



UNIVERSIDAD NACIONAL DE CORDOBA
FACULTAD DE CIENCIAS AGROPECUARIAS
ESCUELA PARA GRADUADOS



**MINERALIZACIÓN Y ESTABILIZACIÓN DE RESIDUOS DE RAÍCES DE SOJA,
MAÍZ Y SORGO EN DISTINTAS FRACCIONES DEL CARBONO ORGÁNICO
TOTAL DEL SUELO**

JULIUS JOSÉ KORITSCHONER

TESIS
Para optar al Grado Académico de
Doctor en Ciencias Agropecuarias

Córdoba, 2019

**MINERALIZACIÓN Y ESTABILIZACIÓN DE RESIDUOS DE RAÍCES DE SOJA,
MAÍZ Y SORGO EN DISTINTAS FRACCIONES DEL CARBONO ORGÁNICO
TOTAL DEL SUELO**

JULIUS JOSÉ KORITSCHONER

Comisión Asesora de Tesis

Director: Dra. Susana Hang

Asesores: Dr. Ariel Rampoldi

Dr. Cesar Izaurrealde

Tribunal Examinador de Tesis

Dr. R. César Izaurrealde

Dr. Enrique Luchini

Dr. Martín Díaz Zorita

Presentación formal académica:

27 de septiembre de 2019
Facultad de Ciencias Agropecuarias
Universidad Nacional de Córdoba



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución – No Comercial – Sin Obra Derivada 4.0 Internacional.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo que aquí es presentado ha sido posible gracias a la colaboración de muchas personas a lo largo de estos últimos cinco años. En este apartado pretendo expresar mi agradecimiento a ellas.

En primer lugar quiero expresar mi agradecimiento a la Dra. Susana Hang, directora de la presente tesis, por múltiples razones. Por iniciarme en el mundo de la investigación y acompañarme en este trayecto de mi vida, por su apoyo y dedicación como directora de tesis, por ayudar siempre a construir una visión de ciencia, por su calidad humana y su ayuda que ha contribuido en mi desarrollo profesional y personal.

Al Ing. Agr. Gustavo Negro, por sus inquietudes constantes en la importancia de las implicancias agronómicas de la investigación en general y de esta tesis, en particular.

Al Dr. Ariel Rampoldi, por sus valiosos aportes a mi investigación y sus innumerables consejos.

Dr. Cesar Izaurralde, por su predisposición para recibirme en la estadía de investigación que realicé en la Universidad de Maryland, USA y por el aprendizaje en modelos de simulación.

A los becarios doctorales y compañeros: Alejandro, Franca y Celia, por los ratos compartidos, por los aprendizajes cruzados, por la colaboración, por su amistad y por hacer que del trabajo un espacio a disfrutar.

A mis compañeros de la cátedra de Edafología, por mostrarse siempre predispuestos ante las constantes preguntas de una tesis en construcción, por su compañía.

A mis compañeros Curtis y Ashwan de la Universidad de Maryland, por hacerme más grata la estadía y su diligencia para el trabajo.

A la Dra. Mónica Balzarini, por sus aportes y su ayuda con el análisis estadístico.

A todos aquellos que de una u otra manera colaboraron con la parte analítica de la tesis.

A la Facultad de Ciencias Agropecuarias, por facilitarme el lugar físico para realizar los experimentos volcados a esta tesis, por el honor de ser docente en esta Casa.

A la Universidad Nacional de Córdoba (UNC), por la ayuda para la financiación de viajes y estadías de investigación.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET), por otorgarme una beca doctoral que hizo posible esta tesis, por promover la ciencia.

A la Escuela para Graduados FCA-UNC, a la SECyT-UNC y a la ANPyCT por los fondos.

A los estudiantes que han cursado conmigo Edafología estos cinco años, que a través de su paso e inquietudes han enriquecido mi trayecto doctoral a través de la enseñanza y la vocación docente.

A mi madre, mi hermana José y Matías, por su apoyo y cariño incondicional.

A Juli, por su amor y compañía.

A mis familiares que siempre se han interesado en el progreso de mi trabajo.

A mis amigos Toto, Fede, Nico, Pancho, Diego, Diego, Julio, Momia, Lucas, Ronco y tantos otros, por acompañarme con su afecto y amistad.

DEDICATORIA

“A mi padre, quien me enseñó a vivir de acuerdo a mis ideales, a mi madre y mi hermana, por estar siempre”

RESUMEN

Normalmente se denomina a las raíces “la mitad oculta” de las plantas. Las raíces representan un importante porcentaje del carbono que ingresa y se estabiliza en el suelo. A pesar de su importancia, el conocimiento acerca de los factores que modifican su comportamiento es aún limitado. La hipótesis planteada fue que la distribución del carbono de residuos de raíz entre formas estabilizadas y mineralizadas es dirigida por la composición de la raíz y de las propiedades del suelo. El objetivo general de este trabajo fue estudiar la estabilización y mineralización de raíces de soja, maíz y sorgo en suelos con diferentes características edáficas de la región central de Argentina. Para ello, se caracterizó la mineralización de la materia orgánica del suelo (MOS) en diferentes suelos representativos de la variabilidad edáfica de la provincia de Córdoba en la región central de Argentina. Se evaluaron las relaciones existentes entre los atributos edafo-climotopográficos y la mineralización de la MOS a corto plazo. En segundo lugar, mediante incubaciones de suelo con adición de raíces de soja, maíz y sorgo se examinó la relación de la composición de raíces y las propiedades del suelo con la mineralización de residuos de raíz a corto plazo, así como las interacciones suelo-raíz existentes. En tercer lugar, utilizando tanto incubaciones como fraccionamiento físico y químico de la MOS se evaluó el efecto de la adición de raíces sobre la distribución del C en distintas fracciones de la MOS. Por último, se utilizó un modelo de simulación (EPIC) y se predijo la mineralización de MOS y de C de raíces en las incubaciones. Los resultados mostraron que en los suelos se mineralizó entre un 2 % y un 31 % del C orgánico. La mineralización de la MOS de los suelos de la región central de Argentina fue dirigida de manera conjunta por propiedades edáficas, en especial la textura, el P y Cu extractables y la MOS. Se generaron mapas temáticos, de utilidad para diferenciar los suelos de acuerdo a su potencialidad y velocidad de mineralización del C de la MOS. Se mostró que con información de suelo y de raíz es posible predecir de manera satisfactoria la mineralización de las raíces en diferentes suelos. Se observó interacción entre el suelo y el tipo de raíz. Las raíces con más celulosa se mineralizaron más en los suelos de menor pH. El contenido de N total de los suelos se correlacionó fuertemente con la mineralización de C de raíces. Aquellas con mayor contenido de fracción soluble (sorgos) presentaron mayor mineralización de C que las con menor contenido de solubles (soja y maíz), que además mostraron una fase de retardo en los primeros días de incubación. En cuanto a la estabilización de C, la incorporación de C al suelo a partir de raíces mostró que, en los 175 días que duró el experimento, la fracción que reflejó mayores cambios cuantitativos fue la del carbono ubicado en la fracción >53 micras. Este patrón se replicó en todos los suelos con la adición de raíces de soja y maíz. Los suelos con mayor contenido de arcillas presentaron una tendencia a incrementar el C en la fracción <53 micras. La adición de raíces de soja y maíz también incrementó de manera significativa el C en ácidos fúlvicos y el C en ácidos húmicos. Los suelos tratados con raíz de sorgo mostraron en algunos suelos mayor tasa de polimerización que los residuos de soja y maíz. Este comportamiento sería compatible con la estabilización del C por procesos microbianos. La intensa mineralización ocurrida en los primeros días en los suelos con adición de raíces de sorgo aporta evidencia para esta hipótesis de estabilización biológica del C del suelo, y no sólo por provenir de estructuras recalcitrantes. La composición bioquímica de las raíces estuvo asociada a diferente estabilización y mineralización de C. Si bien EPIC subestimó el C mineralizado tanto para la MOS como para las raíces, captó de manera satisfactoria el efecto del suelo para modificar la mineralización de las raíces, por ello aportó resultados promisorios para ser utilizado en el modelado de la mineralización de C en experimentos de condiciones controladas.

ABSTRACT

The roots are usually called "the hidden half" of plants. The roots represent a significant percentage of the carbon that enters and stabilizes in the soil. Despite its importance, knowledge about the factors that modify its behavior is still limited. The hypothesis raised was that the distribution of carbon from root residues between stabilized and mineralized forms is directed by the composition of the root and soil properties. The general objective of this work was to study the stabilization and mineralization of soya, corn and sorghum roots in soils with different edaphic characteristics of the central region of Argentina. For this, the mineralization of soil organic matter (SOM) was characterized in different soils representative of the edaphic variability of the province of Córdoba, in the central region of Argentina. Existing relationships between the edaphic-climate-topographic attributes, and short term SOM mineralization were evaluated. Secondly, by means of soil incubations with the addition of soy roots, corn and sorghum, the relationship of the composition of roots and the properties of the soil with the mineralization of short-term root residues was examined, as well as the soil-root interactions existing. Thirdly, using both incubations and physical and chemical fractionation of the SOM, the effect of adding roots on the distribution of C in different fractions of the SOM was evaluated. Finally, a simulation model (EPIC) was used and the mineralization of SOM and root C in the incubations was predicted with it. The results showed that between 2% and 31% of the organic soil C was mineralized. The mineralization of the SOM of the soils of the central region of Argentina was jointly directed by edaphic properties, especially the texture, the extractable P and Cu and the SOM. Thematic maps were generated, useful for differentiating soils according to their potential and speed of SOM-C mineralization. It was shown that with soil and root information it is possible to satisfactorily predict the mineralization of the roots in different soils. Interaction between soil and root type was observed. Roots with more cellulose became more mineralized in lower pH soils. The total N content of the soils was strongly correlated with the mineralization of C roots. Those with higher soluble fraction content (sorghum) had higher C mineralization than those with lower soluble content (soy and corn), which also showed a delay phase in the first days of incubation. Regarding the stabilization of C, the incorporation of C to the soil from roots showed that, in the 175 days that the experiment lasted, the fraction that reflected the greatest quantitative changes was that of carbon located in the fraction > 53 microns. This pattern was replicated in all soils with the addition of soy and corn roots. The soils with higher clays content showed a tendency to increase the C in the fraction < 53 microns. The addition of soy and corn roots also significantly increased C in fulvic acids and C in humic acids. Soils treated with sorghum root showed in some soils a higher polymerization rate than soybean and corn residues. This behavior would be compatible with the stabilization of C by microbial processes. The intense mineralization that occurred in the first days in soils with the addition of sorghum roots provides evidence for this hypothesis of biological stabilization of soil C, and not only because it comes from recalcitrant structures. The biochemical composition of the roots was associated with different stabilization and mineralization of C. Although EPIC underestimated the mineralized C for both the SOM and the roots, it satisfactorily captured the effect of the soil to modify the mineralization of the roots, therefore provided promising results to be used in the modeling of C mineralization in laboratory experiments.

Tabla de Contenidos

LISTA DE TABLAS	XI
LISTA DE FIGURAS	XII
LISTA DE ABREVIATURAS.....	XVI
CAPITULO 1.....	1
INTRODUCCIÓN GENERAL	1
La materia orgánica del suelo	1
El ciclo del carbono y sus compartimentos	2
Definición y funciones de la materia orgánica del suelo	3
Ingresos de carbono al suelo: Biomasa aérea y de raíces	5
La composición de los residuos en relación con su descomposición.....	6
Descomposición de residuos: definición, procesos y factores determinantes	10
Índices de predicción de la descomposición de los residuos	12
Modelos para describir la mineralización de residuos vegetales	12
HIPOTESIS	15
OBJETIVO GENERAL	15
OBJETIVOS ESPECIFICOS	15
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	17
CAPÍTULO 2.....	25
CARACTERIZACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA LÁBIL DE LOS SUELOS DE LA PROVINCIA DE CÓRDOBA Y LA RELACIÓN CON SUS PROPIEDADES EDAFO-CLIMO-TOPOGRÁFICAS	25
INTRODUCCIÓN	25
MATERIALES Y MÉTODOS	29

Suelos	29
Incubaciones	29
Ajuste matemático y análisis estadístico	30
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	31
Mineralización del carbono orgánico total	31
Parámetros cinéticos del modelo de primer orden.....	36
Relación entre las propiedades edafo-climo-topográficas y los parámetros del modelo de primer orden.....	37
Estructura espacial de la mineralización	43
Evaluación de los modelos y mapeo del porcentaje del carbono orgánico total potencialmente mineralizable y de la constante de mineralización	45
CONCLUSIONES.....	48
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	49
 CAPÍTULO 3.....	 53
 INFLUENCIA DE LAS PROPIEDADES EDÁFICAS Y DE LA COMPOSICION BIOQUIMICA DE LAS RAICES EN LA MINERALIZACIÓN DE CARBONO RADICULAR ADICIONADO EN SUELOS DE LA PROVINCIA DE CÓRDOBA	 53
INTRODUCCIÓN	53
MATERIALES Y MÉTODOS	56
Área de estudio y suelos utilizados	56
Raíces	57
Incubaciones	58
Procesamiento de datos y análisis estadístico	59
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	61
Características de los suelos y las raíces	61
Efectos de la adición de raíces en la mineralización de C	64

Parámetros de la descomposición de la raíz	71
CONCLUSIONES.....	76
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77
CAPÍTULO 4.....	82
PARTICIÓN ENTRE FRACCIÓNES FÍSICAS, QUÍMICAS Y MINERALIZADAS DEL C DE RAÍZ ADICIONADO AL SUELO	82
INTRODUCCIÓN	82
MATERIALES Y MÉTODOS	86
Área de estudio	86
Raíces	87
Incubaciones	88
Fraccionamiento físico y químico de la materia orgánica del suelo	88
Procesamiento de datos y análisis estadístico	89
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	91
Fraccionamiento físico de la MOS en suelos tratados con raíces	91
Efecto por tipo de raíz.....	97
Fraccionamiento químico de la MOS en suelos tratados con raíces	98
Mineralización de Carbono.....	104
Modelo exponencial doble.....	107
CONCLUSIONES.....	112
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	113
CAPÍTULO 5.....	118
PREDICCIÓN DE LA MINERALIZACIÓN DE CARBONO ORGANICO DE SUELOS Y RAICES CON LA UTILIZACION DEL MODELO DE SIMULACIÓN EPIC	118

