de la tasa de respiración con el incremento de temperatura y a lo largo del período de incubación, concordando con los resultados de Fang y Moncrieff (2001) y Li *et al.* (2015). Estos últimos autores, relacionan estrechamente la respuesta de la tasa de descomposición a cambios en la temperatura con un aumento de la actividad microbiana del suelo. Además se observa que un incremento de temperatura similar causa un aumento mayor en la tasa de descomposición en suelos provenientes de climas con temperaturas más bajas comparado a los suelos provenientes de climas con temperaturas más cálidas, lo cual concuerda con el estudio de Vanhala *et al.* (2008); esto se justifica por una mayor proporción de C respirado por unidad de C en suelos de climas más fríos respecto los cálidos.

Se observan diferencias no sólo por zona climática sino también por orden de suelo, como es el caso del orden Andisol (Figura 19), en el cual se muestra que un incremento de temperatura en suelos con mayor contenido de humedad produce un aumento en la tasa de respiración del suelo.

En algunos suelos de los órdenes Alfisol y Mollisol (Figuras 13, 14, 16, 17 y 18), se observa que no existe una tasa de descomposición proporcional al contenido de CO<sub>2</sub>, lo cual puede tener su respuesta en que a pesar de que la descomposición de la fracción más recalcitrante pueda ser más dependiente de la temperatura, otros mecanismos como la estabilización de la MOS o disminución de la tasas de crecimiento de la comunidad microbiana pueden afectar las tasas de descomposición (Allison, 2005 y Curiel Yuste *et al.*, 2007).

Estos resultados son basados sólo en un análisis descriptivo, ya que las muestras presentaron una alta variabilidad atribuido al bajo número de muestras por cada orden en cada zona climática estudiada y la gran variabilidad climática y órdenes de suelos presente. Al realizar este tipo de trabajos donde se realizan experimentos en suelos (matriz no homogénea) en una diversidad de condiciones climáticas, puede ser común tener este tipo de problema, como es el caso de Selhorst y Lal (2012). Adachi *et al.* (2005) señalan que el número de los puntos de medición o muestras requeridos para una estimación confiable de la emisión de CO<sub>2</sub> depende del grado de la heterogeneidad en las tasas de respiración del suelo. En su estudio en suelos de bosques y plantaciones forestales, estos autores requirieron de 50 puntos de medición para trabajar con un margen de error del 10% (error admisible) con un nivel de confianza del 95%.

## CONCLUSIONES

En base a los resultados obtenidos en la presente investigación, se puede concluir que:

1. Los valores promedio de  $E_a$  y  $Q_{10}$  mostraron que los suelos de climas más húmedos con temperaturas templadas (zona climática Templada semi-oceánica y Templada-oceánica) presentaron una mayor sensibilidad al aumento de la temperatura, y menor índice de labilidad ( $R_{20}$ ).
2. Principalmente la precipitación media anual, y en menor grado la temperatura media anual, mostraron influencia sobre la sensibilidad al incremento de la temperatura.
3. La recalcitrancia bioquímica limita la tasa a la cual el carbono orgánico del suelo (COS) es respirado, siendo asociado los suelos que respiran a tasa más baja con una mayor  $E_a$ . Además los suelos de estas características presentaron una mayor estabilización de la COS, lo que se puede deber a mecanismos de protección físico-química, lo cual podría enmascarar la sensibilidad a la temperatura de la descomposición del COS. Al mismo tiempo, muestra la importancia de los factores geoquímicos en interacción con los factores climáticos sobre la sensibilidad térmica que presenta el COS.
4. En el valor  $Q_{10}$ , la zona climática sólo influyó en los valores de la fracción lábil del COS, no hubo diferencias para la fracción recalcitrante entre las diferentes zonas

evaluadas.

5. Un estudio con un mayor número de muestras, considerando los diferentes órdenes de suelo que existen en las diferentes zonas climáticas presentes en Chile, mejoraría el nivel de conocimientos respecto del comportamiento de los diferentes mecanismos de protección del COS que presenta cada orden de suelo.

