

**UNIVERSIDAD DE LA FRONTERA**  
**Programa de Postgrado en Ciencias de Recursos Naturales**



**DINÁMICA DEL CARBONO ORGÁNICO DEL SUELO EN  
ECOSISTEMAS DE LA ZONA MEDITERRÁNEA DE CHILE**

---

TESIS PARA OPTAR AL GRADO  
ACADÉMICO DE DOCTOR EN CIENCIAS DE  
RECURSOS NATURALES

---

**MARIA CRISTINA MUÑOZ VARGAS**

**TEMUCO – CHILE**  
**2006**

**“DINÁMICA DEL CARBONO ORGÁNICO DEL SUELO EN ECOSISTEMAS DE  
LA ZONA MEDITERRÁNEA DE CHILE”**

Esta Tesis fue realizada bajo la supervisión del Director de Tesis, Dr. ERICK ZAGAL VENEGAS del Departamento de Suelos, Facultad de Agronomía de la Universidad de Concepción, Campus Chillán y ha sido aprobada por los miembros de la comisión examinadora.

MARÍA CRISTINA MUÑOZ VARGAS

-----  
DIRECTOR PROGRAMA DE  
POSTGRADO EN CIENCIAS  
DE RECURSOS NATURALES

-----  
Dr. ERICK ZAGAL V.

-----  
Dra. MARÍA DE LA LUZ MORA G.

-----  
DIRECCIÓN DE POSTGRADO  
UNIVERSIDAD DE LA FRONTERA

-----  
Dr. FERNANDO BORIE B.

-----  
Dr. ROBERTO GODOY B.

-----  
Dr. FRANCISCO MATUS B.

-----  
Dr. CARLOS OVALLE M.

*A mis padres, mi esposo y  
hermanos por todo su amor  
y comprensión  
y a mi hija Antonia  
que es el regalo mas hermoso  
que me ha dado la vida*

## AGRADECIMIENTOS

Al Proyecto FONDECYT 1030883 por el financiamiento otorgado para el desarrollo de esta investigación, al Proyecto MECESUP FRO-0309 por otorgarme los recursos para la realización de mi pasantía de investigación en “Eastern Cereal Oilseed Research Centre of Agricultura and Agri-Food Canada”, en Ottawa, Ontario, Canadá, realizado en el año 2005 y a la Universidad de La Frontera por haberme otorgado una beca de estudio durante los años de mi formación en el Programa de Doctorado en Ciencias de Recursos Naturales.

Al Dr. Erick Zagal por la posibilidad que me otorgó de realizar mi Tesis de Doctorado junto a su equipo de trabajo, permitiendo interiorizarme en una temática que espero poder continuar en mi desarrollo profesional; además por su orientación, conocimiento y confianza en mí que sin duda han contribuido de manera significativa en mi desarrollo científico.

A la Dra. María de la Luz Mora por su apoyo y por facilitarme tanto equipamiento como instalaciones del laboratorio de suelos, para la realización de la última etapa de mi investigación.

Al Dr. Carlos Ovalle del Instituto de Investigaciones Agropecuarias INIA-Quilamapu, quién ha contribuido de manera significativa en los antecedentes entregados sobre el área de estudio.

Al Dr. Carlos Monreal y Dr. Morris Schnitzer quienes me acogieron en su laboratorio durante mi pasantía de investigación, apoyándome no sólo en la realización de la última parte de la etapa experimental, sino también me dieron la oportunidad de interiorizarme en otras investigaciones ampliando y fortaleciendo mi formación.

A los académicos tanto del Departamento de Suelos de la Universidad de Concepción y del Departamento de Ciencias Químicas de la Universidad de La Frontera por su apoyo y valioso aporte en diferentes temáticas abordadas en la presente investigación.

Finalmente, al pilar fundamental de mi vida, mi familia, quienes con su apoyo incondicional, sacrificio y confianza, he podido llevar a cabo a feliz término este gran desafío y quienes sin duda me seguirán apoyando en futuros desafíos.

## RESUMEN

La sobreexplotación de los recursos naturales en la zona Mediterránea de Chile ha reducido la biodiversidad de los ecosistemas naturales, ocasionando la degradación de la vegetación nativa y la invasión biológica de *Acacia caven* (Mol) (Fabaceae: Mimosoidae). Los ecosistemas de espinal, son una de las formaciones arbustivas más abundantes del secano interior (2.000.000 ha), en los cuales no existen antecedentes de como pueden influir en el ciclaje de nutrientes, especialmente en el carbono orgánico del suelo (COS).

Se planteó como hipótesis que en los ecosistemas de la zona Mediterránea de Chile, el efecto ejercido por la estrata leñosa de *A. caven* a nivel de población y a nivel individual (de cada árbol) presentaría una relación directa con el almacenamiento de carbono y composición de las diferentes fracciones de COS, donde la canopia de *A. caven* ejercería una influencia positiva sobre la actividad microbiana del suelo, lo cuál originaría diferencia en la dinámica de las fracciones de COS y en sus características químicas. Para ello, se propuso estudiar la dinámica del COS en ecosistemas de espinal tanto en un gradiente de cobertura de *A. caven*, como en el estudio de la influencia individual del árbol sobre la dinámica del COS.

El estudio se realizó en la zona Mediterránea sub-húmeda de Chile, en un sector de la Provincia de Cauquenes (VII Región). Se seleccionaron 4 ecosistemas de espinal, los cuales se clasificaron de acuerdo al porcentaje de cobertura de *A. caven* en: espinal denso (ED), espinal medio (EM), espinal escaso (EE) y espinal muy escaso (EME), además se seleccionó un ecosistema de matorral nativo (MN) el cuál permitió determinar la condición prístina del suelo. Se recolectaron muestras de suelo bajo la canopia de *A. caven* y fuera de ella a cuatro profundidades (0-5, 5-10, 10-20 y 20-40 cm).

Se analizó la actividad biológica del suelo mediante análisis de respiración microbiana y biomasa microbiana. Se cuantificó el almacenamiento de C en el perfil de suelo y se utilizó un fraccionamiento de C para la obtención de una fracción liviana (FL, > 212  $\mu\text{m}$ ) y dos

fracciones asociadas a microagregados: la fracción intermedia (FI, 212-53  $\mu\text{m}$ ) y fracción pesada (FP, <53  $\mu\text{m}$ ). El grado de descomposición de cada una de las fracciones se estudió a través de la determinación de la abundancia natural de  $\delta^{13}\text{C}$  y la caracterización fue realizada mediante técnicas espectroscópicas.

Se obtuvo que *A. caven* ejerció una influencia positiva sobre el desarrollo microbiano, encontrándose entre un 27 a 63 % más de C proveniente de la biomasa microbiana bajo la canopia del árbol que fuera de ella, porcentaje que varió dependiendo el grado de cobertura del árbol. En cambio, la respiración microbiana aumentó a medida que se redujo la cobertura de los Espinales para la condición bajo canopia, pero en los sitios fuera de canopia no se apreciaron diferencias significativas ( $p \leq 0,05$ ) entre los ecosistemas.

El almacenamiento de C en el suelo disminuyó significativamente ( $p \leq 0,05$ ) en los ecosistemas con menor cobertura de espinal, es así que desde EM a EE se reduce un 41 % el almacenamiento de C a los 40 cm de profundidad. En cuanto a la influencia de *A. caven*, ésta permitió el incremento de un 25 % de C para la condición bajo de canopia en el perfil de suelo comparado fuera de *A. caven*, concentrándose hasta un 70 % del C en los primeros 10 cm.

El contenido de la fracción liviana (FL) disminuyó con reducciones de la cobertura de espinal, variando desde un 4,5 % del total de la materia orgánica en ecosistemas mas densos a menos de un 2 % del total de la materia orgánica en ecosistemas con menor densidad, presentando esta fracción una contribución cercana al 30 % del COS. Además, las fracciones de C presentaron diferente grado de condensación, obteniéndose para FL un 29 %, FI un 33 % y FP un 45 % de aromaticidad para ED, variando entre los ecosistemas, indicando que diferencias en la cobertura de *A. caven* influyó en la composición estructural de las fracciones de materia orgánica.

Se concluyó que *A. caven*, tanto a nivel individual como de población, incrementó el *pool* lábil de COS y que el gradiente de cobertura de *A. caven* influyó sobre la composición de las fracciones lábiles de la materia orgánica, lo que está asociado a la intensidad de uso de los suelos.

## SUMMARY

Overexploitation of natural resources in the Mediterranean area of Chile, caused several ecological modifications like the reduction of the biodiversity of natural ecosystems, degradation of native forest and biological invasion of *Acacia caven* (Mol) (Fabaceae: Mimosoidae). The Espinal ecosystems, are shrub formations characteristics of interior drylands (2.000.000 ha). Lack of information was detected related to the effect of this specie on the soil nutrient cycling, especially in soil organic carbon. For those reasons, the present study was focused on the soil organic carbon dynamic in Espinal ecosystems with different cover degree of *A. caven* and the influence of individual tree canopy over soil organic carbon dynamic.

The hypothesis was that in the Mediterranean area of Chile, the individual effect and populations of *A. caven* affected the C stock and the composition of C fractions, where *A. caven* canopy would have positive influence over soil microbial activity, C-fractions dynamic and chemical characteristics. For those reasons, we studied the COS dynamic in a *A. caven* ecosystem in both a cover gradient and individual tree canopy effect.

This study was conducted in the Mediterranean area of Chile, Cauquenes, (VII region). Four different Espinal ecosystems were chosen, classified according to the cover degree of *A. caven* in dense Espinal (ED), medium Espinal (EM), few Espinal (EE) and very few Espinal (EME). In addition a Native Forest Ecosystem (MN) was used in order to determine pristine condition of this soil. Soil samples were collected under the canopy of *A. caven* and outside at four depths (0-5, 5-10, 10-20 and 20-40 cm).

The biological activities like microbial respiration and microbial biomass C were also evaluated. The C stock on soil profile was evaluated by a C fractionation, resulted in a light fraction (FL, > 212  $\mu\text{m}$ ) and two fractions associated to microaggregates: the intermediate fraction (FI, 212-53  $\mu\text{m}$ ) and the heavy fraction (FP, <53  $\mu\text{m}$ ). The decomposition degree of

each particle size was studied through natural abundance of  $\delta^{13}\text{C}$  and the characterization of each C fraction by spectroscopic techniques.

Results indicate that *A. caven* exerts a positive influence over microbial growth. It was found between 27-63% more  $\text{C}_{\text{mic}}$  under the tree's canopy than outside, varying this percentage according to the tree cover degree. Under canopy, the microbial respiration values were higher at low soil-covering degree. No differences were detected outside the tree influence area.

The C stock in the soil diminished ( $p \leq 0,05$ ) in less covered ecosystems. EE treatment was about 41 % C stock related to EM until 40 cm profile. The influence of *A. caven* was also significant, increasing the level of C stock in 25 % under canopy condition, and concentrating about 70 % soil C in the first 10 cm of depth.

The FL content decreased with the reduction of *A. caven* covering area, varying from 4,5 % of total organic matter in more dense ecosystems to less than 2 % in low density ecosystems, corresponding this fraction about 30 % from total carbon content. It was observed that C fractions has different condensation degree, varying from 29 % for FL, 33 % for FI and 45 % of aromaticity for FP. Such differences were detected between ecosystems, indicating that the different *A. caven* cover degree affected the structural composition of C fractions.

Finally, it was possible to conclude that *A. caven*, at both individual and population levels, improved both the total and the labile pool of organic carbon into the soil. Also, the composition of labile fractions was affected by the differences in soil-covering capacity of the treatments, indicating the relationship between soil-covering capacity and soil use.



## ÍNDICE GENERAL

1.	INTRODUCCIÓN	
1.1	Antecedentes Generales	1
1.2	Hipótesis de Trabajo	2
1.3	Objetivo General	3
1.4	Objetivos Específicos	3
2.	ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS	
2.1	Antecedentes del área de estudio y de la vegetación	5
2.2	Ciclo del carbono y cambio climático	9
2.3	Origen y composición de la MOS	11
2.4	Fraccionamiento del COS	13
2.4.1	Fracciones relacionadas con <i>pooles</i> biológicamente activos	16
2.4.2	Fracciones asociadas con <i>pooles</i> físicamente activo	17
2.4.3	Fracciones asociadas con <i>pooles</i> recalcitrantes	18
2.5	Mecanismos de estabilización del COS	19
2.6	Isótopos de C y su utilización en el estudio de la dinámica del COS	22
3.	MATERIALES Y MÉTODOS	
3.1	Área de estudio y muestreo de suelos	25
3.1.1	Suelo	28
3.1.2	Vegetación	29
3.2	Preparación de las muestras de suelo	31
3.3	Carbono biomásico	31
3.4	Respiración microbiana	33
3.5	Determinación de COS	33
3.6	Fraccionamiento físico del COS	34
3.7	Carbono y nitrógeno total de las fracciones de materia orgánica	35
3.8	Abundancia natural de $\delta^{13}\text{C}$	36

3.9	Espectroscopía infra-roja con transformada de Fourier (FT-IR)	37
3.10	Análisis por resonancia magnética nuclear de $^{13}\text{C}$ en estado sólido	38
3.11	Extracción de la materia orgánica desde las fracciones de carbono	39
3.12	Análisis por espectroscopia UV-Vis	40
3.13	Análisis por resonancia magnética de protones en solución	40
3.14	Análisis estadístico de los resultados	41
4.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	
4.1	Distribución del COS	
4.1.1	Análisis del gradiente de cobertura de <i>A. caven</i>	42
4.1.2	Análisis de la influencia de <i>A. caven</i> sobre el contenido de COS	47
4.2	Análisis del C proveniente de la biomasa microbiana (C <sub>bio</sub> ) en ecosistemas de la zona Mediterránea.	51
4.3	Análisis de la respiración microbiana del suelo	56
4.4	Distribución de C en fracciones físicas de la MOS de acuerdo al tamaño de la partícula.	
4.4.1	Rendimiento de las diferentes fracciones de C	60
4.4.2	Contenido de C en las fracciones de COS	64
4.4.3	Contribución de cada fracción al contenido de carbono total del suelo.	69
4.5	Abundancia natural de $\delta^{13}\text{C}$	
4.5.1	Señal isotópica del material vegetal y suelo sin fraccionamiento.	72
4.5.2	Abundancia natural de $^{13}\text{C}$ en las fracciones de COS.	73
4.6	Características químicas de las fracciones físicas de la materia orgánica	
4.6.1	Análisis por espectroscopía infra roja.	80
4.6.2	Análisis por espectroscopía RMN de $^{13}\text{C}$ en estado sólido	87
4.7	Análisis de ácidos húmicos extraídos desde las fracciones de carbono orgánico del suelo.	
4.7.1	Análisis por espectroscopia UV-Vis.	93
4.7.2	Análisis por espectroscopia $^1\text{H}$ - NMR en estado líquido	94

5.	CONCLUSIONES	101
6.	PROYECCIONES	103
7.	LITERATURA CITADA	105
8.	ANEXO	123

## INDICE DE FIGURAS

	<b>Página</b>
<b>Figura 1.</b> Distribución de <i>Acacia caven</i> (Mol) en la zona Mediterránea de Chile.....	6
<b>Figura 2.</b> Modelo general de rehabilitación de ecosistemas de espinal de la zona Mediterránea de Chile.....	9
<b>Figura 3.</b> Modelo conceptual simplificado de las formas de protección de carbono en el suelo.....	22
<b>Figura 4.</b> Ecosistemas de espinal ( <i>A. caven</i> ) de la Provincia de Cauquenes en la zona Mediterránea de Chile.....	27
<b>Figura 5.</b> Árbol de <i>Acacia caven</i> (Mol) Molina de la zona Mediterránea de Chile.....	30
<b>Figura 6.</b> Contenido de COS (ton ha <sup>-1</sup> ) en profundidad para los ecosistemas de la zona Mediterránea de Chile .....	43
<b>Figura 7.</b> Contenido de COS (ton ha <sup>-1</sup> ) bajo de <i>A. caven</i> en los ecosistemas de la zona Mediterránea de Chile .....	45
<b>Figura 8.</b> Contenido de COS (ton ha <sup>-1</sup> ) fuera de <i>A. caven</i> en los ecosistemas de la zona Mediterránea de Chile .....	46
<b>Figura 9.</b> Variación (%) en el COS en el gradiente de <i>A. caven</i> respecto al ecosistema de matorral nativo, profundidad 0-40 cm. ....	49
<b>Figura 10.</b> Biomasa microbiana en los ecosistemas de la zona Mediterránea de	

Chile para la condición bajo de <i>A. caven</i> a) 0-5 cm de profundidad, b) 5-10 cm de profundidad a) 0-5 cm de profundidad, b) 5-10 cm de profundidad. ....	52
<b>Figura 11.</b> Biomasa microbiana en los ecosistemas de la zona Mediterránea de Chile para la condición fuera de <i>A. caven</i> a) 0-5 cm de profundidad, b) 5-10 cm de profundidad a) 0-5 cm de profundidad, b) 5-10 cm de profundidad.....	53
<b>Figura 12.</b> Respiración microbiana ( $\mu\text{g C-CO}_2 \text{ g}^{-1}$ suelo seco) en ecosistemas estudiados bajo canopia de <i>A. caven</i> A) 0-5 cm de profundidad, B) 5-10 cm de profundidad. ....	57
<b>Figura 13.</b> Respiración microbiana ( $\mu\text{g C-CO}_2 \text{ g}^{-1}$ suelo seco) en ecosistemas estudiados fuera de canopia de <i>A. caven</i> a) 0-5 cm de profundidad, b) 5-10 cm de profundidad. ....	58
<b>Figura 14.</b> Contribución de COS ( $\text{ton ha}^{-1}$ ) de fracción liviana ( $>212 \mu\text{m}$ ), fracción intermedia ( $212\text{-}53 \mu\text{m}$ ) y fracción pesada ( $< 53 \mu\text{m}$ ) al total del suelo, bajo de <i>A. caven</i> para a) espinal denso, b) espinal medio y c) espinal escaso.....	70
<b>Figura 15.</b> Contribución de COS ( $\text{ton ha}^{-1}$ ) de fracción liviana ( $>212 \mu\text{m}$ ), fracción intermedia ( $212\text{-}53 \mu\text{m}$ ) y fracción pesada ( $< 53 \mu\text{m}$ ) al total del suelo, fuera de <i>A. caven</i> para a) espinal denso, b) espinal medio y c) espinal escaso.....	71
<b>Figura 16.</b> Abundancia natural de $^{13}\text{C}$ en profundidad en los ecosistemas de espinal, bajo de <i>A. caven</i> para a) fracción liviana ( $>212 \mu\text{m}$ ), b) fracción intermedia ( $212\text{-}53 \mu\text{m}$ ) y c) fracción pesada ( $< 53 \mu\text{m}$ ). ....	74
<b>Figura 17.</b> Abundancia natural de $^{13}\text{C}$ en profundidad en los ecosistemas de espinal, fuera de <i>A. caven</i> para a) fracción liviana ( $>212 \mu\text{m}$ ), b) fracción intermedia ( $212\text{-}53 \mu\text{m}$ ) y c) fracción pesada ( $< 53 \mu\text{m}$ ).....	75

<b>Figura 18.</b> Enriquecimiento de la señal $\delta^{13}\text{C}$ en ecosistemas de la zona Mediterránea bajo de <i>A. caven</i> , para fracción liviana (FL), fracción intermedia (FI) y fracción pesada (FP). .....	78
<b>Figura 19.</b> Enriquecimiento de la señal $\delta^{13}\text{C}$ en ecosistemas de la zona Mediterránea fuera de <i>A. caven</i> , para fracción liviana (FL), fracción intermedia (FI) y fracción pesada (FP). .....	79
<b>Figura 20.</b> Espectro infra-rojo para fracción liviana ( $>212 \mu\text{m}$ ), fracción intermedia ( $212\text{-}53 \mu\text{m}$ ) y fracción pesada ( $< 53 \mu\text{m}$ ), bajo y fuera de <i>A. caven</i> . .....	82
<b>Figura 21.</b> Espectro infra-rojo para fracción liviana ( $>212 \mu\text{m}$ ), fracción intermedia ( $212\text{-}53 \mu\text{m}$ ) y fracción pesada ( $< 53 \mu\text{m}$ ) para los ecosistemas de espinal denso y espinal escaso. ....	83
<b>Figura 22.</b> Espectro infra-rojo para fracción liviana ( $> 212 \mu\text{m}$ ) a 0-5, 5-10, 10-20 y 20-40 cm de profundidad. ....	85
<b>Figura 23.</b> Espectro infra-rojo para fracción intermedia ( $212\text{-}53 \mu\text{m}$ ) a 0-5, 5-10, 10-20 y 20-40 cm de profundidad. ....	85
<b>Figura 24.</b> Espectro infra-rojo para fracción pesada ( $< 53 \mu\text{m}$ ) a 0-5, 5-10, 10-20 y 20-40 cm de profundidad. ....	86
<b>Figura 25.</b> Espectro de resonancia magnética nuclear de $^{13}\text{C}$ en estado sólido obtenido para a) fracción liviana desde espinal denso; b) fracción intermedia desde espinal denso; c) fracción pesada desde espinal denso; d) fracción liviana desde espinal escaso y e) fracción intermedia desde espinal	

escaso..... 88

**Figura 26.** Espectro de resonancia magnética nuclear de protones en solución obtenido del ecosistema de matorral nativo (0-5 cm de profundidad) para a) suelo sin fraccionamiento, b) fracción liviana ( $> 212 \mu\text{m}$ ), c) fracción intermedia (212-53  $\mu\text{m}$ ), d) fracción pesada ( $< 53 \mu\text{m}$ )..... 96

**Figura 27.** Espectro de resonancia magnética nuclear de protones en solución obtenido del ecosistema de espinal denso (0-5 cm de profundidad) para a) suelo sin fraccionamiento, b) fracción liviana ( $> 212 \mu\text{m}$ ), c) fracción intermedia (212-53  $\mu\text{m}$ ), d) fracción pesada ( $< 53 \mu\text{m}$ )..... 97

**Figura 28.** Espectro de resonancia magnética nuclear de protones en solución obtenido del ecosistema de espinal escaso (0-5 cm de profundidad) para a) suelo sin fraccionamiento, b) fracción liviana ( $> 212 \mu\text{m}$ ), c) fracción intermedia (212-53  $\mu\text{m}$ ), d) fracción pesada ( $< 53 \mu\text{m}$ )..... 98

## INDICE DE TABLAS

	Página
<b>Tabla 1.</b> <i>Pooles</i> de materia orgánica y su relación a las fracciones de carbono del suelo.....	15
<b>Tabla 2.</b> Clasificación de los ecosistemas de espinal de acuerdo al porcentaje de cobertura de <i>A. caven</i> en la zona Mediterránea de Chile.....	26
<b>Tabla 3.</b> Propiedades del suelo de la Serie Cauquenes.....	28
<b>Tabla 4.</b> Cuociente microbiano (%) de los ecosistemas estudiados (Cbio/COS) a dos niveles de profundidad.....	55
<b>Tabla 5.</b> Peso de cada fracción (%) respecto al suelo total en muestras de suelo de matorral de la zona Mediterránea, bajo distinta cobertura de <i>A. caven</i> . .....	63
<b>Tabla 6.</b> Carbono total (%) de cada fracción de C en muestras de suelo de matorral de la zona Mediterránea, bajo distinta cobertura de <i>A. caven</i> .....	65
<b>Tabla 7.</b> Relación C/N de cada fracción de C en muestras de suelo de matorral de la zona Mediterránea, bajo distinta cobertura de <i>A. caven</i> .....	66
<b>Tabla 8.</b> Coeficiente de correlación de Pearson (r) entre carbono microbiano (Cmic), carbono orgánico del suelo (COS), fracción liviana (FL) y respiración microbiana del suelo.....	67
<b>Tabla 9.</b> Contenido de carbono (C), nitrógeno (N) y abundancia natural de $\delta^{13}\text{C}$ para follaje y raíces de vegetación predominante de los ecosistemas de la zona Mediterránea y del suelo sin fraccionamiento.....	72



<b>Tabla 10.</b> Distribución (%) de grupos de carbono obtenido desde fracciones de materia orgánica por resonancia magnética nuclear de $^{13}\text{C}$ en estado sólido.....	89
<b>Tabla 11.</b> Razón de absorbancia ultravioleta-visible a 465 y 665 nm ( $E_4/E_6$ ) de ácidos húmicos, bajo y fuera de <i>A. caven</i> .....	94
<b>Tabla 12.</b> Distribución (%) de protones obtenido desde ácidos húmicos por resonancia magnética nuclear de $^1\text{H}$ en estado líquido.....	99

## ABREVIACIONES

- C: Carbono
- MOS: Materia orgánica del suelo
- COS: Carbono orgánico del suelo
- CIC: Capacidad de intercambio catiónico
- MN: Matorral nativo
- ED: Ecosistema de espinal denso (51-80 % cobertura)
- EM: Ecosistema de espinal medio (26-50 % cobertura)
- EE: Ecosistema de espinal escaso (11-25 % cobertura)
- EME: Ecosistema de espinal muy escaso (menos de 10 % cobertura)
- FL: Fracción liviana ( $>212 \mu\text{m}$ )
- FI: Fracción intermedia ( $212-53 \mu\text{m}$ )
- FP: Fracción pesada ( $< 53 \mu\text{m}$ )
- Cbio: Carbono proveniente de la biomasa microbiana
- RMN: Resonancia magnética nuclear
- UV-Vis: Espectroscopia ultravioleta-visible

# INTRODUCCIÓN

## 1.1 Antecedentes generales

El conocimiento de la dinámica del carbono orgánico del suelo (COS), es esencial para entender el flujo del carbono (C) en el suelo, es así que diversas investigaciones (Christensen, 1996, 1999; Matus *et al.*, 2006; Zagal *et al.*, 2002a, Zagal y Córdova, 2005) se han enfocado a conocer aspectos del carbono orgánico del suelo (COS) en relación a su velocidad de descomposición, interacción con la matriz mineral y localización en los agregados del suelo; destacando el rol de los minerales y su estructura en los procesos de descomposición de la materia orgánica. El fraccionamiento físico de C es una metodología que permite separar diferentes fracciones de materia orgánica, evitando cambios químicos debido a los procesos de extracción, relacionándolas a distintos compartimentos o *pools* de materia orgánica indicando diferentes tiempos de reciclaje en el suelo (Wander, 2004).

Las fracciones de COS influyen sobre diversas propiedades del suelo, es así que fracciones de C relacionadas a *pools* lábiles se relacionan a la actividad biológica del suelo y *pools* pasivos al almacenamiento de C por largos períodos de tiempo (Christensen, 1996) . En la actualidad los procesos relacionados con la captura del C en el suelo, constituyen áreas de investigación de gran relevancia, tanto a nivel nacional como internacional, debido al establecimiento del Protocolo de Kioto sobre cambio climático, donde se planteó la necesidad de crear una amplia base de datos que permita originar políticas claras respecto a como enfrentar la problemática del cambio climático a nivel global, considerando la importancia de los suelos agrícolas al actuar como sumideros de C atmosférico (Lal *et al.*, 1995).

La degradación de los suelos es considerada como la pérdida de su calidad actual y/o potencial, y es el resultado de factores naturales y antropogénicos. Produciendo un impacto directo sobre la productividad agrícola, calidad ambiental y biodiversidad (Lal, 1999). En la zona Mediterránea de Chile, una gran superficie de los suelos ha sido seriamente degradada debido a la sobreexplotación del suelo y la deforestación del bosque nativo (Echeverría *et al.*,

2005), lo cuál ha propiciando el desarrollo de formaciones vegetacionales secundarias de origen antropogénico, como el espinal de *Acacia caven* (Mol) (Espino) (Ovalle *et al.*, 1996). Esta formación vegetal debido a su capacidad de expansión y rusticidad ha cubierto extensas superficies del secano interior de Chile central, abarcando aproximadamente 2.000.000 de ha, originando un nuevo agro-ecosistema de tipo sabana que actualmente predomina en esta zona del país (Ovalle *et al.*, 1999).

Estudios realizados por Ovalle *et al.*, (2006) indican que la estructura de la estrata leñosa de *A. caven* permite identificar los cambios de uso del suelo a través del tiempo. En particular, la cobertura del espinal se encuentra relacionada con la intensidad y frecuencia de uso de los suelos; es así que suelos con una menor cobertura de *A. caven* se relaciona a una mayor intensidad de uso. Asimismo, la sustentabilidad de estos ecosistemas frágiles, depende en gran medida de la intensidad de uso de los suelos, dada principalmente por labores altamente extractivas (cultivos anuales), con un bajo uso de fertilizantes orgánicos e inorgánicos, lo que sumado a la condición propia de los suelos de climas Mediterráneos (bajo contenido de materia orgánica y nutrientes), acentúa los procesos de degradación tendiendo hacia la desertificación del suelo.

Por los antecedentes anteriormente expuestos, es de fundamental importancia conocer la influencia del árbol (*A. caven*) en estos ecosistemas, determinando los beneficios que trae consigo mantener y conservar el dosel arbóreo, sobre las propiedades físico-químicas y biológicas del suelo, para así contribuir al conocimiento sobre el manejo de ecosistemas semi naturales.

## **1.2 Hipótesis de Trabajo**

Se postula que en los ecosistemas de la zona Mediterránea de Chile, el efecto ejercido por la estrata leñosa a nivel de población y a nivel individual (de cada árbol) presentaría una relación directa con el almacenamiento de carbono y composición de las diferentes fracciones de COS.

La canopia\* de *A. caven* ejercería una influencia positiva sobre la actividad microbiana de los suelos, lo cuál originaría diferencias en la dinámica de las fracciones de COS y en sus características químicas.

Las fracciones de COS presentarían diferentes grados de descomposición microbiana, debido a las diversas interacciones que presenta con la matriz mineral.

Las diferentes coberturas de *A. caven* son un indicador de la intensidad de uso del suelo y representarían los distintos grados de degradación que ha sufrido el suelo a través del tiempo, pudiendo ser evaluados a través de las variaciones producidas en la materia orgánica lábil, la cuál serviría como un indicador de la calidad de los suelos de estos ecosistemas.

### **1.3 Objetivo general**

Estudiar la dinámica del COS en ecosistemas Mediterráneos de la zona sub-húmeda de Chile, a través de un gradiente de degradación de los espinales, expresado por medio de las diferentes coberturas de *A. caven*, además el efecto individual del árbol sobre el componente lábil de la materia orgánica del suelo y fracciones de COS.

### **1.4 Objetivos específicos**

Determinar el efecto de la canopia de *A. caven* y el gradiente de cobertura de espino sobre el almacenamiento del carbono y el componente lábil de la materia orgánica del suelo (biomasa microbiana, respiración microbiana y fracción liviana).

Determinar la distribución del carbono orgánico en el suelo de ecosistemas con distinta cobertura de *A. caven*.

---

\* Canopia (término forestal): La parte superior de la copa de los árboles de un bosque

Determinar la influencia de la degradación de los ecosistemas de espinal sobre la composición química de las diferentes fracciones que componen la materia orgánica del suelo.

## 2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

### 2.1 Antecedentes del área en estudio y de la vegetación.

En ambientes áridos y semiáridos, la deforestación ha devastado extensas áreas, afectando el funcionamiento de los ecosistemas naturales, poniendo en riesgo su sustentabilidad en el tiempo.

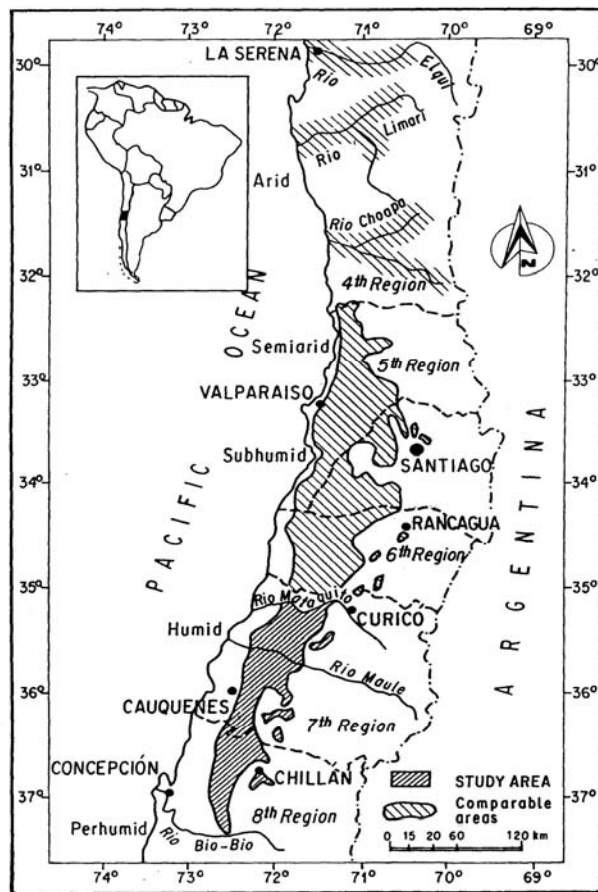
En la zona Mediterránea de Chile, el sobrepastoreo y la sobreexplotación de los recursos naturales ha agotado drásticamente los nutrientes del suelo, reduciendo tanto la productividad como la biodiversidad (Ovalle *et al.*, 1999). En paralelo, se ha producido una fuerte degradación del bosque nativo y la invasión biológica de *Acacia caven* (Mol) Molina (Fabaceae: Mimosoidae) (Ovalle *et al.*, 1996), un árbol originario de la región del Chaco sobre el lado Este de la Cordillera Andina (Aronson, 1992). Esta especie es conocida comúnmente como “espino”, “espinillo” o “churqui” en varias regiones de Chile, Norte de Argentina, Paraguay y Sur de Bolivia, además en ecosistemas agroforestales de Australia; estimándose que su introducción a Chile fue por el Norte, a través de la trashumancia de ganado desde Argentina previo a la Conquista Española (Ovalle *et al.*, 1990).

Como resultado de esta formación antropogénica se presenta una compleja estructura denominada pseudo-sabana, con vegetación herbácea de especies anuales y una estrata leñosa principalmente conformada por poblaciones de *A. caven* (Ovalle *et al.*, 1990)

Los espinales mixtos compuestos por vegetación original esclerófila de *Maytenus boaria* Mol. (Maitén), *Quillaja saponaria* Mol. (Quillay), *Shinus polygamus* (Cav) Cabr. (Huingan), *Peumus boldus* Mol. (Boldo), *Lithrea caustica* Mol. (Litre), *Cryptocarya alba* Mol. (Peumo) (Quintanilla, 1981) y *Acacia caven* (Mol) (Espino) poseen un alto valor naturalístico pues representan uno de los pocos vestigios remanentes de la vegetación original de la zona Mediterránea de Chile. Estos espinales mixtos con fragmentos de matorral, se han conservado

en los sectores de mayor pendiente y altitud, debido a que la intensidad de uso en pastoreo en esos ambientes ha sido menor (Ovalle *et al.*, 2006).

Los espinos son las formaciones vegetales más abundantes del área de clima Mediterráneo de Chile, abarcando una superficie de 2.000.000 de hectáreas en los sectores no regados del valle central y el lado Este de la Cordillera de la Costa (Figura 1). Se distribuye desde la región árida con 160 a 200 mm de precipitación anual con 8 a 9 meses de sequía hasta la región húmeda con 1000 a 1200 mm de precipitación anual con 4 a 5 meses de sequía (Ovalle *et al.*, 1999).



**Figura 1.** Distribución de *Acacia caven* (Mol) en la zona Mediterránea de Chile (cortesía del Dr. Carlos Ovalle).



La formación vegetal de *A. caven* sostiene gran parte de la ganadería de la zona Mediterránea de Chile, al igual que una importante área cultivada principalmente con cereales de secano (Ovalle *et al.*, 1990 y 1996). Los cultivos de cereales se llevan a cabo en pequeñas superficies (2 a 20 ha) ocasionando una heterogeneidad en el paisaje con diferentes niveles de cobertura de *A. caven*. Sobre la ladera de los cerros, donde la rotación de cultivo-pradera es más intensa, los espinos están más degradados y presentan menor cobertura vegetal, mayor erosión hídrica y agotamiento de los nutrientes. En contraste, en los llanos el continuo pastoreo y la menor intensidad de cultivos permite el desarrollo de una mayor cobertura de espinos y una mejor conservación del suelo (Ovalle *et al.*, 1996). Una práctica común en esta zona agroecológica, es que cada 40 a 60 años una gran proporción de los espinos son cortados para la producción de carbón.