INTRODUCCION	118
MATERIALES Y MÉTODOS	121
Análisis estadístico	122
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	123
Simulación de la mineralización de COT de suelos	123
CONCLUSIONES.....	135
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	136
CAPITULO 6.....	138
CONCLUSIONES GENERALES.....	138
Futuras líneas de investigación	140
PRODUCCIÓN DERIVADA DEL TRABAJO DE TESIS	141
Publicaciones científicas.....	141
Presentaciones a congresos	141
ANEXOS.....	142
ANEXO 1	143
PROPIEDADES DE LOS SUELOS Y CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS Y TOPOGRÁFICAS DE LOS SITIOS UTILIZADOS EN EL CAPÍTULO 2 	143
ANEXO 2	150
INFORMACIÓN SUPLEMENTARIA DEL CAPÍTULO 4	150
ANEXO 3	153
FOTOS DESCRIPTIVAS DE ALGUNAS TÉCNICAS UTILIZADAS EN EL TRABAJO DE TESIS.....	153

Lista de Tablas

Tabla N°	Leyenda	Pág.
2.1	C_{\min} y parámetros estimados con el modelo de primer orden.	33
2.2	Coefficientes de correlación de Pearson calculados entre C_{\min} , C_0 , $\ln k$ y $\ln C_0k$ y los atributos edáficos, climáticos y topográficos utilizados.	40
2.3	Mejores modelos de regresión lineal múltiple con selección tipo <i>stepwise</i> ($R^2=0,15$) ajustados para predecir C_0 , $\ln C_0/COT$, $\ln k$ y $\ln C_0k$.	42
3.1	Principales propiedades de los suelos usados y tipo de manejo.	62
3.2	Composición elemental y características bioquímicas de las raíces utilizadas.	64
3.3	Parámetros del modelo ajustado ($IC_{\min} = C_1[1-\exp(-k_1t)] + C_2[1-\exp(-k_2t)]$), índices obtenidos del producto de los parámetros y tiempo medio de residencia (TMR) de los compartimentos de C.	72
3.4	Resumen de las correlaciones entre la tasa inicial de mineralización del compartimento lábil C_1k_1 y del compartimento estable C_2k_2 con las propiedades del suelo y la raíz.	74
4.1	Parámetros cinéticos calculados a partir de un modelo de mineralización exponencial doble después de incubar raíces de tres tipos de sorgo, soja y maíz en quince suelos, durante 140 días a 25 °C y 60% de la capacidad de campo de cada suelo.	109- 110
5.1	Carbono mineralizado (C_{\min}) medido y simulado por EPIC, para un periodo de 175 días.	127

Lista de Figuras

Figura N°	Leyenda	Pág.
1.1	El ciclo del Carbono (Fuente: Porta <i>et al.</i> , 1999)	3
2.1	Mapa de la Provincia de Córdoba donde se muestran A) Todos los sitios de muestreo (Hang <i>et al.</i> , 2015) con información edafo-climotopográfica que se utilizaron en la selección por Hipercubo Latino, B) suelos que representan la variabilidad regional, seleccionados para realizar las incubaciones de laboratorio.	31
2.2	Distribución de frecuencias y tendencia espacial de la constante de mineralización: A) Histograma de frecuencias, las barras contienen las frecuencias relativas y los rótulos sobre cada una de las barras representan su frecuencia absoluta; B) Diagrama de dispersión realizado para la constante de mineralización (k) y la longitud utilizando coordenadas Universal Transversa Mercator zona 20 Sur (UTM20S) donde la línea de discontinua representa la función cuadrática de tendencia ajustada a los datos ($p < 0.05$), C) Mapa de Córdoba con las constantes de mineralización (k) menores a 0,10, divididas en cuatro categorías.	38
2.3	Relaciones entre el porcentaje de COT potencialmente mineralizable y A) la relación C: N, B) el contenido de arena, C) el COT y D) el P extractable de los suelos.	41
2.4	Gráfico de cajas realizado para la mineralización anual potencial esperada en todos los suelos evaluados, obtenida a partir de la mineralización de laboratorio y la extrapolación utilizando el modelo ajustado con los datos de Collins <i>et al.</i> , (2000).	43
2.5	Semivariogramas empíricos realizados para A) C_{\min} , B) C_0 , C) k, D) C_0k . Líneas continuas representan los variogramas envolventes calculados por permutación de los datos; si el punto está dentro del variograma envolvente, no hay estructura espacial a esa distancia.	44
2.6	Valores observados vs predichos realizados a partir de los ajustes de regresión lineal múltiple de: A) del porcentaje del COT	46

potencialmente mineralizable (C₀/COT) (todos los datos) y B) tomando solo los valores observados menores a 15%; C) la constante de mineralización (todos los datos) y D) tomando solo los valores observados menores a 0,1. Las líneas llenas representan la línea de ajuste entre los valores predichos y observados con su valor de R², las líneas punteadas representan la recta de predicción 1:1.

- 2.7 Mapa de A) Carbono potencialmente mineralizable (C₀) expresado en porcentaje del Carbono orgánico total B) Constante de mineralización (k), ambos mapas generados a partir del interpolado de los valores obtenidos al aplicar los modelos predictivo confeccionados para C₀ y k a los 352 suelos ubicados dentro de la provincia de Córdoba. 47
- 3.1 El lugar de estudio en la provincia de Córdoba, Argentina, cubre un área de 71.000 km². Los números corresponden a los sitios de muestreo de suelo. Los 15 puntos seleccionados en este estudio provienen de una cuadrícula de muestreo de 354 puntos 57
- 3.2 Biplots de análisis de componentes principales. A) Biplot de propiedades del suelo. Los círculos amarillos corresponden a las variables del suelo y los círculos azules representan los suelos. CP: componente principal. COT: carbono orgánico total. Nt: nitrógeno total. CIC: capacidad intercambiable de cationes; CC: capacidad de campo. B) Biplot de propiedades de raíz. Los círculos amarillos son variables de raíces y los círculos azules representan las raíces. CP: componente principal; N: nitrógeno, C: carbono, C: N: relación raíz C a N; SOL: fracción soluble; HEM: hemicelulosas; CEL: celulosa; LIG: Lignina; LCI: índice lignocelulolítico, DI: índice de descomposición, índice LIG: N. 63
- 3.3 C-CO₂ acumulado y constante de mineralización de cinco residuos de raíces en 15 suelos durante 28 de incubación. A) La mineralización acumulada y B) Las constantes de mineralización corresponden al promedio de la raíz en todos los suelos utilizados. SA: *S. halepense*; SB: *S. bicolour cv. Biosilero INTA*; SP: *S. bicolour cv. Pakari*, SY: *Glycine max* y MZ: *Zea mays*. C) La mineralización acumulada y D) las constantes de mineralización corresponden al promedio de las cinco raíces en cada suelo. Los suelos se agruparon en ocho categorías por diferencia de medias (p <0,05) de IC_{min} a los 28 días y se graficó el promedio por categoría y su error estándar asociado. Los números en la leyenda corresponden a los identificadores de suelos. 65

3.4	Variabilidad del C-CO ₂ acumulado a lo largo del período de incubación explicada por el factor suelo, raíz y la interacción suelo-raíz. ($SS_S / (SS_T - SS_E) 100$). SS_S suma de cuadrados del factor; SS_T suma de cuadrados totales; SS_R Suma de cuadrados de error.	67
3.5	Variación a lo largo del tiempo de incubación de los coeficientes de correlación de Pearson ($p < 0,05$) entre IC_{min} y: A) fracciones bioquímicas de residuos de raíces. B) propiedades del suelo	69
3.6	Cantidad de C-CO ₂ acumulado (IC_{min}) proveniente de residuos de raíces en suelos con tres niveles de nitrógeno total.	70
3.7	Regresión lineal entre C_2k_2 de las raíces y: A) el producto $CEL.N_t$. B) el pH de los suelos (raíces divididas en dos grupos según su contenido ligno-celulósico).	75
4.1	Sitios de muestreo de los 15 suelos estudiados, en la provincia de Córdoba, Argentina.	87
4.2	Distribución del carbono entre 2 fracciones (2000-53 μ m y <53 μ m) en 15 suelos tratados con 400 mg de raíces de Soja, Maíz y Sorgo.	92-94
4.3	Índices de enriquecimiento calculados para A) Carbono en la fracción entre 2000 μ m y 53 μ m ($C_{f>53\mu m}$), B) Carbono en la fracción menor a 53 μ m ($C_{f<53\mu m}$).	95
4.4	Relación entre el incremento en el $C_{f<53\mu m}$ y el contenido de arcilla de los suelos.	97
4.5	Contenido de A) carbono en ácidos húmicos (C-AH) y B) carbono en ácidos fúlvicos (C-AF) obtenidos del fraccionamiento de los suelos luego de seis meses de incubación.	99

4.6	Tasas de polimerización [C-AH/C-AF] de los suelos para los tratamientos control, soja, maíz y sorgo.	100
4.7	Índice de enriquecimiento realizado sobre A) el carbono en ácidos húmicos (C-AH) y B) el carbono en ácidos fúlvicos (C-AF), para las raíces de Soja, Maíz y Sorgo incubadas en los diferentes suelos estudiados.	101
4.8	Porcentajes de la varianza explicados por el factor suelo y el factor raíz en el contenido de C-AH y el contenido de C-AF	102
4.9	Liberación de C-CO ₂ de raíces de soja (S _J), maíz (M _Z), sorgo bicolor cultivar Pakari-INTA (S _P) y cultivar Biosilero-INTA (S _B), y sorgo de Alepo (S _A), incubados en los quince suelos	105- 106
4.10	Comportamiento de la constante de mineralización de la fracción estable (k ₂) en función de la extensión de tiempo que se utiliza su estimación, hecho realizado para la mineralización en todos los suelos de raíces de A) Soja y B) Sorgo bicolor cv. Pakari-INTA	111
5.1	Liberación acumulada de C-CO ₂ de las incubaciones de los 15 suelos y C-CO ₂ de la simulación realizada por el modelo EPIC.	124- 125
5.2	Relación entre los valores acumulados de carbono mineralizado a 3, 7, 14, 21, 28, 49, 70, 105, 140 y 175 días, simulados con EPIC y observados en las incubaciones de suelos.	126
5.3	Liberación de C-CO ₂ de raíces de soja (S _J), maíz (M _Z), sorgo bicolor cultivar Pakari-INTA (S _P) y cultivar Biosilero-INTA (S _B), y sorgo de Alepo (S _A) en las incubaciones de suelo (Observado) y simulados por el modelo EPIC, para los quince suelos.	128- 131
5.4	C-CO ₂ a 140 días por las raíces de SJ, MZ, SB, SP y SA en los suelos con C-CO ₂ EPIC < 4000 mg C kg suelo ⁻¹ , simulados por el EPIC y observados en las incubaciones.	133

Lista de abreviaturas

AF	Ácidos fúlvicos
AH	Ácidos húmicos
C	Carbono
C:LIG	Relación Carbono: Lignina
C:N	Relación Carbono: Nitrógeno
C ₀	Carbono potencialmente mineralizable
C-AH/C-AF	Tasa de polimerización
CC	Capacidad de campo
C-CO ₂	Carbono de CO ₂
CEL	Celulosa
C _{f<53μm}	Carbono orgánico de la fracción de suelo menor a 53 μm
C _{f>53μm}	Carbono orgánico de la fracción de suelo entre 2000-53μm
CIC	Capacidad de intercambio catiónico
C _{min}	C mineralizable
CMP	Capacidad a la marchitez permanente
CO ₂	Dióxido de carbono
COT	Carbono orgánico total
CP	Componente Principal
Cu	Cobre extractable Mehlich III
DI	Índice de descomposición
ECT	Edafo-climo-topográficas
HEM	Hemicelulosas
HUM	Huminas
IC _{min}	Incremento de carbono mineralizado
IE	Índice de enriquecimiento
K	Potasio
k	Tasa de mineralización modelo exponencial simple
k ₁ y k ₂	Tasas de mineralización del modelo exponencial doble

LCI	Índice lignocelulolítico
LIG	Lignina
MOP	Materia orgánica particulada
MOS	Materia orgánica del suelo
M _Z	Residuo de raíz de maíz
N	Nitrógeno
NE	Noreste
N _t	Nitrógeno total
O	Oeste
P	Fósforo extractable Bray
pH	Potencial hidrógeno
Pg C	Petagramo de carbono
PMA	Precipitación media anual
R ²	Coefficiente de determinación
S _A	Residuo de raíz de soja
S _B	Residuo de raíz de sorgo Biosilero
SH	Sustancias húmicas
SNH	Sustancias no húmicas
SO	Suroeste
SOL	Compuestos solubles
S _P	Residuo de raíz de sorgo Pakari
SS _R	Suma de cuadrados de error
SS _S	Suma de cuadrados del factor
SS _T	Suma de cuadrados totales
S _Y	Residuo de raíz de soja
t	Tiempo
TMA	Temperatura media anual
TMR	Tiempo medio de residencia

INTRODUCCIÓN GENERAL

La materia orgánica del suelo

En Argentina, y en particular en la provincia de Córdoba, la economía se apoya, en gran medida en la agricultura en forma directa como generadora de productos primarios, e indirectamente a partir de servicios y procesos de transformación agroindustrial. Su constante crecimiento, tanto en extensión hacia nuevas áreas de producción como en intensificación a partir de la incorporación de tecnologías para el sostenimiento y aumento de la producción conduce a cambios dentro y fuera de los agroecosistemas. Es así que hoy se observa un serio compromiso en la vinculación entre la sociedad en general y el crecimiento, con intensificación, en las actividades agropecuarias (Derpsch y Friedrich, 2009).