## REFERENCIAS

1. Adachi, M., Y. Sakata, A. Konuma, W. Rasidah, T. Okuda and H. Koizumi. 2005. Required sample size for estimating soil respiration rates in large areas of two tropical forests and of two types of plantation in Malaysia. *Forest Ecol. Manag.* 210: 455-459.
2. Allison, S. 2005. Cheaters, diffusion and nutrients constrain decomposition by microbial enzymes in spatially structured environments. *Ecology Letters* 8: 626-635.
3. Bond-Lamberty, B. and A. Thomson. 2010. Temperature associated increases in the global soil respiration record. *Nature* 464: 579-582.
4. Brevik, E. 2013. The potential impact of climate change on soil properties and processes and corresponding influence on food security. *Agriculture* 3: 398-417.
5. Campos, A., K.Oleschko, L. Cruz, J. Etchevers y C. Hidalgo. 2001. Estimación de alofano y su relación con otros parámetros químicos en Andisoles de montaña del volcán Cofre de Perote. *Terra* 19: 105-116.
6. Chen, S., Y. Huang, J. Zou and Y. Shi. 2013. Mean residence time of global topsoil organic carbon depends on temperature, precipitation and soil nitrogen. *Global Planet. Change* 100: 99-108.
7. Conant, R., R. Drijber, M. Haddix, W. Parton, E. Paul, A. Plante, J. Six and J.M. Steinweg. 2008a. Sensitivity of organic matter decomposition to warming varies with its quality. *Glob. Change Biol.* 14: 868-877.
8. Conant, R., J.M. Steinweg, M. Haddix, E. Paul, A. Plante and J. Six. 2008b. Experimental warming shows that decomposition temperature sensitivity

increases with soil organic matter recalcitrance. *Ecology* 89(9): 2384-2391.

9. Conant, R., M. Ryan, G. Agren, H. Birge, E. Davidson, P. Eliasson, S. Evans S. Frey, C. Giardina, F. Hopkins, R. Hyvönen, M. Kirschbaum, J. Lavalley, J. Leifeld, W. Parton, J. Megan, M. Wallenstein, J. Wettwestedt and M. Bradford. 2011. Temperature and soil organic matter decomposition rates: synthesis of current knowledge and a way forward. *Glob. Change Biol.* 17: 3392-3404. doi: [10.1111/j.1365-2486.2011.02496.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02496.x).
10. Conen F., J. Leifeld, B. Seth and C. Alewell. 2006. Warming mineralises young an old soil carbon equally. *Biogeosciences* 3: 515-519.
11. Conover, W.J. 1999. *Practical Nonparametric Statistics*. John Wiley & Sons, Inc. New York.
12. Craine, J., N. Fierer and K. McLauchlan. 2010a. Widespread coupling between the rate and temperature sensitivity of organic matter decay. *Nat. Geosci.* 3: 854-857.
13. Craine, J., R. Spurr, K. McLauchlan and N. Fierer. 2010b. Landscape-level variation in temperature sensitivity of soil organic carbon decomposition. *Soil Biol. Biochem.* 42: 373-375.
14. Craine, J. and T. Gelderman. 2011. Soil moisture controls on temperature sensitivity of soil organic carbon decomposition for a mesic grassland. *Soil Biol. Biochem.* 43: 455-457.
15. Craine, J., N. Fierer, K. McLauchlan and A. Elmore. 2013. Reduction of the temperature sensitivity of soil organic matter decomposition with sustained temperature increase. *Biogeochemistry* 113: 359-368.
16. Curiel Yuste, J., D. Baldocchi, A. Gershenson, A. Goldstein, L. Misson and S. Wong. 2007. Microbial soil respiration and its dependency on carbon inputs, soil temperature and moisture. *Glob. Change Biol.* 13: 2018-2035.
17. Dai, W. and Y. Huang. 2006. Relation of soil organic matter concentration to climate and altitude in zonal soils of China. *Catena* 65: 87-94.
18. Davidson, E. and I. Janssens. 2006. Temperature sensitivity of soil carbon

decomposition and feedbacks to climate change. *Nature* 440: 165-173.