*Acacia caven* es una de las 900 especies de *Acacia spp* distribuidos en el mundo. *Acacia spp* domina en zonas de climas áridos y semiáridos, donde tienen un destacado rol en la estabilidad y productividad de los sistemas de producción agropecuario.

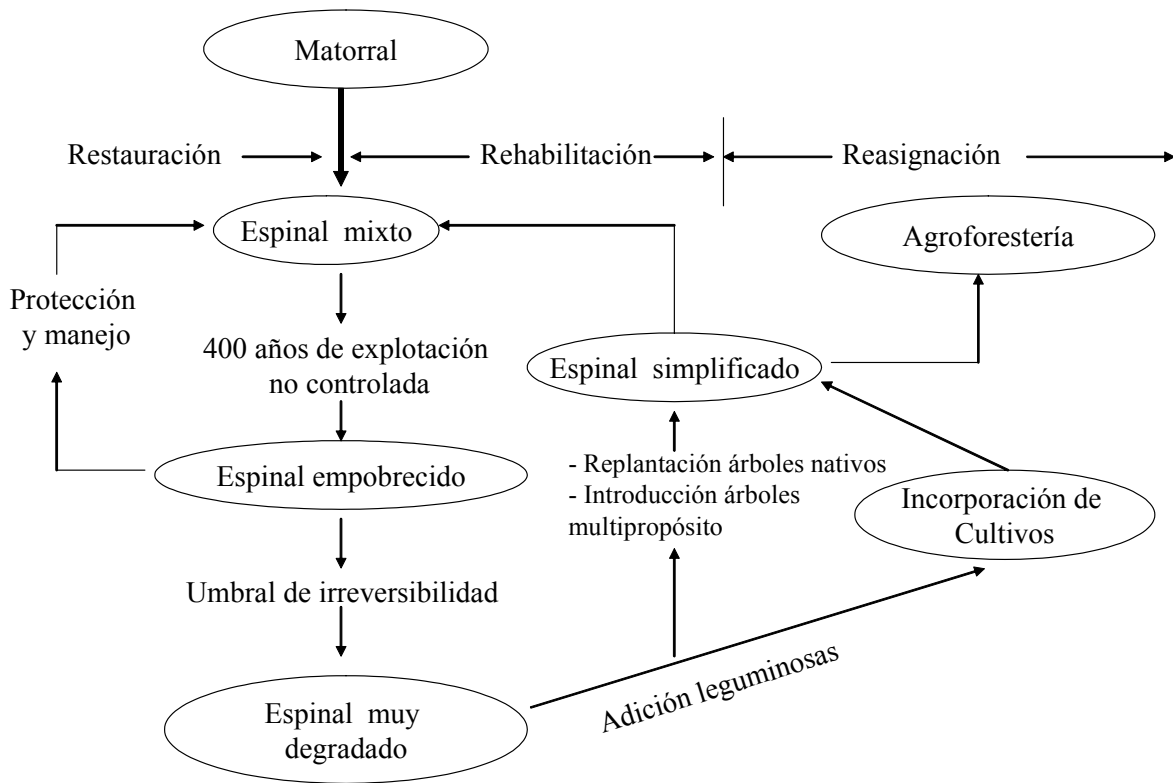
Muchos representantes de *Acacia spp*. poseen raíces profundas y una alta capacidad fijadora de nitrógeno ( $N_2$ ), siendo resistentes a la sequía una vez que se han establecidos siendo capaces de prosperar en suelos pobres con un bajo nivel de nutrientes. *A. caven* a pesar de poseer una baja tasa de nodulación comparada con otras especies arbustivas, basa su suministro de N en la fijación biológica (sobre un 85 %), significando que el N del suelo o aplicado mediante fertilizantes nitrogenados representa menos de un 15 % del suministro que esta especie requiere (Ovalle *et al.*, 1996).

Ovalle *et al.*, (2006) determinaron que la estructura de la estrata leñosa de *A. caven* permite identificar los cambios de uso del suelo a través del tiempo. Dado que los espinos son un mosaico de vegetación, que se encuentra en diferente estado de artificialización, cuya fisonomía, estructura y productividad son reflejo del tipo, intensidad y frecuencia de uso de los suelos y de la expresión de un gradiente topográfico, en que la posición y pendiente del terreno condicionan las variables físico-químicas del suelo y dependiendo de la variación de estas condiciones ambientales, el hombre ha adoptado diferentes tipos de uso del espacio.

El árbol en estos ecosistemas abiertos, aparece como un elemento biótico capaz de causar importantes mejoramientos de la vegetación herbácea, así lo demostraron Ovalle *et al.*, (1999) quienes observaron núcleos de vegetación mejorada en espacios bajo la influencia de la canopia, concentrándose especies herbáceas mas productivas, con un ciclo de vida mas largo como *Lolium multiflorum* que presentó un desfase fenológico de entre 25 a 35 días, cuando se comparó la vegetación bajo cubierta respecto a lo que se desarrolla fuera de la influencia del árbol.

Se verificó además que el incremento en la cubierta arbórea de *A. caven*, es un factor clave en el mejoramiento de la fertilidad del suelo, en particular aumenta el contenido de materia orgánica, nitrógeno y fósforo del suelo, tanto por efecto del reciclaje que se realiza a través del pastoreo de los animales, como por los aportes de residuos vegetales (Ovalle *et al.*, 1987, 2006) y por efecto de la fijación biológica de nitrógeno realizada *in situ* (Ovalle *et al.* 1996; Aronson *et al.* 2002).

Para la gran mayoría de los espinales, las intervenciones requeridas para su mejoramiento sobrepasan la posibilidad de una restauración, debido al deterioro que éstos presentan, enfocando la restauración a un cambio en el manejo silvícola tradicional. Por lo tanto, ha sido necesario abordar estudios de rehabilitación a fin de aumentar la diversidad y enriquecer los estratos leñoso y herbáceo con nuevas especies, que conllevan a iniciar procesos de recuperación de la fertilidad de los suelos, así como la introducción de nuevas especies de árboles de crecimiento mas rápido que el espino, de uso múltiple y la selección de especies anuales de leguminosas pueden constituir una alternativa de recuperación de la productividad vegetal. De esta manera, el modelo teórico propuesto por Aronson *et al.*, (1993) (Figura 2) muestra las vías para revertir los procesos de degradación de los agroecosistemas de la zona Mediterránea de Chile.



**Figura 2.** Modelo general de rehabilitación de ecosistemas de espinal de la zona Mediterránea de Chile. **Adaptado de:** Aronson *et al.*, (1993).

## 2.2 Ciclo del carbono y cambio climático

Los principales componentes del ciclo natural del C son los océanos (38.000 Pg C<sup>†</sup>), la atmósfera (730 Pg C) y el C almacenado en los ecosistemas terrestres (1.500 Pg C en suelos y 500 Pg C en plantas). El intercambio anual de C desde el suelo hacia la atmósfera es 120 Pg C año<sup>-1</sup> y entre los océanos y la atmósfera es de 90 Pg C año<sup>-1</sup> (IPCC, 2001). La intervención natural o antrópica de los *pooles* de almacenamiento de C, produce un efecto directo sobre los otros a causa de sus interrelaciones. Un incremento en el *pool* atmosférico a expensas del suelo, biota u océano causa el calentamiento global y el cambio climático (Lal *et al.*, 1995).

<sup>†</sup> 1 Pg = 10<sup>15</sup> g

La temperatura promedio de la superficie terrestre es cercana a los 15 °C y es controlada por la composición de los gases presentes en la atmósfera. Debido a que la atmósfera es relativamente transparente a la radiación solar, pequeñas cantidades de gases presentes en ella - conocidos como *gases de efecto invernadero*, GEI - absorben dicha radiación infrarroja, resultando en un *forzamiento radiativo* positivo que tiende a calentar la baja atmósfera y superficie terrestre, produciendo el *efecto invernadero*, mediado principalmente por el vapor de agua, dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), metano (CH<sub>4</sub>), óxido nitroso (N<sub>2</sub>O), óxido de nitrógeno (NO<sub>x</sub>), ozono troposférico (O<sub>3</sub>) y monóxido de carbono (CO) (Lal *et al.*, 1995). Estos gases se han mantenido en equilibrio natural en la atmósfera por millones de años, sin embargo desde la época preindustrial, las concentraciones de estos gases han producido un forzamiento radiativo positivo del clima, que tiende a calentar la superficie y a producir otros cambios climáticos.

Entre los años 900 y 1200, la concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera fue estimada en 250 ppmv<sup>‡</sup>, incrementándose entre los años 1300-1850 a 280 ppmv, y en el año 1994 la concentración fue estimada en 358 ppmv (Lal, *et al.*, 1995). Se determinó que en la actualidad la concentración atmosférica de CO<sub>2</sub> aumenta en un 0,5% año<sup>-1</sup>. Las causas del incremento de CO<sub>2</sub> atmosférico desde el año 1850 en adelante, es atribuido al cambio en el uso del suelo en 1,6 ± 1,0 Pg C año<sup>-1</sup> y la combustión de combustible fósil 5,5 ± 0,5 Pg C año<sup>-1</sup> (Schlesinger, 1995; Lal *et al.*, 1995).

Los suelos contienen el mayor reservorio de C terrestre y por medio de la respiración microbiana del suelo, contribuye a un flujo anual de CO<sub>2</sub> hacia la atmósfera que es 10 veces mayor que el proveniente de la combustión de combustibles fósiles. Por ello, cultivar en suelos vírgenes o convertir ecosistemas naturales en agrícolas, ocasiona el agotamiento del *pool* de C del suelo, en el cuál se ha calculado que la pérdida de 1 Pg de C terrestre es equivalente a un enriquecimiento de C atmosférico de 0,47 ppmv (Schlesinger, 1995).

---

<sup>‡</sup> ppmv = partes por millón por volumen de gas

Los suelos agrícolas no son una fuente directa de gases efecto invernadero, sin embargo, los suelos mal manejados pueden propiciar la emisión de estos gases desde el suelo a la atmósfera (Batjes y Bridges, 1994). Las emisiones desde suelos cultivados es estimada en  $78 \pm 17$  Pg de C (Lal *et al.*, 1995) la que es acentuada por la deforestación, quema de biomasa, drenaje de suelos inundados, inversión del suelo y remoción de residuos de cosecha. Por otro lado, los suelos agrícolas, forestales y otros ecosistemas terrestres ofrecen un significativo potencial de mitigación, por ejemplo grandes almacenamientos de C debido a prácticas conservacionista pueden significar un riesgo potencial de emisiones de CO<sub>2</sub> si estas prácticas son discontinuadas.

### **2.3 Origen y composición de la materia orgánica del suelo**

La materia orgánica del suelo (MOS) esta compuesta por residuos de plantas, animales y microorganismos en diversos estados de descomposición, además de heteropolímeros orgánicos íntimamente asociados con la matriz inorgánica del suelo (Christensen, 1996); siendo definidos algunos de los componentes de la MOS como: litera, fracción liviana, biomasa microbiana, biomasa de la fauna, constituyentes de las plantas bajo el suelo, sustancias orgánicas solubles en agua y humus estable (Stevenson y Cole, 1999a).

Los residuos vegetales proveen la fuente primaria para la formación de la MOS, encontrándose compuestos principalmente por C, H, O, N, S, P, entre otros elementos (Tan, 1998; Stevenson y Cole, 1999a). La MOS presenta un contenido de cenizas inferior a un 10% del peso y una parte orgánica compuesta de numerosos componentes incluyendo 15-60% de celulosa, 10-30% de hemicelulosa, 2-15% de proteína y 5-30 % de lignina (Paul y Clark, 1989).

Los componentes orgánicos presentes en cantidades detectables en el suelo son: carbohidratos, amino ácidos y proteínas, lípidos, ácidos nucleicos, lignina y componentes húmicos. Sin embargo, los componentes húmicos no son constituyentes de los tejidos vegetales, sino mas bien, son sintetizados en los suelos desde la lignina, amino ácidos y carbohidratos por el

proceso de humificación (Tan, 1998). Schnitzer y Schulten (1992) demostraron que carbohidratos, fenoles, lignina, lípidos, estructuras aromáticas y componentes nitrogenado son los mayores componentes de los ácidos húmicos.

La cantidad y calidad de los residuos vegetales son factores esenciales para la formación de la MOS y los procesos de humificación en ecosistemas terrestres. Gregorich *et al.*, (1996a) indicaron que importantes componentes de las hojas de maíz son los carbohidratos, monómeros de lignina, n- ácidos grasos, n- alcanos y esteroides. Por otra parte, los hongos consisten principalmente de heteropolisacáridos, lípidos y melaninas. Las bacterias en su pared celular contienen peptidoglucanos (mureína), además contienen componentes como lipopolisacáridos y biomacromoléculas alifáticas las cuales pueden servir como precursores de componentes alifáticos de la MOS (Kögel-Kabner, 2002).

La acumulación de MOS no solo dependerá del tipo de arcilla y de la naturaleza del material vegetal que se incorpora (Matus *et al.*, 1998), sino también de la frecuencia de los aportes al suelo, ya que suelos con similar aporte de residuos (constantes en calidad y cantidad) la materia orgánica se acumulará hasta alcanzar un equilibrio, cuando la tasa de mineralización iguala a la tasa de incorporación (Matus y Rodríguez, 1994).

La descomposición de materiales orgánicos es controlada por el tipo de microorganismo, su metabolismo, condiciones ambientales (ej. temperatura del suelo, contenido de agua, pH, potencial redox) y los mecanismos de protección de los materiales orgánicos por medio de la interacción con la matriz inorgánica (Baldock *et al.*, 1992).

Técnicas espectroscópicas como resonancia magnética nuclear (RMN), infra-rojo con transformada de Fourier (FT-IR), Resonancia Paramagnética Electrónica (RPE), ultravioleta-visible (UV-Vis) y fluorescencia, son técnicas utilizadas para la caracterización cuantitativa y cualitativa de la MOS.

Por medio de espectroscopia  $^{13}\text{C}$ -RMN en estado sólido se han revelado significantes diferencias en la composición de las fracciones de MOS asociadas a distintos componentes

minerales (Christensen, 1996; Guggenberg *et al.*, 1995; Randall *et al.*, 1995) y mediante espectroscopia FT-IR se ha determinado que presentan diferente estabilidad en el suelo (Ellerbrock y Kaiser, 2005).

Gleixner *et al.*, (2002), por medio de pirolisis y cromatografía gaseosa, determinaron que productos presentes en la pirolisis de hojas de maíz no fueron detectadas en el suelo posterior a la pirolisis y además, lignina biomarcada no fue encontrada en los suelos pirolizados, demostrando que la lignina fue severamente biodegradada sin encontrarse en el suelo en su forma original. Asimismo, Gregorich *et al.*, (1996b) indicaron que a excepción de componentes alifáticos, los productos pirolizados obtenidos desde suelos bajo maíz y suelo bajo cultivo de trigo, presentan altas similitudes con productos identificados en la fracción húmica de la MOS, sugiriendo procesos de formación común independiente del material vegetal que ingresa al suelo.

#### **2.4 Fraccionamiento del COS.**

Mejorar el manejo de la MOS es esencial para la sustentabilidad de los suelos agrícolas y ecosistemas naturales y urbanos con los cuales ésta interactúa. El humus ha sido históricamente relacionado a la fertilidad inherente del suelo, el cuál puede ser eficientemente extraído con álcali desde los suelos minerales, donde las resultantes fracciones húmicas y fúlvicas de la materia orgánica son ampliamente estudiadas, las cuales no necesariamente proveen información sobre la dinámica de la materia orgánica y sus interacciones con el componente mineral (Wander, 2004).

Actualmente, los estudios están orientados hacia la identificación de fracciones definidas física y/o teóricamente, que relacionen los procesos que se desarrollan *in situ* en el ambiente suelo, resaltando su rol en la capacidad productiva de los suelos, la habilidad para transformar y almacenar energía y la capacidad para regular el movimiento de agua y aire.

Esfuerzos se han realizado en clasificar la MOS en relación a las técnicas de separación que consideren la naturaleza física de sus constituyentes. Esto ha permitido reconocer componentes de la MOS que son cinética o funcionalmente distintos (Christensen, 1996; Zagal *et al.*, 2002a). Se ha demostrado en los últimos años, que el fraccionamiento físico es capaz de definir y delimitar los *pooles* de la materia orgánica, que integran propiedades estructurales y funcionales. Destacando el rol de los minerales y su estructura, localización de la MOS en la matriz del suelo, los procesos de transformaciones de la misma y evitan cambios químicos en la MOS debido a la extracción (Christensen, 1996; Stevenson y Cole, 1999).

Es por ello, que el término *fracción* es usado para describir componentes de la materia orgánica cuantificables, en cambio el término *pool* se refiere a separaciones teóricas, que definen cinéticamente los componentes de la MOS (Wander, 2004).

Muchos modelos de simulación de la dinámica de la MOS asumen que la descomposición ocurre en una reacción de primer orden y usan tres o más *pooles* para describir las diversas escalas de tiempo de las tasas de renovación de cada una de las fracciones (Parton *et al.*, 1987). Fracciones de MOS asociadas con *pooles* activos y de mediano plazo reflejan prácticas de manejo agrícola e influyen el suministro de nutrientes; en cambio fracciones más recalcitrantes de materia orgánica son relacionados a *pooles* lentos, pasivos o resistentes los que tienen mayor relevancia para el secuestro de C a largo plazo, procesos de adsorción, capacidad de intercambio catiónico y capacidad de almacenamiento de agua en los suelos.

Estas divisiones de los *pooles* de MOS en activos, lentos o pasivos se diferencian en su dinámica regulada por procesos biológicos, físicos o químicos. Aún no existe un consenso claro entre los investigadores sobre los términos usados para diferenciar cada *pool* de acuerdo al método utilizado para su obtención. Wander, (2004) clasificó los diversos *pooles* de MOS de acuerdo a las metodologías empleadas para su separación. En la Tabla 1 se presentan ejemplos de los métodos biológicos, físicos y químicos usados para aislar las fracciones lábiles de las recalcitrantes.



**Tabla 1.** Pooles de materia orgánica y su relación a las fracciones de carbono orgánico del suelo. **Adoptado de:** Wander, (2004)

<b>Pool de MOS, cinéticamente teorizados y su función</b>	<b>Fracciones definidas de acuerdo al procedimiento empleado</b>
<i>MOS Lábil o Activa</i>	
<p><b>Vida media de días o pocos años</b></p> <p>Relacionado a material de reciente origen o en el componente vivo de la materia orgánica.</p> <p>Material de alto valor de nutrientes o energía.</p> <p>Participan en procesos biológicos y químicos del suelo.</p> <p>Rol físico de materiales localizados en la superficie del suelo y de componentes que promueven la macroagregación.</p>	<p><b>Biomasa Microbiana</b></p> <p>MOS lábil con cloroformo (<i>B</i>)  MOS lábil a irradiaciones de micro-ondas (<i>B</i>)  Amino componentes (<i>B, F</i>)  Fosfolípidos (<i>B</i>)</p> <p><b>Sustratos lábiles</b></p> <p>C o N mineralizable, estimado por incubación (<i>B</i>)  Actividad sustrato-inducida (<i>B</i>)  Soluble, extraído por agua caliente o sales diluidas (<i>Q, B</i>)  Fácilmente oxidables por permanganato u otros oxidantes (<i>Q, B</i>)</p> <p><b>Residuos de organismos vivos</b></p> <p>Litera, residuos o fragmentos de vegetales (<i>B, F</i>)  MOS no protegida, no agregada (<i>B, F</i>)  Polisacáridos, carbohidratos (<i>Q, F</i>)</p>
<i>MOS lenta o intermedia</i>	
<p><b>Vida media de pocos años a décadas</b></p> <p>La protección física de los agregados del suelo y su localización ayudan a separar esta fracción de las otras dos fracciones</p>	<p><b>Residuos parcialmente descompuestos y productos de la descomposición</b></p> <p>Amino-componentes, glicoproteínas (<i>B, F</i>)  MOS protegida en agregados (<i>B, F</i>)  Hidrolizable en ácido/base (<i>B, Q</i>)</p>
<i>MOS recalcitrante, pasiva, estable o inerte</i>	
<p><b>Vida media de décadas o siglos</b></p> <p>La recalcitrancia de este material orgánico es debido a las características bioquímicas y/o asociación con el componente mineral.</p>	<p><b>Componentes refractarios de origen conocido</b></p> <p>Macromoléculas alifáticas (lípidos, ceras, suberinas) (<i>Q</i>)  Carbón (<i>Q</i>)  Esporopolinas (<i>Q</i>)  Ligninas (<i>Q</i>)</p> <p><b>Algunas sustancias húmicas</b></p> <p>MOS de alto peso molecular, condensada (<i>Q, F</i>)  Huminas (<i>Q</i>)  MOS no hidrolizable (<i>Q</i>)  MOS asociado al limo fino y arcilla (<i>Q, F</i>)</p>

\* Letras entre paréntesis que siguen a los niveles de fracciones indican los métodos usados para su separación, en métodos biológicos con una letra *B* entre paréntesis, métodos físicos con una letra *F* entre paréntesis y métodos químicos con una *Q* entre paréntesis.

---

#### 2.4.1 *Fracciones relacionadas con pools biológicamente activos.*

Estudios de los factores que controlan la descomposición microbiana proveen la base para el entendimiento de cómo la calidad de un residuo influencia la dinámica de la MOS. La calidad del residuo se relaciona con la facilidad con que el sustrato orgánico es descompuesto (Paustian *et al.*, 1997). El proceso de descomposición de un residuo provee valiosa información sobre el manejo de sistemas en suelos poco fértiles donde los residuos frescos contienen una notable proporción de nutrientes disponibles.

Fracciones de MOS usadas para estimar el *pool* activo frecuentemente se relacionan con la actividad biológica, incluyendo mediciones de la biomasa microbiana mediante la extracción del C y N biomásico con cloroformo (Brookes *et al.*, 1985), el C lábil por micro-ondas (Islam y Weil, 1998) y P-de fosfolípidos (Kerek *et al.*, 2002). La respuesta respiratoria de los suelos a la adición de un sustrato es usada para determinar el estatus metabólico de los suelos (Garland y Mills, 1991).

Macropolisacáridos como amino-azúcares (Stevenson, 1994) han sido relacionados a la biomasa fúngica y bacteriana siendo sugeridos como índices de cambios en el *pool* activo de la MOS. Estos componentes son sensibles a aplicaciones de enmiendas orgánicas, relacionándose al N disponible para las plantas (Appel y Mengel, 1993; Xu *et al.*, 2003). Sin embargo, la persistencia de amino-azúcares en suelos con enmiendas orgánicas indican que esta fracción estaría relacionada a un *pool* de lenta descomposición. Es así que Zhang *et al.*, (1998), señalaron que la descomposición de amino-azúcares era proporcional al tamaño de partícula del suelo en el cuál éstos se localizaban, presentando una mayor dinámica asociada a tamaños de partículas mas grandes, lo cuál concuerda con lo señalado por Kiem y Kögel-Knabner, (2003) quienes determinaron que amino-azúcares asociados al limo se degradaban mas rápido que los asociados a arcillas.

Mediciones de materia orgánica disuelta (MOD) definida como la materia orgánica inferior a 45  $\mu\text{m}$  en solución, es de importancia en procesos de transporte de energía para microorganismos en ambientes sub-superficiales que no reciben residuos orgánicos frescos (Hebert y Bertsch, 1995). Las concentraciones de MOD, son afectadas por adiciones de calcio, enmiendas orgánicas, fertilización mineral y por las prácticas de manejo (Chantigni, 2003). La MOD posee tanto componentes hidrofílicos como hidrofóbicos, influyendo en la adsorción de materia orgánica natural sobre la superficie mineral (Kaiser y Zech, 1998).

#### 2.4.2 Fracciones asociadas con *pooles físicamente activo*.

Muchas de las fracciones que son relacionadas al *pool* activo también se relacionan a las características físicas del suelo. Es así que amino-azúcares como ácido murámico y glucosalina, permiten determinar la contribución de las bacterias y hongos a la agregación del suelo (Chantigny *et al.*, 1997). Además glicoproteínas como la glomalina, derivadas de hongos micorrízicos arbusculares, se correlacionan con la estabilidad de los agregados del suelo (Wright y Upadhyaya, 1998), con el contenido de carbono orgánico (Borie *et al.*, 2000) y su persistencia en suelos incubados se cita como evidencia de que contribuye al *pool* lento o pasivo de la MOS (Rillig *et al.*, 2003)

La fracción asociada al *pool* físicamente activo es referida a la materia orgánica no descompuesta, siendo la fracción liviana (FL) de la materia orgánica o materia orgánica particulada (MOP) dependiendo de la forma de extracción. Éstas son extraídas por soluciones de baja densidad (típicamente entre 1,4 - 2,2  $\text{g cm}^{-3}$ ) o por fraccionamiento físico (> 53-100  $\mu\text{m}$  o 53-250  $\mu\text{m}$ ) (Christensen, 1992).

Las fracciones lábiles (FL y MOP) son fuertemente influenciadas por el uso y manejo de los suelos (Christensen, 1992, Quiroga *et al.*, 1996) siendo reconocido como indicadores tempranos de cambios (Gregorich *et al.*, 1997; Carter, 2002; Zagal *et al.*, 2002a) ya que responden mas rápidamente que otras fracciones de MOS lábil (Franzluebbers *et al.*, 2000; Carter, 2002). Dichas fracciones presentan variaciones estacionales (Willson *et al.*, 2001), espaciales (Bird *et al.*, 2001) y en el perfil de suelo (Aoyama *et al.*, 1999).

El material obtenido como FL o MOP es compuesto de residuos derivados de plantas con estructuras reconocibles de esporas de hongos, hifas y carbón (producto de quemas) (Gregorich y Ellert, 1995)

Influencias de la textura del suelo sobre la FL se han encontrado en diversas investigaciones, es así que la sensibilidad al manejo (Needelman *et al.*, 1999) y la cantidad de C en la fracción FL aumenta a medida que el contenido de arena incrementa (Liang *et al.*, 2003).

Además, el historial de uso de un suelo también influencia la sensibilidad de la FL al manejo, es así que Conteh *et al.*, (1998) al estudiar un Vertisol cultivado con algodón, encontró que la FL después de tres años de la incorporación de los residuos al suelo, fue el doble que la obtenida desde un suelo donde los residuos habían sido quemados.

#### 2.4.3 *Fracciones asociadas con pooles recalcitrantes.*

La permanencia del C secuestrado por los suelos es uno de los temas de gran interés en la actualidad, debido a la necesidad de mantener el C protegido por largos períodos de tiempo en el suelo, evitando su mineralización con el consecuente incremento de C atmosférico.

Tanto la heterogeneidad molecular (MacCarthy, 2001) como composición química, principalmente los constituyentes aromáticos y alifáticos (Kiem *et al.*, 2000) para explicar la naturaleza refractaria de los materiales húmicos. Éstos incluyen estructuras persistentes de naturaleza conocida que son naturalmente resistentes debido a procesos de condensación y aromatización (Derenne y Largeau, 2001). El ordenamiento físico de los constituyentes alifáticos, aromáticos y carbohidratos y su relación con la recalcitrancia de la MOS, es un tema que cada vez cobra mayor importancia (Kiem y Kögel-Knabner, 2003).

Esfuerzos para cuantificar la fracción pasiva de la MOS incluyen una variedad de métodos, entre ellos el uso de radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) y mediciones de fracciones no hidrolizables (Paul *et al.*, 1997).

Estructuras orgánicas que son químicamente recalcitrantes no contribuyen a los *pooles* recalcitrantes o pasivos, a menos que se encuentren asociados al componente mineral (Kiem *et al.*, 2002), a excepción del carbón que es resistente a la degradación y se recupera de la fracción lábil o MOP (Kiem y Kögel-Knabner, 2003). Mediciones de las fracciones de MOS asociadas a limo fino y arcilla gruesa son frecuentemente usados para estimar el tamaño del *pool* estable (Six *et al.*, 2000, Christensen, 2001). Constituyentes de la MOS estable son relacionados primeramente a la proporción y características de partículas finas del suelo (Carter *et al.*, 2003), donde el área superficial de la partícula y la abundancia de óxidos de Fe y Al, juegan un rol clave en la estabilización de la MOS en la fracción fina (Vitorino *et al.*, 2003).

## **2.5 Mecanismos de estabilización del COS.**

Los principales mecanismos de estabilización del COS que han sido propuestos son tres:

(1) estabilización química, (2) protección física y (3) estabilización biológica (Christensen, 1996; Stevenson, 1994).

La estabilización química es el resultado de enlaces fisico-químicos entre la materia orgánica y los minerales del suelo (partículas de arcillas y limo) siendo de gran importancia también el tipo de arcilla que lo conforma (Ej. Arcillas del tipo 2:1, 1:1 o alofán) ya que éstas presentan distintas capacidad de intercambio catiónico (CIC) y superficie específica lo que se traduce en diferentes capacidades de adsorber materiales orgánicos. Por ejemplo, Six *et al.*, (2002) encontraron una mayor estabilización de C-orgánico en arcillas del tipo 2:1 que en 1:1 atribuyendo esta menor capacidad de las arcillas 1:1 a su menor capacidad de intercambio catiónico y superficie específica, además debido al mayor contenido de óxidos de Fe y Al encontrados en suelos dominados por arcillas del tipo 1:1, los cuales al ser altamente floculantes reducen la superficie disponible para la adsorción de COS, pero según el mismo autor es una teoría que necesita ser mas investigada, ya que también estos óxidos pueden co-flocular materia orgánica y consecuentemente estabilizarla. Además, el efecto del clima cobra importancia dado que muchos suelos dominados por arcillas 1:1 son localizados en regiones

tropicales y sub-tropicales, induciendo a una mayor tasa de descomposición y por ende una menor estabilización del C.

Matus *et al.*, (2006) propone que en los suelos de origen volcánico, uno de los principales mecanismos de estabilización del C es a través de complejos MOS-Al, más que el contenido de arcilla o factores climáticos, debido a estrechas correlaciones entre el contenido de COS y el Al extraído con acetato de amonio, en cambio, encontró bajas correlaciones entre el contenido de C y el contenido de arcilla, precipitación y temperatura, en suelos alofánicos.

La textura del suelo influye sobre la capacidad de los suelos en almacenar C. Es así que estudios realizados por Hassink (1995) y Six *et al.* (2002), encontraron una directa correlación entre el contenido de arcilla y limo del suelo y la cantidad de C protegido por éstas. Además, existen antecedentes de que suelos arcillosos retienen mas C que suelos arenosos, a pesar de haber sido sometidos al mismo aporte de residuos (Hassink, 1994), principalmente debido al recubrimiento de la materia orgánica por los minerales de arcilla (Tisdall y Oades, 1982).

Hassink y Whitmore, (1997) propusieron un modelo para la protección de la MOS, basado en el déficit de saturación de C del suelo el cuál representa la capacidad limitada de un suelo para proteger el C y la fracción del suelo ocupada con materia orgánica, indicando que la tasa de MOS protegida es proporcional al déficit de saturación e inversamente proporcional a la tasa de mineralización de C y N. Matus y Maire, (2000) al estudiar diversas suelos de la VIII región determinaron una inversa proporción ( $R^2 = 0,83$ ;  $P < 0,01$ ) entre el déficit de saturación y las tasas de mineralización de C y N y con el contenido de MOS ( $R^2 = 0,83$ ;  $P < 0,01$ ). Estos autores mencionados, no obtuvieron una correlación entre las tasas de mineralización y los contenidos de arcilla y limo de los suelos, pudiendo explicar parcialmente la teoría de que la mineralización depende del grado de saturación, mas que del contenido de MOS y la textura.

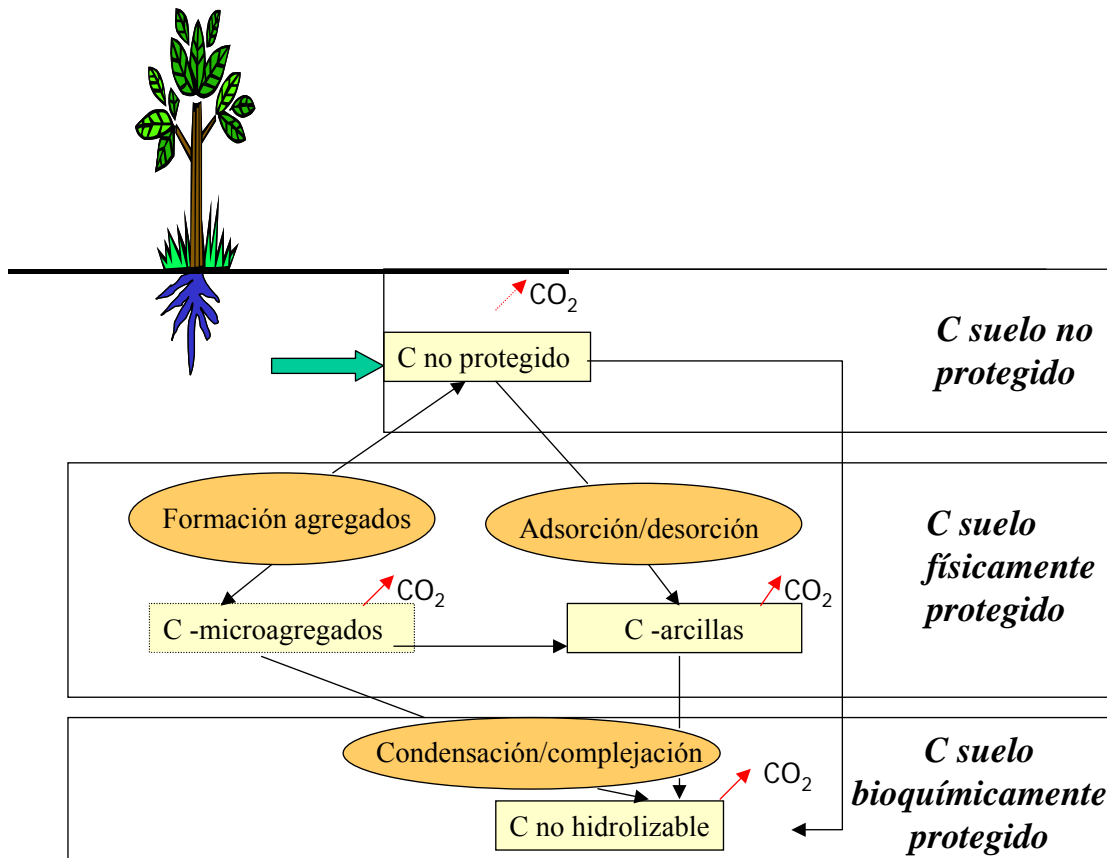
Scow y Hutson, (1992) indicaron que los mecanismos basados en la difusión tienen efecto sobre la acumulación de componentes orgánicos mas antiguos en los suelos y sedimentos, donde el movimiento al interior de nanoporos (<100 nm) o en regiones humificadas con limitación de oxígeno (Xing y Pignatello, 1997) contribuyen a la estabilización del C.

Otra forma de protección física que confieren un grado de resistencia del C a la descomposición microbiana es la formación de agregados del suelo (Christensen, 2001). Esto involucra la oclusión de la materia orgánica con unidades estructurales del suelo, previniendo el ataque enzimático o acceso de microorganismos a la vecindad del material orgánico.

La protección física ejercida por macro y microagregados sobre el COS es atribuido a la (1) oclusión del sustrato a la biomasa microbiana (van Veen y Kuikman, 1990), (2) reducida difusión de oxígeno dentro del micro y macro agregado lo cual permite una reducida actividad microbiana (Sexstone *et al.*, 1985). La oclusión del sustrato por macro y microagregados fue demostrado por la mayor abundancia de microorganismos en la parte externa del agregado (Christensen, 2001). Asimismo, Barlett y Doner (1988) informaron mayores pérdidas por respiración desde la superficie del agregado que desde dentro del agregado, mostrando la inaccesibilidad de los microorganismos hacia el sustrato.

La inclusión de MOS en los agregados permite un cambio cualitativo, por ejemplo, Golchin *et al.*, (1995) informaron significantes diferencias en la estructura química entre fracción liviana-libre y fracción liviana ocluida, siendo la fracción liviana-ocluida la que presentó mayores concentraciones de C y N que la fracción liviana-libre y a la vez, contenía mas grupos C-alquilo como ácidos grasos, lípidos, proteínas, péptidos y menos carbohidratos y polisacáridos.