En la provincia de Córdoba esta situación adquiere características particulares, en parte explicado por sus múltiples condiciones climáticas y edáficas (Jarsún *et al.*, 2006). La interacción de ambas da lugar a diferentes tipos de ambientes según su grado de respuesta a cambios en las propiedades, y sus grados de riesgo de degradación. Hacia el oeste de la provincia aumentan los problemas de degradación asociados con baja estabilidad de la materia orgánica del suelo (MOS) afectando el rol atenuador del suelo y la capacidad de aportar nutrientes, asociado en parte a suelos con mayor contenido de arena, mientras que hacia el este y el sureste los escenarios favorecen los riesgos de erosión hídrica asociado a las mayores precipitaciones y suelos de texturas más finas. Un factor clave para mantener la producción en el largo plazo en las regiones semiáridas es proteger y/o mejorar el

contenido de la MOS.

La MOS no es un componente del suelo homogéneo, ni física ni químicamente (Galantini y Suñer, 2008). El carbono orgánico total (COT), principal componente de la MOS, ha sido conceptualmente separado en distintas categorías llamados compartimentos. Christensen (2001) categoriza estos compartimentos en tres compartimentos. EL denominado “pasivo” que representa la mayor parte del COT (60-70%) con una tasa de reciclado muy lenta. El compartimento “lento” que representa entre el 20 al 40% del COT, cuya velocidad de reciclado se extiende a décadas, y el compartimento “lábil” que representa menos del 5% del COT con velocidad de reciclado de meses. Otra clasificación, propuesta por Cambardella y Elliot (1992), describe una fracción de la materia orgánica poco transformada que denomina particulada (MOP) y se correspondería con el compartimento lento. Por otra parte, Franzluebbers *et al.*, (1996) propusieron que el COT mineralizado en incubaciones de respiración microbiana de 3 días corresponde al COT fácilmente oxidable o compartimento lábil.

Está muy bien documentado el rol del clima y la textura del suelo sobre la MOS. La temperatura tiene un control directo sobre su descomposición, mientras que la textura controla tanto la velocidad de formación como la de descomposición de la MOS. Hook y Burke (2000) consideran que la textura tiene influencia sobre los procesos biogeoquímicos lo cual es una razón de la influencia topográfica observada en los compartimentos de COT. Además de los límites impuestos por clima, topografía y textura del suelo, el sistema de manejo particular también tiene un mayor impacto sobre la calidad y cantidad de MOS dentro de un agroecosistema (Sherrod *et al.*, 2005; Omonode *et al.*, 2006).

El ciclo del carbono y sus compartimentos

La materia orgánica del suelo es uno de los mayores reservorios de C de la biosfera. Se estima que el suelo alberga 172×10^{10} Tn de C orgánico (Oades, 1988) (Fig. 1.1).

El C en activa circulación a nivel global se ubica en cuatro compartimentos: la atmósfera, la biósfera, la hidrósfera, y el suelo (Janzen, 2005). El suelo almacena entre 1500-2000 Pg C hasta el metro de profundidad (Jobbagy y Jackson, 2000; IPCC, 2001). Su

tamaño es más de tres veces el del C acumulado por la biomasa terrestre, estimado en 500 Pg C. La atmósfera alberga aproximadamente 760 Pg C y el océano 39.000 Pg C. La reserva de combustibles fósiles está calculada en 4000 Pg C (Janzen, 2004).

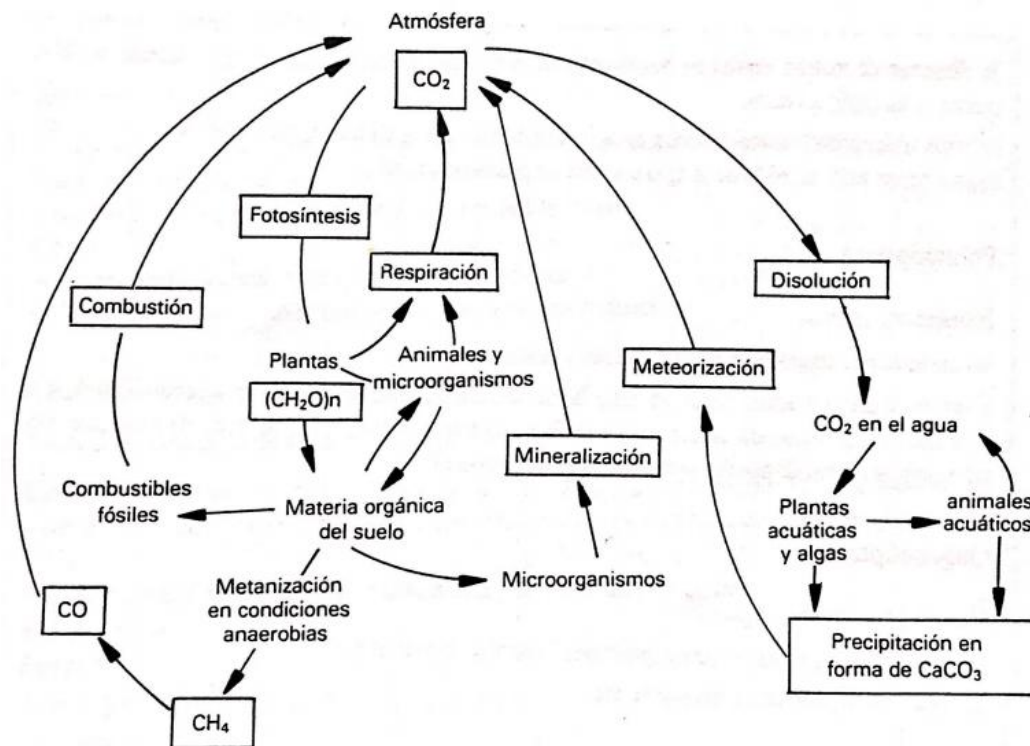


Fig. 1.1. El ciclo del Carbono (Fuente: Porta *et al.*, 1999)

Definición y funciones de la materia orgánica del suelo

La materia orgánica del suelo es un conjunto de materiales orgánicos diversos entre los que se encuentran microorganismos vivos, residuos animales y vegetales en diferentes estados de alteración, desde tejidos poco alterados a residuos con un alto grado de alteración, que varían en su estabilidad y susceptibilidad a la degradación (Magdoff, 1992). Es útil la concepción que aplican Baldock y Skjemstad (1999) quienes afirman que la materia orgánica consiste en todos los materiales orgánicos que se encuentran en el suelo independientemente de su origen o estado de descomposición.

La materia orgánica ejerce un efecto clave e insustituible sobre las propiedades funcionales del suelo. La capacidad de almacenamiento de agua, el efecto sobre la

estabilidad de los agregados, sobre la compactabilidad del suelo, sobre la erodabilidad, en el ciclado de nutrientes, sobre la capacidad de intercambio de cationes y la capacidad buffer son algunas de las propiedades edáficas fuertemente influenciadas por la MOS. También interviene en procesos de edafogénesis y es fuente de energía para los microorganismos (Krull *et al.*, 2004; Murphy, 2014).

Anualmente, la descomposición de los residuos vegetales y la MOS adicionan 10 veces más CO₂ a la atmósfera que los combustibles fósiles y las fuentes industriales (Schlesinger, 1997). La diferencia entre ambas fuentes consiste en que las plantas ingresan C a la biósfera por fotosíntesis, mientras que las emisiones de CO₂ por parte de los combustibles fósiles no son compensadas. Esto indica que el suelo puede comportarse como reservorio o fuente de carbono. El incremento de las concentraciones de CO₂ en la atmósfera en las últimas décadas y su relación con el cambio climático (Crowley y Berner, 2001) han colocado al C de suelo en el centro de la atención (Rosenberg y Izaurrealde, 2001). La mirada acerca de la MOS se ha corrido de posición, desde una mirada histórica puesta en su papel en la fertilidad física y química de suelo, hacia otra más amplia, donde la MOS es la manifestación tangible del secuestro de C (Janzen, 2004). El secuestro de C en el suelo puede mitigar el aumento de CO₂ atmosférico y mejorar las funciones del suelo a la vez, por ello se lo considera una oportunidad de tipo ganar-ganar (Lal, 2004).

La capacidad de los suelos de secuestrar C ha generado una gran discusión acerca de la magnitud potencial de este proceso. Aunque el secuestro de C en el suelo puede cubrir solo una parte de las emisiones por combustibles fósiles (Post *et al.*, 2004), resultados de análisis integrados han indicado que el secuestro de C en el suelo puede tener un rol estratégico para mitigar el cambio climático (Rosenberg y Izaurrealde, 2001). Los suelos acumulan C durante su desarrollo. La tasa de secuestro anual de C puede ser baja en suelos no cultivados, del orden de $2,4 \pm 0,70 \text{ g C m}^2 \text{ año}^{-1}$ o $0,32 \text{ Pg C año}^{-1}$ si se considera en el cálculo la superficie de ecosistemas naturales (Schlesinger, 1990). Esto representa solo una fracción (6%) de los $5,3 \text{ Pg C año}^{-1}$ que representan las emisiones de C a partir de combustibles fósiles. Para completar el panorama, se debe incluir el secuestro de C en ecosistemas perturbados. La gran pérdida de C ocurrida por la conversión de los ecosistemas naturales a sistemas cultivados indica que existe considerable potencial para aumentar la tasa de secuestro de C en los suelos. Esto se puede realizar mediante prácticas de manejo que reviertan los efectos del cambio de uso de suelo en las fracciones de MOS.

La tasa de acumulación de C puede ser del orden de 0,44-0,88 Pg C año⁻¹ (Cole *et al.*, 1997), 0,11 Pg C año⁻¹ (Post y Kwon 2000), 0,4-1,2 Pg C año⁻¹ (Lal, 2004), 0,4 Pg C año⁻¹ (Post *et al.*, 2004).

Ingresos de carbono al suelo: Biomasa aérea y de raíces

Los ingresos de carbono al suelo provienen de restos vegetales y animales. Los restos animales representan una menor proporción, y la gran mayoría de los ingresos de C al suelo proviene de restos vegetales (McClaugherty y Berg, 2011). Si bien el mayor ingreso proviene de la productividad primaria, también existe una fijación de C tanto autotrófa (Ge *et al.*, 2013) como heterótrofa (Miltner *et al.*, 2005; Pratscher *et al.*, 2011) por parte de los microorganismos de suelo, aunque su contribución (2-5 % de la respiración microbiana) es menor.

Para entender la esencia de una planta, debemos entenderla como un todo (McMichael y Persson, 1991). Esta afirmación trae aparejada la necesidad de explorar y estudiar las raíces para comprender a la planta, aunque normalmente se denomine a las raíces “la mitad oculta” (Eshel y Beeckman, 2013). La biomasa de raíces producida en un intervalo de tiempo por una determinada superficie del terreno es determinada por dos elementos: 1) la producción de biomasa total anual y 2) la partición de C entre la parte aérea y subterránea. Cuantificar la partición del C en las plantas es importante para calcular la cantidad de C direccionado hacia la raíz y sus deposiciones (Gregory *et al.*, 1996) ya que las raíces cumplen funciones importantes en el ciclado de nutrientes, actividad biológica, acumulación de MOS, agregación, etc. A pesar de su importancia, el conocimiento acerca de la producción de biomasa de raíces es limitado (McNaughton *et al.*, 1998).

El tipo de planta, la especie vegetal y las condiciones ambientales influyen en la partición de C entre las raíces y la parte aérea (Klepper, 1991). Es conocido que la partición del C es sensible a las variaciones en CO₂, luz, agua y nutrientes (Cakmak *et al.*, 1994; Kramer y Boyer 1995; Rogers *et al.*, 1999). Esto ocurre porque las plantas poseen un alto potencial para adaptarse al cambio en las condiciones ambientales. Pueden promover selectivamente el crecimiento relativo de las raíces o de los tallos en respuesta a la oferta limitante de nutrientes y luz respectivamente, en un fenómeno denominado crecimiento balanceado o equilibrio funcional (Feller *et al.*, 2015). En general, bajos niveles de N

estimulan el desarrollo del sistema radicular y el déficit de agua en el suelo incrementa el desarrollo de las raíces (Mokany *et al.*, 2006). La acumulación de biomasa en la raíz sigue de manera típica el patrón sigmoideo observado para la biomasa aérea (Gregory, 1994). Este comportamiento es más marcado en los cereales que en las leguminosas debido al carácter indeterminado de su floración (Gregory *et al.*, 1996). Los cereales tienen sistemas radiculares más extensos y pesados que las leguminosas. Las leguminosas poseen típicamente la mitad de la masa de raíz que los cereales y cerca de un quinto de su longitud, debido a la mayor masa por unidad de longitud de las leguminosas (Gregory *et al.*, 1996).

Numerosos factores afectan la partición de biomasa y C hacia la raíz; no obstante reportes indican que entre 20 y 30 % del C fijado se particiona hacia la raíz y un 10-20 % de la biomasa se encuentra como raíz en los cultivos (Gregory, 1994). La manera más usual en que se presentan los datos de participación de la raíz es como cociente respecto de la biomasa total de la planta ($m_{\text{raíz}}/m_{\text{total}}$) o respecto de la biomasa de aérea ($m_{\text{raíz}}/m_{\text{aerea}}$) (Mokany *et al.*, 2006). Los valores del cociente raíz:tallo que se observan al revisar literatura varían ampliamente tanto en ecosistemas naturales como cultivados. Los cultivos anuales poseen bajos cocientes raíz:tallo (0,1-0,5) en relación a cultivos perennes (4-7) (Jackson *et al.*, 1996). Mucha de la variabilidad en el cociente raíz:tallo dentro del mismo tipo de plantas está dado por las diferencias ambientales entre sitios (Bolinder *et al.*, 1997). La producción de raíces puede asociarse al tipo de cultivo, a la posición en el relieve (Ontl *et al.*, 2013), al tipo de suelo y sus atributos químicos y a variables climáticas como la temperatura media anual (Gill y Burke, 2002). Para cultivos, se puede hacer referencia a valores de 0.18 para maíz y 0.19 para soja (Bolinder *et al.*, 1997) calculados a partir de los cocientes tallo:raíz.