19. Deneff, K., J. Six, K. Paustian and R. Merckx. 2001. Importance of macroaggregate dynamics in controlling soil carbon stabilization: short-term effects of physical disturbance induced by dry – wet cycles. *Soil Biol. Biochem.* 33: 2145-2153.
20. Di Rienzo J., F. Casanoves, M. Balzarini, L. Gonzalez, M. Tablada, C. Robledo. 2008. Infostat, versión 2008, Grupo Infostat, FCA, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina.
21. Doetterl, S., A. Stevens, J. Six, R. Merckx, K. Van Oost, M. Casanova, A. Casanova, C. Muñoz, M. Boudin, E. Zagal and P. Boeckx. 2015. Soil carbon storage controlled by interactions between geochemistry and climate. *Nat. Geosci.* 8: 780-783.
22. Fang, C. and J. Moncrieff. 2001. The dependence of soil CO<sub>2</sub> efflux on temperature. *Soil Biol. Biochem.* 33: 155-165.
23. Fang, C., P. Smith, J. Moncrieff and J. Smith. 2005. Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature. *Nature* 433: 57-59.
24. Fierer, N., B. Colman, J. Schimel and R. Jackson. 2006. Predicting the temperature dependence of microbial respiration in soil: a continental-scale analysis. *Global Biogeochem. Cy.* 20(3), GB3026, doi:[10.1029/2005GB002644](https://doi.org/10.1029/2005GB002644).
25. Guntiñas, M., F. Gil-Sotres, M. Leirós and C. Trasar-Cepeda. 2013. Sensitivity of soil respiration to moisture and temperature. *Soil Sci. Plant Nutr.* 13(2): 445-461.
26. Hamdi, S., F. Moyano, S. Sall, M. Bernoux and T. Chevalier. 2013. Synthesis analysis of the temperature sensitivity of soil respiration from laboratory studies in relation to incubation methods and soil conditions. *Soil Biol. Biochem.* 58: 115-126.
27. Hontoria, C., J. Rodríguez-Murillo y A. Saa. 2004. Contenido de carbono orgánico en el suelo y factores de control en la España Peninsular. *Edafología* 11(2): 149-157.
28. Huygens, D., P. Boeckx, O. Van Cleemput, C. Oyarzún and R. Godoy. 2005. Aggregate and soil organic carbon dynamics in South Chilean Andisols.

Biogeosciences 2: 159-174.

29. Jenkins, M. and M. Adams. 2011. Respiratory quotients and  $Q_{10}$  of soil respiration in sub-alpine Australia reflect influences of vegetation types. *Soil Biol. Biochem.* 43: 1266-1274.
30. Kirschbaum, M. 2006. The temperature dependence of organic matter decomposition: still a topic of debate. *Soil Biol. Biochem.* 38: 2510-2518.
31. Kruskal, W. y W. Wallis. 1952. Use of ranks on one-criterion variance analysis. *Journal of the American Statistical Association* 47: 583-621.
32. Li, J., N. He, X. Wei, Y. Gao and Y. Zuo. 2015. Changes in temperature sensitivity and activation energy of soil organic matter decomposition in different Qinghai – Tibet plateau grassland. *PLOS ONE* 10 (7): 1-14, doi: [10.1371/journal.pone.0132795](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0132795).
33. Linn, D. and J. Doran. 1984. Effect of water filled pore space on carbon dioxide and nitrous oxide production in tilled and nontilled soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48: 1267-1272.
34. Liski, J., H. Ilvesniemi, A. Mäkelä and C. Westman. 1999. CO<sub>2</sub> emissions from soil in response to climatic warming are overestimated: the decomposition of old soil organic matter is tolerant of temperature. *Ambio* 28(2): 171-174.
35. Luzio, W. y M. Casanova. 2006. Avances en el conocimiento de los suelos de Chile. Universidad de Chile. Santiago, Chile.
36. Luzio, W. 2010. Suelos de Chile. Universidad de Chile. Santiago, Chile.
37. Matus, F., X. Amigo and S. Kristiansen. 2006. Aluminium stabilization controls organic carbon levels in Chilean volcanic soils. *Geoderma* 132: 158-168.
38. Matus, F., C. Rumpel, R. Neulman, M. Panichini and M. Mora. 2014. Soil carbon storage and stabilization in andic soils: a review. *Catena* 120: 102-110.
39. Powlson, D. 2005. Will soil amplify climate change? *Nature* 433: 204-205.