Un diagrama simplificado de los procesos anteriormente descritos se observan en la Figura 3.



**Figura 3.** Modelo conceptual simplificado de las formas de protección de carbono en el suelo. **Adoptado de:** Six *et al.*, (2002).

## 2.6 Isótopos de carbono y su utilización en el estudio de la dinámica del COS.

El carbono posee un isótopo radiactivo ( $^{14}\text{C}$ ) y dos estables ( $^{12}\text{C}$  y  $^{13}\text{C}$ ), estos últimos se encuentran distribuidos en la naturaleza con un 99,89% el  $^{12}\text{C}$  y un 1,11% el  $^{13}\text{C}$ . La relación entre  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  varía en la naturaleza dependiendo de la fuente, origen del carbono y la condición bajo la cual el carbono es asimilado. Esta razón es determinada como:

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = [ (R_{\text{muestra}} - R_{\text{estándar}}) / R_{\text{estándar}} ] \times 1000$$

Donde,  $\delta^{13}\text{C}$  es denotada en partes por mil (‰), siendo la diferencia entre el contenido de  $^{13}\text{C}$  de la muestra y el estándar y R es la relación masa 45/44 de la muestra o el gas estándar.



El valor  $\delta^{13}\text{C}$  se informa en referencia a Pee Dee Belemnita (PDB), la cuál es obtenida desde el esqueleto del crustáceo *Belemnitella americana*, desde la formación Cretácea Pee Dee en Carolina del Sur. Debido a que el material original no existe, ha sido reemplazado por otros carbonatos (NBS-19 o VPDB) relativo a PDB (Golchin *et al.*, 1995).

Squeo y Ehleringer, (2004) indicaron que los isótopos ambientales (carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ), nitrógeno ( $\delta^{15}\text{N}$ ) y oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}$ )) son útiles herramientas de análisis de varios importantes procesos fisiológicos y ecológicos, tanto en plantas como en animales. Un área importante es el uso de la proporción de isótopos ambientales para la reconstrucción de las condiciones ambientales pasadas, lo que es posible debido a que una vez que los compuestos son producidos, preservan sus señales isotópicas en el tiempo.

El análisis de abundancia natural de  $^{13}\text{C}$  es ampliamente usado en investigaciones sobre la calidad y tasa de renovación de la MOS. La abundancia natural o  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) es principalmente determinada por la señal de  $\delta^{13}\text{C}$  del material vegetal de la cual deriva. Plantas con vía fotosintética  $\text{C}_3$  discrimina más  $^{13}\text{CO}_2$  durante la fotosíntesis que plantas  $\text{C}_4$ . Como resultado las plantas  $\text{C}_3$  tienen señales  $\delta^{13}\text{C}$  que van desde  $-33$  a  $-22$  ‰ con un promedio de  $-27$  ‰ y plantas  $\text{C}_4$  tienen señales  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-17$  a  $-9$  ‰ con un promedio de  $-13$  ‰. Por ello, los valores informados para plantas  $\text{C}_3$  y  $\text{C}_4$  difieren en promedio en  $14$  ‰ (van Cleemput, 1997).

La diferencia en la señal isotópica entre las especies vegetales es útil en el estudio de la renovación de C en suelos que presentan vegetación  $\text{C}_3$  y es convertida a vegetación  $\text{C}_4$  o viceversa. La señal isotópica de los tejidos vegetales puede ser levemente alterado por los procesos de descomposición, siendo una posible fuente de alteración de las diferentes tasas de descomposición de los componentes de los residuos vegetales, en particular, la lignina la cuál es agotada en  $^{13}\text{C}$  relativo a los otros restos vegetales y se descompone a una tasa menor que otros componentes orgánicos.

Accoe *et al.*, (2002a y 2002b) al analizar el C-orgánico en el perfil de un suelo proveniente de continua vegetación  $\text{C}_3$ , encontró incrementos en la señal isotópica de  $^{13}\text{C}$  relativa a  $^{12}\text{C}$  a medida que aumenta la profundidad, lo cuál fue atribuido a que los microorganismos prefieren

moléculas agotadas en  $^{13}\text{C}$  para la respiración y las moléculas enriquecidas con  $^{13}\text{C}$  son utilizadas en la producción de biomasa, lo cuál puede producir un enriquecimiento de  $^{13}\text{C}$  en la materia orgánica residual. Balesdent y Mariotti, (1996) y Ehleringer *et al.*, (2000) sugirieron que existen otras posibilidades de enriquecimiento el cuál varía entre un 1 a 3 ‰, entre ellas está la traslocación y/o infiltración de C no descompuesto (enriquecido con  $^{13}\text{C}$ ) desde fracciones solubles de carbono a través del perfil de suelo y por otra parte posibles cambios a largo plazo producidos por factores ambientales (intensidad lumínica, estrés hídrico), los cuales limitan la discriminación de  $^{13}\text{C}$  desde las plantas.

En un sistema en equilibrio, el  $\delta^{13}\text{C}$  de la materia orgánica del suelo será idéntica a la comunidad de plantas de la cuál deriva, a menos que la composición isotópica de los tejidos vegetales sea alterado durante la descomposición, debido a que éste es un lento y largo proceso, condicionado por procesos naturales y biológicos (van Cleemput, 1997).

La dinámica del fraccionamiento isotópico del C aún no es bien entendido debido a múltiples variables que pueden contribuir a este fenómeno (Ehleringer *et al.*, 2000) dado que resultados desde “litter bag” realizados para determinar cambios en la señal de  $^{13}\text{C}$  durante la descomposición no denotan significantes cambios en el valor isotópico a pesar de presentar importantes disminuciones del contenido de C (Connin *et al.*, 2001).

### 3. MATERIALES Y MÉTODOS

#### 3.1 Área de estudio y muestreo de suelos

El estudio se realizó en un sector de la provincia de Cauquenes, ubicada en la porción subhúmeda de la región Mediterránea de Chile (35° 58' S, 72° 17' O), en la zona agroecológica de secano interior. Esta zona presenta un promedio de precipitación anual de 695 mm con 5 meses de sequía de verano, con un índice global de aridez de 0,38 ly (1 ly = 1 cal/cm<sup>2</sup>). La temperatura media del suelo a 10 cm de profundidad en los meses de Enero-Febrero es de 21,3 °C, en los meses de Junio-Julio de 9,4 °C y en Octubre-Noviembre de 12,6-14°C. La altitud del área de estudio promedio fue de 170-180 m sobre el nivel del mar (Santibáñez y Uribe, 1993).

La ganadería en esta área está principalmente compuesta por ganado ovino y bovino con cargas animales promedio de 2 ovinos ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>.

Los sitios muestreados se clasificaron de acuerdo al porcentaje de cobertura de *A. caven* y se encuentran detallados en la Tabla 2, donde la intensidad de uso fue determinada por el grado de extensificación/intensificación, con 5 categorías desde -3 a 1 (comunicación personal Dr. Ovalle), otorgando el valor cero al espinal denso y a medida que incrementa la intensidad de uso del suelo el valor es mas negativo, en cambio con una extensificación del sistema se otorgan valores positivos.

**Tabla 2.** Clasificación de los ecosistemas de espinal de acuerdo al porcentaje de cobertura de *A. caven* en la zona Mediterránea de Chile.

Ecosistema	Cobertura (%)	Densidad (árboles ha <sup>-1</sup> )	Intensidad de uso
Matorral nativo (MN)	80-98	No determinado	1
Espinal denso (ED)	51-80	909 ± 154	0
Espinal medio (EM)	26-50	604 ± 201	-1
Espinal escaso (EE)	11-25	375 ± 130	-2
Espinal muy escaso (EME)	0-10	308 ± 51	-3

\* Compuesto por *Maitenus boaria* (Maitén), *Quillaja saponaria* (Quillay), *Shinus polygamus* (Huingán), *Peumus boldus* (Boldo), *Cryptocaria alba* (Peumo) y *Acacia caven* (Espino).

La Figura 4 muestra la representación de un ecosistema de espinal (*A. caven*) de la localidad de Cauquenes en la zona Mediterránea de Chile.



**Figura 4.** Ecosistema de espinal (*A. caven*) de la Provincia de Cauquenes en la zona Mediterránea de Chile.

### 3.1.1 Suelo

El suelo corresponde a un Alfisol (fino, mixto, activo, mesico Ultic Palexeraf) formado *in situ* desde roca granítica, siendo de textura franca a franca-arcillosa a través del perfil, siendo la caolinita el mineral predominante (CIREN, 1994).

El paisaje es de pendientes complejas que varía desde ligeramente ondulada (2 a 8 % de pendiente) a fuertemente onduladas (9 a 20 % de pendiente). Los suelos son de colores pardos oscuros en la superficie hasta los 30 cm de profundidad. La profundidad efectiva del suelo varía dependiendo del grado de erosión. El arraigamiento es moderadamente bueno hasta los 75 a 100 cm y la porosidad es común a abundante. Existe una gran cantidad de cuarzo en el pedón y la permeabilidad es moderada, siendo los suelos son bien drenados con un rápido escurrimiento superficial (CIREN, 1994).

Estos suelos se encuentran caracterizados mediante calicatas hasta 115 cm de profundidad por CIREN, (1998) y Stolpe, (2006), cuyo detalle se encuentra en la Tabla 3.

**Tabla 3.** Propiedades del suelo de la Serie Cauquenes. **Adaptado de:** CIREN, (1998) y Stolpe, (2006).

Profundidad (cm)	COS (%)	pH	CIC (cmol kg <sup>-1</sup> )	Saturación de bases (%)	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)	Densidad aparente (g cm <sup>-3</sup> )
0-10	1,9	5,8	20,2	42	29	32	39	1,45
10-27	1,1	5,7	20,5	39	21	40	37	1,49
27-70	0,8	5,6	20,1	41	18	36	46	1,51
70-115	0,5	5,8	18,6	45	16	24	59	1,50

El muestreo de suelo fue realizado en los 5 ecosistemas antes descritos, abarcando un área de 23.000 ha. En cada uno de los 5 ecosistemas se establecieron parcelas de 500 m<sup>2</sup> (25 x 20 m), en donde se realizaron evaluaciones de vegetación (Ovalle *et al.*, 2006) y suelo. Se evaluaron 4 parcelas por cada tipo de ecosistema y en cada parcela se muestreó el suelo bajo la cubierta de árboles manteniendo una distancia aproximada a la mitad del diámetro de la canopia y adicionalmente se recolectaron 2 muestras fuera de la influencia de la canopia de *A. caven* aproximadamente entre 1 a 1,5 m fuera de la canopia. Se extrajeron 2 submuestras de suelo en cada emplazamiento.

Los sitios muestreados presentan árboles de *A. caven* que tienen entre 30 a 60 años de edad, una altura promedio de 2,7 m y un diámetro promedio de copas de 2,2 m.

El muestreo de suelos fue realizado entre los meses de agosto-septiembre de 2003, con pala nivelada a cuatro profundidades 0-5, 5-10, 10-20 y 20-40 cm. Se recolectaron en bolsas de polietileno y una vez en laboratorio, fueron tamizadas a 2 mm y conservadas a 4 °C.

### 3.1.2 Vegetación

*A. caven* (Figura 5) es un miembro de la Familia Mimosaceae, es un árbol de baja altura, entre 4 a 5 m, de copa amplia, espinoso, con espinas de hasta 2 cm de largo, de color blanco, posee corteza surcada de color castaño oscuro.

El follaje es de hoja caduca o semipersistente de color verde claro, las hojas son compuestas, bipinnadas y alternas con 3 a 8 yugos, los folíolos muy pequeños de 1 a 3 mm de largo y 1 mm de ancho.

Las flores son de color amarillo intenso, dispuestas en cabezuelas de 1 a 2 cm de diámetro, axilares, teniendo 2 o 3 por nudo, son muy perfumadas, florece en primavera antes de la foliación, produciendo un fruto (legumbre indehiscente) de color castaño oscuro a negro, con

un largo de hasta 10 cm con numerosas semillas las cuales son de color verdoso de 5 a 10 mm de largo.



**Figura 5.** Árbol de *Acacia caven* (Mol) de la zona Mediterránea de Chile.

La flora de la estrata herbácea es dominada por mas de 215 especies identificadas de herbáceas anuales (Ovalle *et al.*, 1987), presentando gran heterogeneidad producto de la diversidad del paisaje y la acción antrópica. La vegetación herbácea en estos ecosistemas se desarrolla de acuerdo a la presencia de *A. caven* (Ovalle y Godron, 1989) incluyéndose entre las siguientes especies ligadas al dosel arbóreo *Lolium multiflorum*, *Vulpia dertonensis*, *Avena barbata* y *Briza maxima* y entre las especies ligadas al exterior del árbol *Leontodon nudicalis*, *Briza minor*, *Medicago polymorpha* y *Hordeum berteroanum*.



### 3.2 Preparación de las muestras de suelo.

Para determinar el contenido de agua del suelo, una sub-muestra fue secada a 105 °C hasta masa constante, donde la diferencia de la masa del suelo antes y después del secado se usó para calcular el contenido de agua gravimétrico correspondiendo al 50 % espacio poroso lleno de agua (WFPS). Usando la ecuación descrita por Linn y Doran (1984), el cálculo de WFPS fue:

$$\text{WFPS (\%)} = \frac{(\text{contenido de agua del suelo} \times \text{densidad aparente}) \times 100}{1 - (\text{densidad aparente} / 2,65)} \quad (1)$$

La densidad aparente fue determinada mediante el método del cilindro, usándose la siguiente ecuación:

$$\text{Densidad aparente (g cm}^{-3}\text{)} = (\text{peso del suelo seco} / \text{volumen del suelo}) \quad (2)$$

### 3.3 Carbono biomásico

El C biomásico (C<sub>bio</sub>) se determinó mediante el método de la ninhidrina (Joergenson y Brookes, 1990). Para ello, en primer lugar se estandarizó el contenido de humedad al 50 % de WFPS y posteriormente se aplicó la metodología propuesta por Vance *et al.*, (1987) para la fumigación-extracción, basado sobre la diferencia del C extraído con sulfato de potasio entre suelos fumigados y suelos no fumigados y la determinación del N biomásico mediante la cuantificación del N reactivo a la ninhidrina.

*Fumigación extracción.* Se utilizaron 25 g de suelo para ser fumigados. La fumigación fue realizada en un desecador, para lo cual se colocó en el interior un vaso precipitado con 50 mL de CHCl<sub>3</sub> libre de etanol y con algunas perlas de ebullición, sobre papel absorbente humedecido, cubriendo el fondo del desecador. Este fue evacuado al vacío hasta que el CHCl<sub>3</sub> hirvió vigorosamente por 3 minutos y luego se incubó en la oscuridad a 25°C por 24 horas.

Después de este período, el  $\text{CHCl}_3$  fue removido mediante evacuaciones al vacío y el suelo fue transferido a frascos de 150 mL para proceder a la extracción con 100 mL de  $\text{K}_2\text{SO}_4$  0,5 M durante 30 minutos en un agitador recíproco (140 rpm) y luego filtrado a través de un papel filtro (Whatman 42). El suelo control fue sometido al mismo tratamiento de las muestras fumigadas exceptuando la fumigación. Los extractos fueron almacenados a  $-15\text{ }^\circ\text{C}$  hasta el momento del análisis N-reactivo-ninhidrina

*Determinación de N-reactivo-ninhidrina.* El reactivo ninhidrina se preparó con 0,8 g de ninhidrina y 0,12 g de hydrindantin disueltos en 30 mL de dimetilsulfóxido y se agregó lentamente 10 mL de buffer acetato de litio. Este último se preparó con 168 g de hidróxido de litio, ( $\text{LiOH} \times \text{H}_2\text{O}$ ) disueltos en 500 mL de agua destilada, luego se agregaron 293 mL de ácido acético glacial, ( $\text{CH}_3\text{COOH}$ ) y se enrasó a 1 L. El pH de esta solución fue ajustado con ácido acético 1 M. Construyéndose una curva con concentraciones de 0; 2,5; 5; 7,5; 10 y 15  $\mu\text{g N mL}^{-1}$  respectivamente.

Dentro de tubos de ensayo de 50 mL, se pipetearon 2 mL de extracto, 1 mL de reactivo ninhidrina y 5 mL de ácido cítrico mezclando totalmente en un agitador Vortex. Los tubos se ubicaron en un baño de agua termoregulado (GFL, tipo 1003) manteniéndolo en ebullición por 25 minutos, luego las muestras fueron enfriadas a temperatura ambiente, para finalmente agregar 15 mL de etanol:agua (1:1). Los valores de N se cuantificaron por espectrofotometría (Perkin Elmer, Junior Model 35) a 570 nm.

Para estimar el C proveniente de la Biomasa microbiana ( $C_{\text{bio}}$ ) se utilizó el factor descrito por Ocio y Brookes, (1990):

$$\text{C-Biomásico } (\mu\text{g C g}^{-1} \text{ suelo seco}) = 31 \times \text{N- ninhidrina} \quad (3)$$

Para la estimación del cuociente microbiano se utilizó la siguiente fórmula:

$$\text{Cuociente microbiano } (\%) = (\text{C biomásico } (\text{g kg}^{-1}) / \text{COS } (\text{g kg}^{-1})) \times 100 \quad (4)$$

### 3.4 Respiración microbiana

La respiración microbiana se determinó a través del método de Alef, (1995), en suelos estandarizados al 50 % de WFPS, en el cuál se determinó la evolución de C-CO<sub>2</sub> en suelos incubados.

Para ello, 25 g de suelo se colocaron en frascos herméticos conteniendo una trampa de gases de 7,5 mL de NaOH 1 M incubándose por 3 días en cámara de incubación a temperatura constante (25 °C). El CO<sub>2</sub> producido desde el suelo se captura por la solución de álcali y el NaOH remanente se titula con HCl 0,1 M. Para ello se extrajeron alícuotas de 2 mL de la trampa de gases, se le adicionaron 2 mL de BaCl<sub>2</sub> 1 M para precipitar el carbono como BaCO<sub>3</sub> insoluble y 3 gotas de fenofaleina titulándose el NaOH no neutralizado directamente con HCl.

Finalmente, para obtener los valores de C-CO<sub>2</sub> se aplicó la siguiente ecuación:

$$\text{Respiración (mg C-CO}_2\text{)} = (B-M) \times N \times E \times 1000 \quad (5)$$

Donde, B = gasto (mL) del blanco; M = gasto (mL) de muestra; N = Normalidad del ácido; E = 6 (peso equivalente del C como CO<sub>2</sub>).

### 3.5 Determinación de COS.

El COS del suelo sin fraccionar fue determinado mediante digestión con dicromato ácido y análisis colorimétrico mediante el método de Sims y Haby, (1970). Para analizar el contenido de COS en profundidad y poder compararlos fue necesario fijar la masa del suelo en 1000 ton suelo ha<sup>-1</sup> (Ellert *et al.*, 2002), lo cuál permitió eliminar las distorsiones producidas en el cálculo, debido a variaciones de la densidad aparente (Anexo 1) que se producen en profundidad. Brevemente, se pesaron 0,5 g de suelo seco al aire en un matraz Erlenmayer de 150 mL, se adicionó 10 mL de solución de dicromato de sodio 0,5 M y 20 mL de ácido sulfúrico concentrado (96 %), la mezcla se agitó y se dejó reposar por 30 minutos,

posteriormente se le adicionó 70 mL de agua, recolectando el sobrenadante 12 horas mas tarde. Las lecturas se realizaron en un espectrofotómetro a 600 nm, mediante una curva estándar de sacarosa de 0, 10, 20, 30, 40 y 50 mg mL<sup>-1</sup>.

El cálculo realizados fueron los siguientes:

$$\text{COS (\%)} = ((a-b) \times 1,2) / s \times 100 \quad (6)$$

Donde, a = mg de C de la muestra, b = mg de C del blanco, s = masa en mg de la muestra de suelo.

El contenido de COS para los ecosistemas a nivel de población, fue determinado mediante la ponderación de los valores de cobertura de espinal:

$$\text{MN} = 0,98 \times \text{COS bajo de canopia} + 0,02 \times \text{COS fuera de canopia} \quad (7)$$

$$\text{ED} = 0,80 \times \text{COS bajo de canopia} + 0,20 \times \text{COS fuera de canopia} \quad (8)$$

$$\text{EM} = 0,50 \times \text{COS bajo de canopia} + 0,50 \times \text{COS fuera de canopia} \quad (9)$$

$$\text{EE} = 0,25 \times \text{COS bajo de canopia} + 0,75 \times \text{COS fuera de canopia} \quad (10)$$

$$\text{EME} = 0,10 \times \text{COS bajo de canopia} + 0,90 \times \text{COS fuera de canopia} \quad (11)$$

### **3.6 Fraccionamiento físico del carbono orgánico del suelo.**

El fraccionamiento físico del COS se realizó mediante la metodología propuesta por Balesdent *et al.*, (1991) en los suelos de los ecosistemas de espinal denso, espinal medio y espinal escaso, tanto bajo como fuera de canopia y a las 4 profundidades estudiadas, excluyéndose las

muestras de suelo proveniente desde matorral nativo y espinal muy escaso, debido a la necesidad de concentrar el estudio en el gradiente de cobertura de los espinos.

Se colocaron 50 g de suelo previamente secado al aire (28° C) en un frasco plástico con 10 esferas de vidrio de 6 mm de diámetro y se le agregaron 180 mL de agua destilada, para depositar en agitador rotatorio (REAX 2, Heidolph Instrument) a 50 ciclos por minutos por 16 horas, lo que ocasionó la ruptura mecánica de los agregados del suelo. Posteriormente, se realizó el tamizado en húmedo con tamices de 212 y 53  $\mu\text{m}$ . Se separó del tamiz de 212  $\mu\text{m}$  la fracción liviana (FL) de materia orgánica de la arena gruesa mediante flotación y sedimentación en agua. El material que quedó retenido entre los tamices 212 y 53  $\mu\text{m}$  se clasificó como fracción intermedia (FI, 212-53  $\mu\text{m}$ ) y el material que pasó a través del tamiz de 53  $\mu\text{m}$ , se vertió en un recipiente, decantando por 24 horas con una solución de  $\text{CaCl}_2$  1 M, eliminando el sobrenadante y centrifugando a 6000 rpm por 6 minutos, obteniendo la fracción pesada (FP) (<53  $\mu\text{m}$ ). Todas las fracciones anteriormente obtenidas fueron secadas a 50° C por 48 horas, con la diferencia del peso antes y después del secado se obtuvo el rendimiento de cada fracción respecto al total de la materia orgánica del suelo.

La clasificación de dichas fracciones correspondió a la subdivisión realizada por Christensen, (2001) y Haynes (2005), donde la fracción liviana (FL) correspondió a MO no complejada, la fracción intermedia (FI) es homologada a materia orgánica del tamaño de arenas (partículas sobre >20  $\mu\text{m}$  diámetro para el sistema de clasificación Europea y >53  $\mu\text{m}$  diámetro para la Americana) y finalmente la fracción pesada (FP) correspondió a la fracción de materia orgánica asociada con arcillas y limo organizadas en pequeñas estructuras formando microagregados.

### **3.7 Carbono y nitrógeno total de las fracciones de materia orgánica.**

El análisis de carbono total (Ct) y nitrógeno total (Nt) fue realizado en las fracciones de materia orgánica obtenidas desde la metodología indicada en 3.6. El análisis fue realizado en el laboratorio de análisis de suelo de INIA-Quilamapu, Chillán, mediante combustión seca en

un analizador elemental (Elementar Vario Max CNS), utilizando 200 mg de muestra finamente molida.

### **3.8 Abundancia natural de $\delta^{13}\text{C}$ .**

Las fracciones de materia orgánica fueron analizadas en un analizador elemental acoplado a un espectrómetro de masas isotópico en el departamento de suelos de la Universidad de Saskatchewan, Saskatoon, Canadá.

El procedimiento utilizado para el análisis de abundancia natural es el siguiente: la muestra fue finamente molida en un mortero de porcelana y se colocó en una cápsula de 8 x 5 mm. Luego las muestras fueron analizadas por un espectrómetro de masa acoplado a un detector de isótopos estables (Europe scientific ANCA-MS gas/sólido/líquido), en el cual la muestra pasó a través de un horno a 1000 °C con atmósfera de oxígeno. La combustión exotérmica de la cápsula, produjo un aumento de la temperatura a 1800 °C oxidando la muestra. Una completa oxidación se obtuvo mediante el transporte de los gases por una cámara de trióxido de cromo a 1000 °C usando helio como gas transportador. Una capa de 15 cm de óxido de cobre seguida por una capa de lana de plata completó la oxidación y removió los sulfuros. Los productos obtenidos pasaron a través de un segundo quemador de cobre a 55 °C, donde el exceso de oxígeno es absorbido y óxidos de nitrógeno son reducidos a nitrógeno elemental. La corriente de gas pasó a través de un cromatógrafo de gases donde los elementos de interés son separados por un campo magnético.

La calibración de este sistema se realizó mediante uso de estándares conocidos otorgados por el laboratorio en el cual se realizó el análisis:

Estándar 1 = 3,57 % N, 0,36726 % átomos  $^{15}\text{N}$ , 2,429  $\delta^{15}\text{N}$ , 42,11 % C y -24,7  $\delta^{13}\text{C}$

Estándar 2 = 0,2345 % N y 2,605 % C

La abundancia natural de  $^{13}\text{C}$  fue expresada relativo al estándar internacional PDB (como  $\delta^{13}\text{C}$ , ‰). El valor de  $\delta^{13}\text{C}$  fue calculado desde las mediciones de la razón isotópica de la muestra y el estándar de gases como:

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = [ (R_{\text{muestra}} - R_{\text{estándar}}) / R_{\text{estándar}} ] \times 1000 \quad (12)$$

Donde;  $R_{\text{muestra}}$  y  $R_{\text{estándar}}$  son la proporción entre las masas (44/45) del gas evolucionado como  $\text{CO}_2$  desde la muestra y el gas estándar, respectivamente.

El enriquecimiento con  $^{13}\text{C}$  en profundidad fue calculado respecto a la señal isotópica obtenida en los primeros 5 cm de suelo menos la señal obtenida en las otras profundidades (en valores absoluto).

### **3.9 Espectroscopía infra-roja con transformada de Fourier (FT-IR)**

Las fracciones de materia orgánica fueron analizadas por espectroscopia infra-roja en el laboratorio de suelos del Instituto de Agroindustria de la Universidad de La Frontera.

Se utilizó un espectrofotómetro infra-rojo con transformada de Fourier (FT-IR) Bruker Tensor 27. Se aplicó la técnica de KBr (Celi *et al.*, 1997), obteniendo espectros en el rango de 400 a  $4000 \text{ cm}^{-1}$ . Las pastillas de KBr fueron preparadas mediante presión al vacío, mezclando 1 mg de suelo y 250 mg de KBr (ambos secos a  $60 \text{ }^\circ\text{C}$  por 36 horas y finamente molidos en un mortero de ágata) a  $10.000 \text{ kg cm}^{-2}$  de presión por 10 minutos, el resultado fue una pastilla clara y transparente. Dos repeticiones por cada muestra fueron analizados, obteniéndose una variación entre los espectros mínima. Los espectros FT-IR fueron realizados a una resolución de 2 y 16 barridos.

### 3.10 Análisis por resonancia magnética nuclear de $^{13}\text{C}$ en estado sólido.

El análisis de resonancia magnética nuclear de  $^{13}\text{C}$  (Cross-polarization-mass spectrometry CPMAS-  $^{13}\text{C}$  RMN) fue realizado en las fracciones de materia orgánica obtenidas desde los suelos proveniente de los ecosistemas de espinal bien conservado y espinal escaso, ambos bajo de *A. caven*, debido a que éstos ecosistemas representan la situación extrema de cobertura de los suelos fraccionados (máxima y mínima cobertura de *A. caven*), siendo analizadas las tres fracciones físicas de carbono orgánico (FL, FI, FP) en estado natural a la primera profundidad,.

Este análisis fue realizado en el departamento de química de la Universidad de Ottawa, Ontario, Canadá. Las muestras fueron analizadas en un espectrómetro Bruker ASX 200 Wide Bore con capacidad para analizar muestras en estado sólido. Equipado con una sonda de 7 mm Doty Scientific la cuál fue sintonizada a la frecuencia de  $^{13}\text{C}$  a 50.1 MHz con la finalidad de ajustar el ángulo de la muestra.

Se emplearon 300 mg de muestra que se colocaron en una turbina de Kel-F con rotor de zafiro. Los espectros se obtuvieron a temperatura ambiente, la frecuencia para el  $^{13}\text{C}$  fue de 50,31 Mhz en las siguientes condiciones: ventana espectral de 19 Khz, número de puntos de 2K, la convolución se realizó con un ancho de línea de 75 Hz, tiempo de espera entre 3 a 5 segundos. La velocidad de giro para la muestra se optimizó entre 3 a 3,5 KHz. El desplazamiento químico de adamantano se empleó como referencia externa y el desplazamiento químico de tetrametilsilicio como referencia para el adamantano. El tiempo para la obtención del espectro por muestra fue aproximadamente de 48 horas.

Los espectros obtenidos fueron subdivididos en 6 regiones correspondientes a cambios químicos relacionados al tipo de carbono presente en la estructura de acuerdo a Hatcher *et al.*, (1981), las regiones fueron las siguientes: 0-40 ppm (C- alquilo), 41-60 ppm (C de O-alquilo y aminoácidos), 61-105 ppm (C de carbohidratos), 106-150 ppm (C de anillos aromáticos), 151-170 ppm (C fenólico) y 171-190 ppm (C de carbonilo). La aromaticidad fue expresada de la siguiente manera:



$$\text{Aromaticidad (\%)} = \% \text{ C aromático} / (\% \text{ total de grupos de C} - \% \text{ C-carbonilo}) \quad (13)$$

Se resta el porcentaje de C-carbonilo dado que no es posible conocer cuantos grupos carbonilos se encuentran enlazados a estructuras aromáticas y/o alifáticas. La intensidad de la señal total y la proporción de cada tipo de carbono fue determinado mediante la integración de las regiones espectrales.

### **3.11 Extracción de la materia orgánica desde las fracciones de carbono.**

La extracción del material húmico contenido en cada fracción de MOS, se realizó para cada fracción de materia orgánica ya obtenida, debido a la necesidad de concentrar la materia orgánica; para ello se utilizó la metodología de extracción y purificación de los ácidos húmicos propuesto por Schnitzer, (1982).

Se utilizaron 5 g de las fracciones anteriormente obtenidas (FL, FI y FP) en un frasco de plástico, se le adicionó 50 mL de NaOH 0.5 N, desplazando el aire con Argón y sellando herméticamente el frasco; se agitó por 16 horas a temperatura ambiente, luego se centrifugó a 5.000 rpm por 10 minutos para la separación de las huminas, después la suspensión se acidificó con HCl 2 N hasta pH 2,0 y se centrifugó nuevamente para separar ácido húmico del ácido fulvico. Posteriormente se procedió a la purificación del ácido húmico con 5 mL de una mezcla de HF-HCl (1:1), agitándolo por 5 horas, posteriormente se realizaron 3 sucesivos lavados con agua destilada (5 mL), repitiendo la agitación y centrifugación de las muestras hasta la obtención del ácido húmico purificado.

Las fracciones de huminas y ácidos fúlvicos fueron desechadas de este estudio, enfocándose el análisis en los ácidos húmicos ya que representan mas del 80% del total de las sustancias húmica (Schnitzer, 1982)

### 3.12 Análisis por espectroscopia UV-Vis

Se analizaron los ácidos húmicos extraídos desde cada fracción física de COS (punto 3.11). Se empleó la metodología propuesta por Schnitzer (1982), para lo cual se disolvió 2-4 mg ácido húmico de cada fracción de MOS en 10 ml de NaHCO<sub>3</sub> 0,05 N y se midió la absorbancia en un espectrofotómetro UV-Vis (Beckman Coulter DU 520) a 465 y 665 nm, donde la razón entre estas dos valores de absorbancia nos da cuenta del grado de aromaticidad de la molécula orgánica. La razón E<sub>4</sub>/E<sub>6</sub> fue calculada:

$$E_4/E_6 = \text{Absorbancia a 465 nm} / \text{Absorbancia a 665 nm} \quad (14)$$

### 3.13 Análisis por resonancia magnética de protones en solución

Este análisis fue realizado en el laboratorio de resonancia magnética nuclear de ECORC, Ottawa, Canadá. El análisis de <sup>1</sup>H-NMR consistió en diluir 10 mg de ácido húmico purificado con 1 mL de deuterio de sodio (NaOD 0,5 N), se aplicó ultrasonido por 10-15 minutos, para posteriormente calentar a 60 °C por 10 minutos. Las muestras fueron analizadas en un espectrofotómetro (Bruker ARX 500) con preaturación de agua deuterada (HDO). La calibración con deuterio fue a 4,81 ppm.

Los espectro obtenidos por <sup>1</sup>H-RMN se subdividieron en 5 regiones espectrales correspondiendo a los principales señales encontradas en el espectro, omitiendo la señal obtenida a 4,81 ppm dado que corresponde a la señal de la presaturación en agua.

Las cinco regiones encontradas son: 0 – 1,8 ppm, correspondiendo a protones de grupos metilos terminales de cadenas metiladas; 1,8 – 2,9 ppm asignado a protones alifáticos; 2,9 – 4,2 ppm asignado a protones asociados a carbonos de estructuras tipo azúcares; 6,2 - 8,3 ppm asignado a protones de estructuras aromáticas y 8,3 – 8,6 ppm asignado a protones de estructuras aromáticas. La intensidad de la señal total y la proporción de cada tipo de protón fue determinado mediante la integración de las regiones espectrales. Posteriormente estas 5 regiones fueron agrupadas de acuerdo a Francioso *et al* (2000) en 3 regiones comprendiendo:

región 1 = (0-1,8 ppm) + (1,8-2,9 ppm) = grupos alifáticos

región 2 = (2,9-4,2 ppm) = carbohidratos materiales polieter o grupos metoxi

región 3 = (6,2-8,3 ppm) + (8,3-8,6 ppm) = grupos aromáticos

La aromaticidad fue calculada de acuerdo a la suma de los porcentajes de las regiones conteniendo H<sup>+</sup> de grupos aromáticos:

$$\text{Aromaticidad} = (6,2-8,3 \text{ ppm}) + (8,3-8,6 \text{ ppm}) \quad (15)$$

### **3.14 Análisis estadístico de los resultados**

El análisis estadístico de los resultados obtenidos se basaron en la comparación de los promedios en los distintos tratamientos, informando para cada media el valor de error estándar y realizando las comparaciones entre promedios mediante prueba de comparación múltiple de Tukey a un nivel de significancia del 5%.

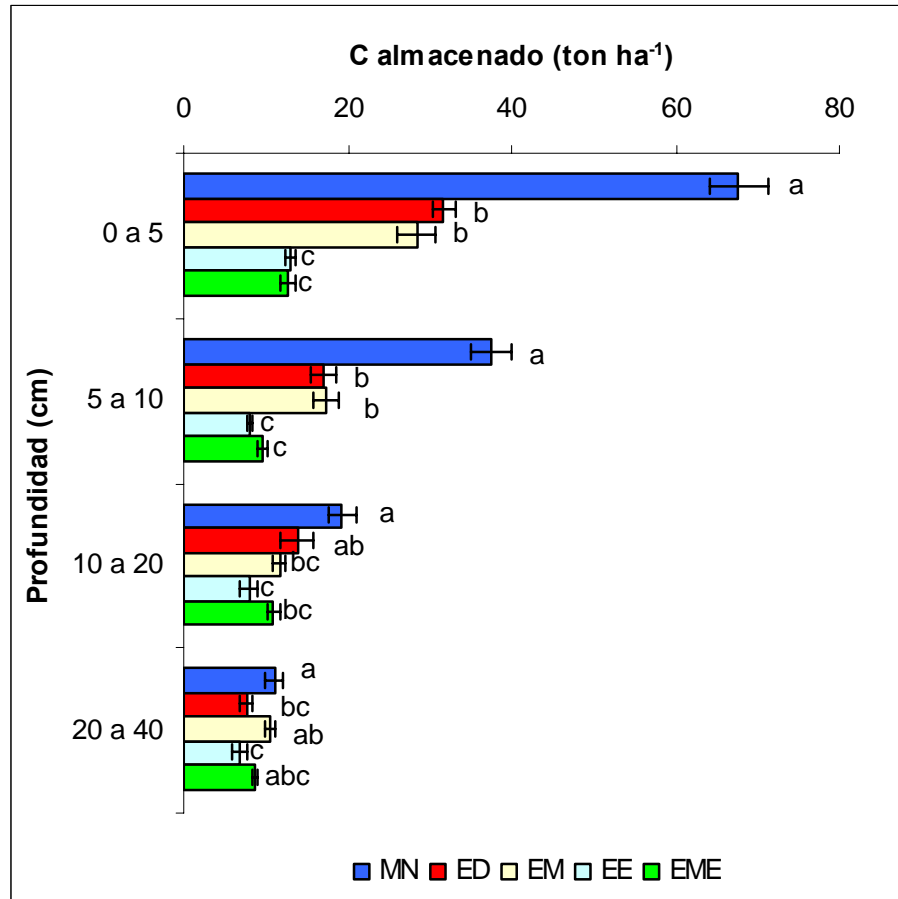
Además, se utilizó la correlación bivariada de Pearson a un nivel de significancia del 1 y 5% con la finalidad de establecer relaciones entre dos variables respuesta. Para ello, se compararon los resultados obtenidos desde C de la biomasa microbiana, respiración microbiana y fracción liviana de la materia orgánica.