La composición de los residuos en relación con su descomposición

La calidad del residuo es una definición compuesta, que hace referencia al valor que posee un recurso, residuo vegetal en nuestro caso, como alimento para un microorganismo e incluye características físicas y químicas (Swift *et al.*, 1979). La comprensión de la composición química y la estructura de los compuestos lignocelulósicos

naturales, las características de cada componente y las interrelaciones entre ellos contribuyen a la interpretación del proceso de descomposición de residuos, dada la relación estructural entre proceso y descomposición (Chen, 2014).

El carbono es fuente de energía y materia prima de la biomasa para los microorganismos del suelo. Si bien existe una pequeña parte de la actividad metabólica de los microorganismos del suelo que pueden fijar C atmosférico, la mayor parte del metabolismo utiliza los residuos vegetales de C y O₂ como fuente estructural y energética, al ser un mecanismo sumamente eficiente (Krumbein, 1983). En general, el contenido de carbono posee una escasa variación entre los diferentes tejidos vegetales (Cadisch y Giller, 1997), no obstante es importante su distribución en las diferentes fracciones bioquímicas de las plantas. La importancia radica en que la distribución del C en las diferentes fracciones determina una gran parte de la disponibilidad para los microorganismos. En cuanto al nitrógeno (N), la mayor parte de los residuos vegetales se encuentra en la fracción soluble (Jensen, 2005), permitiendo el crecimiento microbiano y la producción de exoenzimas. Las amplias relaciones C:N de los residuos vegetales indican que el N es el elemento limitante. Si bien es aceptado que el nitrógeno es el elemento necesario en mayor cantidad, no es el único que puede limitar el proceso de descomposición de los tejidos vegetales. El contenido de fósforo (P) puede limitar la descomposición de residuos (Hobbie y Vitousek, 2000) y el calcio (Ca) tiene estrecha relación con las tasas de descomposición de raíces (Silver y Miya, 2001). En recientes estudios la importancia del manganeso (Mn) ha sido reevaluada, con indicios fuertes de que el ciclo redox de este elemento posee un papel fundamental en el proceso de descomposición de los residuos vegetales en el largo plazo (Keiluweit *et al.*, 2015).

Se debe aclarar que algunas de las fracciones de los residuos vegetales son referenciadas a partir de la manera en que se extraen y no en función directa de su estructura química. Por ello, poseen una definición operacional que engloba una entidad variada de productos que se extraen bajo una técnica en particular, generalmente bajo la acción extractora de un tipo de solvente. En cuanto a las técnicas analíticas utilizadas al momento de determinar los diferentes compuestos vegetales, la extracción propuesta por Van Soest (1967) y sus modificatorias es de particular importancia por su extendido uso en la caracterización de vegetales, tanto en el área de la descomposición de residuos como en la de calidad de forrajes.

La fracción soluble (SOL) provee de energía rápidamente disponible a los descomponedores y por ello es más influyente en las primeras etapas de la descomposición (Singh y Gupta, 1977). Esta fracción conforma una mezcla heterogénea de sustancias, que abarca ácidos orgánicos, almidón, monosacáridos, polisacáridos solubles y fibra soluble (Hall *et al.*, 1999). La fracción soluble se descompone de manera rápida, con una vida media de pocos días. Los glúcidos, carbohidratos, hidratos de carbono o sacáridos son biomoléculas compuestas por carbono, hidrógeno y oxígeno.

Entre los polisacáridos se encuentran la celulosa, las hemicelulosas y la pectina, y estos tres tipos están representados en casi todas las paredes celulares en proporciones variables (Harholt *et al.*, 2010). Los compuestos estructurales de la célula se acumulan a medida que la planta se desarrolla, para cumplir funciones determinadas como el sostén, la rigidez y la protección. Aunque los compuestos que conforman este conjunto son variados, su tamaño molecular y estructura los separan de los compuestos solubles, caracterizándose la fracción estructural por poseer una menor velocidad de descomposición. Por otro lado, la descomposición de la fracción estructural tiene relación con la SOL, pues solo después de su descomposición comienzan a descomponerse significativamente (Webster *et al.*, 2000).

La celulosa es el principal polisacárido de los residuos vegetales y típicamente constituye un 20-30% de su masa (Berg y Laskowski, 2006). Químicamente, la celulosa es un polímero no ramificado de glucosas enlazadas por enlaces glicosídicos β -1,4. Su estructura permite la formación de microfibrillas mediante puentes hidrógenos (Somerville, 2006). Estas microfibrillas se unen en fibrillas que colaboran en el sostén de la planta. En cuanto a la descomposición de la celulosa en el suelo, la visión tradicional consideró que su degradación es principalmente llevada a cabo por hongos, los que conducen el proceso (de Boer *et al.*, 2005) y solo algunos grupos de bacterias que actúan en la descomposición de celulosa (Lynd *et al.*, 2002).

Las hemicelulosas se diferencian de la celulosa por la composición de la cadena principal y de las cadenas ramificadas de glucanos (Chen, 2014). Los xilanos son los constituyentes principales de las hemicelulosas de las plantas cultivables (Walton *et al.*, 1994). La función de las hemicelulosas es tomar parte en la construcción de la estructura de la pared celular y la regulación del crecimiento de la célula (Chen, 2014).

Las pectinas constituyen el tercer grupo de polisacáridos, caracterizado por una extractibilidad relativamente alta usando ácido o quelantes y por un alto contenido de ácido galacturónico (Harholt *et al.*, 2010).

Después de la celulosa, la lignina es el principal componente de la biomasa vegetal y el material aromático más abundante de la biosfera, con una participación de entre el 10 y el 30 % de la biomasa (Lin y Dence, 2012). La lignina es un polímero formado a partir de tres alcoholes fenil propílicos (cumarílico, coniferílico y sinapílico), que dan como resultado los constituyentes aromáticos de la lignina. La lignina confiere rigidez a la pared celular y protege a la planta del ataque de patógenos (Rubin, 2008; Moura *et al.*, 2010) y ha sido descrita como el componente limitante de la velocidad de descomposición de los ciclos de C terrestre (Henault *et al.*, 2006). La degradación microbiana de la lignina representa un paso clave en el transcurso del ciclo del carbono, ya su remoción permite el subsiguiente uso de carbohidratos vegetales por parte de los microorganismos (Cullen y Kersten, 2004). En la lignina, los enlaces estables requieren energía para su degradación. Parece que el co-metabolismo con otros compuestos más lábiles es necesario para que la degradación de la lignina continúe (Couteaux *et al.*, 1995). Por su naturaleza aromática, la lignina no puede ser oxidada por muchas enzimas, y solo un pequeño grupo de peroxidasas son capaces de degradar los compuestos que representan las principales subestructuras de la lignina (Ruiz-Dueñas y Martínez, 2009). En adición, la red tridimensional irregular y ramificada que presenta la lignina, producto de su modo de polimerización, presenta una limitación adicional a la descomposición ya que disminuye la accesibilidad enzimática al compuesto. Por ello, son pocos los grupos microbianos con capacidad de degradar la lignina. La lignina se asocia a la fracción de celulosa de los residuos vegetales, afectando y disminuyendo la degradación de la fracción celulósica (Pauly y Keegstra, 2008). Para los residuos aéreos generalmente se ha encontrado una relación inversa entre el contenido de lignina y la tasa de descomposición. No obstante, en residuos de raíz no se encuentran estas relaciones de manera general (Abiven *et al.*, 2005). Es importante entender el papel que posee la fracción de lignina en la descomposición de las raíces, ya que los cultivos suelen presentar mayores contenidos en las raíces que en la parte aérea.

La suberina es un material polimérico compuesto de una parte aromática (polihidroxicinamatos) y una parte alifática (ácidos grasos de cadena corta y de cadena larga) (Kolattukudy, 1981; Bernards y Lewis, 1998). La suberina funciona como una barrera

física, contribuye a la resistencia de la pared celular, previene la pérdida de agua por parte de la planta y la protege de patógenos. La suberina se encuentra en tipos de células específicas, como la epidermis radical y la endodermis, por ello ha sido utilizada como biomarcador de los compuestos de raíz. Por su carácter aromático-alifático, se ha propuesto que la suberina se descompone lentamente en los residuos vegetales. En contraste, Bertrand *et al.*, (2010) encontraron que una proporción importante de la Banda de Caspary (parte radicular rica en suberina) se descompone al incubar tejidos de raíz en suelos, lo que demuestra la existencia de fracciones de suberina con diferente tasa de descomposición. Al igual que para la lignina, la preservación selectiva de la suberina debido a su recalcitrancia química está en discusión. En condiciones de suelos saturados de C, no se ha encontrado una preservación diferencial de suberina (Carrington, 2010; Carrington *et al.*, 2012).

Las interacciones entre los diferentes polisacáridos aseguran las propiedades fuertes pero dinámicas y flexibles de la pared celular (Harholt *et al.*, 2010). Se sabe que las hemicelulosas se unen a través de enlaces puente hidrogeno a las microfibrillas de celulosa (Keegstra, 2010). La lignina, que se dice es el constituyente más estable de las paredes celulares de las plantas puede influir en la descomposición de los carbohidratos vegetales debido a una estrecha relación física, aunque no exista un enlace químico entre los polímeros de carbohidratos y la lignina (Cheshire *et al.*, 1988). La fracción soluble estimula el desarrollo de microorganismos de rápido crecimiento que consumen preferencialmente sustratos sencillos (Meidute *et al.*, 2008), en detrimento de poblaciones de crecimiento lento que pueden descomponer sustratos más complejos. Esta razón explica en parte el retardo en la descomposición de los compuestos recalcitrantes en residuos ricos en fracción soluble (Webster *et al.*, 2000).

Descomposición de residuos: definición, procesos y factores determinantes

La descomposición, debe ser vista como un complejo conjunto de procesos, y es producto de la combinación de: el catabolismo, es decir los cambios químicos como la mineralización para dar lugar a formas inorgánicas; la fragmentación por la que hay una reducción física en el tamaño de partícula y a menudo redistribución del residuo sin cambios químicos; y la eliminación de recursos lábiles por lixiviación (Swift *et al.*, 1979).

Entre los factores que afectan la descomposición se encuentra la composición química del residuo, las condiciones ambientales, los animales y microorganismos de suelo (Solly *et al.*, 2014). Uno de los desafíos en el estudio de la descomposición de residuos es cuantificar la magnitud de cada una de las fuentes de variación de la descomposición.

Las interacciones clima-residuo se han utilizado para formular modelos generales de descomposición con el uso de pocos predictores (*e.g.* evapotranspiración actual y contenido de lignina) (Meentemeyer, 1978). La magnitud del efecto del clima y el efecto de la calidad del residuo vegetal para regular la descomposición puede variar entre regiones. Así, el clima tiene más influencia en lugares donde las condiciones climáticas son desfavorables, ya que limita la actividad de los microorganismos. Por otro lado, en lugares con condiciones climáticas favorables a la descomposición la calidad del residuo es quien prevalece ampliamente (Couteaux *et al.*, 1995). Se ha postulado que la composición química de las raíces parece ser el principal factor en el control de su descomposición (Silver y Miya, 2001). Esto podría ser en parte debido a que por estar dentro del suelo, presenta menor dependencia del clima que residuos aéreos. El efecto del clima también está modulado por las características de los residuos, aun dentro del mismo órgano vegetal. La descomposición de raíces gruesas muestra una mayor dependencia del clima que las raíces finas, que dependen más del contenido de lignina (Zhang y Wang 2015). Si bien a corto plazo es muy importante, a largo plazo la concentración inicial de nutrientes no tendría un rol clave en la dinámica de la descomposición (Berg, 1984).

En cuanto a la relación entre la composición bioquímica y la descomposición, para las raíces existen resultados divergentes. Evaluando la constante de mineralización (k) de raíces provenientes de diferentes tipos de plantas, Aulen *et al.*, (2012) encontraron que la fracción de celulosa no correlacionó con k , mientras que N presentó relación positiva y el contenido de lignina una relación negativa. Silver y Miya (2001) no encontraron relación entre lignina y descomposición. Con experimentos de pérdida de peso Solly *et al.*, (2014) encontraron que el cociente lignina:N explicó un 15% de la varianza de la descomposición de raíces en praderas y un 11% en bosques luego de un año de duración.

Índices de predicción de la descomposición de los residuos

Numerosos índices han sido propuestos para ser relacionados con la descomposición de los residuos. En cierta manera, los índices son una manera de resumir la información importante, como de manera acertada se transmite a través de la siguiente pregunta: ¿Cómo pueden resumirse mejor los aspectos químicos importantes en una simple medida o índice con fines predictivos? (Taylor *et al.*, 1989). Los índices compuestos por más de una característica del residuo vegetal son útiles cuando: por separado las características individuales de un residuo no permiten explicar su mineralización, y al tomarlas de manera conjunta (mediante el índice) sí lo hacen (Herman *et al.*, 1977). Tal es el caso del índice C:N, Lignina:N, Índice lignocelulósico, Índice de decomponibilidad (Cadisch y Giller, 1997).