40. Pulleman, M. and J. Marinissen. 2004. Physical protection of mineralizable C in aggregates from long-term pasture and arable soil. *Geoderma* 120: 273-282.
41. Qi, Y., M. Xu and J. Wu. 2002. Temperature sensitivity of soil respiration and its effects on ecosystem carbon budget: nonlinearity begets surprises. *Ecol. Model.* 153: 131-142.
42. Rastogi, M., S. Singh and H. Pathak. 2002. Emission of carbon dioxide from soil. *Curr. Sci.* 82(5): 510-517.
43. Rey, A. and P. Jarvis. 2006. Modelling the effect of temperature on carbon mineralization rates across a network of European forest sites (FORCAST). *Glob. Change Biol.* 12: 1894-1908.
44. Ruiz, I. 1996. *Praderas para Chile*. 2a. ed. Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Ministerio de Agricultura. Santiago, Chile.
45. Sadzawka, A., M.A. Carrasco, R. Grez, M.L. Mora, H. Flores y A. Neaman. 2006. *Métodos de análisis recomendados para los suelos de Chile: revisión 2006*. Serie Actas INIA N°34. INIA La Platina. Santiago, Chile.
46. Sanderman, J., R. Amundson and D. Baldocchi. 2003. Application of eddy covariance measurements to the temperature dependence of soil organic matter mean residence time. *Global Biogeochem. Cy.* 17: 1061. doi: [10.1029/2001GB001833](https://doi.org/10.1029/2001GB001833).
47. Sandoval, M., J. Dörner, O. Seguel, J. Cuevas y D. Rivera. 2012. *Métodos de análisis físicos de suelos*. Publicaciones del Departamento de Suelos y Recursos Naturales N°5. Universidad de Concepción. Chillán, Chile.
48. Schlesinger, W. and J. Andrews. 2000. Soil respiration and the global carbon cycle. *Biogeochemistry* 48(1): 7-20.
49. Selhorst, A. and R. Lal. 2012. Effects of climate and soil properties on U.S. home lawn soil organic carbon concentration and pool. *Environmental Management* 50: 1177-1192.
50. Sierra, C. 2012. Temperature sensitivity of organic matter decomposition in the

Arrhenius equation: some theoretical consideration. *Biogeochemistry* 108: 1-15.

51. Six, J., R. Conant, E. Paul and K. Paustian. 2002. Stabilization mechanisms of soil organic matter: implications for C-saturation of soils. *Plant Soil* 241: 155-176.
52. Soil Survey Staff. 1999. *Soil taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. 2nd. ed. Natural Resources Conservation Service, Department of Agriculture. USA.
53. Tan, Z., R. Lal, N. Smeck and F. Calhoun. 2004. Relationships between surface soil organic carbon pool and site variables. *Geoderma* 121: 187-195.
54. Tonneijck, F., B. Jansen, K. Nierop, J. Verstraten, J. Sevink and L. De Lange. 2010. Towards understanding of carbon stocks and stabilization in volcanic ash soils in natural Andean ecosystems of northern Ecuador. *Eur. J. Soil Sci.* 61: 392- 405.
55. Vallejo, R., F. Díaz y D. de la Rosa. 2005. Impactos sobre los recursos edáficos. En Ministerio de Medio Ambiente (Ed.), *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático* (pp. 355-397). España.
56. Vanhala, P., K. Karhu, M. Tuomi, K. Björklöf, H. Fritze and J. Liski. 2008. Temperature sensitivity of soil organic matter decomposition in southern and northern areas of the boreal forest zone. *Soil Biol. Biochem.* 40: 1758-1764.
57. Von Lützow, M. and I. Kögel-Knabner. 2009. Temperature sensitivity of soil organic matter decomposition: what do we know? *Biol. Fertil. Soils* 46: 1-15.
58. Wang, W. and J. Fang. 2009. Soil respiration and human effects on global grassland. *Global Planet. Change* 67: 20-28.
59. Xu, X., Y. Zhou, H. Ruan, Y. Luo and J. Wang. 2010. Temperature sensitivity increases with soil organic carbon recalcitrance along an elevation gradient in the Wuyi Mountains, China. *Soil Biol. Biochem.* 42: 1811-1815.