## 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 4.1 Distribución del COS

#### 4.1.1 *Análisis del gradiente de cobertura de A. caven.*

Es importante definir que la acumulación de C en profundidad (Figura 6) determina la posibilidad de considerar un determinado ecosistema como sumidero de CO<sub>2</sub> atmosférico. En los suelos estudiados el sistema con mayor almacenamiento de C ( $p \leq 0,05$ ) es el ecosistema de matorral nativo (MN) que existe hoy en día sólo como fragmentos en sectores de mayor pendiente y altitud, debido a que la intensidad de uso en pastoreo en esos ambientes ha sido menor (Ovalle *et al.*, 2006). El MN presentó una capacidad de almacenamiento de C de 136 ton ha<sup>-1</sup> (sumando el almacenamiento de C en las 4 profundidades estudiadas), siendo significativamente superior ( $p \leq 0,05$ ) a los ecosistemas de espinal en todo el perfil. En los ecosistemas de espinal la mayor capacidad de almacenamiento de C se obtuvo para espinal denso (ED) y espinal medio (EM), los cuales no presentaron diferencia significativa ( $p \leq 0,05$ ) entre ellos con valores de 70 y 68 ton C ha<sup>-1</sup> respectivamente, seguido por espinal escaso (EE) y espinal muy escaso (EME) los cuales presentaron los menores valores (36 y 42 ton C ha<sup>-1</sup>, respectivamente en el perfil) sin presentar diferencia significativa ( $p \leq 0,05$ ).

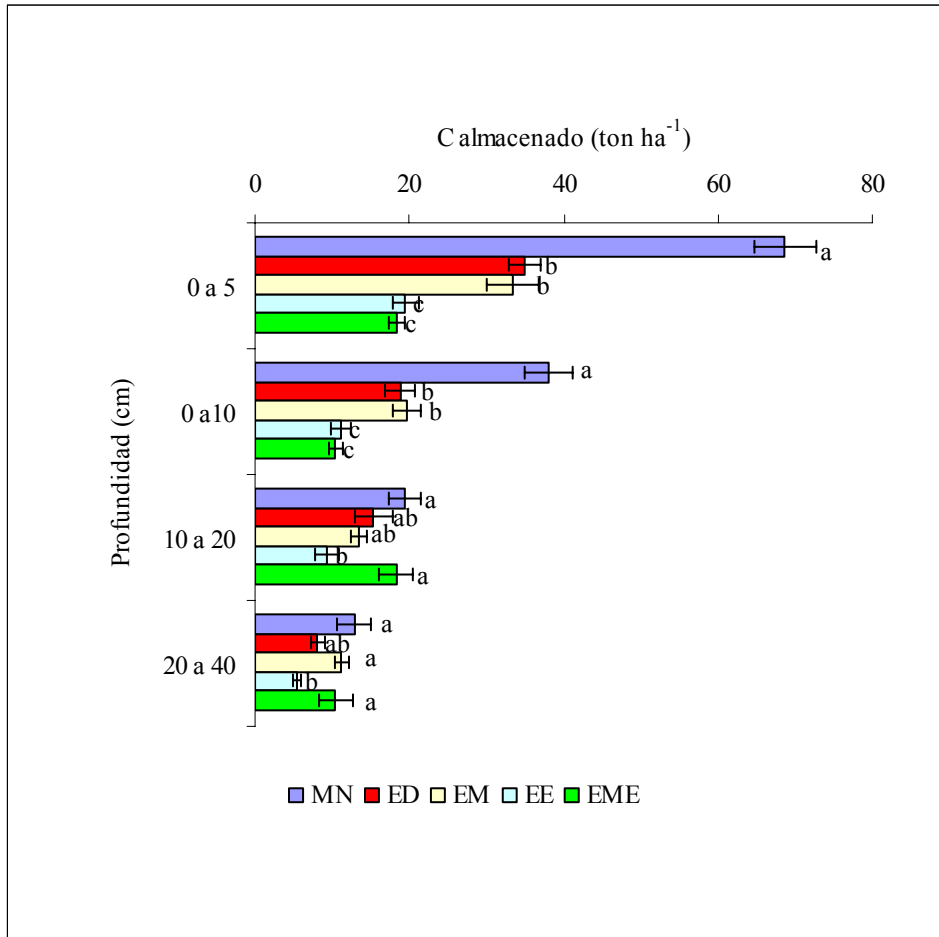


**Figura 6.** Contenido de COS (ton ha<sup>-1</sup>) en profundidad para los ecosistemas de la zona Mediterránea de Chile (MN = Matorral nativo, ED = espinal denso, EM = espinal medio, EE = espinal escaso, EME = espinal muy escaso). Barras de error muestran error estándar respecto al promedio (n = 8). Letras distintas denotan diferencia significativa según comparación múltiple de promedios de Tukey a un nivel de significancia del 5%.

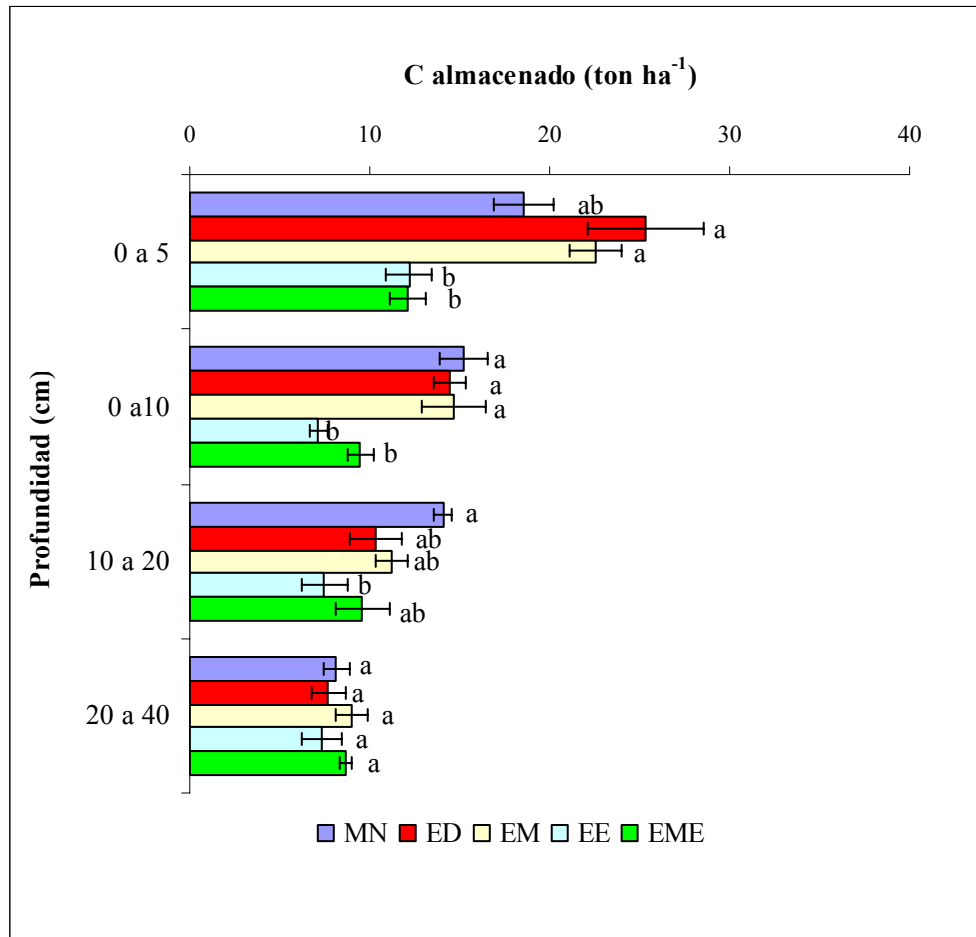
Al analizar en forma individual el efecto de la canopia sobre la acumulación de C en un gradiente de vegetación (Figuras 7 y 8) se pudo apreciar que el ecosistema de matorral nativo (MN) bajo de canopia, presentó entre 62 a 94 ton C ha<sup>-1</sup> adicionales al C de los sistemas de espinal, en cambio para la condición fuera de canopia este potencial disminuye significativamente ( $p \leq 0,05$ ) a 22 ton ha<sup>-1</sup>. Los sistemas agroforestales en general, presentaron una mayor capacidad de almacenamiento de C bajo la canopia de *A. caven*, es así que ED y EM presentaron valores de 78 ton ha<sup>-1</sup> (bajo canopia) y 58 ton ha<sup>-1</sup> (fuera de canopia) hasta los 40 cm de profundidad sin presentar diferencia significativa ( $p \leq 0,05$ ) en todo el perfil; en el caso de EE se obtuvo 45 ton ha<sup>-1</sup> (bajo canopia) y 34 ton ha<sup>-1</sup> (fuera de canopia) y en EME se determinó 52 ton ha<sup>-1</sup> (bajo canopia) y 40 ton ha<sup>-1</sup> (fuera de canopia).

El contenido de COS en los ecosistemas aquí estudiados nos indican que disminuyendo la cobertura arbórea desde 80 a 50 % de cobertura de *A. caven* no se afecta el contenido de COS considerablemente, pero disminuyendo la cobertura a un rango de 25 a 50 % se reduce un 41 % del C almacenado a los 40 cm de profundidad, tanto bajo como fuera de canopia.

El análisis del contenido de C en el perfil permite determinar que el C disminuye en profundidad, hecho que se evidencia claramente para la condición bajo de canopia, donde el decrecimiento es en forma exponencial, lo cuál concuerda con Bernoux *et al.*, (1998) quien indica que en sistemas agrícolas es común encontrar disminuciones exponenciales de C. Además fue posible determinar que en esta condición (bajo canopia) entre un 65 a 70 % del total de C se encuentra concentrado en los primeros 10 cm de suelo, atribuido al aporte de hojarasca, dinámica de las raíces finas y estructura edáfica en general. Este decrecimiento exponencial se aprecia para los ecosistemas de MN, ED y EM, en cambio para los sistemas más degradados (EE y EME), los niveles de C en superficie son levemente superiores al nivel de C en profundidad, debido al bajo nivel de cobertura vegetal que otorga un bajo ingreso de residuos al suelo.



**Figura 7.** Contenido de COS (ton ha<sup>-1</sup>) bajo de *A. caven* en los ecosistemas de la zona Mediterránea de Chile (MN = matorral nativo, ED = espinal denso, EM = espinal medio, EE = espinal escaso, EME = espinal muy escaso). Barras de error muestran error estándar respecto al promedio (n = 8). Letras distintas denotan diferencia significativa según comparación múltiple de promedios de Tukey a un nivel de significancia del 5%.



**Figura 8.** Contenido de COS (ton ha<sup>-1</sup>) fuera de *A. cavem* en los ecosistemas de la zona Mediterránea de Chile (MN = Matorral nativo, ED = espinal denso, EM = espinal medio, EE = espinal escaso, EME = espinal muy escaso). Barras de error muestran error estándar respecto al promedio (n = 8). Letras distintas denotan diferencia significativa según comparación múltiple de promedios de Tukey a un nivel de significancia del 5%.



Al analizar los suelos ubicados fuera de canopia, fue posible determinar que las diferentes coberturas vegetales presentaron un nivel más homogéneo de C a través del perfil, principalmente en EME donde los niveles de C fueron aproximadamente de 10 ton ha<sup>-1</sup> desde 0-5 cm hasta 20-40 cm de profundidad. En general, la mayor acumulación del C se obtuvo a los 10 cm de suelo, profundidad en la cuál se concentra entre un 50 a 68% del total de C.

#### 4.1.2 *Análisis de la influencia de A. caven sobre el contenido de COS*

En este estudio al analizar la localización del COS (Figuras 7 y 8), podemos encontrar que éste se encuentra concentrado bajo la canopia de los árboles con diferencias de hasta un 73 % para el caso de matorral nativo y en el caso de los sistemas intervenidos fue superior en un 33, 37, 20 y 34 % para ED, EM, EE y EME en la primera profundidad, manteniéndose una diferencia aproximada de un 25 % más de C bajo la canopia del árbol que fuera de ella, hasta los 40 cm de profundidad.

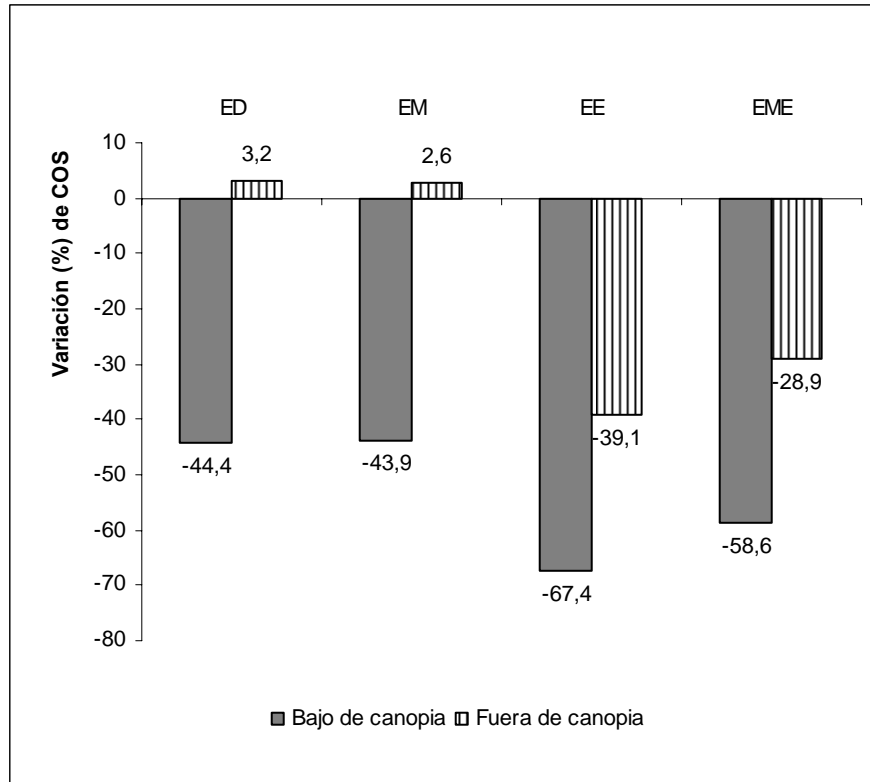
Una visión simplista sobre estudios de ecosistemas podría indicar que se produce un enriquecimiento de nutrientes en los suelos bajo la influencia de los árboles, generalizando para todas las condiciones, pero existen antecedentes que confirman que tal situación no ocurre, dado que los mecanismos por los cuales se produce este enriquecimiento aún no están bien entendidos (Hagos y Smith, 2005).

Los resultados indican una importante contribución del espino en la acumulación y mantención del COS en los espacios bajo su influencia, situación que igual fue informada por Hagos y Smith, (2005) pero en menor intensidad con *Acacia mellifera*, en un ecosistema semi-árido del Sur de África, quienes obtuvieron disminuciones del contenido de materia orgánica a 0-20 cm de profundidad a medida que el suelo muestreado se encontraba mas alejado del tronco (0,82, 0,64 y 0,60 % de COS alrededor del tronco, bajo canopia y fuera de canopia, respectivamente). La contribución puede ser explicada debido al mayor retorno de material vegetal que ingresa vía ramillas y raíces al suelo en los espacios bajo la canopia. Lo que demuestra que a pesar de la baja producción de esta especie arbórea, los árboles nuevos producen 6,2 (kg acumulados de biomasa en 6 años planta<sup>-1</sup>), con una distribución de biomasa

de un 7 % para hojas, 70 % material leñoso y 23 % raíces, lo cuál en estos suelos degradados representa una importante contribución a la acumulación de materia orgánica (Aronson *et al.*, 2002).

Existen antecedentes que la pradera que co-existe con el árbol (*Lolium multiflorum*, *Briza máxima* y *Avena barbata*) (Ovalle *et al.*, 2006) en estos ecosistemas de sabana son especies mas productivas y de mayor calidad forrajera que las especies encontradas fuera de la influencia de *A. caven*, donde el aporte de residuos al suelo tanto de pastos como de espinos producen la acumulación de materia orgánica.

La Figura 9 indica la reducción del almacenamiento de C a los 40 cm de profundidad que se han perdido a causa de la intervención antropogénica del ecosistema matorral nativo, es así que a medida que el uso de estos suelos se ha hecho mas intensivo, debido a la producción de cereales y/o pastoreo intensivo, se ha reducido considerablemente el contenido de C. Las reducciones en el contenido de C varían según la cobertura vegetal, es así que para la condición bajo de canopia, el espinal denso (ED) presenta pérdidas de un 44 % del C almacenado, respecto al matorral nativo y espinal escaso (EE) presenta pérdidas de hasta un 67 % del potencial de esos suelos de almacenar C.



**Figura 9.** Variación (%) en el COS en el gradiente de *A. caven* respecto al ecosistema de matorral nativo, profundidad 0-40 cm. (ED = espinal denso, EM = espinal medio, EE = espinal escaso y EME = espinal muy escaso)

Al analizar la condición fuera de canopia (Figura 9), los ecosistemas de espinal denso y espinal medio presentaron un incremento en los niveles de C del suelo, comparado al matorral nativo, este incremento a pesar de ser leve (cercano al 3 %) representa el bajo contenido inicial de C en el suelo bajo matorral nativo en la condición fuera de canopia, el cual a pesar de no ser sometido a uso agrícola, su capacidad para almacenar C es muy baja. La baja capacidad de almacenamiento de C determinado fuera de la influencia de *A. caven*, se puede atribuir al tipo de mineral que predomina en estos suelos, la caolinita, un mineral no expandible de arcilla tipo 1:1, la cuál presenta una baja capacidad de retener materia orgánica (Six *et al.*, 2002). Esta característica sumado a condiciones climáticas adversas, propias de climas sub-húmedos, le otorga a este tipo de suelo un bajo potencial de almacenar C.

En los ecosistemas de espinal escaso (EE) y espinal muy escaso (EME) para la condición fuera de canopia (Figura 9) se observa una pérdida considerable de C. Este hecho indica que adicionalmente al bajo potencial natural de almacenamiento de C, los suelos presentan disminuciones hasta un 59% el contenido de C, debido a la intensidad de uso de los suelos. Una mayor intensidad de uso se encuentra dada por una mayor explotación del recurso suelo, ya sea por labores agrícolas o ganaderas, en suelos con una baja resiliencia.

La cobertura de espinal se relaciona al tiempo transcurrido desde el último cambio de uso del suelo (Ovalle *et al.*, 2006); donde sitios con una cobertura arbórea menor a un 25 % han sufrido un cambio de uso, mediante la eliminación de la estrata leñosa para la producción cerealera menor a 30 años; en cambio, sitios con mayor cobertura de espinos, por ejemplo sobre 50 % presentan un cambio de uso producido en un período de tiempo mayor a 90 años. El menor período transcurrido desde el último cambio de uso origina que la estrata arbórea presente un menor tiempo de desarrollo, por lo tanto los espinos presentan menor tamaño y un menor desarrollo tanto aéreo como radical, como por ejemplo en el ecosistema de espinal muy escaso, donde la altura promedio es de 1,3 m con una producción promedio de biomasa menor a  $1 \text{ ton ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ , lo que condiciona un bajo retorno de residuos vegetales al suelo, sumado a una baja producción de fitomasa de la estrata herbácea. En ecosistemas con una cobertura de espinos inferior a 30 %, la producción de la estrata herbácea es de  $2,8 \text{ kg MS ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ , valor inferior al de ecosistemas con una cobertura superior a un 80 % con producciones de  $4 \text{ kg MS ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$  (Ovalle *et al.*, 1999)

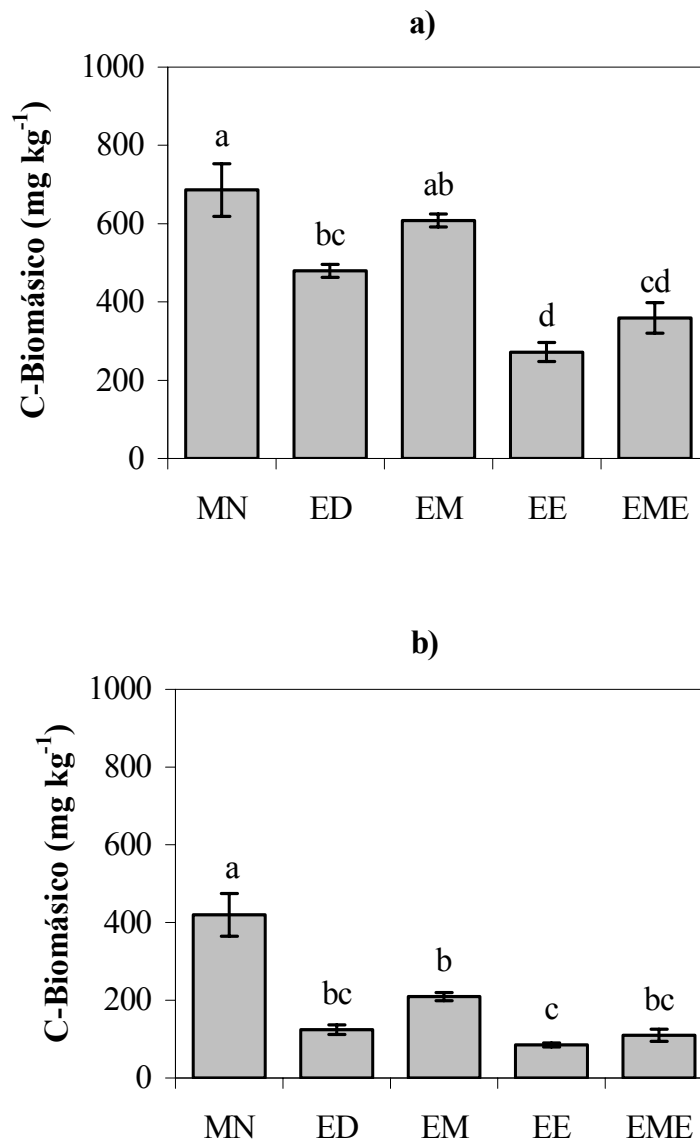
Los resultados confirman la importancia del efecto benéfico del árbol en este tipo de ecosistema el cuál incrementa el contenido de COS a los 40 cm de profundidad en un 60 % para matorral nativo y un 25 % en los ecosistemas de espinal.

## 4.2 Análisis del C proveniente de la biomasa microbiana (C<sub>bio</sub>) en ecosistemas de la zona Mediterránea.

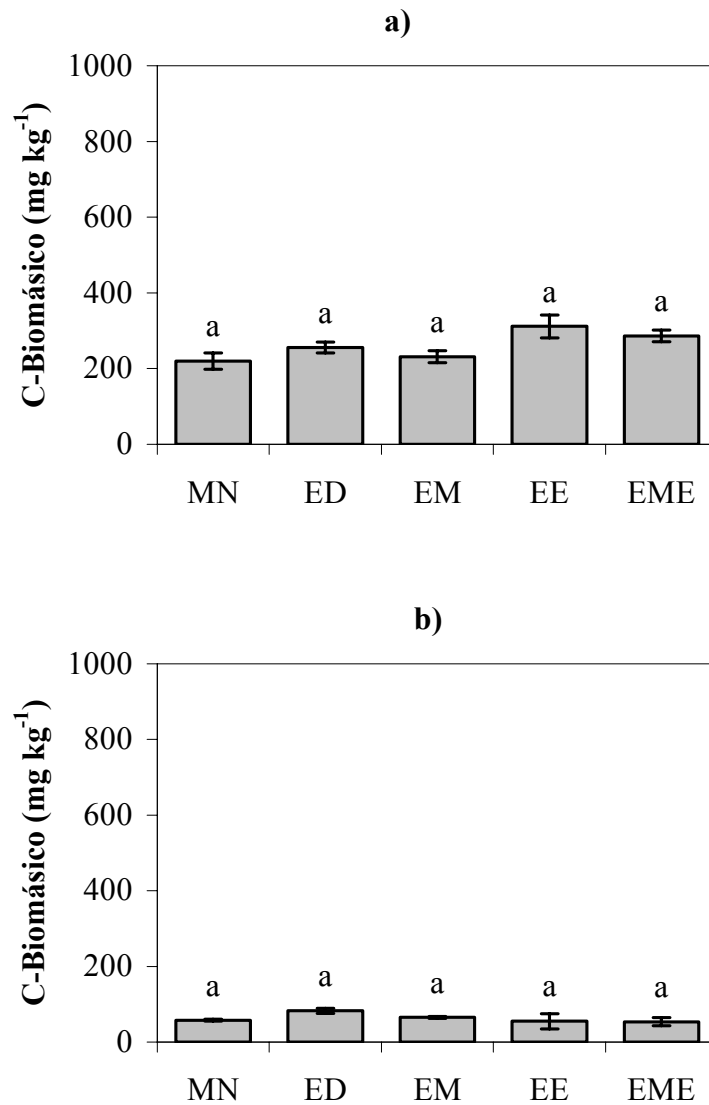
Los resultados indican que el C<sub>bio</sub> fue significativamente mayor ( $p \leq 0,05$ ) en el ecosistema de matorral nativo (ambas profundidades) que los sistemas de espinal para la condición bajo canopia (Figura 10). Sin embargo, para la condición fuera de canopia (Figura 11) el C<sub>bio</sub> disminuyó considerablemente, sin observarse diferencia significativa ( $p \leq 0,05$ ) entre MN y los ecosistemas de *A. caven*.

Al analizar los ecosistemas de espinal fue posible determinar que una mayor cobertura de *A. caven* está asociada a un mayor contenido de C<sub>bio</sub> (Figura 10a) y los sistemas con menor cobertura de espinal presentaron los menores valores ( $p \leq 0,05$ ) de C<sub>bio</sub> teniendo el espinal escaso y espinal muy escaso valores de 272 y 359 mg C kg<sup>-1</sup> respectivamente; en cambio, fuera de canopia (Figura 11a y 11b) no es posible observar diferencias significativas ( $p \leq 0,05$ ) entre los distintos sistemas. Estos resultados indican que a pesar de la diferencia en la cobertura de espinos, las zonas no cubiertas por espino presentan niveles muy bajos la biomasa microbiana, reduciéndose el efecto del gradiente del espinal, inclusive el ecosistema de matorral nativo presentó similares valores a los sistemas de espinal, con valores promedio de 260 mg C kg<sup>-1</sup> a 0-5 cm de profundidad y 62 mg C kg<sup>-1</sup> a 5-10 cm de profundidad.

Los resultados dan cuenta del efecto individual del árbol sobre la biomasa microbiana, indicando que bajo la influencia de *A. caven* en ecosistemas de sabana Mediterráneo se puede encontrar entre un 27 a 63 % más de biomasa microbiana en el suelo bajo el árbol que fuera de él, porcentaje que varió dependiendo de la cobertura de espinos, siendo mayor en los ecosistemas de espinal denso y espinal medio, disminuyendo en espinal escaso y muy escaso. La disminución en el contenido de C<sub>bio</sub> fuera de canopia respecto a bajo de canopia, concuerdan con Belsky *et al.*, (1989) quienes indicaron que en suelos de Kenia, la biomasa microbiana en suelos bajo *Acacia tortilis* fue entre un 35 a 60 % superior que el contenido de C<sub>bio</sub> fuera de su canopia.



**Figura 10.** Biomasa microbiana en los ecosistemas de la zona Mediterránea de Chile para la condición bajo de *A. cavem* a) 0-5 cm de profundidad, b) 5-10 cm de profundidad a) 0-5 cm de profundidad, b) 5-10 cm de profundidad. (MN = matorral nativo, ED = espinal denso, EM = espinal medio, EE = espinal escaso, EME = espinal muy escaso). Barras de error muestran error estándar respecto al promedio (n = 8). Letras distintas denotan diferencia significativa según comparación múltiple de promedios de Tukey a un nivel de significancia del 5%.



**Figura 11.** Biomasa microbiana en los ecosistemas de la zona Mediterránea de Chile para la condición fuera de *A. caven* a) 0-5 cm de profundidad, b) 5-10 cm de profundidad a) 0-5 cm de profundidad, b) 5-10 cm de profundidad. (MN = matorral nativo, ED = espinal denso, EM = espinal medio, EE = espinal escaso, EME = espinal muy escaso). Barras de error muestran error estándar respecto al promedio (n = 8). Letras iguales denotan que no hay diferencia significativa según comparación múltiple de promedios de Tukey a un nivel de significancia del 5%.

Los valores obtenidos de Cbio indican que la cobertura arbórea de los ecosistemas de espinal se relaciona con el componentes lábil de la materia orgánica, donde es posible determinar que los suelos que han sido mas intensamente utilizados y por lo tanto que presentan menor cobertura arbórea reflejan una menor proporción de biomasa microbiana. Resaltándose la influencia del espino al propiciar el desarrollo de comunidades microbianas, debido probablemente a la formación de un microclima donde se produce una disminución de las temperaturas extremas y una menor capacidad evaporativa del aire, con el consecuente aumento de la disponibilidad hídrica para las plantas a través de la disminución de la evapotranspiración (Ovalle y Avendaño, 1987), lo cuál se refleja en una mayor preservación de las comunidades de microorganismos y en una mayor disponibilidad de nutrientes, especialmente de C.

Garcia *et al.*, (2005) al estudiar la habilidad de diferentes especies de plantas para regenerar los procesos microbiológicos en suelos semiáridos del sur de España, atribuyen la actividad y tamaño de la biomasa microbiana al tipo de especies vegetales dominante en un ecosistema, ya que las especies vegetales difieren en la producción de los exudados radicales, lo cuál es importante en la elección de una adecuada especie vegetal para recuperar suelos degradados. Wilson y Agnew, (1992) reconocen la relevancia de las especies vegetales en climas donde la variación de agua y nutrientes es extrema, ya que la vegetación dominante es capaz de causar significantes cambios en las propiedades del suelo debido a complejas interacciones planta-suelo.



**Tabla 4.** Cuociente microbiano (%) de los ecosistemas estudiados (Cbio/COS) a dos niveles de profundidad.

Ecosistema	Bajo canopia		Fuera de canopia	
	0-5 cm	5-10 cm	0-5 cm	5-10 cm
Matorral nativo	1,00	1,11	1,18	0,38
Espinal denso	1,37	0,66	1,00	0,57
Espinal medio	1,81	1,06	1,03	0,44
Espinal escaso	1,40	0,76	2,56	0,77
Espinal muy escaso	1,96	1,05	2,36	0,57

El Cbio normalmente comprende entre un 1% a un 5% del carbono orgánico (Corg), sin embargo el cuociente microbiano, el cuál corresponde al porcentaje de Corg como Cbio ha sido utilizado como un indicador de cambios en el manejo de los suelos (Anderson y Domsch, 1989), donde los cambios en la razón (Cbio/Corg) puede reflejar los retornos de materia orgánica al suelo, la eficiencia de conversión hacia la biomasa microbiana, pérdidas de C en el suelo y estabilización del Corg por las fracciones minerales (Sparling, 1992).

Al analizar el cuociente microbiano (Tabla 4) para 0-5 cm de profundidad y ambas situaciones extremas de cobertura (espinal denso y espinal muy escaso) se obtuvieron valores de 1,37 y 1,96 respectivamente, lo cuál sugiere que en sistemas con menor cobertura de espinal, existe una mayor proporción de COS como Cbio. El cuociente microbiano se relaciona con el componente lábil de la materia orgánica, esto indica que a pesar del bajo retorno de residuos al suelo, éste es un residuo de fácil degradación, ya que es rápidamente incorporado como biomasa microbiana. Tal situación se atribuyó a que en sistemas con menor cobertura de espino, el componente principal de material vegetal que ingresa al suelo, lo conforma la estrata herbácea (pastos) el cuál es un residuo de mayor degradabilidad que residuos lignificados provenientes de los árboles (Martínez *et al.*, 2005).

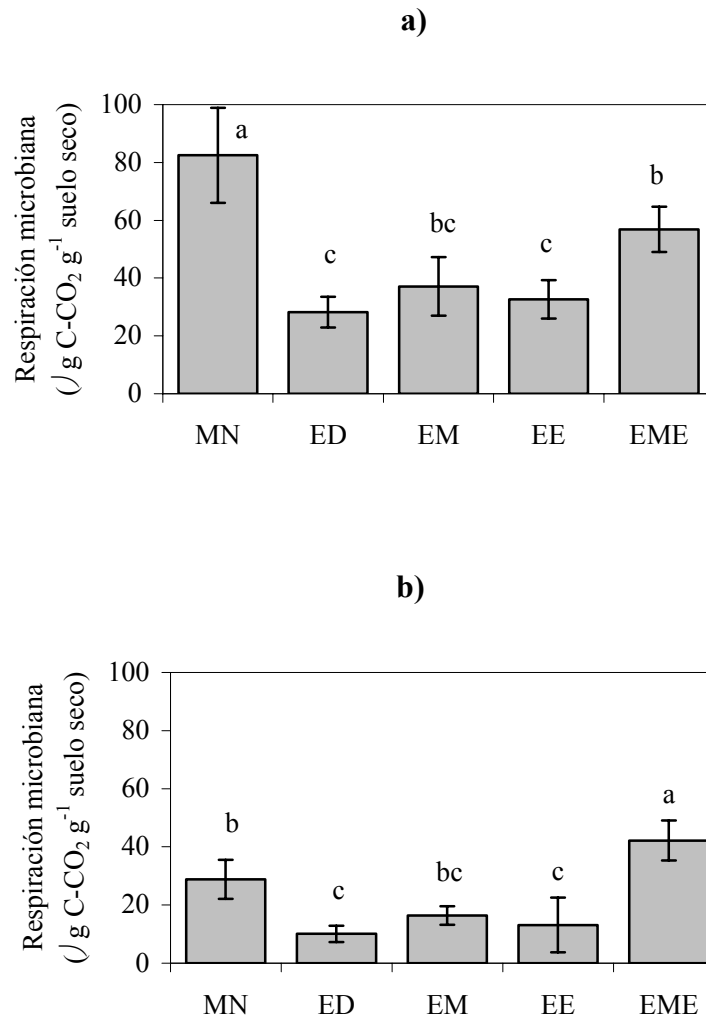
El cociente microbiano se relacionó inversamente al gradiente de cobertura de *A. caven*, encontrándose en sistemas con menor cobertura arbórea mayores valores de cociente microbiano, incluso mayor a matorral nativo. Esto no concuerda con Zagal y Córdova (2005), quienes encontraron una mayor proporción de C<sub>bio</sub> respecto al C total en sistemas de rotaciones menos intensivas, y relacionaron el mayor contenido de C<sub>bio</sub> con los sistemas de mayor contenido de C total.