Modelos para describir la mineralización de residuos vegetales

Para describir el fenómeno de mineralización, muchos investigadores han buscado diferentes ecuaciones para ajustarlas a los valores de mineralización (Rovira y Rovira, 2010). En general, los modelos de mineralización de residuos son formulados a través de ecuaciones diferenciales ordinarias, cada una de las cuales representa el balance de masa de un compartimento de materia orgánica (Manzoni *et al.*, 2012). Las ecuaciones que representan a los modelos se presentan de dos maneras: por un lado en su forma diferencial y por otro lado en su forma integrada. Para algunas ecuaciones, la forma integrada no posee expresión abierta o solo es válida en ciertos rangos, de allí la utilidad de la forma diferencial. En las últimas décadas se ha incrementado el número e importancia de trabajos que usan modelos para describir la descomposición (Campbell y Paustian, 2015). Las funciones exponenciales han sido de uso extensivo en la literatura desde un comienzo con la ecuación exponencial simple (Olson, 1963), luego con el uso de ecuación doble exponencial (con compartimento lábil y estable) (Gillon *et al.*, 1993), multi-exponencial o exponenciales sumativas (Minderman, 1968, Means *et al.*, 1985), hasta un enfoque exponencial generalizado con uso de ecuaciones con tasa de mineralización variable en el tiempo (Rovira y Rovira, 2010). No obstante, existen muchas observaciones empíricas en las que los modelos exponenciales no ajustan suficientemente bien o no siempre son los

más adecuados para describir la dinámica de mineralización (Sleutel *et al.*, 2005; Cornwell y Weedon, 2014). La asunción que realiza el modelo exponencial simple es que un solo tipo de compuestos (o una fracción homogénea) se degrada a una tasa de mineralización constante. Esta asunción no se cumple fácilmente en el suelo, ya que los residuos vegetales poseen diferentes constituyentes con características disimiles. Aún tratándose de un solo compuesto, su tasa de mineralización puede variar en el tiempo, apartándose de un modelo exponencial simple (Cheshire *et al.*, 1988). A partir de estas divergencias entre las asunciones del modelo exponencial y las características de composición de la MOS, surge el interés por el uso de otras ecuaciones.

Algunas ecuaciones alternativas al modelo exponencial utilizadas para la descripción de la mineralización de residuos son: modelo de segundo orden, modelo asintótico consistente en una ecuación simple exponencial que adiciona un compartimento refractario ($k=0$) (Howard y Howard, 1974), exponencial continua (Ågren y Bosatta, 1996), exponencial con un flujo de mineralización inicial (Jones, 1984), modelos de orden cero, potencial (Saviozzi *et al.*, 1993), modelos con fase de retraso en alcanzar la máxima tasa de mineralización como la logística, Weibull (Fréchet, 1927), de Monod o de crecimiento microbiano (Whitmore y Matus, 1996), Richards y otras ecuaciones diseñadas para la medición de crecimiento.

Una de las metas en el modelado de la mineralización es encontrar cuál de todas las formulaciones es más flexible, general y suficientemente manejable para ser utilizada en la caracterización y comprensión de los factores que generan las diferentes trayectorias de mineralización de los residuos vegetales (Cornwell y Weedon, 2014). Generalmente, para estudios de mineralización de residuos, el modelo doble exponencial suele comportarse mejor que el simple exponencial (Parsons *et al.*, 1990; Gillon *et al.*, 1993).

Tal como se planteó inicialmente ciertas funciones que cumple la MOS en el suelo requieren de su descomposición y otras funciones requieren de su acumulación. El proceso de acumulación requiere de transformaciones sin perder la condición de compuesto carbonado, con modificaciones en las estructuras químicas que le confieren al material mayor estabilidad sea por su composición o por inaccesibilidad al ataque microbiano. Por otra parte, hay estudios que han relacionado la generación de cuerpos microbianos como la ruta más importante en la estabilización del C de los residuos vegetales en el suelo (Rasse

et al., 2005). Los procesos por los cuales ciertos factores determinan la decomposabilidad de los residuos vegetales y cómo las fracciones de los residuos de las plantas se traducen en compartimentos de la materia orgánica implican estudios complejos (Cadisch y Giller, 1997). Por otra parte, mediante metodologías de fraccionamiento secuencial es posible acceder a estructuras orgánicas, y por sus características es posible inferir la contribución de ciertos residuos vegetales a la MOS.

La composición de la materia orgánica del suelo es extremadamente compleja debido a la naturaleza de los diferentes componentes que ingresan en él y sus diferentes etapas de descomposición (Chenu *et al.*, 2014). Por ello, la MOS no es un compartimento simple de dinámica uniforme, sino que se compone de un número de fracciones con diferente estabilidad y tasa de ciclado que van desde muy activas (lábil) a muy estable (no-lábil). Para separar estas fracciones, cuantificarlas y estudiar sus propiedades, se han diseñado métodos de fraccionamiento. Si bien existe un continuo de estabilidades a lo largo del conjunto de compuestos de la MOS, las técnicas de fraccionamiento a menudo son utilizadas para definir y delinear unos pocos compartimentos teóricamente discretos (Lehmann y Kleber, 2015). Los enfoques de fraccionamiento del suelo recomiendan el aislamiento de componentes funcionales de la MOS como los son el compartimento lábil, intermedio y estable (von Lützow *et al.*, 2007). Uno de los objetivos de las técnicas de fraccionamiento es compatibilizar los compartimentos cinéticos utilizados por los modelos de descomposición de MOS con las fracciones medibles producto de los métodos de fraccionamiento (Elliot, 1986).

En las últimas dos décadas se ha instalado una intensa discusión acerca de las sustancias húmicas. Se ha discutido la utilidad ecológica de las sustancias húmicas, su estructura química (si son moléculas grandes en el suelo o aglomeradas con la extracción) (Burdon, 2001; Piccolo, 2001; Sutton y Sposito, 2005), la recalcitrancia química de los ácidos húmicos (AH) (Qualls *et al.*, 2003) y de la validez de la división entre AH, ácidos fúlvicos (AF) y huminas (HUM). En general, constituye un cambio de visión hacia una perspectiva funcional y multifactorial de la MOS y su persistencia, considerada una propiedad ecosistémica (Schmidt *et al.*, 2011). No obstante, aún el fraccionamiento químico aporta información fundamental con metodologías accesibles para los laboratorios de estudios de suelos, y así poder interpretar procesos de acumulación y formación de MOS.

La estabilidad puede ser vista como la dificultad de un compuesto para ser mineralizado. En los suelos, donde la descomposición que predomina es la biológica, el concepto de estabilidad de la MOS tiene un sentido cercano a los microorganismos. La mayor parte del C de suelo consiste en fracciones que subsisten en él desde hace cientos de años (Davidson y Janssens, 2006, von Lützow y Kögel-Knabner, 2009). Estas fracciones se descomponen lentamente y por ello poseen un tiempo medio de residencia (TMR) elevado.

HIPOTESIS

La distribución del carbono de residuos de raíz entre formas estabilizadas y mineralizadas es afectada por la composición de la raíz y de las propiedades del suelo.

OBJETIVO GENERAL

Estudiar la estabilización y mineralización de raíces de soja, maíz y sorgo en suelos con diferentes características edáficas.

OBJETIVOS ESPECIFICOS

- i) Caracterizar la mineralización de la materia orgánica en suelos de la provincia de Córdoba
- ii) Evaluar las relaciones existentes entre los atributos edafo-climo-topográficos de los sitios utilizados y la estabilidad de la MOS.
- iii) Evaluar la estructura espacial de la mineralización del COT.
- iv) Examinar los efectos de la composición de raíces y las propiedades del suelo sobre la mineralización de los residuos de raíz.
- v) Evaluar las interacciones suelo-raíz en la mineralización de raíces.
- vi) Determinar parámetros de modelos exponenciales para identificar compartimentos de C lábiles y estables de las raíces.

vii) Evaluar la distribución del C aportado por raíces al suelo, considerando los procesos de mineralización y de estabilización.

viii) Analizar la calidad de predicción del modelo de simulación EPIC para predecir la mineralización de carbono orgánico total de suelo y de carbono de raíces.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abiven, S., Recous, S., Reyes, V. and Oliver, R. 2005. Mineralisation of C and N from root, stem and leaf residues in soil and role of their biochemical quality. *Biology and Fertility of Soils* 42:119–128.
- Ågren, G. I., and Bosatta, E. 1996. Quality: a bridge between theory and experiment in soil organic matter studies. *Oikos* 522-528.
- Baldock, J. A. and Skjemstad, J. O. 1999. Soil organic carbon /Soil organic matter. In Peverill, K. I., Sparrow, L. A. and Reuter, D. J. (Eds.). *Soil Analysis: an interpretation manual*. CSIRO Publishing, Collingwood, Australia, pp. 159-170.
- Berg, B. 1984. Decomposition of root litter and some factors regulating the process: Long-term root litter decomposition in a scots pine forest. *Soil Biology and Biochemistry* 16:609–617.
- Berg B. and Laskowski R. 2006. *Litter decomposition: A Guide to Carbon and Nutrient Turnover*. Academic Press, San Diego, p. 447.
- Bernards, M. A. and Lewis, N. G. 1998. The macromolecular aromatic domain in suberized tissue: A changing paradigm. *Phytochemistry*, 47:915-933.
- Bertrand, I., Machinet, E. G, Barriere, Y., Chabbert, B. and Recous S. 2010. Can cell wall network explain crop residue decomposition and soil organic matter dynamic? A new insight into residue quality. In: Gilkes, R. and Prakougep, N. (Eds.). *Proceedings of the 19th World Congress of Soil Science: Soil solutions for a changing world*, Brisbane, Australia.
- De Boer, W. D., Folman, L. B., Summerbell, R. C., and Boddy, L. 2005. Living in a fungal world: impact of fungi on soil bacterial niche development. *FEMS microbiology reviews* 29:795-811.
- Bolinder, M. A., Angers, D. A., and Dubuc, J. P. 1997. Estimating shoot to root ratios and annual carbon inputs in soils for cereal crops. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 63:61–66.
- Burdon, J. 2001. Are the traditional concepts of the structures of humic substances realistic? *Soil science* 166:752-769.
- Cadisch G. and Giller K.E. (Eds). 1997. *Driven by Nature: Plant Residue Quality and Decomposition*. CAB International. Wallingford, UK, pp. 409
- Cakmak, I., Hengeler, C., and Marschner, H. 1994. Partitioning of shoot and root dry matter and carbohydrates in bean plants suffering from phosphorus, potassium and magnesium deficiency. *Journal of Experimental Botany* 45:1245–1250.
- Cambardella, C. A. and E. T Elliott. 1992. Particulate organic matter changes across a grassland cultivation sequence. *Soil Science Society of American Journal* 56:777-783.
- Campbell, E. E. and Paustian, K. 2015. Current developments in soil organic matter modeling and the expansion of model applications: a review. *Environmental Research Letters* 10: 123004.

- Carrington, E. M. 2010. Lignin, Cutin, and Suberin Decomposition and Stabilization in a Carbon Saturated Soil (t esis de maestr a). University of California, Davis.
- Carrington, E. M., Hernes, P. J., Dyda, R. Y., Plante, A. F. and Six, J. 2012. Biochemical changes across a carbon saturation gradient: Lignin, cutin, and suberin decomposition and stabilization in fractionated carbon compartments. *Soil Biology and Biochemistry*, 47, 179–190.
- Chen, H. 2014. Chemical composition and structure of natural lignocellulose. In: Chen, H. (Ed.). *Biotechnology of lignocellulose*. Springer, pp. 25–71.
- Chenu, C., Klumpp, K., Bispo, A., Angers, D., Colenne, C. and Metay, A. 2014. Stocker du carbon dans les sols agricoles:  valuation de leviers d’action pour la France. *Innovations Agronomiques* 37:23-37.
- Cheshire, M. V., Inkson, R. H. E., Mundie, C. M., and Sparling, G. P. 1988. Studies on the rate of decomposition of plant residues in soil by following the changes in sugar components. *Journal of Soil Science* 39: 227-236.
- Christensen, B.T. 2001. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. *European Journal of Soil Science* 52:345-353.
- Cole, C. V, Duxbury, J., Freney, J., Heinemeyer, O., Minami, K., Mosier, A. and Zhao, Q. 1997. Global estimates of potential mitigation of greenhouse gas emissions by agriculture. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 49:221–228.
- Cornwell, W. K. and Weedon, J. T. 2014. Decomposition trajectories of diverse litter types: a model selection analysis. *Methods in Ecology and Evolution* 5: 173-182
- Couteaux, M. M., Bottner, P. and Berg, B. 1995. Litter decomposition, climate and litter quality. *Trends in Ecology and Evolution*, 10:63–66.
- Crowley, T. J. and Berner, R. A. 2001. CO₂ and climate change. *Science* 292:870–872.
- Cullen, D. and Kersten, P. J. 2004. Enzymology and molecular biology of lignin degradation. In: Brambl, R. and Marzluf, G. A. (Eds.). *Biochemistry and molecular biology*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 249-273.
- Davidson, E. A., and Janssens, I. A. 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature* 440:165-173.
- Derpsch, R. and Friedrich, T. 2009. Global Overview of Conservation Agriculture Adoption. *Proceedings, Lead Papers, 4th World Congress on Conservation Agriculture, 4-7 February 2009, New Delhi, India*, pp. 429-438.
- Elliott, E. T. 1986. Aggregate structure and carbon, nitrogen, and phosphorus in native and cultivated soils 1. *Soil science society of America journal* 50:627-633.
- Eshel, A., and Beeckman, T. 2013. *Plant roots: the hidden half*. CRC press, pp. 848.
- Feller, C., Favre, P., J., Zeeman, S. C., Gabriel, J. P. and Reinhardt, D. 2015. Mathematical Modeling of the Dynamics of Shoot-Root Interactions and Resource Partitioning in Plant Growth. *PLoS ONE* 10: e0127905.
- Franzluebbers, A. J., Haney, R. L., Hons, F. M., Zuberer, D. A. 1996. Active fractions of organic matter in soils with different texture. *Soil Biology and Biochemistry* 28:1367-1372.