## ANEXOS

**Anexo 1.** Composición botánica de las praderas en cada zona de muestreo de los suelos evaluados en el estudio.

Serie de Suelo	Región	Especies de Vegetación Dominante + (secundaria)
Los Vilos	4	<i>Haplopappus</i> , <i>Proustia</i> y <i>Tessaria absinthioides</i> + ( <i>Flourensia thurifera</i> , <i>Puya chilensis</i> y <i>Baccharis spp</i> )
Catopilco	5	<i>Acacia caven</i> y <i>Avena barbata</i> +(AMP: <i>Bromus spp.</i> y <i>Vulpia sp.</i> )
Calle Larga	5	<i>Centaurea melitensis</i> y <i>Brassica rapa</i> .
Bochinche	5	<i>Baccharis linearis</i> + (AMP: <i>Bromus mollis</i> y <i>Nasella chilensis</i> )
Clarillo	13	<i>Acacia caven</i> y <i>Avena barbata</i> +(AMP: <i>Bromus spp.</i> y <i>Vulpia sp.</i> )
Pudahuel	13	<i>Acacia caven</i> + (AMP: <i>Avena silvestre</i> , <i>Bromus mollis</i> , <i>Vulpia dertonensis</i> , <i>Rapistrum rugosum</i> y <i>Raphanus sativus</i> + <i>Malesherbia humilis</i> , <i>Chaetanthera chilensis</i> y <i>Aira caryophyllea</i> )
Cuesta Barriga	13	<i>Acacia caven</i> + (AMP: <i>Avena silvestre</i> , <i>Bromus mollis</i> , <i>Vulpia dertonensis</i> , <i>Rapistrum rugosum</i> y <i>Raphanus sativus</i> + <i>Malesherbia humilis</i> , <i>Chaetanthera chilensis</i> y <i>Aira caryophyllea</i> )
Pimpinela	6	<i>Avena barbata</i> , <i>Brassica rapa</i> y <i>Raphanus sativus</i> .
Matanzas	6	<i>Chaetanthera chilensis</i>
Bramaderos	7	<i>Galega officinalis</i> , <i>Brassica rapa</i> , <i>Convolvulus arvensis</i> y <i>Hypochoeris sp.</i>
Chanco	7	<i>Hypochoeris radicata</i> , <i>Raphanus sativus</i> y <i>Avena sativa</i> .
Bulnes	8	<i>Galega officinalis</i> , <i>Holcus lanatus</i> , <i>Verbena bonariensis</i> , <i>Rumex</i> y <i>Plantago lanceolata</i>
Santa Bárbara	8	<i>Prunella vulgaris</i> y <i>Hypochoeris sp.</i>
Carampangue	8	<i>Trifolium repens</i> y <i>Bromus valdivianus</i> + ( <i>Ballicas</i> y <i>Poas</i> + <i>Hypochoeris</i> )
Peule	9	<i>Trifolium repens</i> , <i>Holcus lanatus</i> y <i>Bromus</i> + ( <i>Lotus</i> , <i>Hypochoeris</i> , <i>Plantago lanceolata</i> , <i>Ranunculus</i> )
Collipulli	9	<i>Leontodon saxatilis</i> + ( <i>Bromus</i> + <i>Hypochoeris sp.</i> + <i>Trifolium repens</i> )
Melipeuco	9	<i>Dactylis glomerata</i> + ( <i>Lolium perenne</i> + <i>Poa pratensis</i> + <i>Hypochoeris sp.</i> + <i>Lotus corniculatus</i> + <i>Taraxacum officinalis</i> ).