### 4.3 Análisis de la respiración microbiana del suelo.

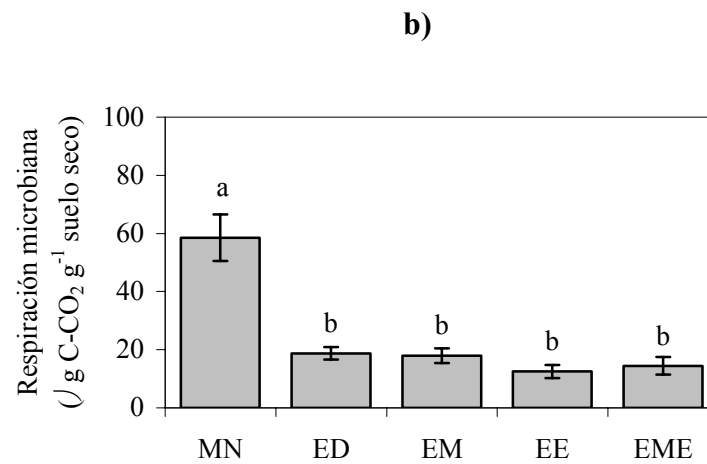
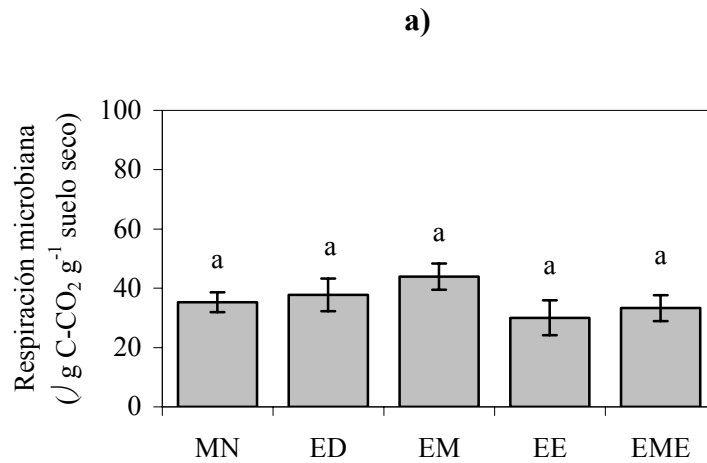
En la Figura 12a es posible observar que la respiración microbiana potencial del suelo es afectada por la degradación de los ecosistemas para la condición bajo de canopia, siendo MN significativamente mayor ( $p \leq 0,05$ ) con  $82 \mu\text{g C-CO}_2 \text{ g}^{-1}$  seguido por EME con  $57 \mu\text{g C-CO}_2 \text{ g}^{-1}$ , EM y EE no presentaron diferencia significativa ( $p \leq 0,05$ ) con un promedio de  $35 \mu\text{g C-CO}_2 \text{ g}^{-1}$  y ED presentó el menor valor con  $28 \mu\text{g C-CO}_2 \text{ g}^{-1}$ . Similar situación se presentó para la profundidad 5-10 cm (Figura 12b), donde se obtuvieron valores altos de respiración microbiana para los sistemas con menor cobertura de espinal.

En la Figura 13a fue posible determinar que no existe diferencia significativa ( $p \leq 0,05$ ) entre los promedios obtenidos para los ecosistemas fuera de *A. caven*, presentando valores de respiración microbiana entre 32 a  $45 \mu\text{g C-CO}_2 \text{ g}^{-1}$ . En el perfil 5-10 cm (Figura 13b) solo MN tuvo un valor significativamente superior ( $p \leq 0,05$ ) con  $59 \mu\text{g C-CO}_2 \text{ g}^{-1}$  y los otros ecosistemas presentaron un promedio de  $16 \mu\text{g C-CO}_2 \text{ g}^{-1}$ .

Al relacionar los resultados de la respiración microbiana con lo obtenido en la relación C<sub>bio</sub>/C<sub>total</sub> podemos corroborar que los microorganismos en el suelo de ecosistemas con menor cobertura de *A. caven* presentaron una mayor actividad.



**Figura 12.** Respiración microbiana ( $\mu\text{g C-CO}_2 \text{ g}^{-1}$  suelo seco) en ecosistemas estudiados bajo canopia de *A. caven* A) 0-5 cm de profundidad, B) 5-10 cm de profundidad. (MN = matorral nativo, ED = espinal denso, EM = espinal medio, EE = espinal escaso, EME = espinal muy escaso). Barras de error indican el error estándar respecto al promedio ( $n = 8$ ). Letras distintas denotan diferencia significativa según comparación múltiple de promedios de Tukey a un nivel de significancia del 5%.



**Figura 13.** Respiración microbiana ( $\mu\text{g C-CO}_2 \text{ g}^{-1}$  suelo seco) en ecosistemas estudiados fuera de canopia de *A. caven* a) 0-5 cm de profundidad, b) 5-10 cm de profundidad. (MN = matorral nativo, ED = espinal denso, EM = espinal medio, EE = espinal escaso, EME = espinal muy escaso). Barras de error indican el error estándar respecto al promedio ( $n = 8$ ). Letras distintas denotan diferencia significativa según comparación múltiple de promedios de Tukey a un nivel de significancia del 5%.

Los valores de respiración microbiana en los ecosistemas fuera de *A. caven*, son el reflejo de lo obtenido en el análisis de Cbio, dado que se aprecia la reducción de la respuesta de la actividad microbiana al gradiente de cobertura de espinal, donde no se obtuvo diferencia significativa ( $p \leq 0,05$ ) entre los ecosistemas en las zonas no protegidas por el árbol, tanto en los ecosistemas con una alta cobertura arbórea como en los ecosistemas de muy baja cobertura, exceptuando el suelo bajo MN en la profundidad 5-10 cm (Figura 13b) el cuál fue significativamente superior ( $p \leq 0,05$ ) al obtenido en los ecosistemas de espinal.

La mayor actividad encontrada en los ecosistemas mas degradados (con mayor intensidad de uso) es opuesta a lo informado por Zagal *et al.*, (2002b) quienes determinaron una reducción en el crecimiento y actividad microbiana en un Andisol a medida que se intensificó la intensidad de uso. Los resultados aquí obtenidos se atribuyen, por una parte, a que en un ecosistema de espinal escaso y/o muy escaso, la mayor proporción de residuos que ingresa al suelo proviene de las pasturas y no desde el material arbóreo, siendo estos materiales de mas fácil descomposición. Según Martínez *et al.*, (2005) al estudiar la tasa de descomposición de la hojarasca de espino y *Lolium perenne*, mediante “litter bag”, en los mismos ecosistemas aquí estudiados, determinó que las hojas del espino pierden desde un 20 a 24 % del peso al año, en cambio, *L. perenne* presentó pérdidas de peso desde un 30 a 42 % en el mismo período.

Se puede atribuir la mayor actividad microbiana de los suelos con menor cobertura de espinos, al hecho que un suelo sometido a estrés hídrico y de nutrientes, la biomasa microbiana presenta una tasa de respiración mayor. García y Hernández (1996) estudiaron suelos semiáridos de España e indicaron que la relación ( $CO_2/C_{bio}$ ) incrementó a medida que se aumentaba el nivel de estrés de los suelos. Esta situación se complementa con lo señalado por Chander y Brookes (1991) quienes registraron un incremento de la actividad de la población microbiana como respuesta a altas concentraciones de metales pesados en el medio, cuando es comparada con los suelos no contaminados, asimismo, Zagal y Córdova (2005) estudiaron diversos sistemas de uso del suelo en la VII región y determinaron que en un sistema intensivo del suelo con cultivos anuales, con una limitada disponibilidad de material orgánico, la respuesta de la actividad microbiana fue similar a la experiencia descrita anteriormente, donde

el cociente metabólico reflejó una mayor actividad respiratoria por unidad de biomasa en los sistemas con mayor intensidad de uso.

Al considerar ambas mediciones (biomasa microbiana y respiración) éstas fueron mayores para la condición bajo canopia que fuera de canopia, para ambas profundidades. Estos resultados indican que el suelo bajo la influencia de *A. caven* ofrece condiciones propicias para el desarrollo de poblaciones microbianas. Sin embargo, la respiración microbiana del suelo puede ser el resultado de la combinación de la cantidad del material vegetal que ingresa al suelo en los diferentes ecosistemas y la facilidad con que este material puede ser degradado.

Entre otras evidencias que indican diferencias bajo y fuera de canopia, se encuentra la investigación realizada por Hagos y Smith (2005), quienes confirmaron diferencias en los niveles de nutrientes en suelos bajo la canopia de *Acacia mellifera* (Vahl) en ecosistemas semiáridos del sur de África, con disminuciones de P, N, Ca, Mg, K y materia orgánica fuera de la canopia. Además, Mordelet *et al.*, (1993) y Rhoades (1997) encontraron incrementos en macro-fauna, aumento de macro-poros y disminuciones de la densidad aparente, con incrementos en la cobertura de árboles en ecosistema de sabana húmedo.

#### **4.4 Distribución de C en fracciones físicas de la MOS de acuerdo al tamaño de la partícula.**

##### *4.4.1 Rendimiento de las diferentes fracciones de C.*

El porcentaje en peso de cada fracción respecto al total de la materia orgánica del suelo, obtenido a través del fraccionamiento físico son mostradas en la Tabla 5. Se puede observar que la fracción pesada (FP) fue predominante en estos suelos con más de un 60 % en peso, alcanzando un valor de 81 % en el caso de espinal medio en la profundidad 20-40 cm, la fracción intermedia (FI) varió entre ecosistemas y en profundidad en un rango desde 18-41 % respecto al suelo total y la fracción liviana (FL) representa menos de un 4 %.

El porcentaje en peso de FL disminuye gradualmente en profundidad en todos los sitios estudiados (Tabla 5), concentrándose en la profundidad 0-5 cm con 4, 5 y 2 % en espinal denso, espinal medio y espinal escaso, respectivamente para la condición bajo de canopia, disminuyendo a 0,1 % en peso a 20-40 cm de profundidad, lo que equivale a una reducción del 94 % de la FL hasta los 40 cm en el perfil. Situación similar se obtuvo para la condición fuera de canopia.

La FI disminuye a medida que disminuye la cobertura arbórea para ambas condiciones (bajo y fuera de canopia), siendo menor en espinal medio con valores promedios de las cuatro profundidades de 23 y 28 % (bajo y fuera de canopia respectivamente) y con reducciones desde 36 a 33% (bajo canopia) y 37 a 31% (fuera de canopia) desde espinal denso a espinal escaso. En cambio, el porcentaje de la masa de FP fue mayor en ambos casos para el espinal medio con valores de un 75 % del total del suelo y el menor valor fue obtenido en espinal denso con un promedio de las cuatro profundidades de 62 %.

La principal diferencia en el rendimiento de las fracciones de C en las condiciones bajo y fuera de canopia, se basó en el contenido de FL, la cuál presentó una reducción en la condición fuera de canopia, es así que FL disminuyó un 56% (espinal denso), 66 % (espinal medio) y 28 % (espinal escaso) en los primeros 5 cm de suelo.

La distribución de las diferentes fracciones de C en el suelo indican que las fracciones FL y FI fueron afectadas por la cobertura de espinal, disminuyendo el contenido en el suelo en forma proporcional a la disminución de la cobertura de espinos. Estos resultados concuerdan con Christensen, (1992) quien plantea que la proporción de las fracciones lábiles de la materia orgánica, especialmente la FL, varió ampliamente en el suelo, siendo afectada por el uso, tipo de vegetación y otros factores que influyen el balance entre el ingreso de residuos al suelo y su descomposición (ej. clima, tipo de suelo, actividad de fauna). Zagal *et al.*, (2002a) determinaron una disminución en el contenido de FL de un Andisol a medida que la intensidad de uso del suelo fue incrementada, determinando además una reducción en el contenido de C y N de la FL a medida que se intensificaba el uso de los suelos.

Resulta preocupante la pérdida de la FI al disminuir la cobertura arbórea, dado que esta fracción representa a los microagregados de mayor tamaño (250-53  $\mu\text{m}$ ), los cuales tienen un rol importante en la estabilidad estructural del suelo, ya que participan en los procesos de formación de los macroagregados, según la teoría de jerarquización de agregados de Tisdall y Oades, (1982), donde las partículas primarias ( $< 20 \mu\text{m}$ ) se enlazan unas a otras formando el microagregado (20-250  $\mu\text{m}$ ) donde por agentes enlazantes persistentes (materia orgánica humificada y sus complejos con cationes polivalentes, óxidos y aluminosilicatos) se estabiliza, y por medio de agentes enlazantes temporales (polisacáridos derivados de plantas y microorganismos, hifas de hongos y raíces) dan origen a los macroagregados ( $>250 \mu\text{m}$ ). Esta teoría se planteó para suelos dominados por minerales 2:1, siendo aplicable en estos suelos ya que según Six *et al.*, (2000) los Alfisoles son caracterizados por una mezcla mineralógica de arcillas 2:1 y 1:1.

La paulatina pérdida de la estructura del suelo a medida que se disminuye la cobertura arbórea, provocará una menor resistencia del suelo a procesos erosivos, una menor capacidad de almacenamiento de agua y una menor difusión de oxígeno en el suelo (Stevenson y Cole, 1999a) lo que puede producir efectos detrimentales sobre las propiedades físicas de los suelos lo que conlleva a una reducción en su productividad (Stevenson y Cole, 1999a). Además, Huygens *et al.*, (2005) determinaron que el cambio de uso de los suelos (bosque nativo-pradera-bosque exótico) en un Andisol del sur de Chile, produce una disminución en la estabilidad de los agregados del suelo, alterando la dinámica de fracciones de materia orgánica



**Tabla 5.** Peso de cada fracción (%) respecto al suelo total en muestras de suelo de matorral de la zona Mediterránea, bajo distinta cobertura de *A. caven*. Promedio y error estándar.

Ecosistema	Profundidad (cm)	Bajo Canopia			Fuera de canopia		
		FL	FI	FP	FL	FI	FP
Espinal denso	0-5	3,63 (0,4)	38,11 (4,52)	58,25 (4,67)	1,61 (0,52)	36,87 (3,69)	61,51 (3,43)
	5-10	0,46 (0,14)	37,23 (4,11)	62,30 (4,06)	0,52 (0,03)	41,06 (2,86)	58,41 (2,74)
	10-20	0,30 (0,05)	36,36 (4,65)	63,33 (4,60)	0,17 (0,06)	38,65 (3,38)	61,17 (3,39)
	20-40	0,09 (0,01)	33,97 (3,88)	65,93 (3,88)	0,09 (0,02)	32,26 (3,74)	67,67 (3,75)
Espinal medio	0-5	4,50 (0,97)	25,27 (2,82)	70,24 (3,32)	1,53 (0,24)	33,98 (1,35)	64,49 (1,18)
	5-10	0,65 (0,18)	24,44 (3,50)	74,92 (3,59)	0,35 (0,05)	27,96 (3,91)	71,69 (3,94)
	10-20	0,30 (0,09)	25,58 (3,76)	74,12 (3,83)	0,17 (0,04)	29,31 (0,65)	70,52 (0,64)
	20-40	0,11 (0,02)	18,59 (2,37)	81,3 (2,39)	0,08 (0,02)	24,57 (0,98)	75,36 (0,98)
Espinal escaso	0-5	1,49 (0,24)	36,05 (2,46)	62,46 (2,52)	1,07 (0,27)	34,91 (1,06)	64,02 (1,05)
	5-10	0,40 (0,08)	37,75 (2,60)	61,86 (2,57)	0,23 (0,06)	34,49 (0,95)	65,28 (0,91)
	10-20	0,10 (0,02)	32,47 (2,23)	67,43 (2,25)	0,11 (0,03)	29,18 (1,47)	70,72 (1,47)
	20-40	0,08 (0,02)	27,94 (2,39)	71,99 (2,40)	0,06 (0,01)	27,50 (1,76)	72,44 (1,77)

#### 4.4.2 *Contenido de C en las fracciones de COS.*

El contenido de C de cada fracción se muestra en la Tabla 6. El análisis del contenido de C de la FL presenta un rango de 26 a 30 % de C en los primeros 5 cm de suelo, sin variaciones considerables en profundidad, excepto en el caso del espinal medio donde la FL presentó un contenido de C de 29 % a los 0-5 cm el cuál aumento a 42 % en los 20-40 cm de profundidad.

La FI presentó un contenido variable de C tanto entre ecosistemas como en profundidad, siendo menor el contenido de C en el suelo bajo espinal escaso (1,9 % de C) y el mayor valor en el espinal denso con 4,7 % de C (bajo canopia), ambos a 0-5 cm de profundidad. El contenido de C de esta fracción disminuyó a mayores profundidades, en todos los ecosistemas y ambas condiciones (bajo y fuera de canopia).

La FP presentó leves variaciones en el contenido de C entre los ecosistemas, con valores cercanos a 2 % para 0-5 cm de profundidad (bajo de canopia) y valores cercano a 1 % de C (fuera de canopia), presentando en ambas situaciones disminuciones del contenido de C en profundidad.

La razón C/N de las fracciones (Tabla 7), presentó una disminución de la razón en FI y FP a medida que se profundiza en el perfil del suelo. Esta reducción fue mas acentuada en la FI la cuál varió desde 0-5 cm a 20-40 cm de profundidad en 13 a 2,4 (espinal escaso, bajo canopia); asimismo, la FP presentó reducciones en la razón C/N en profundidad. Esta situación sugiere que la descomposición de la materia orgánica varía en profundidad, presentando un mayor grado de descomposición, dado el agotamiento del C en las fracciones FI y FP, lo cuál es atribuible a que en profundidad la materia orgánica ha permanecido mas tiempo en el suelo por lo que ha sufrido un mayor grado de descomposición microbiana y además porque la materia orgánica fresca se concentra en los primeros centímetros de suelo. Dicha variación en la proporción de C/N no se manifestó en FL, lo que nos indica que la FL es un residuo de materia orgánica fresca que aún no ha presentado descomposición microbiana o se encuentra en su etapa inicial de humificación.

**Tabla 6.** Carbono total (%) de cada fracción de C en muestras de suelo de matorral de la zona Mediterránea, bajo distinta cobertura de *A. caven*. Promedio y error estándar.

Ecosistema	Profundidad (cm)	Bajo Canopia			Fuera de canopia		
		FL	FI	FP	FL	FI	FP
Espinal denso	0-5	30,52 (1,60)	4,67 (0,07)	1,96 (0,08)	30,94 (1,04)	0,86 (0,06)	1,35 (0,35)
	5-10	32,03 (0,93)	1,41 (0,43)	0,82 (0,07)	29,07 (1,25)	0,21 (0,03)	0,70 (0,13)
	10-20	29,17 (0,99)	0,27 (0,11)	0,88 (0,25)	22,09 (1,23)	0,12 (0,00)	0,49 (0,09)
	20-40	28,75 (2,4)	0,11 (0,02)	0,40 (0,08)	31,53 (2,34)	0,09 (0,00)	0,33 (0,04)
Espinal medio	0-5	29,08 (2,10)	2,15 (0,04)	2,05 (0,51)	26,62 (0,95)	1,58 (0,16)	1,38 (0,21)
	5-10	31,05 (0,50)	1,19 (0,04)	1,12 (0,04)	30,45 (1,13)	0,89 (0,07)	0,87 (0,20)
	10-20	32,61 (1,20)	0,62 (0,18)	0,83 (0,14)	30,92 (5,05)	0,66 (0,14)	0,74 (0,03)
	20-40	42,19 (4,66)	0,21 (0,05)	0,55 (0,10)	33,27 (4,79)	0,26 (0,02)	0,41 (0,06)
Espinal escaso	0-5	26,71 (4,16)	1,90 (0,18)	2,13 (0,21)	26,29 (2,08)	1,24 (0,31)	0,82 (0,07)
	5-10	26,82 (3,68)	0,62 (0,03)	0,86 (0,12)	32,28 (1,68)	0,34 (0,11)	0,68 (0,04)
	10-20	29,01 (0,93)	0,15 (0,02)	0,46 (0,07)	33,60 (3,57)	0,18 (0,02)	0,47 (0,01)
	20-40	27,20 (5,49)	0,11 (0,03)	0,40 (0,07)	31,06 (3,89)	0,12 (0,04)	0,52 (0,00)

**Tabla 7.** Relación C/N de cada fracción de C en muestras de suelo de matorral de la zona Mediterránea, bajo distinta cobertura de *A. caven*.

Ecosistema	Profundidad (cm)	Bajo Canopia			Fuera de canopia		
		FL	FI	FP	FL	FI	FP
Espinal denso	0-5	14,8	13,5	14,5	15,7	12,3	14,0
	5-10	14,9	12,8	16,3	16,7	4,2	15,4
	10-20	14,6	6,0	13,5	17,5	2,3	10,9
	20-40	15,8	*	13,3	17,2	2,4	9,0
Espinal medio	0-5	15,2	13,0	15,2	15,4	11,7	11,8
	5-10	19,7	12,7	16,0	18,8	11,5	21,8
	10-20	17,9	8,3	19,0	19,3	10,9	20,0
	20-40	28,1	4,0	12,6	18,3	4,6	15,5
Espinal escaso	0-5	15,9	12,9	15,6	16,0	8,4	14,8
	5-10	20,5	6,8	14,4	19,4	4,5	10,5
	10-20	21,5	4,9	13,8	20,1	4,0	12,8
	20-40	27,4	2,4	11,0	19,6	*	9,2

\* No informado

En la búsqueda de mayores antecedentes que permitan relacionar los resultados, se analizó la correlación entre Cbio, respiración, COS y la fracción liviana (FL) de la materia orgánica. Los coeficientes de correlación de Pearson (r) se muestran en la Tabla 8.

**Tabla 8.** Coeficiente de correlación de Pearson (r) entre carbono microbiano (Cbio), carbono orgánico del suelo (COS), fracción liviana (FL) y respiración microbiana (\*  $p \leq 0.05$ ; \*\*  $p \leq 0.01$ ).

Medida	Profundidad (cm)	COS	F. liviana	Respiración
<i>Bajo de A. caven</i>				
Cbio	0-5	0,29	0,15	0,53*
COS	0-5		0,90**	0,53**
F. liviana	0-5			0,68**
Cbio	5-10	0,82**	0,61*	0,22
COS	5-10		0,49*	0,07
F. liviana	5-10			0,61*
<i>Fuera de A. caven</i>				
Cbio	0-5	0,35*	0,43	0,62**
COS	0-5		0,81**	0,63**
F. liviana	0-5			0,81**
Cbio	5-10	0,31	0,85**	0,18
COS	5-10		0,33	0,57**
F. liviana	5-10			0,64**

Al hacer el análisis de correlación de los datos de Cbio, respiración, COS y fracción liviana (FL) (Tabla 8), el Cbio no se correlaciona en todos los casos con el contenido de COS, a excepción de la condición bajo canopia (5-10 cm de profundidad) y fuera de canopia (0-5 cm

de profundidad), con coeficientes de correlación de 0,82 ( $p \leq 0,01$ ) y 0,35 ( $p \leq 0,05$ ), respectivamente. Estos valores son similares a los reportados por Wirth (2001) quien encontró una correlación de 0,77 ( $p \leq 0,001$ ) entre el Cbio y COS. Sin embargo, una estrecha relación entre ambos parámetros es esperable para suelos en situación estable, donde COS y el Cbio se encuentran cercanas al equilibrio.

En la Tabla 8 se indica que la respiración microbiana se encuentra correlacionada tanto con los valores de Cbio, COS y en mayor medida con el contenido de la FL de la materia orgánica de los suelos estudiados, reflejando la mayor actividad microbiana asociada a una fracción de materia orgánica rápidamente degradable.

Una estrecha correlación entre FL y la tasa de respiración, ha sido reportada anteriormente por Janzen *et al.*, (1992) quienes determinaron un coeficiente de correlación de 0,81 entre estas propiedades del suelo, indicando que la FL comprende principalmente residuos de material orgánico fresco.

Se ha postulado que la FL es un indicador temprano de cambios en el uso de los suelos, es así que en esta investigación fue posible determinar reducciones del contenido de FL a medida que se avanzó en el grado de degradación de los ecosistemas (Tabla 5), con disminuciones de 2,4 veces el contenido de FL desde espinal medio a espinal escaso (0-5 cm). En cambio, se determinaron reducciones en el contenido de COS en el suelo sin fraccionar de 1,9 veces desde espinal denso a espinal escaso (0-5 cm). Esto demuestra que el contenido de FL es un parámetro más sensible a cambios producidos por la intensidad de uso que el contenido de COS. Esto coincide con Janzen *et al.*, (1992) quienes indicaron que la FL es un importante indicador que se puede utilizar para determinar la calidad de un ecosistema.

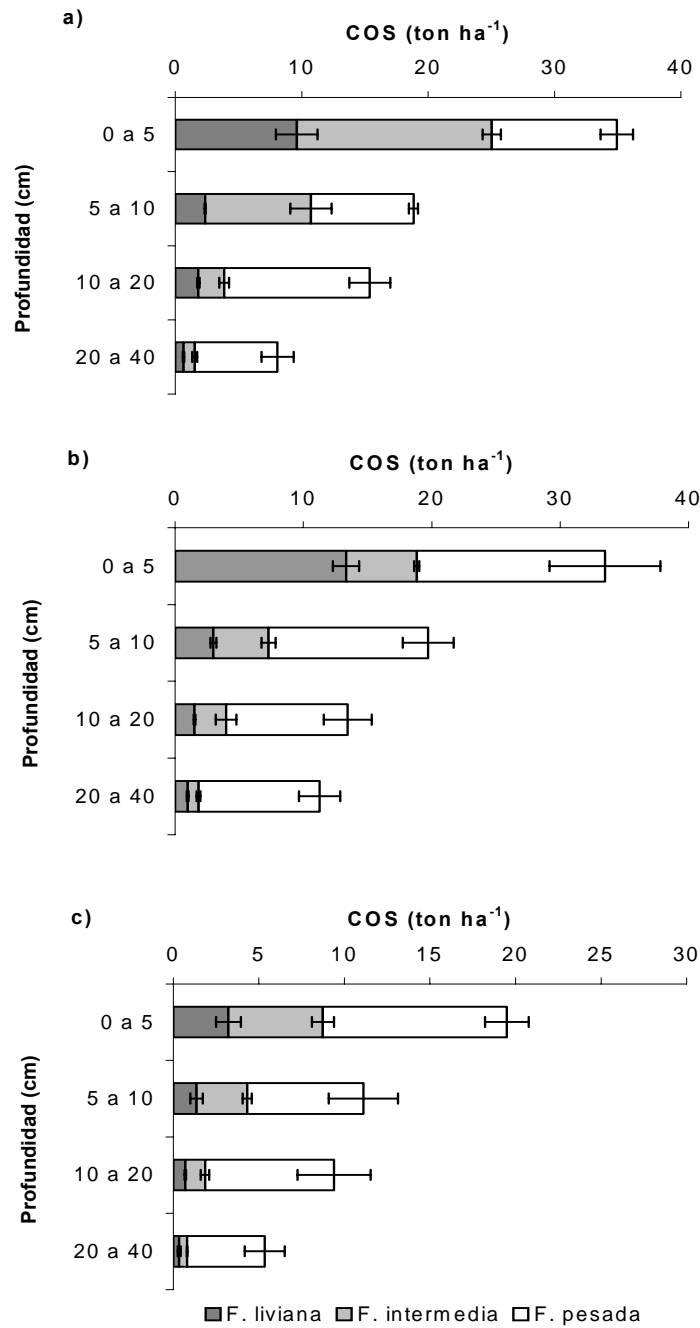
De igual manera Haynes (2005) indicó que la FL corresponde a un *pool* lábil y su permanencia en el suelo es temporal, en el cuál su tamaño y composición fluctúa dependiendo del tipo de residuo y su tasa de descomposición.

#### 4.4.3 *Contribución de cada fracción al contenido de carbono total del suelo.*

Al analizar la contribución de C que realiza cada fracción de materia orgánica al contenido de C total del suelo (Figuras 14 y 15) se puede observar que la contribución de estas fracciones varía tanto en profundidad como entre los ecosistemas. Disminuyendo la contribución de C de las fracciones FL y FI en profundidad a medida que disminuye la cobertura de espinos. Por ejemplo, para el caso de espinal denso en la primera profundidad (0-5 cm) (Figuras 14a y 15a) el aporte que realizan las fracciones al total del C del suelo es 10, 15 y 10 ton COS ha<sup>-1</sup> (FL, FI y FP respectivamente, bajo canopia) y 8, 5 y 13 ton COS ha<sup>-1</sup> (FL, FI y FP respectivamente, fuera de canopia). Esto equivale a que la FL y FI aportan en conjunto el 71 % del COS total para la condición bajo canopia y un 49 % para la condición fuera de canopia, asimismo se observó una considerable disminución en la contribución de FL y FI en profundidad, como en el caso de espinal denso a los 20-40 cm las contribuciones de FL y FI se reducen a sólo un 19% (para ambas condiciones).

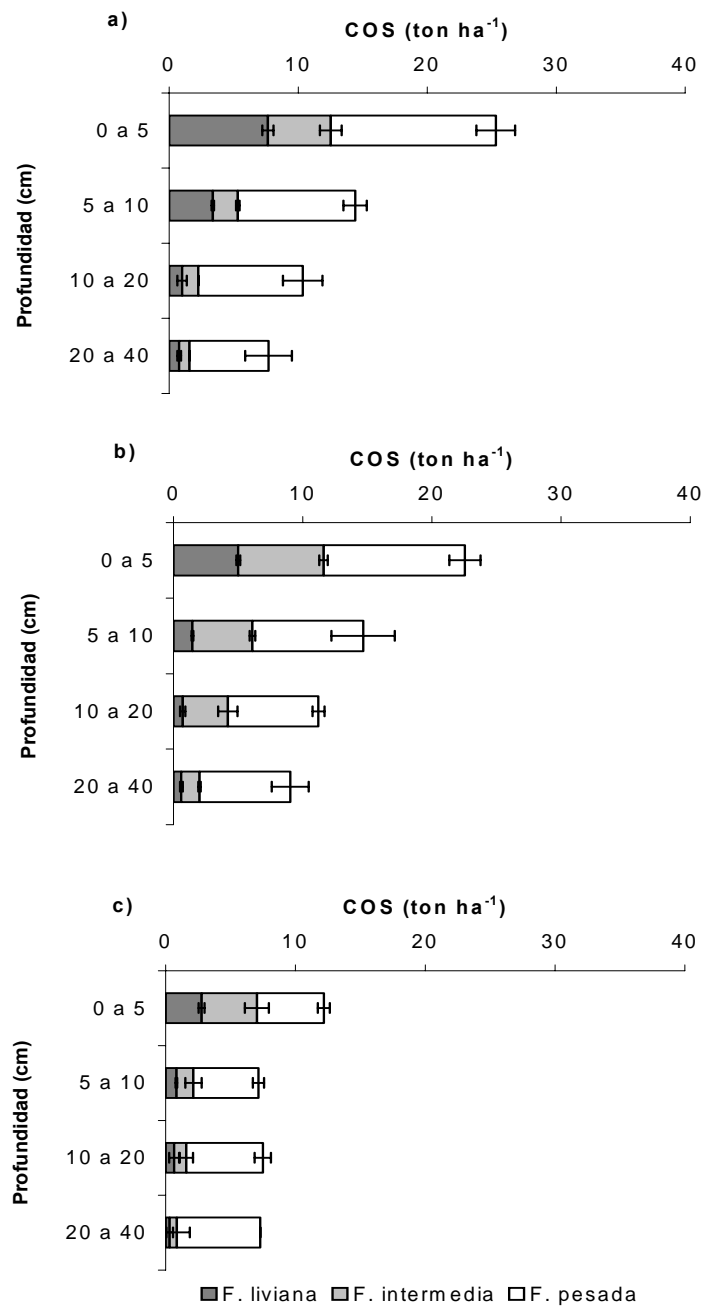
La contribución de las fracciones indican la importancia especialmente de FL en el aporte de C al suelo, a causa que con menos de un 4 % de la masa total del suelo esta fracción contribuye en aproximadamente un 30 % del carbono total del suelo.

La FP según Wander, (2004) conforma el *pool* recalcitrante de C, importante en los procesos de secuestro de C debido a que se encuentra asociada a partículas de limo y arcilla, las cuales en estos suelos representan sobre un 60 % en peso seco (Tabla 5) del total de la materia orgánica. A pesar de presentar una baja concentración de C (entre 1 a 2 % de C, disminuyendo con la profundidad, Tabla 6), su gran proporción en el suelo le permite contribuir con un 28 a 55 % de C total del suelo, incrementándose este valor en profundidad.



**Figura 14.** Contribución de COS (ton ha<sup>-1</sup>) de fracción liviana (>212 μm), fracción intermedia (212-53 μm) y fracción pesada (< 53 μm) al total del suelo, bajo de *A. caven* para a) espinal denso, b) espinal medio y c) espinal escaso. Barras de error indican el error estándar respecto al promedio (n = 3).





**Figura 15.** Contribución de COS (ton ha<sup>-1</sup>) de fracción liviana (>212 μm), fracción intermedia (212-53 μm) y fracción pesada (< 53 μm)) al total del suelo, fuera de *A. caven* para a) espinal denso, b) espinal medio y c) espinal escaso. Barras de error indican el error estándar respecto al promedio (n = 3).

## 4.5 Abundancia natural de $\delta^{13}\text{C}$

### 4.5.1 Señal isotópica del material vegetal y suelo sin fraccionamiento.

Para la determinación de abundancia natural de  $\delta^{13}\text{C}$  del material vegetal, se seleccionaron tres especies que representen la diversa vegetación que encontramos en los ecosistemas estudiados. Es así, que se seleccionó como representante de la estrata herbácea a *L. multiflorum*, ya que se encuentra en diversa proporción en todos los ecosistemas, en la estrata leñosa de los ecosistemas de espinal se consideró *A. caven* y en los ecosistemas de matorral nativo a *S. polygamus*.

La abundancia natural de  $^{13}\text{C}$  en la vegetación predominante de los ecosistemas, tanto de la parte aérea como de las raíces, se muestra en la Tabla 9. La señal isotópica de *L. multiflorum* fue de -33 ‰ en hojas y -31,8. La señal isotópica de *A. caven* fue de -28,7 ‰ en hojas y -28,4 en raíces. *S. polygamus*, presentó una señal de -28,2 ‰ en hojas y -25,9 ‰ en raíces.

**Tabla 9.** Contenido de carbono (C), nitrógeno (N) y abundancia natural de  $\delta^{13}\text{C}$  para follaje y raíces de vegetación predominante de los ecosistemas de la zona Mediterránea y del suelo sin fraccionamiento.

Muestra	C (%)	N (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
<b>Parte aérea</b>			
<i>Lolium multiflorum</i>	38,22	2,85	-33,04
<i>Acacia caven</i>	47,01	2,10	-28,69
<i>Shinus polygamus</i>	48,69	1,32	-28,21
<b>Raíces</b>			
<i>Lolium multiflorum</i>	43,12	1,77	-31,80
<i>Acacia caven</i>	42,58	0,74	-28,38
<i>Shinus polygamus</i>	43,65	0,74	-25,89
Suelo*	4,15	0,40	-28,74

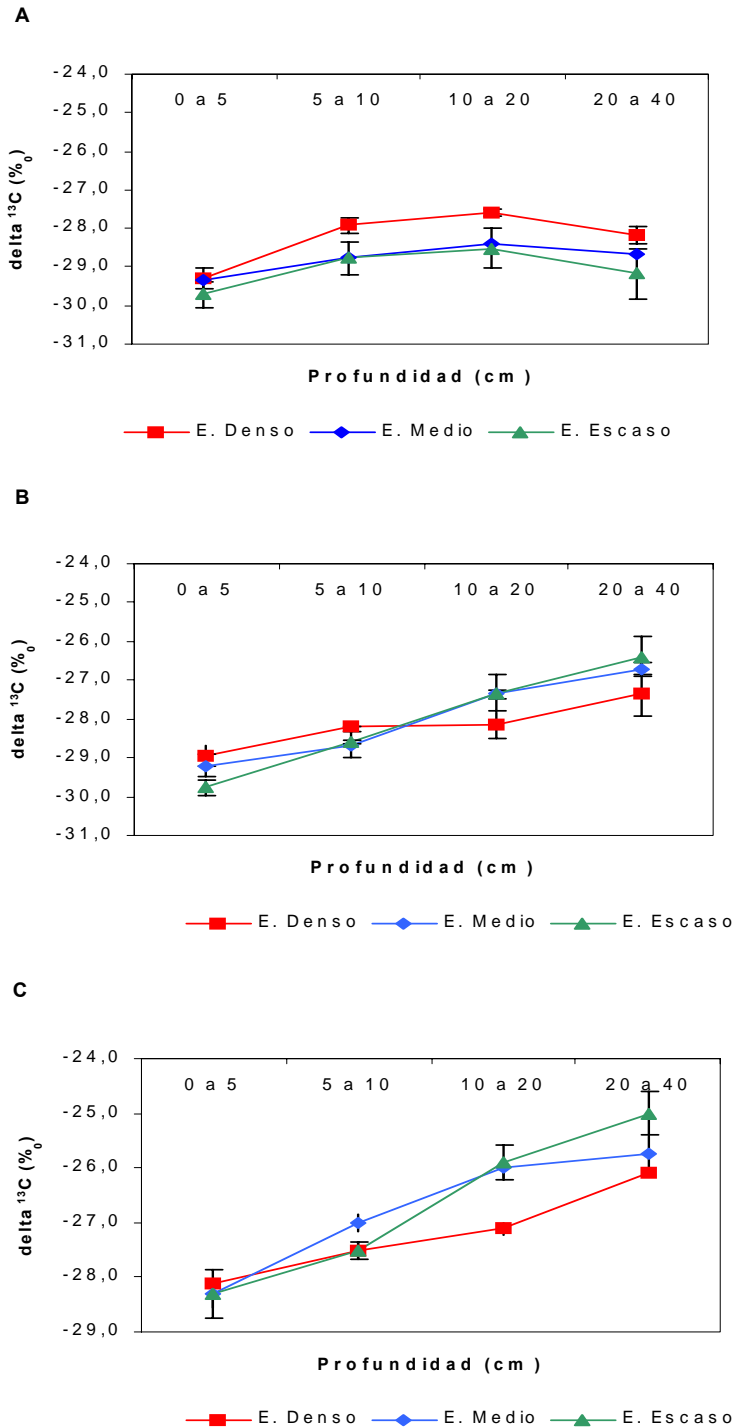
\* Suelo sin fraccionar proveniente del ecosistema de espinal denso.