- Fréchet, M. 1927. Sur les ensembles compacts de fonctions mesurables. *Fundamenta Mathematicae*, 9:25-32.
- Galantini, J. A., and Suñer, L. 2008. Las fracciones orgánicas del suelo: análisis en los suelos de la Argentina. *Agriscientia* 25:41-55.
- Ge, T., Wu, X., Chen, X., Yuan, H., Zou, Z., Li, B., Zhou, P., Liu, S., Tong, C., Brookes, P. and Wu, J. 2013. Microbial phototrophic fixation of atmospheric CO₂ in China subtropical upland and paddy soils. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 113:70–78.
- Gill, R. A. and Burke, I. C. 2002. Influence of soil depth on the decomposition of *Bouteloua gracilis* roots in the shortgrass steppe. *Plant and Soil* 241:233-242.
- Gillon, D., Joffre, R. and Dardenne, P. 1993. Predicting the stage of decay of decomposing leaves by near infrared reflectance spectroscopy. *Canadian Journal of Forest Research* 23:2552-2559.
- Gregory, P. J. 1994. Root growth and activity. In: G. A. Peterson (Ed.). *Physiology and determination of crop yield*. ASA, CSSA and SSSA Publ., Madison, WI, USA, pp. 65-93
- Gregory, P. J., Palta, J. A. and Batts, G. R. 1996. Root systems and root:mass ratio - carbon allocation under current and projected atmospheric conditions in arable crops. *Plant and Soil* 187: 221–228.
- Hall, M. B., Hoover, W. H., Jennings, J. P. and Webster, T. K. M. 1999. A method for partitioning neutral detergent-soluble carbohydrates. *Journal of the Science of Food and Agriculture* 79:2079–2086.
- Harholt, J., Suttangkakul, A. and Scheller, V. H. 2010. Biosynthesis of Pectin. *Plant Physiology* 153:384-395.
- Hénault, C., English, L. C., Halpin, C., Andreux, F. and Hopkins, D. W. 2006. Microbial community structure in soils with decomposing residues from plants with genetic modifications to lignin biosynthesis. *FEMS microbiology letters* 263:68-75.
- Herman, W. A., McGill, W. B. and Dormaar, J. F. 1977. Effects of initial chemical composition on decomposition of roots of three grass species. *Canadian Journal of Soil Science* 57:205-215.
- Hobbie, S. E., and Vitousek, P. M. 2000. Nutrient limitation of decomposition in Hawaiian forests. *Ecology* 81:1867-1877.
- Hook, P. B. and Burke, I. C. 2000. Biogeochemistry in a shortgrass landscape: control by topography, soil texture, and microclimate. *Ecology* 81:2686-2703.
- Howard, P. J. A. and Howard, D. M. 1974. Microbial decomposition of tree and shrub leaf litter. 1. Weight loss and chemical composition of decomposing litter. *Oikos* 25:341-352.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2001. *Climate change 2001: the scientific basis*. Technical summary by Workgroup I of the Intergovernmental Panel on Climatic Change Cambridge, UK Cambridge University Press.
- Jackson, R. B., Canadell, J., Ehleringer, J. R., Mooney, H. A., Sala, O. E. and Schulze, E. D. 1996. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia*, 108:389-411.

- Janzen, H. H. 2004. Carbon cycling in earth systems: a soil science perspective. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 104: 399–417.
- Janzen, H. H. 2005. Soil carbon: A measure of ecosystem response in a changing world? *Canadian Journal of Soil Science* 85:467-480.
- Jarsún, B., Gorgas, J., Zamora, E., Bosnero, H., Lovera, E., Ravelo, A. and Tassile, J. 2006. Los suelos de Córdoba. Agencia Córdoba Ambiente e Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, EEA Manfredi. Córdoba, Argentina.
- Jenny, H., Gessel, S. P. and Bingham, F. T. 1949. Comparative study of decomposition rates of organic matter in temperate and tropical regions. *Soil Science* 68:419-432.
- Jensen, L. S., Salo, T., Palmason, F., Breland, T. A., Henriksen, T. M., Stenberg, B., Pedersen, A., Lundstrom, C. and Esala, M. 2005. Influence of biochemical quality on C and N mineralisation from a broad variety of plant materials in soil. *Plant and Soil* 273:307–326.
- Jobbágy, E. G. and Jackson, R. B. 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological applications*, 10:423-436.
- Jones, C. A. 1984. Estimation of an active fraction of soil nitrogen. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 15:23-32.
- Keegstra, K. 2010. Plant cell walls. *Plant physiology* 154:483-486.
- Keiluweit, M., Nico, P., Harmon, M. E., Mao, J., Pett-Ridge, J., and Kleber, M. 2015. Long-term litter decomposition controlled by manganese redox cycling. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 112: E5253-E5260.
- Klepper B. 1991. Root-shoot relationships. In: Waisel Y., Eshel A. and Kafkafi U. (Eds.). *Plant Roots: The Hidden Half*. Marcel Dekker Inc., New York, USA, pp. 265–286.
- Kolattukudy, P. E. 1981. Structure, biosynthesis, and biodegradation of cutin and suberin. *Annual Review of Plant Physiology* 32:539–567.
- Kramer, P. J. and Boyer, J. S. 1995. *Water relations of plants and soils*. San Diego, CA, USA: Academic press, pp. 495.
- Krull, E. S., Skjemstad, J. O. and Baldock, J. A. 2004. Functions of soil organic matter and the effect on soil properties. Canberra: Cooperative Research Centre for Greenhouse Accounting, pp. 129
- Krumbein, W. E. 1983. Stromatolites—the challenge of a term in space and time. *Precambrian Research* 20:493-531.
- Lal, R. 2004. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science*, 304:1623-1627.
- Lehmann, J., and Kleber, M. 2015. The contentious nature of soil organic matter. *Nature* 528: 8-60.
- Lin, S. Y., and Dence, C. W. (Eds.). 2012. *Methods in lignin chemistry*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, Germany, pp. 578.
- Lynd, L. R., Weimer, P. J., Van Zyl, W. H. and Pretorius, I. S. 2002. Microbial cellulose utilization: fundamentals and biotechnology. *Microbiology and Molecular Biology Reviews* 66:506-577.

- Magdoff, F. 1992. Building soils for better crops: Organic matter management. Univ. of Nebraska Press, Lincoln.
- Manzoni, S., Taylor, P., Richter, A., Porporato, A., and Ågren, G. I. 2012. Environmental and stoichiometric controls on microbial carbon-use efficiency in soils. *New Phytologist*, 196:79-91.
- McClaugherty, C. and Berg B. 2011. Soils and Decomposition. In: eLS. John Wiley and Sons, Ltd., Chichester.
- McMichael, B. L. and Persson, H (Eds.). 1991. Plant roots and their environment : proceedings of an ISRR-symposium. Elsevier, Uppsala, Sweden, p. 649.
- McNaughton, S. J., Banyikwa, F. F. and McNaughton, M. M. 1998. Root biomass and productivity in a grazing ecosystem: the Serengeti. *Ecology* 79:587–592.
- Means, J. E., Cromack Jr, K., and MacMillan, P. C. 1985. Comparison of decomposition models using wood density of Douglas-fir logs. *Canadian Journal of Forest Research* 15: 1092-1098.
- Meentemeyer, V. 1978. Macroclimate and lignin control of litter decomposition rates. *Ecology* 59: 465–472.
- Meidute, S., Demoling, F., and Bååth, E. 2008. Antagonistic and synergistic effects of fungal and bacterial growth in soil after adding different carbon and nitrogen sources. *Soil Biology and Biochemistry* 40: 2334-2343.
- Miltner, A., Kopinke, F.-D., Kindler, R., Selesi, D., Hartmann, A., and Kästner, M. 2005. Non-phototrophic CO₂ fixation by soil microorganisms. *Plant and Soil* 269: 193–203.
- Minderman, G. 1968. Addition, decomposition and accumulation of organic matter in forests. *The Journal of Ecology* 355-362.
- Mokany, K., Raison, R. J., and Prokushkin, A. S. 2006. Critical analysis of root:shoot ratios in terrestrial biomes. *Global Change Biology* 12: 84–96.
- Moura, J. C. M. S., Bonine, C. A. V., De Oliveira Fernandes Viana, J., Dornelas, M. C., and Mazzafera, P. 2010. Abiotic and biotic stresses and changes in the lignin content and composition in plants. *Journal of Integrative Plant Biology* 52: 360–376.
- Murphy, B. 2014. Soil Organic Matter and Soil Function—Review of the Literature and Underlying Data. Department of the Environment, Canberra, Australia. pp. 155.
- Oades, J. M. 1988. The retention of organic matter in soils. *Biogeochemistry*, 5: 35–70.
- Olson, J. S. 1963. Energy storage and the balance of producers and decomposers in ecological systems. *Ecology* 44: 322-331.
- Omonode, R. A., Gal, A., Stott, D. E., Scott, T. and Vyn, T. J. 2006. Short-term versus continuous chisel and no-till effects on soil carbon and nitrogen. *Soil Science Society of American Journal* 70:419-425.
- Ontl, T. A., Hofmockel, K. S., Cambardella, C. A., Schulte, L. A., and Kolka, R. K. 2013. Topographic and soil influences on root productivity of three bioenergy cropping systems. *New Phytologist* 199: 727-737.

- Parsons, W. F., Taylor, B. R. and Parkinson, D. 1990. Decomposition of aspen (*Populus tremuloides*) leaf litter modified by leaching. *Canadian Journal of Forest Research* 20:943-951.
- Pauly, M. and Keegstra, K. 2008. Cell-wall carbohydrates and their modification as a resource for biofuels. *The Plant Journal* 54:559–568.
- Piccolo, A. 2001. The supramolecular structure of humic substances. *Soil Science* 166:810-832.
- Porta J, Acevedo M., Roquero C. 1999. *Edafología para la Agricultura y el Medio Ambiente*. Ed. Mundi-Prensa, España, pp. 849.
- Post, W. M. and Kwon, K. C. 2000. Soil carbon sequestration and land-use change: processes and potential. *Global Change Biology* 6:317–327.
- Post, W. M., Izaurralde, R. C., Jastrow, J. D., McCarl, B. A., Amonette, J. E., Bailey, V. L., Jardine, P. M., West, T. O. and Zhou, J. 2004. Enhancement of carbon sequestration in US soils. *Bioscience* 54:895-908.
- Pratscher, J., Dumont, M. G. and Conrad, R. 2011. Ammonia oxidation coupled to CO₂ fixation by archaea and bacteria in an agricultural soil. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 108:4170–4175.
- Qualls, R. G., Takiyama, A. and Wershaw, R. L. 2003. Formation and loss of humic substances during decomposition in a pine forest floor. *Soil Science Society of America Journal*, 67:899-909.
- Rasse, D. P., Rumpel, C., and Dignac, M. F. 2005. Is soil carbon mostly root carbon? Mechanisms for a specific stabilisation. *Plant and Soil* 269: 341–356.
- Rogers, H. H., Runion, G. B., and Prior, A. 1999. Response of Plants to Elevated Atmospheric CO₂: Root Growth, Mineral Nutrition, and Soil Carbon. In: Luo, Y. and Money H. A. (Eds.). *Carbon dioxide and environmental stress*. Academic press, New York, USA, pp. 215–244.
- Rosenberg, N. J. and Izaurralde, R. C. 2001. Storing carbon in agricultural soils to help head-off a global warming. In: Rosenberg, N. J., and Izaurralde, R. C. (Eds.). *Storing carbon in agricultural soils: A multi-purpose environmental strategy*. Springer, Dordrecht, pp. 1-10.
- Rovira, P. and Rovira, R. 2010. Fitting litter decomposition datasets to mathematical curves: towards a generalised exponential approach. *Geoderma*, 155: 329-343.
- Rubin, E. M. 2008. Genomics of cellulosic biofuels. *Nature* 454:841-5.
- Ruiz-Dueñas, F. J. and Martínez, Á. T. 2009. Microbial degradation of lignin: how a bulky recalcitrant polymer is efficiently recycled in nature and how we can take advantage of this. *Microbial biotechnology* 2:164-177.
- Saviozzi, A., Levi-Minzi, R., Riffaldi, R. 1993. Mineralization parameters from organic materials added to soil as a function of their chemical composition. *Bioresource technology* 45:131-135.
- Schlesinger, W. H. 1990. Evidence from chronosequence studies for a low carbon-storage potential of soils. *Nature*, 348: 232–234.

- Schlesinger, W. H. 1997. *Biogeochemistry: An Analysis of Global Change*. 2nd ed. Academic Press, San Diego, London, Boston, New York, Sydney, Tokyo, pp. 588.
- Schmidt, M.W., Torn, M.S., Abiven, S., Dittmar, T., Guggenberger, G., Janssens, I.A. and Nannipieri, P. 2011. Soil organic matter persistence as an ecosystem property. *Nature*, 478:49-56.
- Sherrod, L. A., Peterson, G. A., Westfall, D. G., Ahuja, L. R. 2005. Soil organic carbon pools after 12 years in no-till dryland agroecosystems. *Soil Science Society of American Journal* 69:1600-1608.
- Silver, W. L. and Miya, R. K. 2001. Global patterns in root decomposition : comparisons of climate and litter quality effects. *Oecologia* 129:407–419.
- Singh, J. S. and Gupta, S. R. 1977. Plant decomposition and soil respiration in terrestrial ecosystems. *The Botanical Review* 43: 449–528.
- Sleutel, S., De Neve, S., Prat Roibas, M. R. and Hofman, G. 2005. The influence of model type and incubation time on the estimation of stable organic carbon in organic materials. *European Journal of Soil Science* 56:505-514.
- Solly, E. F., Schöning, I., Boch, S., Kandeler, E., Marhan, S., Michalzik, B., Muller, J., Zscheischler, J., Trumbore, S. and Schrumpf, M. 2014. Factors controlling decomposition rates of fine root litter in temperate forests and grasslands. *Plant and Soil* 382:203–218.
- Somerville, C. 2006. Cellulose synthesis in higher plants. *Annual Review of Cell and Developmental Biology* 22: 53-78.
- Sutton, R. and Sposito, G. 2005. Molecular structure in soil humic substances: the new view. *Environmental science and technology*, 39:9009-9015.
- Swift, M. J., Heal, O. W., Anderson, J. M. and Anderson, J. M. 1979. *Decomposition in terrestrial ecosystems*. Vol. 5, Univ of California Press, pp. 372.
- Taylor, B. R., Parkinson, D. and Parsons, W. F. J. 1989. Nitrogen and lignin content as predictors of litter decay rates: a microcosm test. *Ecology* 70:97–104.
- Van Soest, P. J. 1967. Development of a Comprehensive System of Feed Analysis and Its Applications to Forages. *Journal of Animal Science* 26:119-127.
- Von Lütow, M., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Flessa, H., Guggenberger, G., Matzner, E. and Marschner, B. 2007. SOM fractionation methods: relevance to functional pools and to stabilization mechanisms. *Soil Biology and Biochemistry* 39:2183-2207.
- Von Lütow, M. and Kögel-Knabner, I. 2009. Temperature sensitivity of soil organic matter decomposition—what do we know? *Biology and Fertility of soils* 46:1-15.
- Walton, J. D. 1994. Deconstructing the cell wall. *Plant physiology* 104:1113-1118.
- Webster, E. A., Chudek, J. A. and Hopkins, D. W. 2000. Carbon transformations during decomposition of different components of plant leaves in soil. *Soil Biology and Biochemistry* 32:301–314.
- Whitmore, A. P. and Matus, F. J. 1996. The decomposition of wheat and clover residues in soil: measurements and modelling. In: Van Cleemput, O., Hofman G. and Vermoesen A. (Eds.). *Progress in Nitrogen Cycling Studies*, Springer, Dordrecht, pp. 465-469.