Choshuenco	14	<i>Holcus lanatus</i> , <i>Trisetum sp.</i> , <i>Taraxacum officinale</i> , <i>Deschampsia Antarctica</i> y <i>Leucanthemum vulgare</i> .
Bahía Mansa	10	<i>Hypochoeris incana</i> , <i>Taraxacum officinale</i> , <i>Bromus coloratus</i> y <i>Poa pratensis</i> .
Corte Alto	10	<i>Dactylis glomerata</i> y <i>Paspalum dilatatum</i>
Chapo	10	<i>Holcus lanatus</i> , <i>Acaena ovalifolia</i> , <i>Hypochoeris radicata</i> , <i>Agrostis capillaris</i> , <i>lotus uliginosus</i> y <i>Elymus gayanus</i> .
Mauñín	10	<i>Holcus lanatus</i> , <i>Agrostis capillaris</i> , <i>Lolium perenne</i> y <i>Plantago lanceolata</i> .
Mayamó	10	<i>Ranunculus peduncularis</i> , <i>Holcus lanatus</i> , <i>Poa pratensis</i> , <i>Rumex crispus</i> .
Pachabrán	10	<i>Lotus uliginosus</i> , <i>Holcus lanatus</i> , <i>Hypochoeris radicata</i> , <i>Poa pratensis</i> , <i>Leucanthemum vulgare</i> .
Aitú	10	<i>Trifolium repens</i> , <i>Dactylis glomerata</i> y <i>Agrostis sp</i> + ( <i>Taraxacum officinale</i> )
La Junta	11	<i>Holcus lanatus</i> + ( <i>Lotus</i> + <i>Hypochoeris</i> + <i>Plantago lanceolata</i> + <i>Agrostis tenuis</i> ).
La Tapera	11	<i>Dactylis glomerata</i> , <i>Trifolium repens</i> y <i>Bromus valdivianus</i> y <i>Poa pratensis</i> .
Simpson	11	<i>Trifolium repens</i> , <i>Holcus lanatus</i> , <i>Hypochoeris incana</i> y <i>Agrostis sp.</i>
Murta	11	<i>Acaena pinnatifida</i> , <i>Anemone multifida</i> y <i>Plantago lanceolata</i>
Cochrane	11	<i>Agrostis spp.</i> , <i>Achillea millefolium</i> , <i>Holcus lanatus</i> y <i>Hypochoeris incana</i> .
Chile Chico	11	<i>Medicago sativa</i> (al menos 10 años), <i>Lolium perenne</i> , <i>Hypochoeris</i> , <i>Hordeum</i> y <i>Plantago major</i> .
Última Esperanza	12	<i>Poa pratensis</i> , <i>Trisetum cumingii</i> , <i>Holcus lanatus</i> y <i>Deschampsia flexuosa</i> . <i>Agrostis sp.</i> , <i>Festuca arundinacea</i> , <i>Hypochoeris incana</i> ( <i>Rumex Crispus</i> + <i>Achillea millefolium</i> + <i>Dactylis glomerata</i> ).
Agua Fresca	12	<i>Hieracium aurantiacum</i> , <i>Trifolium repens</i> , <i>Agrostis spp.</i> , <i>Festuca arundinacea</i> , <i>Berberis buxifolia</i> y <i>Deschampsia antarctica</i>
Santa Olga	12	<i>Chiliotrichium diffusum</i> , <i>Baccharis magellanicum</i> , <i>Poa Pratensis</i> , <i>Festuca arundinacea</i> , <i>Trifolium repens</i> y <i>Dactylis glomerata</i> .

FUENTE: Ruiz (1996); Carlos Ovalle, comunicación personal (2015).