La señal isotópica de la MOS del suelo sin fraccionar, corresponde al valor isotópico del material vegetal del cuál éste deriva. El suelo (Tabla 9) presentó un  $\delta^{13}\text{C}$  de -28.74 ‰, valor que se encuentra en el rango descrito para suelos bajo vegetación  $\text{C}_3$ , indicando que la vegetación que ha cubierto estos suelos a través el tiempo, ha sido sólo este tipo de vegetación, siendo este valor mas cercano al valor de la señal isotópica del espino (-28,69 ‰) que de *L.multiflorum* (-33,04 ‰). La mayor contribución del C orgánico del suelo en estos ecosistemas se produce por el ingreso de residuos de *A. caven*.

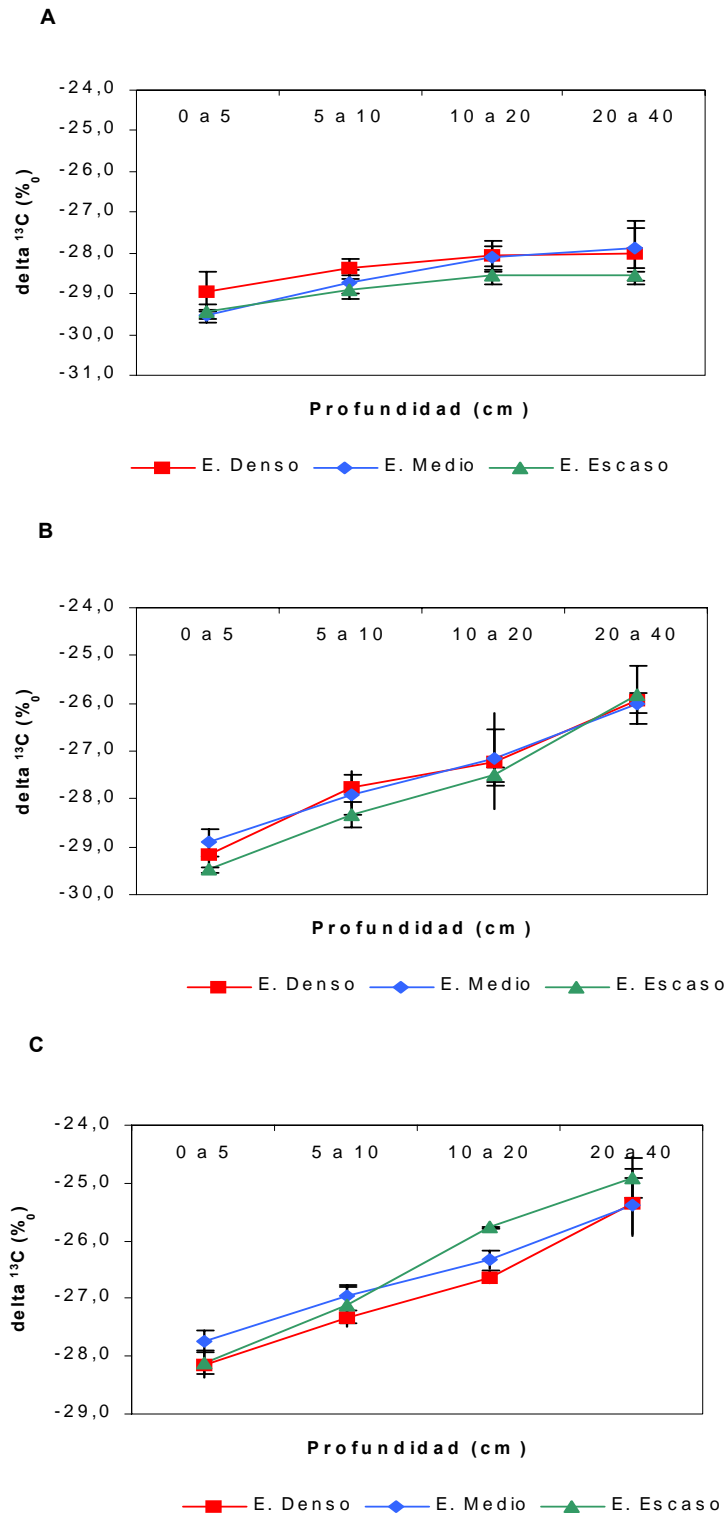
#### 4.5.2 Abundancia natural de $^{13}\text{C}$ en las fracciones de COS.

Los valores de abundancia natural de  $^{13}\text{C}$  observados en las fracciones de COS para los primeros 5 cm de profundidad (Figuras 16 y 17) corresponden a valores muy cercanos a los obtenidos del material vegetal, variando levemente entre dichas fracciones. La FL, FI y FP no presentaron variaciones entre ambas condiciones (bajo y fuera de canopia) lo que indica que las especies vegetales que se desarrollan fuera de la canopia son las mismas o poseen la misma señal isotópica que bajo canopia.

En general, la abundancia natural de  $^{13}\text{C}$  para los distintos ecosistemas y fracciones de COS (Figuras 16 y 17) presenta un enriquecimiento de  $^{13}\text{C}$  en profundidad. Siendo principalmente de las fracciones FI y FP en ambas condiciones (bajo y fuera de canopia) las más enriquecidas; en cambio FL presenta un leve enriquecimiento hasta los 10-20 cm de profundidad para luego comenzar a disminuir.



**Figura 16.** Abundancia natural de  $^{13}\text{C}$  en profundidad en los ecosistemas de espinal, bajo de *A. caven* para a) fracción liviana ( $>212\ \mu\text{m}$ ), b) fracción intermedia ( $212\text{-}53\ \mu\text{m}$ ) y c) fracción pesada ( $<53\ \mu\text{m}$ ). Barras de error indican desviación estándar ( $n = 3$ ).



**Figura 17.** Abundancia natural de  $^{13}\text{C}$  en profundidad en los ecosistemas de espinal, fuera de *A. cavens* para a) fracción liviana ( $>212\ \mu\text{m}$ ), b) fracción intermedia ( $212\text{-}53\ \mu\text{m}$ ) y c) fracción pesada ( $<53\ \mu\text{m}$ ). Barras de error indican desviación estándar ( $n = 3$ ).

El enriquecimiento de la señal de  $\delta^{13}\text{C}$  en profundidad (Figuras 16 y 17), obtenidos en estos suelos concuerdan con los resultados obtenidos sobre la razón C/N de cada fracción de suelo en profundidad (Tabla 7), lo cuál se atribuyó a lo planteado por Accoe *et al.*, (2002a, 2002b) quienes describieron un aumento de la contribución de  $^{13}\text{C}$  enriquecido microbiológicamente, debido al proceso de discriminación isotópica por parte de la biomasa microbiana en los procesos de degradación. La biomasa microbiana al metabolizar la materia orgánica, prefiere moléculas agotadas en  $^{13}\text{C}$  para procesos de respiración, en cambio moléculas enriquecidas con  $^{13}\text{C}$  son destinadas para la producción de biomasa y productos finales de su metabolismo. Resultados similares fueron informados por Zagal y Espinoza (2005) en un Ultisol y Andisol de la VIII región con diferentes manejos de residuos.

El enriquecimiento de  $^{13}\text{C}$  en profundidad se ha informado que ocurre en los primeros 40 cm del perfil, quedando en evidencia al observar las señales  $\delta^{13}\text{C}$  obtenidas desde las fracciones FI y FP de materia orgánica, pero no en FL.

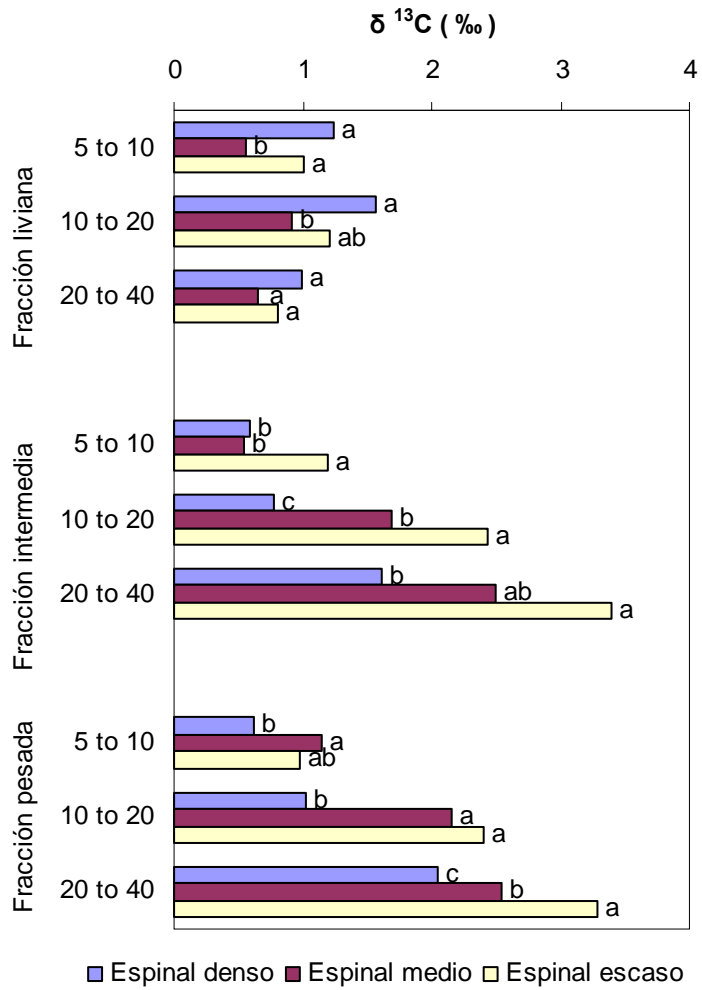
En el caso de FL éste no presentó enriquecimientos de  $^{13}\text{C}$  en profundidad o entre los ecosistemas (bajo canopia), indicando que su señal corresponde al tipo de material vegetal del cuál derivan, teniendo en los primeros 10 cm de profundidad un valor de -29,0 ‰ siendo mas cercano al valor informado para la parte aérea de las especies predominantes y -28,4 ‰ entre 10 a 40 cm, correspondiente a la señal de las raíces de todas las especies presentes predominantes en los ecosistemas de espinal. Resultados similares obtuvieron Lobe *et al.*, (2005) quienes indicaron un enriquecimiento de la señal de  $^{13}\text{C}$  para fracciones a medida que disminuía el tamaño de la partícula del suelo, encontrando un mayor grado de degradación en las fracciones de COS complejo a las arcillas y menor grado a C asociado a arenas.

Existen evidencias de que esta dinámica del fraccionamiento isotópico no ocurre en todos los tipos de suelo. Krull y Skjemstad (2003) al estudiar un Oxisol encontraron un enriquecimiento en los primeros 35 cm para luego observar una drástica disminución en la señal isotópica, en cambio al estudiar dos suelos Vertisoles observaron disminuciones de  $\delta^{13}\text{C}$  desde -24 a -26 ‰ a los 3 m de profundidad; este hecho fue atribuido a que el fraccionamiento realizado por organismos heterótrofos no ocurre en todos los tipos de suelo y en todas las

condiciones ambientales, y estaría mediado por el drenaje de los suelos, características químicas del suelo como pH y el tipo de mineral inorgánico predominante. Huygens *et al.*, (2005) al estudiar la abundancia natural de  $^{13}\text{C}$  en diferentes fracciones de COS en un Andisol del sur de Chile, determinó que no se produjo enriquecimiento de  $^{13}\text{C}$  en profundidad como tampoco en las fracciones de COS, determinando que las diferentes fracciones de C presentaron el mismo grado de descomposición microbiana, lo cuál lo atribuyeron a que el complejo humus-metal no es el principal agente enlazante de agregados de suelos, siendo la estabilidad de los agregados el resultado de atracciones electrostáticas entre óxidos de Al y minerales de arcilla, teniendo la materia orgánica una menor importancia.

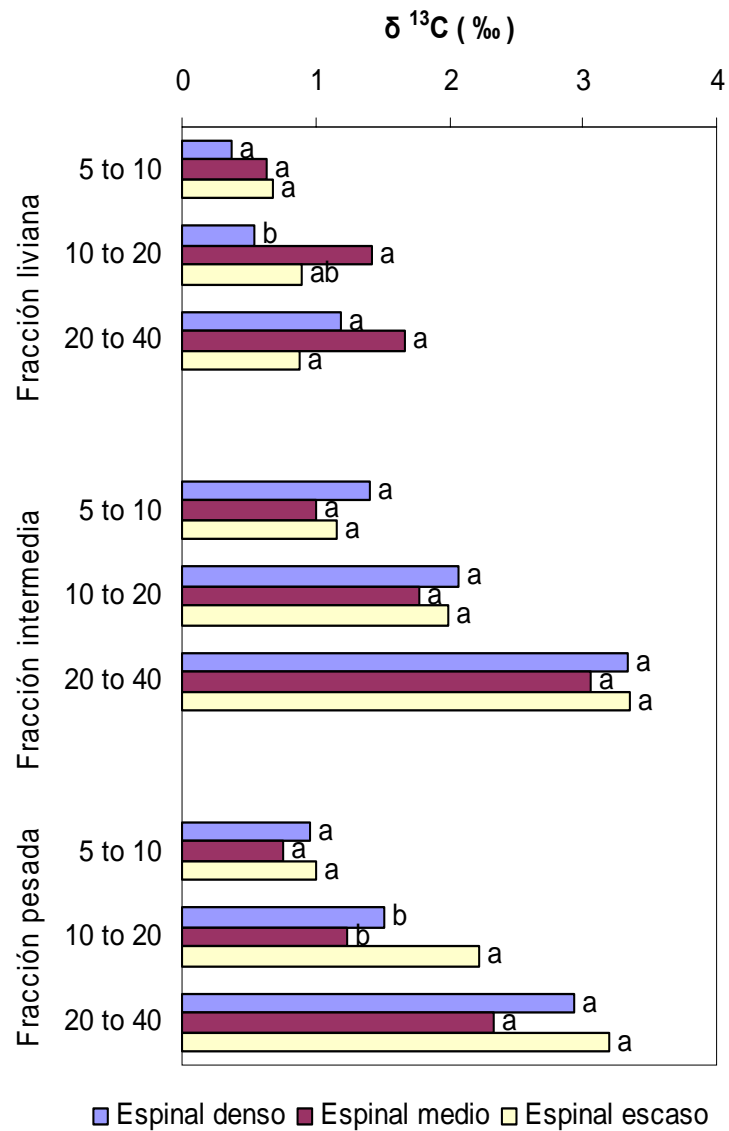
Al analizar los suelos bajo la canopia de *A. caven* (Figura 18), fue posible determinar un incremento en el enriquecimiento en profundidad de FI desde espinal escaso > espinal medio > espinal denso, siendo significativamente mayor ( $p \leq 0,05$ ) el enriquecimiento de  $\delta^{13}\text{C}$  obtenido en espinal escaso, igual situación fue observada para FP donde el mayor enriquecimiento se obtuvo en espinal escaso. En cambio, para la condición fuera de canopia (Figura 19) los enriquecimientos de  $\delta^{13}\text{C}$  en profundidad fueron similares entre los ecosistemas sin encontrarse diferencia significativa entre ellos. Estos resultados indican que el espinal escaso presentó mayores enriquecimientos de FI y FP que los otros dos ecosistemas bajo de *A. caven*.

Las fracciones de COS presentaron distintos grados de descomposición microbiana, observándose que en profundidad aumenta el  $^{13}\text{C}$ , debido a que la materia orgánica se ha incorporado a los distintos tamaños de partículas del suelo (Figura 18 y 19), siendo la fracción FP y FI las que presentaron mayor grado de estabilización por organismos descomponedores que FL. Los resultados de enriquecimiento de la señal  $\delta^{13}\text{C}$  en profundidad para las fracciones de materia orgánica, permite complementar lo indicado por Accoe *et al.*, (2002b), quien postuló la señal isotópica  $\delta^{13}\text{C}$  como un indicador de la calidad de la MOS a diferentes profundidades en el perfil del suelo, señalando con esta investigación que este proceso ocurrió en las fracciones de materia orgánica asociadas a microagregados de mayor (212-53  $\mu\text{m}$ ) y menor tamaño (<53  $\mu\text{m}$ ) y no para el caso de la FL.



**Figura 18.** Enriquecimiento de la señal  $\delta^{13}\text{C}$  en ecosistemas de la zona Mediterránea bajo de *A. caven*, para fracción liviana (FL), fracción intermedia (FI) y fracción pesada (FP). Letras distintas indican diferencia significativa entre ecosistemas, según Test de Tukey ( $p \leq 0,05$ ).





**Figura 19.** Enriquecimiento de la señal  $\delta^{13}\text{C}$  en ecosistemas de la zona Mediterránea fuera de *A. caven*, para fracción liviana (FL), fracción intermedia (FI) y fracción pesada (FP). Letras distintas indican diferencia significativa entre ecosistemas, según Test de Tukey ( $p \leq 0,05$ ).

La FP presentó un mayor grado de descomposición microbiana y por lo tanto mayor polimerización, lo cuál le confiere un tiempo de residencia en el suelo más prolongado, comparada con FI y FL, las cuales presentarían tasas de renovación mas rápidas a través del tiempo. Dicha situación fue analizada por Monreal *et al.*, (1997) quienes encontraron por medio de abundancia natural de  $^{13}\text{C}$ , una vida media para el C asociado a microagregados (250-50  $\mu\text{m}$ ) de 61 años, en cambio para C de microagregados mas finos (< 50  $\mu\text{m}$ ) una vida media de 275 años.

La mayor dinámica de la materia orgánica obtenida en la FI, se puede atribuir a lo señalado por Monreal *et al.*, (1997) quienes indican que organizaciones estructurales de mayor tamaño como los macroagregados (> 250  $\mu\text{m}$ ) y microagregados intermedios (250-50  $\mu\text{m}$ ) son asociados con una pequeña pero catabólicamente activa población de microorganismos del suelo, en comparación con los tamaños de partículas inferiores a 53  $\mu\text{m}$  en los cuales los microorganismos se encuentran en condiciones anaerobias.

Se señala que esta estabilización fisico-química que se produce en los microagregados del suelo dependerá de cada constituyente del componente mineral, es así que Monreal y Kodama (1997) encontraron que la estabilización del C se relacionó positivamente con esmectita ( $r = 0,83$ ), vermiculita ( $r = 0,70$ ) y clorita ( $r = 0,67$ ), en cambio no fue asociada al contenido total de arcilla ( $r = -0,8$ ).

## **4.6 Características químicas de las fracciones físicas de la materia orgánica**

### *4.6.1 Análisis por espectroscopia infra-roja.*

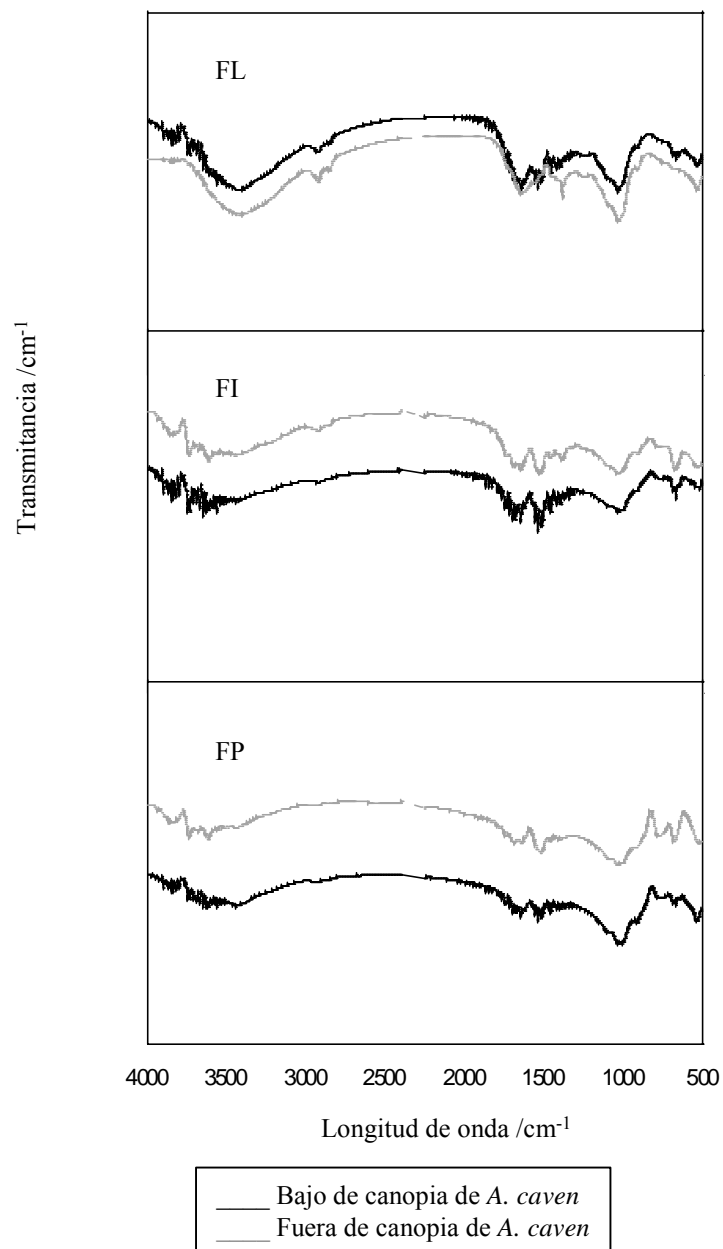
Para el análisis espectroscópico fueron considerados los suelos de los ecosistemas de espinal denso y espinal escaso, debido a que ellos representan las situaciones extremas (mayor y menor cobertura arbórea, respectivamente).

La interpretación de los datos se basaron según lo informado por Stevenson, (1994) y Celi *et al.*, (1997). Los espectros infra-rojo de las fracciones físicas de la materia orgánica donde se

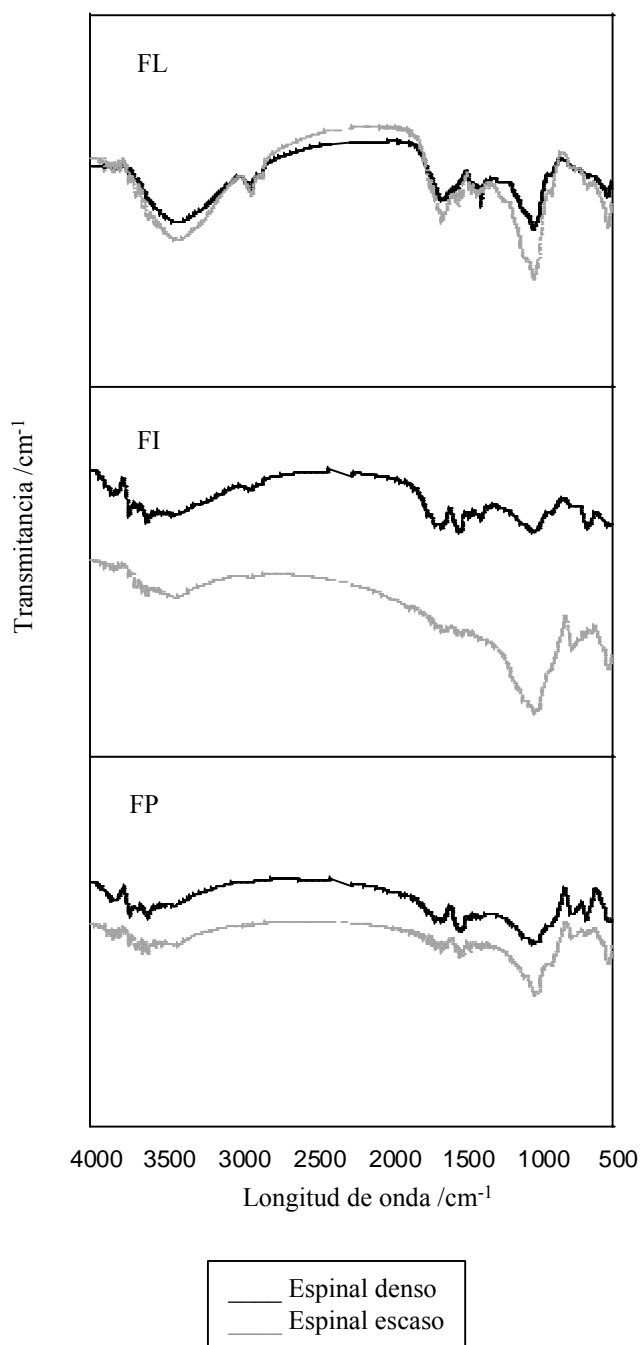
compararon ambas condiciones (bajo y fuera de canopia) se encuentran en la Figura 20, la comparación entre ecosistemas se encuentra en la Figura 21 y el análisis de cada fracción en el perfil de suelo se observa en las Figuras 22, 23 y 24, respectivamente.

En general, en las Figuras 20 y 21 se observaron las siguientes señales en la MOS de las distintas fracciones estudiadas: una banda amplia alrededor de los 3450 a 3090  $\text{cm}^{-1}$  (H enlazado a grupos -OH), un hombro a 3090  $\text{cm}^{-1}$  (vibración de alargamiento de C-H aromático), señales a 1720-1710  $\text{cm}^{-1}$  (alargamiento de C-O de C=O y COOH), una señal pronunciado a 1620-1600  $\text{cm}^{-1}$  (alargamiento de C-O de COO<sup>-</sup>), señales de menor intensidad a 1512  $\text{cm}^{-1}$  (C=C de anillos aromáticos), una intensa y amplia banda a 1160-1150  $\text{cm}^{-1}$  (C-alifático, alargamiento de C-OH o C-O de fenoles y/o grupos alcohólicos -OH).

Las fracciones de materia orgánica muestran una fuerte variación en la intensidad de las diversas bandas (Figuras 20 y 21), por ejemplo la FL tiene mayor intensidad en la región 3.600–3.000  $\text{cm}^{-1}$ , zona de grupos -OH, lo que nos permite inferir que la FL presenta mayor contenido de grupos hidroxilos en su estructura, en comparación con las otras dos fracciones, las cuales presentan una baja intensidad en esta región.



**Figura 20.** Espectro infra-rojo para fracción liviana (>212  $\mu\text{m}$ ), fracción intermedia (212-53  $\mu\text{m}$ ) y fracción pesada (< 53  $\mu\text{m}$ ), bajo y fuera de *A. caven*.

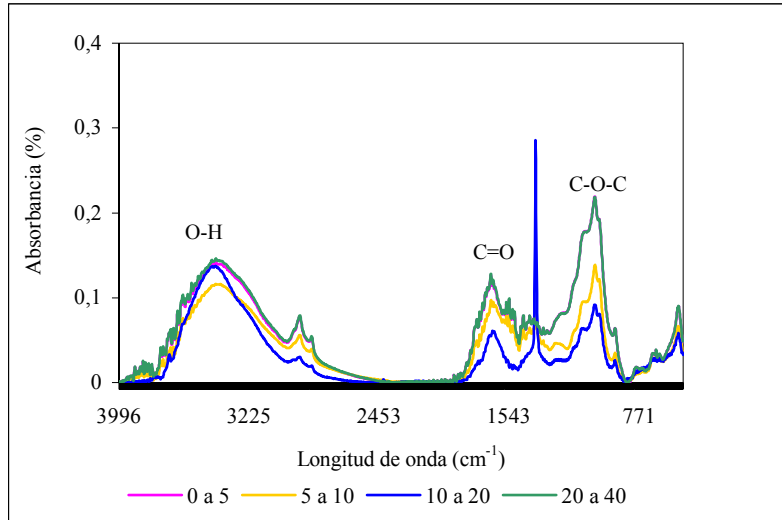


**Figura 21.** Espectro infra-rojo para fracción liviana ( $>212 \mu\text{m}$ ), fracción intermedia ( $212\text{-}53 \mu\text{m}$ ) y fracción pesada ( $< 53 \mu\text{m}$ ) para los ecosistemas de espinal denso y espinal escaso.

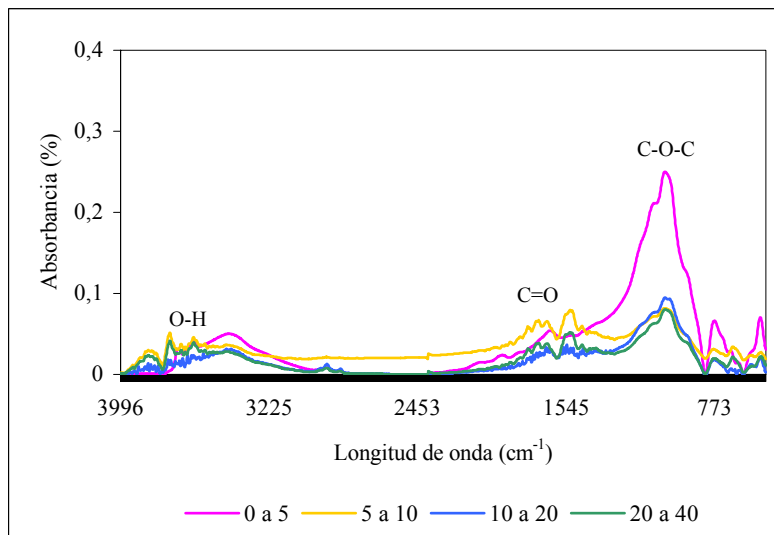
Cuando se compara el espectro de FL, FI y FP (Figura 20) es posible observar que la FL presenta mayor intensidad en la señal en la región de grupos C=O (1720-1710 y 1620-1600  $\text{cm}^{-1}$ ), correspondiendo a grupos carboxílicos (Celi *et al.*, 1997), seguido por FI y FP en orden consecutivo. Esto indica que FL tiene mas grupos carboxílicos en su estructura lo que le otorga mayor reactividad a la molécula comparándola con FI y FP, debido a que la presencia de grupos C=O (parte de grupos carboxílicos) tiene relación con la capacidad de intercambio catiónica (CIC) (Celi *et al.*, 1997; Ellerbrock *et al.*, 2001).

El espectro infra-rojo tanto bajo como fuera de *A. caven* (Figura 20) muestran las mismas señales e intensidades, indicando que no existen diferencias en las características para estas dos condiciones de suelo estudiadas.

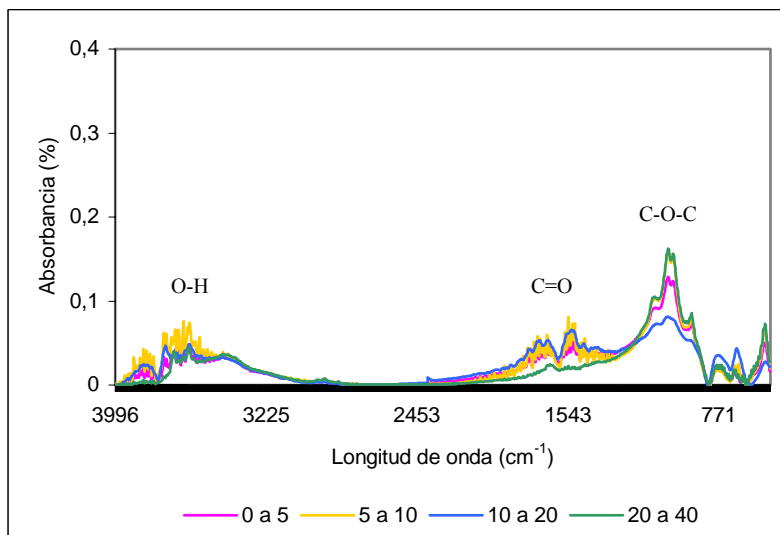
En el análisis de acuerdo de las fracciones de materia orgánica proveniente desde espinal denso y espinal escaso (Figura 21) es posible determinar que éstas presentan las mismas señales, pero varían en intensidad, especialmente en la región 1160-1150  $\text{cm}^{-1}$ . Esto nos indica que el C orgánico del espinal escaso tiene mas grupos alifáticos, OH de fenoles y/o de alcoholes, lo que nos permite determinar que las diferentes coberturas de *A. caven* influyen en la composición de la materia orgánica. Wattel-Koekkoek *et al.*, (2003) y Ellerbrock y Kaiser, (2005) han encontrado que la composición estructural y grado de polimerización de las distintas fracciones de materia orgánica depende además de otros factores como la composición mineralógica del suelo y las condiciones climáticas de la zona.



**Figura 22.** Espectro infra-rojo para fracción liviana ( $> 212 \mu\text{m}$ ) a 0-5, 5-10, 10-20 y 20-40 cm de profundidad.



**Figura 23.** Espectro infra-rojo para fracción intermedia ( $212\text{-}53 \mu\text{m}$ ) a 0-5, 5-10, 10-20 y 20-40 cm de profundidad.



**Figura 24.** Espectro infra-rojo para fracción pesada (< 53  $\mu\text{m}$ ) a 0-5, 5-10, 10-20 y 20-40 cm de profundidad.

Los espectros infra-rojo en profundidad (Figura 22, 23 y 24) indican que la señal para FL, FI y FP es mucho mayor a los 0-5 cm, seguido por 5-10, 10-20 y 20-40 cm. En el espectro de FP las señales en las diferentes profundidades fue muy similar con mínimas variaciones, esto indica que la composición en profundidad es más estable. El espectro de FL para 10-20 cm de profundidad presenta una señal de alta intensidad a los  $1390\text{ cm}^{-1}$  correspondiendo a sales de COOH (Tan, 1996).

Los resultados de los espectros infra-rojo permiten determinar que las fracciones de C presentan diferencias en su estructura, lo que les otorga distinto grado de polimerización en el suelo, siendo las fracciones asociadas a microagregados o enlazadas a los minerales del suelo menos reactivas, al poseer menos grupos  $-\text{COOH}$  y  $-\text{OH}$  que la FL, lo que les confiere una mayor estabilidad. Resultados similares encontraron Ellerbrock y Kaiser (2005) quienes mediante espectro infra-rojo determinaron una mayor estabilidad de las fracciones de materia orgánica enlazadas a minerales y complejos humus-metal.