Zhang, X. and Wang, W. 2015. The decomposition of fine and coarse roots: their global patterns and controlling factors. *Scientific Reports* 5:9940.

CARACTERIZACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA LÁBIL DE LOS SUELOS DE LA PROVINCIA DE CÓRDOBA Y LA RELACIÓN CON SUS PROPIEDADES EDAFO-CLIMO-TOPOGRÁFICAS

INTRODUCCIÓN

La dinámica de la materia orgánica del suelo (MOS) juega un papel importante en la productividad del suelo a largo plazo y en el ciclo global del carbono (Biederbeck *et al.*, 1994). La MOS está compuesta por fracciones con diferente estado de descomposición, cuyo tiempo de residencia varía desde unos pocos días para la fracción soluble más lábil hasta varios cientos de años para la fracción más recalcitrante (Campbell *et al.*, 1967). Por su importancia en el mantenimiento de las funciones edáficas, la MOS y sus fracciones constitutivas han sido propuestas como indicadores de calidad de suelo (Gregorich *et al.*, 1994) y dentro de ellas las fracciones lábiles constituyen un indicador central y de fácil determinación (Haynes, 2005). Estas fracciones lábiles pueden constituir un 10-40 % de la MOS (Bot y Benites, 2005).

La materia orgánica lábil constituye un buen indicador de calidad de la MOS y del estado de suelo (Cambardella y Elliott, 1992). El estudio de las fracciones lábiles de la MOS permite una descripción de su estabilidad, y es importante estudiar su distribución espacial. A su vez, con el término “fracciones lábiles” algunos autores han hecho referencia a diferentes fracciones físicas del suelo que comparten su característica de ciclado rápido (días a pocos años) en relación con las fracciones más estables. Así, MOS particulada, C en la biomasa microbiana, carbono mineralizable, carbono oxidable con dicromato de potasio han sido englobadas bajo el término de lábiles, sin dejar de lado la heterogeneidad que existe dentro de esta fracción. Si tomamos el C mineralizable a corto

plazo, que está constituido por las fracciones de C de ciclado más rápido en el suelo como aminoácidos, carbohidratos simples, una parte de la biomasa microbiana y otros compuestos simples, no es posible precisar con claridad una definición química o física para esta fracción, que resulta más bien cualitativa (Zou *et al.*, 2005). De fondo, esto refleja que no hay una concordancia perfecta entre las fracciones definidas a partir de su posibilidad de mineralización (llamadas compartimentos o fracciones cinéticas) y las fracciones físicas mesurables (Elliot *et al.*, 1996). Dado que los microorganismos son los responsables del ciclado de C en el suelo, una definición biológica del C disponible para los microorganismos resulta satisfactoria. Así, el C mineralizable (C_{\min}) puede ser definido como el C-CO₂ producto de la actividad microbiana heterotrófica total del suelo (Kipps, 2015). Las incubaciones de laboratorio han sido ampliamente utilizadas para evaluar el C_{\min} ya que permite evaluar solo la variación de los factores de interés, realizar muchas incubaciones en un espacio reducido, son simples y fáciles de ejecutar y los resultados que se obtienen se relacionan bien con las mediciones a campo (Lagomarsino *et al.*, 2006; Guntiñas *et al.*, 2013).

Muchos índices se han utilizado para caracterizar la mineralización de carbono orgánico total (COT), donde el C mineralizado acumulado a los 3, 7, 14 y 28 días son los más utilizados (Franzluebbers *et al.*, 1996; Abril *et al.*, 1999; Frioni, 2006). La desventaja de estos índices es que solo dan una idea cuantitativa del final del proceso, sin ninguna aproximación a su cinética, subutilizando la información disponible. La utilización de modelos matemáticos que ajustan a las curvas de C mineralizado acumulado en función del tiempo permite obtener parámetros cinéticos característicos de la mineralización de cada suelo. El modelo cinético de primer orden ha sido muy utilizado para describir el proceso de mineralización de C, definido como $C_{\min} = C_0 (1 - e^{-kt})$ (Olson, 1963) y la evaluación de sus parámetros puede ser de ayuda para mejorar la comprensión sobre la dinámica de la MOS en los agroecosistemas (Riffaldi *et al.*, 1996).

El C mineralizable es el resultado de un proceso complejo y es modificado por numerosos factores. Además de la cantidad de C y N disponible también se ha encontrado que el C_{\min} es modificado por el uso del suelo (Zak *et al.*, 1993; Bronson *et al.*, 2004), las propiedades edáficas como el pH (Delgado Baquerizo *et al.*, 2016), las arcillas (Riffaldi *et al.*, 1996), la calidad de la materia orgánica (Álvarez y Álvarez, 2000). Adicionalmente, las variables climáticas como la precipitación y temperatura pueden tener efectos directos e

indirectos sobre la mineralización del COT (Insam, 1990; Franzluebbers *et al.*, 2001). Por otra parte, los atributos topográficos y el relieve tienen un efecto notable sobre la formación de los suelos, el transporte de sedimentos y el contenido y calidad de materia orgánica, por lo que también puede afectar la mineralización de la MOS. Por ejemplo, Griffiths *et al.* (2009) encontraron una clara influencia de la topografía en la respiración basal de los suelos.

Se han realizado numerosos trabajos donde se muestran las diferencias en la estabilidad de la materia orgánica ante diferentes tipos de uso, o comparando suelos de texturas contrastantes, bajo diferentes sistemas de labranza o tomando suelos con diferente contenido de MOS, diferentes pH o variando otra variable edáfica de manera individual (Carter y Rennie, 1982; Curtin *et al.*, 1998; Álvarez y Álvarez, 2000; Conti *et al.*, 2016). Mucho menos frecuente es un enfoque regional donde se estudie de manera sistemática la variación de la estabilidad de la MOS para determinar cuáles son los grandes factores que determinan estas variaciones en el espacio. En una revisión sobre estudios de fracciones de C en suelos, Galantini y Suñer (2008) reportan solo un 10% de trabajos en la provincia de Córdoba en relación al total recopilado en el país. Sabemos que muchos de los atributos edáficos varían de manera gradual en el espacio, constituyendo un gradiente edáfico acompañado de la variación en los factores que influyeron en su formación como el clima, el relieve y la vegetación (Grunwald, *et al.*, 2005). Tomar en cuenta esta variación espacial permite diseñar estudios que capten los patrones regionales de variación, complementando aquellos estudios a menor escala con condiciones de sitio particulares.

El estudio de variables sobre muestras georreferenciadas permite estudiar la estructura espacial de los diferentes atributos, como también generar mapas temáticos que permitan una fácil interpretación de los patrones espaciales de las variables (Grunwald, 2009). En los últimos años se ha incrementado el uso de la estadística espacial para el análisis de las propiedades edáficas (McBratney *et al.*, 2014) e iniciativas para generar mapas globales asociados al C microbiano (Serna-Chavez *et al.*, 2013). Es necesario generar mapas donde se caracterice a la estabilidad de la MOS a escala regional.

La hipótesis planteada es que la mineralización de C de corto plazo es determinada de manera conjunta por diferentes propiedades de los suelos. De esta manera, suelos con bajos niveles de MOS, de texturas gruesas con mayor exposición de MOS presentarán bajos contenidos de C potencialmente mineralizable y que se mineraliza a una mayor tasa

de mineralización. Así, incorporar la dimensión espacial y los atributos edafo-climáticos permite predecir la tasa de mineralización y el C potencialmente mineralizable de los suelos.

Los objetivos de este capítulo fueron:

- ix) Caracterizar la mineralización de la MOS en suelos de la provincia de Córdoba.
- x) Evaluar las relaciones existentes entre los atributos edafo-climotopográficos de los sitios utilizados y la estabilidad de la MOS.
- xi) Evaluar la estructura espacial de la mineralización del COT.

MATERIALES Y MÉTODOS

Suelos

Se estudió la mineralización del COT en 138 muestras de suelo obtenidas de los primeros 15 cm, en muestras compuestas por 20 sub-muestras (tomadas en un radio de 100 m alrededor del centro georreferenciado) para cada sitio de muestreo. Los 138 sitios fueron elegidos a partir de un total de 352 sitios regularmente distribuidos en una malla de 20x20 km en la provincia de Córdoba, previamente caracterizados en sus propiedades edáficas: pH, nitrógeno total (Nt), carbono orgánico total (COT), fósforo extractable Bray (P), capacidad de intercambio catiónico (CIC), K intercambiable, cobre extractable por el método Mehlich III (Cu), arena, limo, y arcilla, constantes hídricas: capacidad de campo (CC) y capacidad a la marchitez permanente (CMP) (Hang *et al.*, 2015); climáticas: precipitación media anual 1950-2000 (Servicio Meteorológico Nacional, 2008) y temperatura media anual (Busby, 1991) y topográficas: elevación y pendiente obtenidas a partir del modelo digital de elevación de la misión topográfica radar Shuttle (Farr *et al.*, 2007). Para la selección de sitios se utilizó el método de Hiper cubo Latino Condicionado, cuyo objetivo es maximizar la eficiencia de muestreo asegurando que la variabilidad total en el área de muestreo sea captada de la mejor forma posible (Minasny y MacBratney, 2006). Las propiedades edafo-climo-topográficas (ECT) de cada suelo seleccionado se pueden consultar en el Anexo 1.

Incubaciones

Se realizaron incubaciones de laboratorio con una duración de 28 días por triplicado en cada suelo. En frascos de vidrio se colocaron 20g de suelo y se ajustó el contenido de agua de cada suelo al 80% de su de CC. Se colocó en cada frasco un vial con 10 mL de hidróxido de sodio 1M y un vial con agua destilada para evitar la pérdida de humedad. Los frascos cerrados herméticamente se pusieron a incubar en la oscuridad a 28 ± 1 °C. Los viales con hidróxido de sodio se extrajeron y reemplazaron a los 3, 7, 14, 21 y 28 d. El C-

CO₂ producido por la respiración microbiana se analizó mediante la técnica de absorción alcalina (Alef, 1995).

Ajuste matemático y análisis estadístico

Se utilizó un modelo exponencial simple para el ajuste a los datos de C-CO₂ acumulado (Olson, 1963):

$$\begin{array}{l} \text{Expresión diferencial} \\ \frac{dC}{dt} = -k * C(t) \end{array}$$

$$\begin{array}{l} \text{Expresión integrada} \\ C_{min}(t) = C_0(1 - e^{-kt}) = C_0 - C_0e^{-kt} \end{array}$$

Donde $\frac{dC}{dt}$ representa la velocidad instantánea de mineralización de C, k es la constante de mineralización de C y $C(t)$ es la cantidad de C presente al tiempo t, C_0 representa el C potencialmente mineralizable, t es el tiempo acumulado. En la expresión diferencial se observa que el modelo supone que la velocidad de mineralización de CO₂ solo depende de la constante de mineralización (k) y de la cantidad de C presente en cada momento de tiempo de la incubación.

A partir del C mineralizado a 28 días (C_{min}), se calculó el cociente C_{min}/COT . Con los parámetros C_0 y k se calculó su producto para obtener C_0k , que representa la tasa inicial de mineralización de C. El análisis de resultados se realizó sobre todas las propiedades ECT, C_{min} , C_{min}/COT , C_0 , k y C_0k . Previo a los análisis estadísticos, se utilizó la transformación logarítmica para normalizar la distribución de k y C_0k . Se utilizó la correlación lineal de Pearson para evaluar la relación entre las propiedades ECT con el C mineralizado y los parámetros cinéticos calculados (C_0 , k y C_0k). Se realizó una regresión lineal múltiple con selección de variables tipo *stepwise* ($p < 0,05$, minimizar error cuadrático medio) para predecir k y C_{min}/COT a partir de las propiedades ECT. Para todos los procedimientos se utilizó el software INFOSTAT (Di Rienzo *et al.*, 2018).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Mineralización del carbono orgánico total

En la Fig. 2.1 se presentan los 138 sitios seleccionados para realizar las incubaciones de laboratorio, sobre un total de 352 sitios de muestreo originales. Como se observa, la distribución espacial de los sitios seleccionados abarca todas las zonas de buena manera, y la selección por Hipercubo Latino garantiza una buena cobertura de la variabilidad regional de las propiedades edafo-climo-topográficas utilizadas.