La información obtenida mediante espectroscopia infra-roja complementa la información obtenida mediante abundancia natural de  $^{13}\text{C}$ , dado que la mayor estabilidad de las fracciones



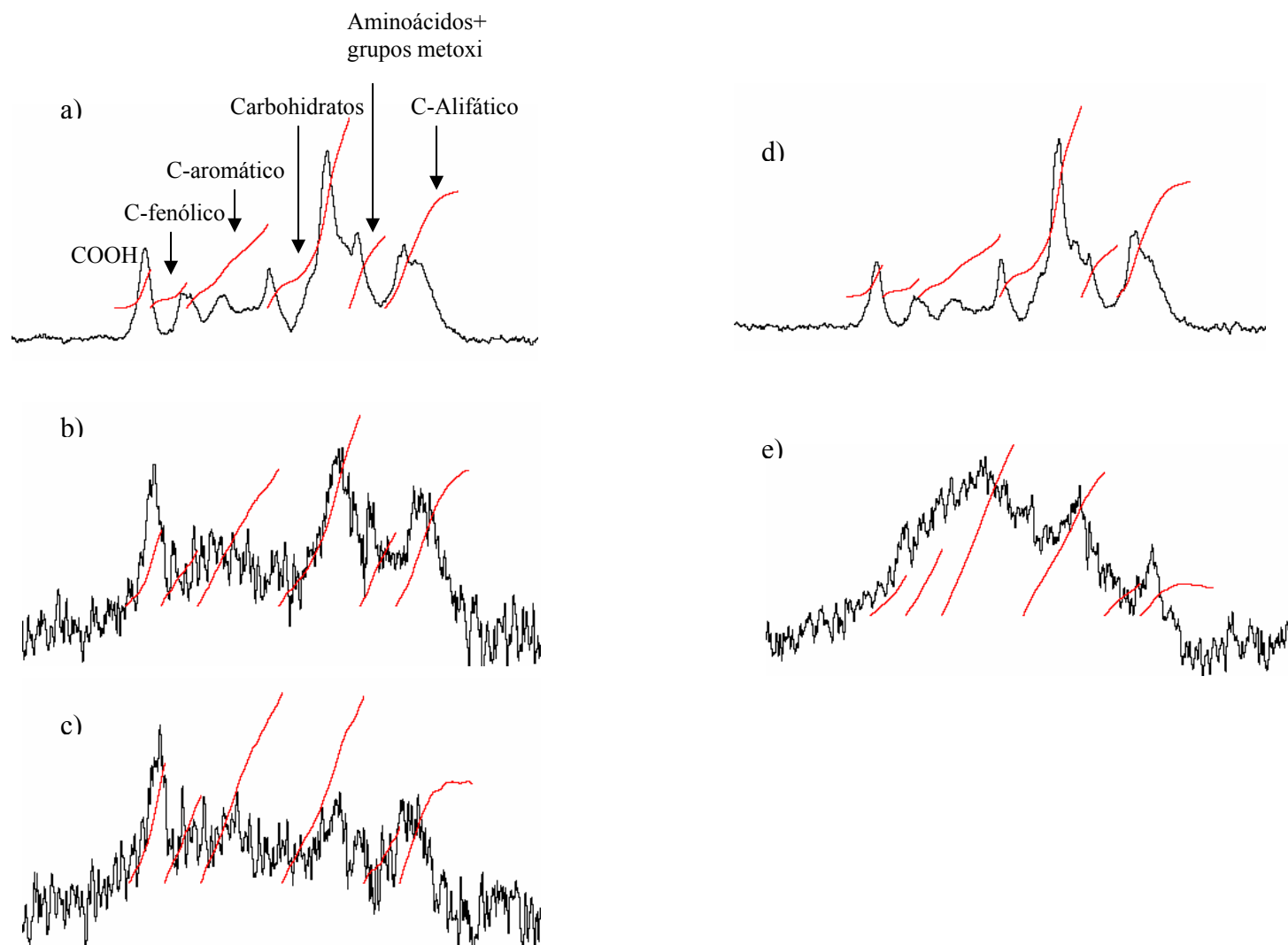
FI y FP va acompañada de un mayor grado de degradación microbiana que ha sufrido la molécula orgánica (Figura 18 y 19).

El espectro FT-IR permitió hacer una selección de los suelos con los cuales se continuó el estudio posteriores sobre la caracterización de las fracciones de C, excluyendo el análisis bajo y fuera de canopia, debido a los similares espectros obtenidos.

#### 4.6.2 *Análisis por espectroscopía RMN de $^{13}\text{C}$ en estado sólido*

El espectro  $^{13}\text{C}$ -RMN de cada fracción física de MOS es mostrada en la Figura 25 y la distribución de cada tipo de C se encuentran en la Tabla 10.

El espectro de FL (Figura 25a y 25d) fue claro, permitiendo comparar la FL desde dos ecosistemas elegidos anteriormente (espinal denso y espinal escaso), mostrando similares distribución de grupos, siendo suavemente superior la aromaticidad de FL de espinal escaso (28,5 %) comparada a la aromaticidad de FL de espinal denso con 25,5 %.



**Figura 25.** Espectro de resonancia magnética nuclear de  $^{13}\text{C}$  en estado sólido obtenido para a) fracción liviana desde espinal denso; b) fracción intermedia desde espinal denso; c) fracción pesada desde espinal denso; d) fracción liviana desde espinal escaso y e) fracción intermedia desde espinal escaso.

**Tabla 10.** Distribución (%) de grupos de carbono obtenido desde fracciones de materia orgánica por resonancia magnética nuclear de  $^{13}\text{C}$  en estado sólido.

Ecosistema	Fracción	1	2	3	4	5	6	7
Espinal denso	FL	20,5	12,8	32,3	19,5	6,7	8,2	28,5
	FI	20,3	11,0	28,5	20,6	8,2	11,3	32,5
	FP	13,5	7,6	25,2	25,7	11,8	16,3	44,8
Espinal escaso	FL	21,8	10,6	34,6	16,5	6,4	10,1	25,5
	FI	15,5	6,0	21,5	28,9	14,1	14,1	50,0

- 1 = 0-40 ppm = C- alquilo  
 2 = 41-60 ppm = C- O alquilo y C- aminoácidos  
 3 = 61-105 ppm = C- carbohidratos  
 4 = 106-150 ppm = C- aromático  
 5 = 151-170 ppm = C- fenólico  
 6 = 171-190 ppm = C- carboxílico  
 7 = Aromaticidad

El espectro de FI y FP (Figura 25b, 25c y 25e) y la distribución de los grupos de C (Tabla 10), permitió observar una disminución de C alquilo (21 % en FL a 14 % en FP), O-alquilo (13 % en FL a 8 % FP), C-carbohidratos (32 % en FL a 25 % en FP) e incrementos de C- aromático (20 % en FL a 26 % en FP), C- fenólico (7 % en FL a 12 % en FP), C-carboxílico (8 % en FL a 16 % en FP) y aromaticidad (29 % en FL a 45 % en FP) los valores indicados corresponden a E. denso. La FI presentó valores intermedios a FL y FP respecto a la distribución de grupos.

El espectro de FP del espinal escaso no fue posible de obtener debido al bajo contenido de C que presentaba esta fracción, por lo que no fue posible obtener su espectro mediante esta técnica.

Las distorsiones observadas en los espectros de las fracciones FI y FP (Figura 25b, 25c, 25e) con una consecuente baja señal se puede atribuir a las limitaciones que presenta esta técnica de acuerdo a lo planteado por Stevenson y Cole, (1999b), quienes indican que la calidad del espectro disminuye a medida que se tiene un suelo con una baja concentración de C y a la vez éste tiene una baja abundancia natural de  $^{13}\text{C}$  (1,1 % del C total). Además se atribuyen las distorsiones a la presencia de materiales paramagnéticos como  $\text{Fe}^{+3}$ .

Las distorsiones en la señal del espectro no impidieron analizar cuantitativamente las fracciones, dado que autores como Monreal *et al.*, (1995) caracterizaron por CPMAS  $^{13}\text{C}$ -RMN y Py-FIMS las fracciones físicas de COS en un suelo Gleysol y determinaron que el pre-tratamiento de las muestras de suelo con  $\text{SnCl}_2$  y  $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$  disminuyó la susceptibilidad magnética y mejoro cualitativamente el espectro RMN, pero resulto en una pérdida de mas de un 20% del COS y mediante un balance de masas demostró que potenciales errores causados por la integración del espectro con una baja relación señal-ruido de un espectro sin un pre-tratamiento, es aceptable y los resultados obtenidos no afectan la cuantificación. Además, Schmidt y Gleixner, (2005) indicaron que los tratamientos para reducir el contenido de material paramagnético de las muestras con ácido fluorhídrico, disuelve significantes proporciones de materia orgánica fresca, soluble, biomasa microbiana y carbohidratos, al detectar que la señal isotópica del material perdido contiene entre un 1-2 % mas de  $^{13}\text{C}$  que la materia orgánica inicial.

Los resultados de CPMAS  $^{13}\text{C}$ -RMN de esta investigación, indican una naturaleza menos aromática de FL comparada a las otras dos fracciones, presentando mayor cantidad de compuestos alifáticos y carbohidratos, permitiendo confirmar que la FL es una fracción de C mas joven con un menor grado de descomposición microbiana. Por otra parte, la FI presenta valores de alifaticidad y aromaticidad intermedio a las otras dos fracciones y la FP presenta los menores contenidos de compuestos alifáticos y por lo tanto mayor grado de aromaticidad, dando cuenta que las tres fracciones poseen distinto grado de descomposición microbiana, lo que les otorga distintas características (reactividad) y funciones estructurales en el suelo. Esto concuerda con Gregorich *et al.*, (1996b), quien confirma que la FI es una fracción mas descompuesta que la FL, debido a que por medio de espectrometría de masas (Py-FIMS) encontró pocos monómeros de lignina, dímeros, lípidos y componentes alquilo aromáticos en la fracción de materia orgánica asociada a arenas (homologable a FI) comparada a FL y por medio de  $^{13}\text{C}$ -NMR indicó esta fracción contiene relativamente menos cantidades de carbohidratos y componentes alifáticos, con un mayor grado de aromaticidad, al igual que en la presente investigación.

La gran fluctuación en el porcentaje de aromaticidad encontrada en FI, la cuál varió desde un 32,5 a 50 % desde espinal denso a espinal escaso se puede atribuir a que en esta fracción se incluyen materiales orgánicos en diversos grados de degradación, lo que le otorga la posibilidad de presentar características intermedias entre los residuos frescos y los mas descompuestos, ya que según lo indicado por Baldock y Nelson, (2000) quienes obtuvieron que en fracciones de materia orgánica colectadas sobre la base de un fraccionamiento físico, los materiales orgánicos humificados enlazados fuertemente a partículas inorgánicas y material orgánico fresco sobre la superficie de partículas minerales, pueden ser retenidos sobre tamices e incluirse en la fracción de materia orgánica enlazada a minerales de mayor tamaño (arenas); siendo este material mas descompuesto y humificado que las materia orgánica que se encuentra libre como la FL (Haynes, 2005).

Es importante tener presente lo indicado por Schnitzer *et al.*, (2006) quienes al comparar suelos vírgenes contra suelos con diferentes intensidades de cultivados, concluyeron que mediante el cultivo de los suelos se produce la degradación de C-alifático relativo a C-

aromático, sugiriendo que las labores de cultivo originan además de una pérdida de la materia orgánica, un residuo orgánico menos volátil, favoreciendo la formación de materia orgánica de mayor peso molecular. Lo que permitiría explicar lo encontrado en esta investigación en el espinal escaso, el cuál presenta una mayor intensidad de uso, donde debido a las labores agrícolas se favoreció la formación de compuestos orgánicos mas estabilizados, con una mayor proporción de C-aromático.

Existen antecedentes que la materia orgánica complejada con arcillas presenta predominio de productos microbianos, y la materia orgánica complejada a limo es rica en residuos aromáticos derivado desde plantas, es así que Christensen, (1996, 2000) encontró diversas señales en el espectro  $^{13}\text{C}$ -RMN obtenido para fracciones intermedias de materia orgánica, con similares bandas al obtenido desde el material vegetal, en cambio en materia orgánica asociada a estructuras mas finas el proceso de descomposición microbiano produce ácidos diaminopimelicos, amino-azúcares, ácidos tectoico y otros derivados de azúcares microbianos, los que proporcionan un mayor contenido de C-microbiano en las arcillas que en complejos orgánicos de mayor tamaño.

Baldock *et al.*, (1992) cuando comparó diversos suelos Molisol, Andisol y Oxisol en diferentes tamaños de partículas, indicó que el mayor contenido de carbono carboxílico y aromático se encontraba en las fracciones intermedia y fina, probablemente debido a la preservación selectiva y/o síntesis in situ de éstos compuestos, en cambio compuestos de O-alquilo fueron descompuesto rápidamente y asimilado en varios productos microbianos o perdidos a través de la mineralización a dióxido de carbono, lo que indica su facilidad de mineralización.

La disminución de C-alquilo (Tabla 10) desde FL (20,5 %), FI (20,3 %) a FP (13,5 %), permite concluir que la descomposición microbiana se produce en la siguiente vía FL → FI → FP, siendo posible explicarlo mediante el modelo de descomposición oxidativa del material de plantas en los suelos minerales propuesto por Baldock *et al.*, (1992) quien dice que la descomposición de la materia orgánica sigue un *continuum* desde residuos frescos en fracciones de mayor tamaño de partículas (> 20  $\mu\text{m}$  diámetro) a residuos degradados en las

fracciones mas finas ( $< 2 \mu\text{m}$  diámetro), descomponiéndose primero los carbohidratos y proteínas, con la preservación de estructuras orgánicas mas recalcitrantes como C-alquilo (polimetileno). Esto es confirmado con los valores de aromaticidad obtenidos en esta investigación para FL (29 %), FI (33 %) y FP (45 %) en el espinal denso.

#### **4.7 Análisis de ácidos húmicos extraídos desde las fracciones de carbono orgánico del suelo.**

##### *4.7.1 Análisis por espectroscopia UV-Vis.*

La absorbancia de los ácidos húmicos en luz ultravioleta-visible es atribuido a la distribución de dobles enlaces conjugados en la estructura lo cuál se correlaciona con el grado de humificación (Stevenson, 1982). La razón de absorbancia a 465 y 665 nm, es frecuentemente usada para la caracterización de sustancias húmicas, siendo independiente de la concentración del material húmico. Las sustancias húmicas generalmente presentan una fuerte absorbancia en el rango UV-Vis (desde 190 a 800 nm), particularmente en la región UV, a causa de la presencia de cromóforos aromáticos y/o otros componentes (Schnitzer y Khan, 1972, Gu *et al.*, 1995).

El análisis de la razón  $E_4/E_6$  nos da cuenta del grado de aromaticidad o alifaticidad de la molécula orgánica. En este estudio se obtuvieron valores relativamente altos para los ácidos húmicos extraídos de cada fracción física de materia orgánica, indicando que son moléculas de menor tamaño molecular y con un bajo grado de aromaticidad, dado que los valores de la razón  $E_4/E_6$  fluctúan entre un 5 a 7,5 (Tabla 11). Presentando leves variaciones entre los ácidos húmicos de las fracciones FL, FI y FP, y entre ambas condiciones (bajo y fuera de canopia).

**Tabla 11.** Razón de absorbancia ultravioleta-visible a 465 y 665 nm ( $E_4/E_6$ ) de ácidos húmicos, bajo y fuera de *A. caven*. Promedio  $\pm$  desviación estándar (n = 3).

Ecosistema	Dosel	Suelo*	FL	FI	FP
Matorral nativo	Bajo	5,56 $\pm$ 0,01	5,61 $\pm$ 0,00	5,27 $\pm$ 0,85	5,46 $\pm$ 0,20
	Fuera	6,70 $\pm$ 0,95	7,28 $\pm$ 0,00	7,41 $\pm$ 0,52	6,31 $\pm$ 0,00
Espinal denso	Bajo	6,04 $\pm$ 0,34	7,48 $\pm$ 1,17	6,79 $\pm$ 0,89	5,62 $\pm$ 0,55
	Fuera	5,71 $\pm$ 0,03	5,84 $\pm$ 0,02	6,16 $\pm$ 0,31	5,97 $\pm$ 0,54
Espinal medio	Bajo	6,64 $\pm$ 0,17	5,95 $\pm$ 0,03	6,34 $\pm$ 0,17	6,55 $\pm$ 0,24
	Fuera	6,38 $\pm$ 0,03	5,49 $\pm$ 0,05	6,08 $\pm$ 0,12	5,89 $\pm$ 0,27
Espinal escaso	Bajo	6,21 $\pm$ 0,06	6,77 $\pm$ 0,08	6,69 $\pm$ 0,74	5,04 $\pm$ 0,85
	Fuera	5,41 $\pm$ 0,00	5,48 $\pm$ 0,06	5,72 $\pm$ 0,17	6,41 $\pm$ 1,06

\* Suelo sin fraccionar.

#### 4.7.2 Análisis por espectroscopia $^1H$ - NMR en estado líquido

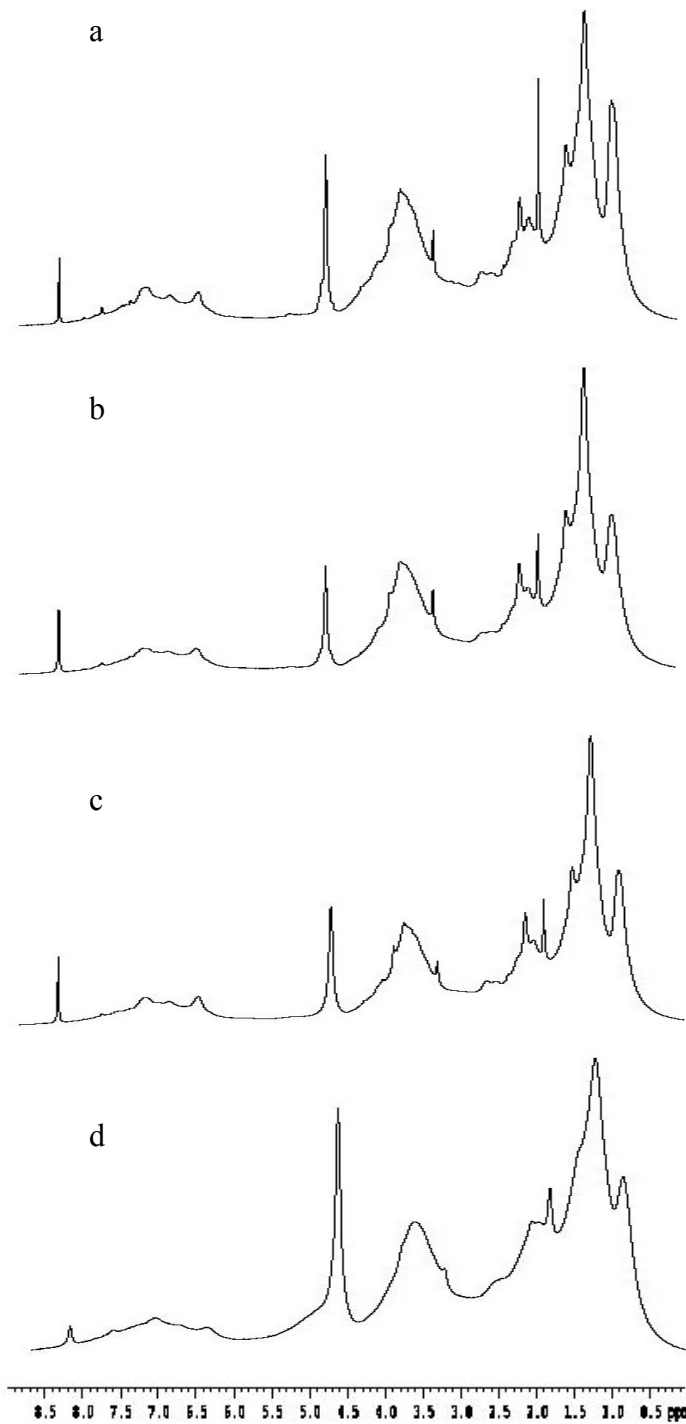
Para el análisis de  $^1H$ -RMN en solución fueron seleccionados sólo los ácidos húmicos de los suelos bajo canopia, dado que según el análisis de la absorbancia UV-Vis no se presentaron diferencias importantes en los valores de  $E_4/E_6$  para ambas condiciones, lo nos permite asumir que el grado de polimerización de las moléculas orgánicas es similar.

Los espectros de  $^1H$ -RMN en solución están dados en la Figura 26, 27 y 28, y la clasificación según los tipos de protones encontrados se encuentran en la Tabla 12.

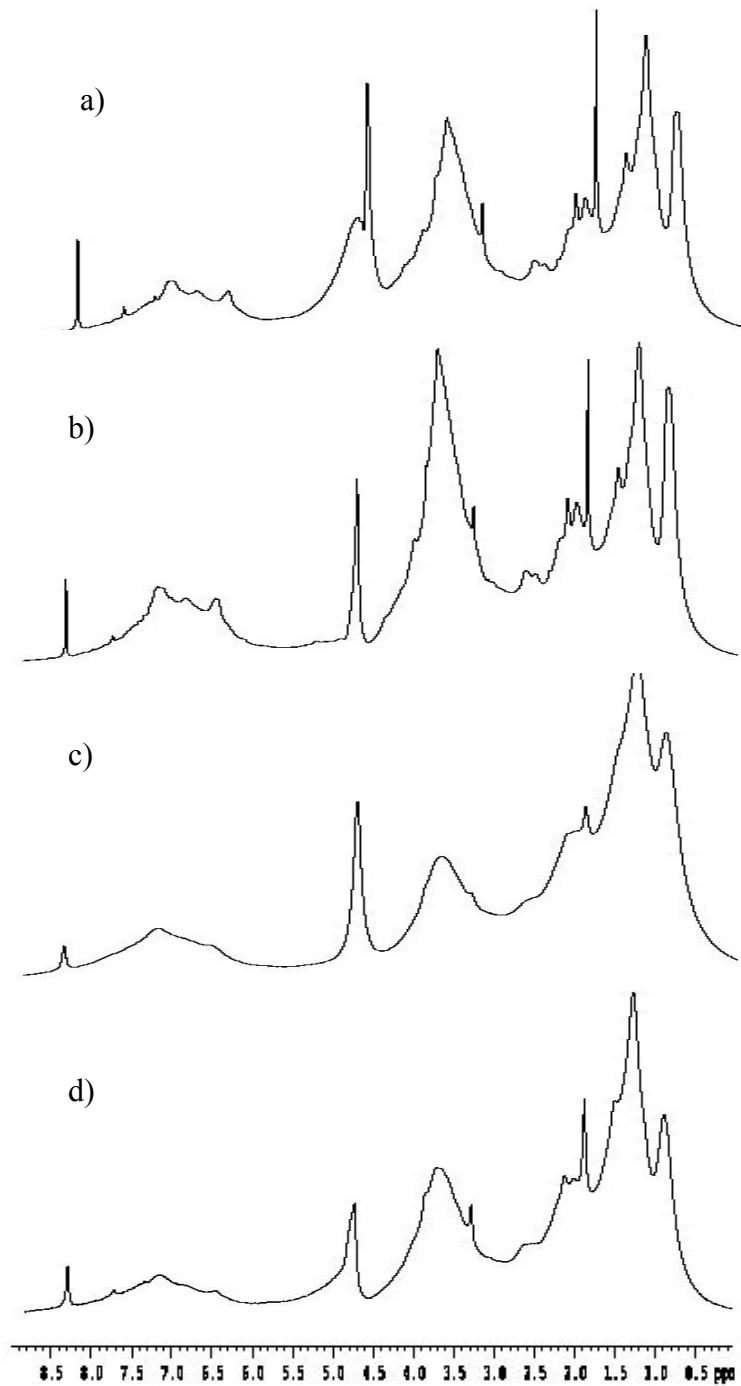
La intensa señal obtenidas a 8,49 ppm de los espectros  $^1H$ -RMN, probablemente se haya formado como consecuencia de la hidrólisis de la MOS a pH básico (Wilson *et al.*, 1983). En todos los espectros obtenidos (Figuras 26, 27 y 28) se obtuvo una señal amplia la cual varió en



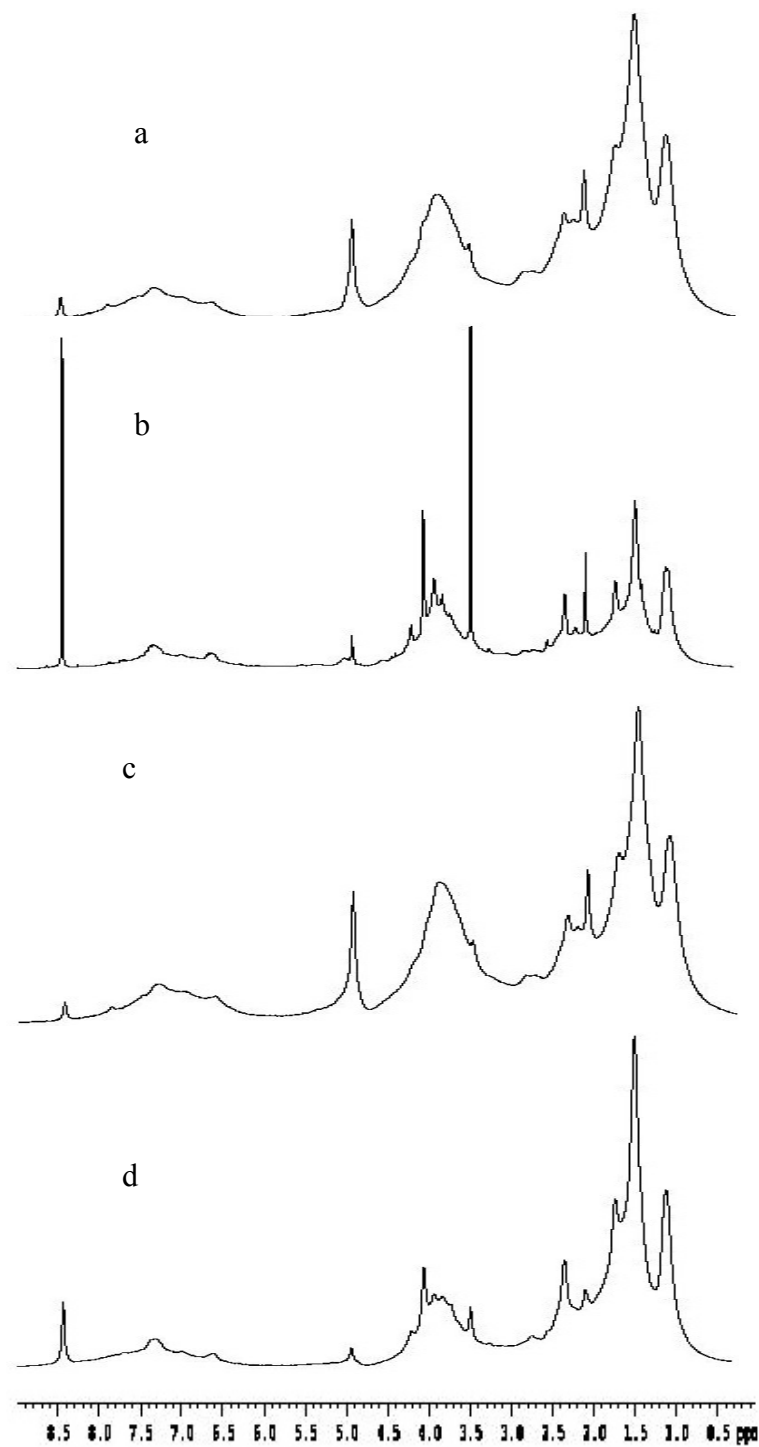
intensidad en la región 6,0-8,5 ppm la cuál puede ser atribuida a la presencia de hidrógenos aromáticos y heterocíclicos. Además, se observó una señal en la región 3,0-5,0 ppm, proveniente desde protones sobre carbono  $\alpha$  siendo atribuido a componentes tipo azúcares y una intensa resonancia a 0,9 ppm y 1,3 ppm siendo atribuidas a los protones de grupos metilos terminales de cadenas alifáticas (Wilson *et al.*, 1983).



**Figura 26.** Espectro de resonancia magnética nuclear de protones en solución obtenido del ecosistema de matorral nativo (0-5 cm de profundidad) para a) suelo sin fraccionamiento, b) fracción liviana ( $> 212 \mu\text{m}$ ), c) fracción intermedia ( $212\text{-}53 \mu\text{m}$ ), d) fracción pesada ( $< 53 \mu\text{m}$ ).



**Figura 27.** Espectro de resonancia magnética nuclear de protones en solución obtenido del ecosistema de espinal denso (0-5 cm de profundidad) para a) suelo sin fraccionamiento, b) fracción liviana ( $> 212 \mu\text{m}$ ), c) fracción intermedia ( $212\text{-}53 \mu\text{m}$ ), d) fracción pesada ( $< 53 \mu\text{m}$ ).



**Figura 28.** Espectro de resonancia magnética nuclear de protones en solución obtenido del ecosistema de espinal escaso (0-5 cm de profundidad) para a) suelo sin fraccionamiento, b) fracción liviana ( $> 212 \mu\text{m}$ ), c) fracción intermedia ( $212\text{-}53 \mu\text{m}$ ), d) fracción pesada ( $< 53 \mu\text{m}$ ).

**Tabla 12.** Distribución (%) de protones obtenido desde ácidos húmicos por resonancia magnética nuclear de  $^1\text{H}$  en estado líquido.

Ecosistema	Fracción	a	b	c
Matorral nativo	Suelo*	64,9	24,1	10,9
	FL	66,4	23,7	9,9
	FI	66,5	22,7	10,8
	FP	65,7	23,1	11,1
Espinal denso	Suelo*	57,3	29,7	13,1
	FL	53,8	32,1	14,2
	FI	69,4	19,0	11,6
	FP	65,8	23,8	10,4
Espinal escaso	Suelo*	65,5	23,7	10,8
	FL	57,1	29,4	13,6
	FI	68,5	24,8	12,4
	FP	70,0	19,1	10,9

\* Suelo sin fraccionamiento

a = 0 – 2,9 ppm, asignado a protones alifáticos.

b = 2,9 – 4,2 ppm, asignado a protones asociados a carbonos de estructuras tipo azúcares.

c = 6,2 - 8,6 ppm, asignado a protones de estructuras aromáticas.

De acuerdo a la Tabla 12 los materiales orgánicos presentaron bajo grado de aromaticidad, con valores de 9,9 a 14,2 %, predominando en todos los casos la señal correspondiente a protones alifáticos, en general en un rango entre 54 a un 70 %, indicando una baja polimerización de las moléculas orgánicas coincidiendo con lo obtenido en el análisis mediante espectroscopia UV-Vis (Tabla 11).

Al analizar el suelo entero y sus fracciones no es posible observar tendencias claras respecto a mayor o menor aromaticidad en las muestras, por ejemplo en el caso de matorral nativo hubo un leve aumento a medida que pasamos de FL (9,9 %) a FP (11,1 %) como era esperable, pero en el caso de espinal denso y espinal escaso la situación ocurrió en forma inversa, con menores valores de aromaticidad en FP. El suelo entero presentó valores de aromaticidad en el rango entre 10,8 y 13,1 %.

Estos bajos valores de aromaticidad serían esperables en el caso de estudios con una permanente incorporación de residuos, como es el caso de la investigación realizada por Francioso *et al.*, (2000) donde analizando ácidos húmicos provenientes de ensayos de larga duración con incorporación de abonos orgánicos de distintas fuentes, encontró valores de aromaticidad en un rango de 10,6 a 12,8 %. Pero en este caso, nos indica que estos suelos contienen C relativamente joven, presentando predominancia en su estructura de grupos alifáticos y no aromáticos, resultado que concuerda con la obtenido por medio de espectroscopia UV-Vis.

Finalmente, el porcentaje de aromaticidad obtenido a través de CPMAS  $^{13}\text{C}$ -RMN en estado sólido son mayores al obtenido desde  $^1\text{H}$ -RMN en estado líquido, probablemente a la mayor exactitud del análisis de  $^{13}\text{C}$ -RMN, debido a que por medio de este último análisis se consideran solo las señales provenientes desde moléculas de carbono-13, sin embargo el análisis de  $^1\text{H}$ -NMR considera las señales producidas por todos los componentes de la materia orgánica, además Hatcher *et al.*, (1981) indicaron que la espectroscopia  $^{13}\text{C}$ -RMN tiene mayor resolución que  $^1\text{H}$ -RMN y que los cambios químicos obtenidos son un orden de magnitud mayor que con  $^1\text{H}$ -RMN. Además, la diferencia obtenida entre los resultados de los espectros de  $^{13}\text{C}$ -RMN y  $^1\text{H}$ -RMN se puede atribuir al hecho que para el análisis de  $^1\text{H}$ -RMN se realizó previamente la extracción de los ácidos húmicos de cada fracción de materia orgánica (FI, FI y FP), donde el proceso de extracción y purificación de la materia orgánica pudo ocasionar cambios en la composición estructural de la materia orgánica lo cuál se refleja en una baja relación entre los valores de aromaticidad de cada fracción de C (Tablas 11 y 12).

## 5. CONCLUSIONES

- En los ecosistemas de matorral nativo y agroforestales de *A. caven* de la zona Mediterránea de Chile, la cobertura arbórea afectó el almacenamiento de C en el perfil de suelo, ya que reducciones desde espinal medio (26-50% de cobertura) a espinal escaso (25-50 % cobertura) se traduce en una disminución de 47 % del C almacenado a los 40 cm de profundidad.
- Por efecto de la canopia de *A. caven* aumentó el contenido del COS y del *pool* lábil de la materia orgánica, a través del incremento de la biomasa microbiana y la fracción liviana de la materia orgánica.
- La respiración microbiana se afectó por el estado de degradación de los ecosistemas, siendo el resultado de una combinación de la degradabilidad de los residuos vegetales (leñosas y herbáceas) y la actividad metabólica de los microorganismos en los diferentes ecosistemas.
- El COS se distribuyó principalmente en las fracciones liviana (>212  $\mu\text{m}$ ) e intermedia (212-53  $\mu\text{m}$ ) de la materia orgánica, con importantes contribuciones al C total del suelo, siendo la proporción de estas fracciones afectadas por la cobertura de *A. caven*, con una menor proporción en ecosistemas de espinal con menor cobertura.
- Las fracciones de MOS presentaron distintos grados de degradación microbiana y reactividad en el suelo, donde la fracción pesada (FP) presentó un mayor grado de degradación microbiana, seguida por la fracción intermedia (FI), en cambio la fracción liviana (FL) mantiene las características del material original del cuál deriva (plantas C<sub>3</sub>), lo cuál se reflejó en mayor aromaticidad y menor alifaticidad de las moléculas de materia orgánica de FP y FI.

- La localización del suelo (bajo y fuera de *A. caven*) no influyó sobre las características espectroscópicas de la materia orgánica; en cambio, la cobertura de espinos influyó sobre la composición de las distintas fracciones de materia orgánica, donde ecosistemas con menor cobertura de espinos y mayor intensidad de uso presentaron materia orgánica con un mayor grado de condensación.

En resumen, se concluye que *A. caven* incrementa el *pool* lábil de C orgánico del suelo, al incrementar el contenido de C-proveniente de la biomasa microbiana, el C-mineralizable y la fracción liviana de la materia orgánica, lo que se refleja en el mayor contenido de C orgánico total. Además, el gradiente de cobertura de *A. caven* influye directamente sobre el contenido de COS, indicando que una menor cobertura se refleja en un menor almacenamiento de C, siendo principalmente afectadas las fracciones lábiles: fracción liviana (> 212  $\mu\text{m}$ ) y fracción intermedia (212-53  $\mu\text{m}$ ). Por último, que la degradación de los ecosistemas influye sobre la composición de la materia orgánica de las fracciones lábiles, lo que requiere ser profundizado en futuras investigaciones.



## 6. PROYECCIONES

La presente investigación permitió relacionar cambios en el contenido y composición de fracciones de carbono orgánico del suelo, a través de un gradiente de degradación materializada por la cobertura de *A. caven*, lo cuál puede ser usado como un criterio adecuado a aplicar en futuras investigaciones relacionadas al estudio del suelo en ecosistemas de sabana Mediterránea.

Los resultados obtenidos en la presente investigación, lo que asociado a investigaciones paralelas que se están realizando en estos ecosistemas, tanto sobre la composición botánica de la estrata herbácea como de la productividad, incrementan el conocimiento sobre las posibilidades de mejorar el manejo de ecosistemas de zonas Mediterráneas, lo cuál no solo es de importancia para una gran superficie de suelos en nuestro país, sino también de otras zonas de clima Mediterráneo en el mundo, y para formaciones vegetales con leguminosas leñosas en el cono sur de América del Sur. Dicha información permitirá que se relacione un determinado manejo agronómico del espinal, la productividad de los ecosistema con un adecuado manejo de los suelos, para así tender hacia la sustentabilidad de los agro-ecosistemas.

Otro aspecto a destacar, es la influencia de *A. caven* en estos ecosistemas abiertos, dado que incrementó el tamaño y actividad de la biomasa microbiana del suelo, lo que sumado a su probado efecto en el mejoramiento de la calidad de la estrata herbácea, lo posicionan como un elemento clave de mejoramiento de la calidad de ecosistemas degradados. Asimismo, dado su potencial para incrementar el almacenamiento de C determinado en esta investigación y sumado a un manejo conservacionista de los espinales en extensas superficies de América del Sur, lo posicionan como un potencial sumidero de C, contribuyendo a reducir el CO<sub>2</sub> atmosférico y mitigar el efecto invernadero, lo cuál es una de las problemáticas a nivel mundial.

Respecto a la intensidad de uso del suelo de ecosistemas Mediterráneos y su efecto sobre las características de la materia orgánica, es necesario seguir investigando dado que según estos

resultados hay indicios claros que se relacionan, lo que es necesario determinar por la importancia de la materia orgánica en el ciclaje de nutrientes del suelo.

## 7. LITERATURA CITADA

- Accoe, F., Boeckx, P., van Cleemput, O., Hofman, G., Hui, X., Bin, H. and Guanxiong, Ch. 2002a. Characterization of soil organic matter fractions from grassland and cultivated soils via C content and  $\delta^{13}\text{C}$  signature. *Rapid Communication in Mass Spectrometry*, **16**, 2157-2164.
- Accoe, F., Boeckx, P., Van Cleemput, O. and Hofman, G. 2002b. Evolution of the  $\delta^{13}\text{C}$  signature related to total carbon contents and carbon decomposition rate constants in a soil profile under grassland. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, **16**, 2184-2189.
- Alef, K. 1995. Estimation of soil respiration. In: K. Alef y P. Nannipieri (Eds). *Methods in Applied Soil Microbiology and Biochemistry*. Academic Press, London. pp. 464-467.
- Anderson, T.-H. and Domsch, K.H. 1989. Ratio of microbial biomass carbon to total carbon in arable soils. *Soil Biology and Biochemistry*, **21**, 471-479.
- Aoyama, M., Anger D.A. and Ndayegamiye A. 1999. Particulate and mineral-associated organic matter in water-stable aggregates as affected by mineral fertilizer and manure applications. *Canadian Journal of Soil Science*, **79**, 295–302.
- Appel, T.K. and Mengel K. (1993). Nitrogen fractions in sandy soils in relation to plant nitrogen uptake and organic matter incorporation. *Soil Biology and Biochemistry*, **25**, 685–691.
- Aronson, J. 1992. Evolutionary biology of *Acacia caven* (Leguminosae, Mimosoideae): infraspecific variation in fruit and seed characters. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, **79**, 958–968.

- Aronson, J., Floret, C. Le Floc'h, E., Ovalle, C. and Pontanier, R. 1993. Restoration and rehabilitation of degraded ecosystems. II. Case studies in Chile, Tunisia and Cameroon. *Restoration Ecology*, **1**, 168-187.
- Aronson J., Ovalle C, Avendaño J., Longeri L. and Del Pozo A. 2002. Agroforestry tree selection in central Chile: biological nitrogen fixation and early plant growth in six dryland species. *Agroforestry Systems*, **56**,155-166.
- Balesdent, J., Pétraud, J. and Feller, C. 1991. Effets des ultrasons sur la distribution granulométrique des matières organiques des sols. *Science du Sol*, **29**, 95-106.
- Balesdent, J. and Mariotti, A., 1996. Measurement of soil organic matter turnover using  $^{13}\text{C}$  natural abundance. In: T.W. Boutton, S. Yamasaki (Eds.). *Mass Spectrometry of Soils*. Marcel-Dekker, New York. pp. 83-111.
- Baldock, J.A., Oades, J.M., Waters, A.G. Peng, X., Vassallo, A.M. and Wilson, M.A. 1992. Aspects of the chemical structure of soil organic materials as revealed by solid-state  $^{13}\text{C}$  NMR spectroscopy. *Biogeochemistry*, **16**, 1-42.
- Baldock, J.A. and Nelson, P.N. 2000. Soil organic matter. In: M.E. Summer (Ed.). *Handbook of Soil Science*. CRC Press, Boca Raton, FL. pp. B25-B84.
- Bartlett J.R. and Doner H.E. 1988 Decomposition of lysine and leucine in soil aggregates: adsorption and compartmentalization. *Soil Biology and Biochemistry*, **20**, 755–759.
- Batjes, N. and Bridges, E., 1994. Potential emission of radiatively active gases from soil to atmosphere with special reference to methane. *Journal Geophysical Research*, **99**, 16479-16489.

- Belsky, A.J., Amundson, R.G., Duxbury, J.M., Riha, S.J., Ali, A.R. and Mwonga, S.M. 1989. The effects of trees on their physical, chemical, and biological environments in a semi-arid savanna in Kenya. *Journal of Applied Ecology*, **26**, 1005–1024.
- Bernoux, M., Arrouays, D. Cerri, C.C. and Bourennane, H. 1998. Modeling the vertical distribution of carbon in oxisols of the western Brazilian Amazon (Rondonia). *Soil Science*, **163**, 941-951.
- Bird, S.B., J.E. Herrick and M.M. Wander. 2001. Exploring heterogeneity of soil organic matter in rangelands: Benefits for carbon sequestration. In: R.F. Follett (Ed.). *Potential of U.S. Grazing Lands to Sequester Carbon and Mitigate the Greenhouse Effect*. Lewis Publishers, Boca Raton, FL. pp. 121–138.
- Borie, F., Rubio, R., Morales, A. y Castillo, C. 2000. Relación entre densidad de hifas de hongos micorrizógenos arbusculares y producción de glomalina con las características físicas y químicas de suelos bajo cero labranza. *Revista Chilena de Historia Natural*, **73**, 749-756.
- Brookes, P.C., Landman A., Pruden G. and Jenkinson D.S. (1985). Chloroform fumigation and the release of soil nitrogen: A rapid direct extraction method to measure biomass nitrogen in soil. *Soil Biology and Biochemistry*, **17**, 837–842.
- Carter, M.R. 2002. Soil quality for sustainable land management: Organic matter and aggregation interactions that maintain soil function. *Agronomical. Journal*, **94**, 38–47.
- Carter M., Angers D.A. Gregorich E.G and Bolinder M.A. 2003. Characterizing organic matter retention for surface soils in eastern Canada using density and particle size fractions. *Canadian Journal Soil Science*, **83**, 11–23.
- Celi, L., Schnitzer, M. and Nègre, M. 1997. Analysis of carboxyl groups in soil humic acids by a wet chemical method, Fourier-transform infrared spectrophotometry, and

- solution-state carbon-13 nuclear magnetic resonance. A comparative study. *Soil Science*, **162**, 189-196.
- CIREN, 1994. Descripciones de suelos, materiales y símbolos. Estudio agrológico precordillera VIII región. pp. 43-47.
- CIREN , 1998. Descripciones de suelos, materiales y símbolos. Estudio ecológico VIII Región (Tomos I y II). Centro de Informaciones de Recursos Naturales, Santiago, Chile.
- Connin, S.L. Feng, X. and Virginia, R.A. 2001. Isotopic discrimination during long-term decomposition in an arid land ecosystem. *Soil Biology and Biochemistry*, **33**, 41-51.
- Conteh, A., Blair, G.J and Rochester. I.J. 1998. Soil organic carbon fractions in a Vertisol under irrigated cotton production as affected by burning and incorporating cotton stubble. *Australian. Journal of Soil Research*, **36**, 655–667.
- Chander, K. and Brookes, P. 1991. Microbial biomass dynamics during the decomposition of glucose and maize in metal-contaminated and non contaminated soils. *Soil Biology and Biochemistry*, **23**, 917-925.
- Chantigny, M.H., Angers, D.A., Prevost, D., Vezina L.-P. and Chalifour, F.-P. 1997. Soil aggregation and fungal and bacterial biomass under annual and perennial cropping systems. *Soil Science Society of America Journal*, **61**, 262–267.
- Chantigny, M.H. 2003. Dissolved and water-extractable organic matter in soils: a review on the influence of land use and management practices. *Geoderma*, **113**, 357–380.
- Christensen, B.T. 1992. Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates. *Advances in Soil. Science*, **20**, 1–90.

- Christensen, B.T. 1996. Carbon in primary and secondary organomineral complexes. In: M.R. Carter y B.A. Stewart (Eds.). *Advances in Soil Science-Structure and Organic Matter Storage in Agricultural Soils*. CRC Lewis Publishers, Boca Raton, FL. pp 97-165.
- Christensen, B.T. 2000. Organic Matter in Soil- Structure, Function and Turnover. DIAS Report N° 30, *Plant Production*, Danish Institute of Agricultural Sciences, Research Centre Foulum, Tjele, Denmark.
- Christensen, B. 2001. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. *European. Journal of Soil Science*,. **52**, 345–353.
- Derenne, S. and Largeau, C. 2001. A review of some important families of refractory macromolecules: Composition, origin, and fate in soil and sediment. *Soil Science*. **166**-833-847.
- Echeverria, C., Coomes, D., Salas, J., Rey-Benayas, J.M., Lara, A. and Newton, A. 2005. Rapid deforestation and fragmentation of Chilean Temperate Forests. *Biological Conservation*. En prensa.
- Ehleringer, J.R., Buchmann, N. and Flanagan, L.B. 2000. Carbon isotope ratios in below ground carbon cycle processes. *Ecological Applications*, **10**, 412-422.
- Ellerbrock, R.H., Höhn, A. and Gerke, H.H. 2001. FTIR studies on soil organic matter composition influenced by different land use. In: W.D. Reynolds, C.F. Drury, C.S Tan (Eds.). *Proceedings of the soil structure/carbon*. Workshop: 4<sup>th</sup> Eastern Canada Soil Structure Workshop. Leamington. National Library of Canada, Harrow, ON. pp. 211-219.
- Ellerbrock, R.H. and Kaiser, M. 2005. Stability and composition of different soluble soil organic matter fractions-evidence from  $\delta^{13}\text{C}$  and FTIR signatures. *Geoderma*, **128**, 28-37.

- Ellert, B.H., Janzen, H.H. and Entz, T. 2002. Assessment of a method to measure temporal change in soil carbon storage. *Soil Science Society of American Journal*, **66**, 1687-1695.
- Franzluebbers, A.J., Stuedemann, J.A., Schomberg, H.H. and Wilkinson S.R. 2000. Soil organic C and N pools under long-term pasture management in the Southern Piedmont USA. *Soil Biology and Biochemistry*, **32**, 469–478.
- Francioso, O., Ciavatta, C., Sánchez-Cortés, S., Tugnoli, V., Sitti, L. and Gessa, C. 2000. Spectroscopic characterization of soil organic matter in long-term amendment trials. *Soil Science*, **165**, 495-504.
- García, C. and Hernandez, T. 1996. Influence of salinity on the biological and biochemical activity of a calciorthid soil. *Plant and Soil*. **178**, 225-263.
- García, C., Roldan, A. and Hernandez, T. 2005. Ability of different plant species to promote microbiological processes in semiarid soil. *Geoderma*, **124**, 193-202.
- Garland, J.L. and Mills A.L. 1991. Classification and characterization of heterotrophic microbial communities on the basis of patterns of community-level sole-carbon-source utilization. *Applied and Environmental Microbiology*, **57**, 2351–2359.
- Gleixner, G., Poirier, N., Bol, R. and Balesdent, J. 2002. Molecular dynamics of organic matter in a cultivated soil. *Organic Geochemistry*, **33**, 357-366.
- Golchin, A., Oades, J.M. Skjemstad, J.O. and Clarke, P. 1995. Structural and dynamic properties of soil organic matter as reflected by <sup>13</sup>C natural abundance, pyrolysis mass spectrometry and solid-state <sup>13</sup>C NMR spectroscopy in density fractions of an oxisol under forest and pasture. *Australian Journal of Soil Research*, **33**, 59-76.



- Gregorich, E.G. and Ellert B.H. 1995. Light fraction and macroorganic matter in mineral soils. In: M.R. Carter (Ed.). *Soil Sampling and Methods of Analysis*. Lewis Publishers, Boca Raton, FL. pp. 397–408.
- Gregorich, E.G., Ellert, B.H. and Monreal, C.M. 1995. Turnover of soil organic matter and storage of corn residue carbon estimated from natural  $^{13}\text{C}$  abundance. *Canadian Journal of Soil Science*, **75**, 161-167.
- Gregorich, E.G. Ellert, B.H., Drury, C.F. and Liang, B.C. 1996a Fertilization effects on soil organic matter turnover and corn residue C storage. *Soil Science Society of America Journal*, **60**, 472-476.
- Gregorich, E.G., Monreal, C.M., Schnitzer, M. and Schulten, H.R. 1996b. Transformation of plant residue into soil organic matter: Chemical characterization of plant tissue, isolated soil fractions, and whole soils. *Soil Science*, **161**, 680-693.
- Gregorich, E.G., Carter, M.R., Doran, J.W., Pankhurst, C.E. and Dwyer, L.M. 1997. Biological attributes of soil quality. In: E.G. Gregorich, M.R. Carter (Eds.). *Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health*. Elsevier, New York. pp. 81-114.
- Gu, B., Schmitt, J., Chen, Z., Liang, L. and McCarthy, J.F. 1995. Adsorption and desorption of different organic matter fractions on iron oxide. *Geochim Cosmochim Acta*, **59**, 219.
- Guggenberger, G., Zech, W., Haumaier, L. and Christensen, B.T. 1995. Land use effects on the composition of organic matter in particle size separates of soil II. CP/MAS and solution  $^{13}\text{C}$  NMR analysis. *European Journal of Soil Science*, **46**, 147-158.
- Hagos, M.G. and Smith, G.N. 2005. Soil enrichment by *Acacia mellifera* subsp *detinens* on nutrient poor sandy soil in a semi-arid southern African savanna. *Journal of Arid Environments*, **61**, 47-59.

- Hassink, J. 1994. Effects of soil texture and grassland management on soil organic C and N and rates of C and N mineralization. *Soil Biology and Biochemistry*, **26**, 1221-1231.
- Hassink, J. 1995. Density fractions of soil macroorganic matter and microbial biomass as predictors of C and N mineralization. *Soil Biology and Biochemistry*, **27**, 1099–1108.
- Hassink, J. and Whitmore, A.P. 1997. A model of the physical protection of soil organic matter in soils. *Soil Science Society of America Journal*, **61**, 131-139.
- Hatcher, P.G., Rowan, R. and Mattingly, M.A. 1980.  $^1\text{H}$  and  $^{13}\text{C}$  NMR of marine humic acids. *Journal of Organic Chemistry*, **45**, 65-81.
- Hatcher, P.G., Schnitzer, M., Dennis, L.W. and Maciel, G.E. 1981. Aromaticity of humic substances in soils. *Soil Science Society of America Journal*, **45**, 1089-1094.
- Haynes, R.J. 2005. Labile organic matter fractions as central component of the quality of agricultural soils: An overview. *Advances in Agronomy*, **85**, 221-268.
- Herbert, B.E. and Bertsch, P.M. 1995. Characterization of dissolved and colloidal organic matter in solutions: A review. In: W.W. McFee y J.M. Kelly (Eds.). *Carbon Forms and Functions in Forest Soils*. Madison, WI. pp. 62–88.
- Huygens, D., Boeckx, P., van Cleemput, O., Oyarzún, C. and Godoy, R. 2005. Aggregate and soil organic carbon dynamics in South Chilean Andisol. *Biogeosciences*, **2**, 159-174.
- Islam, K., and Weil R.R. 1998. Microwave irradiation of soil for routine measurement of microbial biomass carbon. *Biology and Fertility of Soils*, **27**, 408–416.
- Janzen, H.H., Campbell, C.A., Brandt, S.A., Lafond, G.P. y Townley-Smith, L. 1992. Lighth-fraction organic matter in soils from long-term crop rotations. *Soil Science Society of America Journal*, **56**, 1799-1806.

- Joergensen, R. and Brookes, P. 1990. Ninhydrin-reactive nitrogen measurement of microbial biomass in 0,5 M K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> soil extracts. *Soil Biology and Biochemistry*, **22**, 1023-1027.
- Kaiser, K. and Zech W. 1998. Soil dissolved organic matter sorption as influenced by organic and sesquioxide coatings and sorbed sulfate. *Soil Science Society of America. Journal.*, **62**, 129–136.
- Kerek, M., Drijber R.A., Powers M.J., Shearman R.C., Gaussoin R.E. and Streich A.M. 2002. Accumulation of microbial biomass within particulate organic matter of aging golf greens. *Agronomical. Journal*, **94**, 455–461.
- Kiem, R., Knicker H., Korschens M. and Kögel-Knabner I. 2000. Refractory organic carbon in C-depleted arable soils, as studied by <sup>13</sup>C NMR spectroscopy and carbohydrate analysis. *Organic Geochemistry*, **31**, 655–668.
- Kiem, R., Knicker H. and Kögel-Knabner I. 2002. Refractory organic carbon in particle-size fractions of arable soils. I: Distribution of refractory carbon between the size fractions. *Organic Geochemistry*, **33**, 1683–1697.
- Kiem, R. and Kögel-Knabner I. 2003. Contribution of lignin and polysaccharides to the refractory carbon pool in C-depleted arable soils. *Soil Biology and Biochemistry*, **35**, 101–118.
- Kögel-Kagner, 2002. The macromolecular organic composition of plant and microbial residues as input to soil organic matter. *Soil Biology and Biochemistry*, **34**, 139-162.
- Krull, E.S. and Skjemstad, J.O. 2003.  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  profiles in <sup>14</sup>C-dated Oxisol and Vertisols as a function of soil chemistry and mineralogy. *Geoderma*, **112**, 1-29.
- Lal, R. 1999. Soil Quality and Food Security: The global perspective. In: R. Lal (Ed.). *Soil quality and soil erosion*. CRC Boca Raton, London. pp. 3-16.

- Lal, R., Kimble, J., Levine, E., Whitman, C. 1995. World soils and greenhouse effect: An Overview. In: R. Lal, J. Kimble, E. Levine, C. Whitman (Eds.). *Soils and Global Change*. CRC Press, Boca Raton, Florida. pp. 1-7.
- Liang, B.C., McConkey, B.G., Schoenau, J., Curtin, D. Campbell, C.A., Moulin, A.P., Lanford, G.P., Brandt, S.A. and Wang, H. 2003. Effects of tillage and crop rotations on the light fraction organic carbon and carbon mineralization in Chernozemic soils of Saskatchewan. *Canadian Journal of Soil Science*, **83**, 65–72.
- Linn, D. M. and Doran, J.W. 1984. Effect of water-filled pore space on carbon dioxide and nitrous oxide production in tilled and non-tilled soils. *Soil Science Society of America Journal*, **48**, 1267-1272.
- Lobe, I., Bol, R., Ludwin, B., Du Preez, C.C. and Amelung, W. 2005. Savanna-derived organic matter remaining in arable soils of the South African Highveld long-term mixed cropping: Evidence from  $^{13}\text{C}$  and  $^{15}\text{N}$  natural abundance. *Soil Biology and Biochemistry*, **37**, 1898-1909.
- MacCarthy, P. 2001. The principles of humic substances. *Soil Science*, **166**, 738–751.
- Malcolm, R.L. 1990. The uniqueness of humic substances in each soil, stream and marine environments. *Analytica Chimica. Acta*, **232**, 19-30.
- Martínez, I., Ovalle, C. y Zagal, E. 2005. Descomposición de *Acacia caven* y *Lolium perenne* en ecosistemas degradados y en vías de rehabilitación de Chile Mediterráneo. X Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo. Santiago, Chile. Boletín N° 21. pp. 130.
- Matus, F. and Rodríguez, J. 1994. A simple model for estimating the contribution of nitrogen mineralization to the nitrogen supply of crops from a stabilized pool of soil organic matter and recent organic input. *Plant and Soil*, **162**, 259-271.

- Matus, F., Maire, C. and Villalobos, M.P. 1998. Interaction between soil texture and organic matter of clay and silt particles from arable and non-arable soils. *16° World Congress of Soil Science*. Montpellier, France, Symposium N° 4. pp. 1-10.
- Matus, F. y Maire, C. 2000. Relación entre la material orgánica del suelo, textura del suelo y tasas de mineralización de carbono y nitrógeno. *Agricultura Técnica*, **60**, 112-126.
- Matus, F., Amigo, X. and Kristiansen, S. 2006. Aluminium stabilization controls organic carbon levels in Chilean volcanic soils. *Geoderma*, **132**, 158-168.
- Monreal, C.M., Gregorich, E.G., Schnitzer, M. and Anderson, D.W. 1995. The quality of soil organic matter as characterized by solid CPMAS <sup>13</sup>C-NMR and Py-FIMS. In: P.M. Huang, J. Berthelin, J.-M. Bollag, W.B. McGill y A.L. Page (Eds.). *Environmental Impact of Soil Component Interactions. Natural and Anthropogenic Organics*. CRC Lewis Publishers, Boca Raton, London, Tokyo.
- Monreal, C.M. and Kodama, H. 1997. Influence of aggregate architecture and minerals on living habitats and soil organic matter. *Canadian Journal of Soil Science*, **77**, 367-377.
- Monreal, C.M., Schulten, H.-R. and Kodama, H. 1997. Age, turnover and molecular diversity of soil organic matter in aggregates of a Gleysol. *Canadian Journal of Soil Science*, **77**, 379-388.
- Mordelet, P., Adbadie, L. and Menaut, J.C. 1993. Effects of tree on soil characteristics in humid savanna of West Africa. *Plant and Soil*, **153**, 103-111.
- Needelman, B.A., Wander, M.M., Bollero, G.A., Boast, C.W., Sims, G.K. and Bullock, D.G. 1999. Interaction of tillage and soil texture: Biologically active soil organic matter in Illinois. *Soil Science Society of America Journal*, **63**, 1326–1334.

- Ocio, J.A. and Brookes, P.C. 1990. An evaluation of methods for measuring the microbial biomass in soils following recent addition of wheat straw and the characterization of the biomass that develops. *Soil Biology and Biochemistry*, **22**, 685-694.
- Ovalle, C. and Avendaño, J. 1987. Interactions de la strate ligneuse avec la strate herbacée dans les formations d'*Acacia caven* (Mol.) Hook et Am. au Chili. *Oecologia Plantarum*, **8**, 385-404.
- Ovalle, C. Avendaño, J., Muñoz, M. y Sierra, M.T. 1987. Herbario de la vegetación natural mediterráneo de la zona del secano interior de Cauquenes. Área de producción animal. Estación experimental Quilamapu (INIA), Chillán, Chile. *Informe Técnico 1986/87*. pp. 117-118.
- Ovalle, C. y Godron, M. 1989. Influencia del árbol sobre la vegetación herbácea en matorrales de *Acacia caven*. Rol del animal (ovinos) en las interacciones árbol-pasto. *Studia Ecologica*, **6**, 225-243.
- Ovalle, C., Aronson, J., Del Pozo, A. and Avendaño, J. 1990. The Espinal: agroforestry systems of the mediterranean-type climate region of Chile: State of art and prospects for improvement. *Agroforestry Systems*, **10**, 213-239.
- Ovalle C., Longeri L., Aronson J., Herrera A. and Avendaño J. 1996. Atmospheric N<sub>2</sub>-fixation, nodule efficiency and biomass accumulation after two years in three South American legume trees and Tagasaste (*Chamaecytisus proliferus* subsp. palmensis). *Plant and Soil*, **179**,131-140.
- Ovalle, C., Aronson, J., Del Pozo, A. and Avendaño, J., 1999. Restoration and rehabilitation of mixed espinales of central Chile. *Arid soil research and rehabilitation*, **13**, 369-381.

- Ovalle, C., Del Pozo, A., De Miguel, J.M., Casado, M.A. and Acosta, B. 2006. Patterns of species abundance, richness and productivity of Mediterranean grasslands in relation to land use intensification in the Espinal of central Chile. *Landscape ecology*. En Prensa.
- Parton, W. J., Schimel, D.S., Cole, C.V. and Ojima D.S. 1987. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. *Soil Science Society of America Journal*, **51**, 1173–1179.
- Paul, E.A. and Clark, F.E. 1989. *Soil microbiology and Biochemistry*, Academic Press, San Diego, CA.
- Paul, E.A., Follett, R.F., Leavitt, S.W., Halvorson, A., Peterson, G.A. and Lyon, D.J. 1997. Radiocarbon dating for determination of soil organic matter pool size and dynamics. *Soil Science. Society of America Journal*, **61**, 1058–1067.
- Paustian, K., Ågren, G.I. and Bosatta E. 1997. Modeling litter quality effects on decomposition and soil organic matter dynamics. In: G. Cadisch y K.E. Giller (Eds.). *Driven by Nature: Plant Litter Quantity and Decomposition*. CAB International, Cambridge, U.K. pp. 313–335.
- Quintanilla, P.V. 1981. Carta de formaciones vegetales de Chile. *Contribuciones científicas y tecnológicas. Universidad Técnica del Estado*, **47**, pp. 32.
- Quiroga, A.R., Buschiazzi, D.E. and Peinemann N. 1996. Soil organic matter particle size fractions in soils of the semiarid Argentinean pampas. *Soil Science*, **161**, 104–108.
- Randall, E.W., Mathieu, N., Powlson, D. and Christensen, B.T. 1995. Fertilization effects on organic matter in physically fractionated soils as studied by  $^{13}\text{C}$  NMR: results from two long-term field experiments. *European Journal of Soil Science*, **46**, 557-565.

- Rhoades, C. 1997. Single-tree influences on soil properties in agroforestry: lessons from natural forest and savannah ecosystems. *Agroforestry Systems*, **35**, 71–94.
- Rillig, M.C., Ramsy, P.W., Morris, S. and Paul E.A. 2003. Glomalin, an arbuscular-mycorrhizal fungal soil protein, responds to land-use change. *Plant and Soil*, **253**, 293–299.
- Santibáñez, F. y Uribe, J.M. 1993. Atlas agroclimático de Chile. *Ministerio de Agricultura*. Santiago. Chile.
- Schlesinger, W. 1995. An overview of the carbon cycle. In: R. Lal, J. Kimble, E. Levine, and B.A. Stewart (Eds.). *Soils and Global Change*. Lewis Publishers, Boca Raton, Florida. pp. 9-25.
- Schmidt, M.W. and Gleixner, G. 2005. Carbon and nitrogen isotope composition of bulk soils, particle-size fractions and organic material after treatment with hydrofluoric acid. *European Journal of Soil Science*, **56**, 407-416.
- Schnitzer, M. and Khan, S.U., 1972. *Humic Substances in the Environment*. Marcel Dekker, New York.
- Schnitzer, M. 1982. Organic matter characterization. In: L. Oage, R.H. Miller and D.R. Keeney (Ed.). *Methods of soil analysis*. 2da Edition: Chemical and Microbiological properties, **30**. pp. 581-594.
- Schnitzer, M. and Schulten, H.R. 1992. The analysis of soil organic matter by pyrolysis field-ionization mass-spectrometry. *Soil Science Society of America Journal*, **56**, 1811-1817.
- Schnitzer, M., McArthur, D.F.E, Schulten, H.-R., Kozak, L.M. and Huang, P.M. 2006. Long-term cultivation effects on the quantity and quality of organic matter in selected Canadian prairie soils. *Geoderma*, **130**, 141-156.



- Scow, K.M. and Hutson J. 1992. Effect of diffusion and sorption on the kinetics of biodegradation: Theoretical considerations. *Soil Science Society of America Journal*, **56**, 119–127.
- Sexstone A. J., Revsbech, N. P., Parkin, T. B. and Tiedje, J. M. 1985 Direct measurement of oxygen profiles and denitrification rates in soil aggregates. *Soil Science Society America Journal*, **49**, 645–651.
- Sims, J.R. and Haby, V.A. 1970. Simplified colorimetric determination of soil organic matter. *Soil Science*, **112**, 137-141.
- Six, J., Merckx, R., Kimpe, K., Paustian, K. and Elliott E.T. 2000. A re-evaluation of the enriched labile soil organic matter fraction. *European Journal of Soil Science*, **51**, 283–293.
- Six, J., Conant, R.T., Paul, E.A. and Paustian, K. 2002. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil*, **241**, 155-176.
- Sparling, G.P. 1992. Ratio of microbial biomass carbon to soil organic carbon as a sensitive indicator of changes in soil organic matter. *Australian Journal of Soil Research*, **30**, 195 – 207.
- Squeo, F.A. y Ehleringer, J.R. 2004. Isótopos estables: una herramienta común para la ecofisiología vegetal y animal. In: H. Marino (Ed.) *Fisiología ecológica en plantas. Mecanismos y respuestas a estrés en los ecosistemas*. EUV. Valparaíso (Chile). pp. 59 - 80
- Stevenson, F.J. 1982. Humus Chemistry: Genesis, composition, reactions. John Wiley and Sons. Department of Agronomy. University of Illinois, 195-220.

- Stevenson, F.J. 1994. Spectroscopy approaches. In: *Humus Chemistry: Genesis, composition, reactions*. John Wiley & Sons, New York. pp. 496.
- Stevenson, F. J and Cole, M. A. 1999a. Soil organic budget and role of organic matter in soil fertility. In: *Cycles of soil. Carbon, Nitrogen, Phosphorus, Sulfur, Micronutrients*. 2° Edition. John Wiley & Sons, New York, USA. pp. 46-77.
- Stevenson, F. J and Cole, M. A. 1999b. Soil organic matter quality and characterization. In: *Cycles of soil. Carbon, Nitrogen, Phosphorus, Sulfur, Micronutrients*. 2° Edition. John Wiley & Sons, New York, USA. pp. 78-100.
- Stolpe, N.B. 2006. Descripciones de los suelos principales de la VIII región de Chile. Departamento de Suelos, Universidad de Concepción. pp. 112.
- Tan, K.H. 1996. Infrared spectroscopy. In: M. Dekker (Ed.). *Soil sampling, preparation, and analysis*, New York, Basel. pp. 278-298.
- Tan, K. 1998. Colloidal chemistry of organic soil constituents. In: M. Dekker (Ed.). *Principles of soil chemistry*. Third edition., Inc, New York. pp. 97-176.
- Tisdall J.M. and Oades J.M. 1982 Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*, **33**, 141–163.
- van Cleemput, O. 1997. New developments and applications of stable isotopes in agricultural research. In: V. Marcelino (Ed.). *New Waves in Soil Science*. Tunis. pp. 30-49.
- van Veen J.A. and Kuikman P.J. 1990 Soil structural aspects of decomposition of organic matter by micro-organisms. *Biogeochemistry*, **11**, 213–233.
- Vance, E., Brookes, P. and Jenkinson, D. 1987. An extraction method for measuring soil microbial C. *Soil Biology Biochemistry*, **19**, 703-707.

- Vitorino, A., Ferreira, M.M., Curi, N., de Lima, J.M., Silva, M.N. and da Motta P.E. 2003. Mineralogy, chemistry and stability of silt-size aggregates of soils from the southeast region of Brazil. *Pesquisa Agropecuaria Brasileira*, **38**, 133–141.
- Wander, M.M. 2004. Soil organic matter fractions and their relevance to soil function. In: F. Magdoff y R. Weil (Eds.). *Advances in Agroecology*. CRC. 67-102.
- Wattel-Koekkoek, E.J., Buurman, P., van der Plicht, J. Wattel, E. and van Breemen, N. 2003. Mean resistance time of soil organic matter associated with kaolinite and smectite. *European Journal of Soil Science*, **54**, 269-278.
- Wilson, M.A., Collin, P.J. and Tate, K.R. 1983. <sup>1</sup>H nuclear magnetic resonance study of a soil humic acid. *Journal of Soil Science*, **34**, 297-304.
- Wilson, J.W. and Agnew, O.D. 1992. Positive-feedback switches in plant communities. *Advances in Ecological Research*, **20**, 265-336.
- Willson, T.C., Paul, E.A. and Harwood, R.R. 2001. Biologically active soil organic matter fractions in sustainable cropping systems. *Applied Soil Ecology*, **16**, 63–76.
- Wirth, S.J. 2001. Regional-scale analysis of soil microbial biomass and soil basal CO<sub>2</sub>-respiration in northeastern Germany.” In: D.E. Stott, R.H. Mohtar and G.C. Steinhardt (Eds.). *Sustaining the Global Farm - 10th International Soil Conservation Organization Meeting*. West Lafayette. pp 486-493.
- Wright, S.F. and Upadhyaya A. 1998. A survey of soils for aggregate stability and glomalin, a glycoprotein produced by hyphae of arbuscular mycorrhizal fungi. *Plant and Soil*, **198**, 97–107.

- Xing, B.S. and Pignatello, J.J. 1997. Dual-mode sorption of low-polarity compounds in glassy poly (vinyl chloride) and soil organic matter. *Environmental Science and Technology*, **31**, 792–799.
- Xu, Y.C., Shen, Q.R. and Ran W. 2003. Content and distribution of organic N in soil and particle size fractions after long-term fertilization. *Chemosphere*, **50**, 739–745.
- Zagal, E., Rodríguez, N., Vidal, I., Flores, B. 2002a. La fracción liviana de la materia orgánica de un suelo volcánico bajo distinto manejo agronómico como índice de cambios de la materia orgánica lábil. *Agricultura Técnica (Chile)*, **62**, 284-296.
- Zagal, E., Rodríguez, N., Vidal, I. y Quezada, L. 2002b. Actividad microbiana en un suelo de origen volcánico bajo distinto manejo agronómico. *Agricultura Técnica (Chile)*, **62**, 297-309.
- Zagal, E. y Córdova, C. 2005. Indicadores de calidad de la materia orgánica del suelo en un andisol cultivado. *Agricultura Técnica (Chile)*, **65**, 186-197.
- Zagal, E. y Espinoza, S. 2005. Variación del contenido de carbono total y la abundancia natural de  $^{13}\text{C}$  en la materia orgánica del suelo, bajo diferentes manejos de residuos en la VIII región de Chile. *X Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo*. Santiago, Chile. Boletín N° **21**, pp. 62.
- Zhang, X.D., Amelung, W., Ying, Y.A. and Zech W. 1998. Amino sugar signature of particle-size fractions in soils of the native prairie as affected by climate. *Soil Science*, **163**, 220–229.

## 8. ANEXO

**Anexo 1.** Densidad aparente del suelo ( $\text{g cm}^{-3}$ ) en distintos ecosistemas de matorral de *A. cavendishii* en la zona Mediterránea de Chile. Promedio  $\pm$  error estándar (n = 8).

Ecosistema	Profundidad (cm)	Bajo Canopia	Fuera de canopia
Matorral nativo	0-5	1,17 $\pm$ 0,09	1,55 $\pm$ 0,08
	5-10	1,48 $\pm$ 0,08	1,65 $\pm$ 0,05
	10-20	1,63 $\pm$ 0,03	1,59 $\pm$ 0,04
	20-40	1,63 $\pm$ 0,05	1,58 $\pm$ 0,05
Espinal denso	0-5	1,19 $\pm$ 0,05	1,34 $\pm$ 0,06
	5-10	1,44 $\pm$ 0,05	1,55 $\pm$ 0,04
	10-20	1,48 $\pm$ 0,03	1,48 $\pm$ 0,02
	20-40	1,50 $\pm$ 0,05	1,53 $\pm$ 0,02
Espinal medio	0-5	1,27 $\pm$ 0,06	1,38 $\pm$ 0,05
	5-10	1,44 $\pm$ 0,05	1,55 $\pm$ 0,05
	10-20	1,50 $\pm$ 0,05	1,48 $\pm$ 0,08
	20-40	1,47 $\pm$ 0,06	1,48 $\pm$ 0,05
Espinal escaso	0-5	1,34 $\pm$ 0,05	1,43 $\pm$ 0,04
	5-10	1,50 $\pm$ 0,03	1,55 $\pm$ 0,03
	10-20	1,53 $\pm$ 0,02	1,57 $\pm$ 0,02
	20-40	1,56 $\pm$ 0,04	1,49 $\pm$ 0,03
Espinal muy escaso	0-5	1,40 $\pm$ 0,08	1,43 $\pm$ 0,07
	5-10	1,45 $\pm$ 0,05	1,53 $\pm$ 0,03
	10-20	1,52 $\pm$ 0,04	1,52 $\pm$ 0,03
	20-40	1,50 $\pm$ 0,02	1,53 $\pm$ 0,02