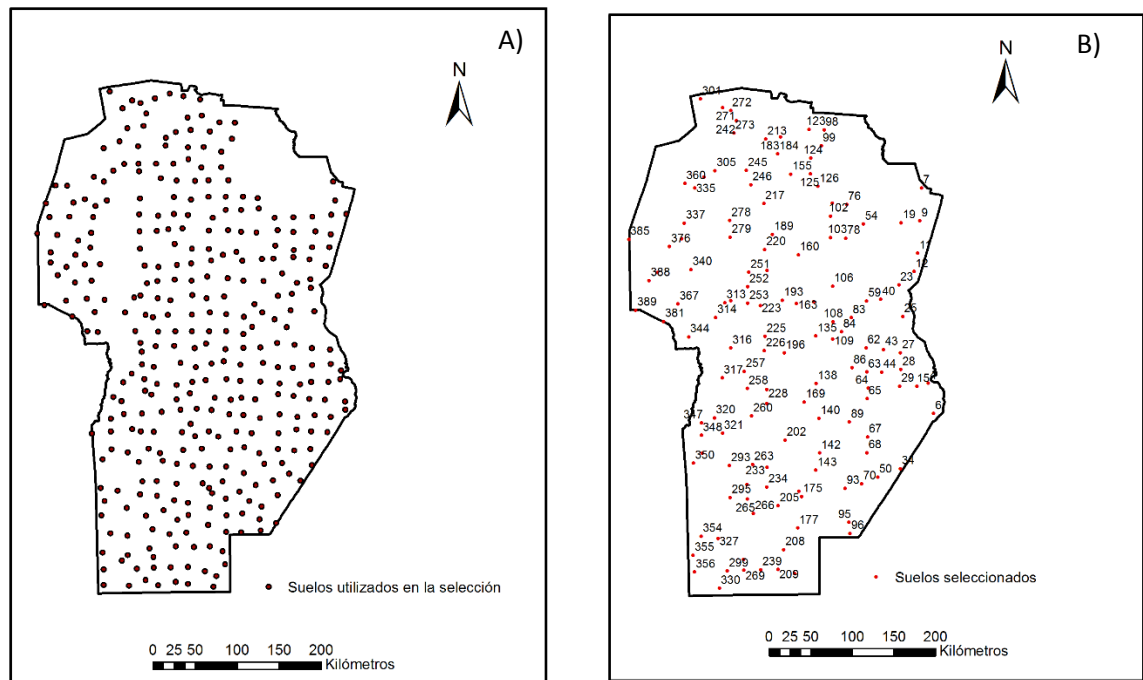


Fig. 2.1. Mapa de la Provincia de Córdoba donde se muestran A) Todos los sitios de muestreo (Hang *et al.*, 2015) con información edafo-climo-topográfica que se utilizaron en la selección por Hipercubo Latino, B) suelos que representan la variabilidad edafoclimática regional, seleccionados para realizar las incubaciones de laboratorio.

En la Tabla 2.1 se observan los valores de C mineralizado, C potencialmente mineralizable, constante de mineralización y velocidad inicial de mineralización de C correspondiente a cada uno de los suelos. El C mineralizado durante el periodo de

incubación tuvo una importante variación entre los suelos estudiados, con un valor mínimo de 271 mg C kg suelo⁻¹ en el suelo 299 y un máximo de 1693 mg C kg suelo⁻¹ para el suelo 314. Se puede ver que estos dos suelos, que presentaron los extremos máximos y mínimos de mineralización presentan características distintivas, ya que el suelo 299 pertenece a la Pampa Arenosa, y ubicado al SO con bajo nivel de MOS (0,87%) y un alto contenido de arena (78%). Por su parte, el suelo 314, en zona pedemontana de las Sierras de Córdoba, presentó un alto contenido de MOS (3,25%), posiblemente asociada la fracción particulada dado su ubicación en zona serrana. Las características climáticas de esta región permiten la acumulación de MOS en fracciones lábiles que al someterse a las condiciones potenciales de laboratorio son descompuestas liberando CO₂.

Para colocar los rangos de mineralización obtenidos con relación a la bibliografía, se recopilaron trabajos donde se midió mineralización de C, y se compararon con los datos de este trabajo. Hay que tener en cuenta que las cantidades mineralizadas son dependientes del tiempo de incubación, de las condiciones de incubación (temperatura y humedad de suelo), del manejo y acondicionamiento de las muestras (frescas o secas al aire) y del tipo de suelo, por lo que en ocasiones es difícil efectuar comparaciones directas entre trabajos sin antes realizar correcciones o selección de trabajos similares. En la bibliografía se encuentra un rango importante de variación en el C mineralizado. En suelos típicos de la región (Haplustoles, Argiustoles, Argiudoles), la mineralización de C que puede variar entre 60 y 890 mg C kg⁻¹ suelo acumulado hasta los 7-10 días (Abril y Bucher, 1999; Mazzarino *et al.*, 1991) y entre 600-1600 mg C kg⁻¹ suelo acumulado hasta los 28-35 días (Hang *et al.*, 2005; Zabaloy y Gómez, 2008).

La comparación de los C_{min} de suelos puede tener mayor sentido comparativo entre diferentes suelos cuando se normalizan por el nivel de COT, para evaluar diferencias debidas a otros factores diferentes del nivel de MOS, como la calidad de la MOS. En términos del COT, se mineralizó en promedio un 6,9 % del COT con un rango que varió entre el 2,3 y el 31,8 %, peromás del 90% de los suelos presentaron un C_{min} entre el 2 y el 12 % del COT, similares a los citados en la bibliografía local (Conti *et al.*, 2016) y superiores a otros trabajos de otras regiones (Riffaldi *et al.*, 1996). La diferencia puede radicar en que los suelos utilizados por Riffaldi *et al.* (1996) fueron en su mayoría Entisoles o suelos ácidos, donde la actividad microbiana puede estar restringida, a diferencia de nuestro trabajo donde se incluyó un porcentaje importante de suelos del orden Molisol

(Hang *et al.*, 2015). Los suelos con C_{\min} altos con relación a su contenido de COT (suelo 228, 327, 354 y 355) presentaron alto contenido de arena (>80%) y bajo COT (<0,7%).

Tabla 2.1. C_{\min} y parámetros estimados con el modelo de primer orden.

ID del suelo	C_{\min} (mg C kg suelo ⁻¹)	C_{\min}/COT (% COT)	C_0 (mg C kg suelo ⁻¹)	C_0/COT (% COT)	k (día ⁻¹)	C_0k (mg C kg suelo ⁻¹ día ⁻¹)
4	736	4,2	850	4,9	0,08	68,7
6	995	5,8	1072	6,2	0,08	83,4
7	514	3,2	514	3,2	0,16	80,0
9	458	3,6	469	3,6	0,11	52,6
11	1000	3,7	982	3,6	0,14	132,6
12	854	6,5	1109	8,4	0,05	56,1
15	629	4,2	700	4,6	0,09	64,0
19	928	3,9	951	4,0	0,10	92,6
23	568	5,2	625	5,7	0,07	45,6
25	1034	8,2	1382	10,9	0,05	75,3
27	919	4,0	883	3,8	0,21	185,2
28	692	3,1	706	3,2	0,13	92,3
29	907	5,3	939	5,5	0,11	104,5
34	743	4,7	929	5,9	0,05	47,0
40	940	12,7	1182	16,0	0,07	80,0
43	862	5,4	1329	8,3	0,03	45,2
44	1061	10,6	1418	14,2	0,05	64,8
54	536	4,2	880	6,9	0,04	38,3
59	880	13,2	2012	30,1	0,02	39,6
62	1132	6,7	1348	6,0	0,07	94,2
63	927	6,4	1231	8,5	0,05	55,8
64	941	6,7	1157	8,2	0,06	64,9
65	910	6,4	1636	11,7	0,03	45,5
67	799	6,6	946	7,8	0,06	56,2
68	595	6,9	703	8,2	0,07	46,3
70	811	3,8	1004	4,7	0,06	59,1
76	319	2,4	347	2,6	0,07	22,8
78	574	4,3	612	4,6	0,08	50,6
83	310	2,3	291	2,2	0,13	38,8
84	919	5,1	1067	5,9	0,06	65,1
86	1261	7,0	1366	7,6	0,08	112,0
89	1087	8,2	1162	8,7	0,09	107,9
93	718	5,7	2099	16,7	0,02	33,0
95	715	7,0	1158	11,4	0,04	44,3
96	1357	9,5	1456	10,2	0,10	139,2
98	922	4,6	1008	5,0	0,08	78,1
99	685	3,5	754	3,9	0,07	53,9
101	686	6,1	934	8,4	0,05	44,6
103	725	6,5	855	7,7	0,07	58,3
106	904	6,3	1071	7,5	0,07	71,7
108	1028	4,7	1199	5,5	0,06	74,8
109	916	9,8	1017	10,9	0,08	80,0

ID del suelo	C_{\min} (mg C kg suelo ⁻¹)	C_{\min}/COT (% COT)	C_0 (mg C kg suelo ⁻¹)	C_0/COT (% COT)	k (día ⁻¹)	C_0k (mg C kg suelo ⁻¹ día ⁻¹)
123	773	5,6	974	7,1	0,06	62,3
124	878	4,3	2242	11,1	0,02	41,5
125	668	10,1	1004	15,2	0,04	36,2
126	856	4,9	1398	8,0	0,03	44,7
135	640	6,1	718	6,9	0,11	77,2
138	682	4,9	1127	6,4	0,04	44,3
140	958	8,4	1732	15,2	0,03	51,3
142	434	3,2	788	5,9	0,03	21,2
155	769	5,7	1650	12,2	0,02	34,8
160	856	5,6	1351	8,8	0,04	48,4
163	1009	6,8	1579	10,7	0,03	53,7
169	706	8,7	1495	22,3	0,02	35,3
174	680	8,0	1504	17,7	0,02	34,3
183	868	4,7	1504	8,2	0,03	46,6
220	679	6,7	1748	17,2	0,02	35,7
225	610	7,0	929	10,6	0,05	47,1
226	1243	11,1	2126	18,9	0,03	67,4
228	1000	14,9	1582	23,6	0,04	57,7
229	928	12,4	1463	19,5	0,04	59,4
233	928	6,7	993	7,1	0,10	98,6
234	919	8,6	2282	21,3	0,02	42,2
242	1045	7,0	2349	15,9	0,02	46,5
245	739	3,5	772	3,7	0,09	68,4
246	427	2,7	601	3,8	0,04	24,0
251	899	5,3	1078	6,3	0,06	63,6
252	799	4,3	902	4,9	0,08	74,3
253	749	4,0	1933	10,4	0,02	33,1
257	802	6,1	1202	9,2	0,04	45,7
258	874	9,0	1153	11,9	0,05	58,1
260	962	3,8	989	4,0	0,09	88,7
263	892	9,5	973	10,4	0,10	96,5
264	733	6,6	803	7,2	0,10	80,0
265	508	6,0	990	11,7	0,02	24,1
266	526	5,4	587	6,0	0,07	39,6
268	938	10,5	1118	12,5	0,07	72,6
269	680	8,2	716	8,7	0,11	82,0
271	250	8,9	253	9,0	0,33	84,2
272	808	9,1	910	10,2	0,07	67,6
273	946	4,5	1073	5,2	0,08	84,4
278	1219	3,8	1314	4,1	0,10	131,7
279	1330	7,0	1522	8,0	0,07	99,2
283	764	3,5	752	3,5	0,10	75,9
293	695	7,3	912	9,6	0,05	44,6
295	466	6,5	495	6,9	0,07	34,3
299	271	5,4	310	6,2	0,07	20,5
313	1534	4,3	1687	4,7	0,08	142,7
314	1693	9,0	1803	9,6	0,09	158,7
316	976	8,6	1891	16,6	0,02	43,9
317	781	5,9	937	9,8	0,06	58,8
320	773	4,5	1173	6,8	0,04	43,5

ID del suelo	C _{min} (mg C kg suelo ⁻¹)	C _{min} /COT (% COT)	C ₀ (mg C kg suelo ⁻¹)	C ₀ /COT (% COT)	k (día ⁻¹)	C ₀ k (mg C kg suelo ⁻¹ día ⁻¹)
327	1340	31,8	1763	41,9	0,05	95,6
330	766	8,6	1165	13,1	0,04	43,1
334	826	5,4	892	5,8	0,07	63,3
335	799	8,1	910	9,2	0,07	66,2
337	880	4,4	1539	7,8	0,03	48,8
340	1165	3,2	1610	4,5	0,04	71,2
344	1108	8,4	2309	17,5	0,02	53,6
347	1060	6,6	1765	11,0	0,03	52,2
348	740	7,8	1852	19,6	0,02	32,6
349	467	6,6	675	9,5	0,04	27,1
350	880	11,9	1674	22,6	0,03	42,5
354	1048	26,8	1463	37,3	0,04	57,3
355	880	17,1	1148	22,4	0,05	60,0
356	521	11,6	968	21,5	0,03	24,2
360	1093	7,2	1763	11,6	0,03	61,3
367	880	5,7	1298	8,4	0,04	51,3
376	904	6,5	1741	12,6	0,03	43,9
378	952	6,4	1218	8,2	0,05	63,4
381	754	9,3	977	12,0	0,05	49,6
385	556	6,2	912	10,2	0,03	29,6
389	325	3,4	366	3,8	0,08	29,7
Media± EE^a	834±23	6,9±0,4	1183±43	10,1±0,6	0,06	62±3
CV (%)	29	58	39	66	55	47
Mínimo	271	2,3	291	2,2	0,02	21
Máximo	1693	31,8	2349	41,9	0,21	185

^aEstadísticos descriptivos de las variables, los errores estándar menores a 0,001 están ausentes.

Referencias: C_{min} es el carbono mineralizado acumulado durante toda la incubación, C₀ es el carbono potencialmente mineralizable, k es la tasa de mineralización y C₀k es el producto de ambos parámetros, que fueron estimados utilizando el modelo de primer orden (C_{min}= C₀ (1- exp (-k t)). CV es el coeficiente de variación.

Parámetros cinéticos del modelo de primer orden

El modelo exponencial simple se ajustó de manera adecuada al 80 % de las curvas de C-CO₂ acumulado, con R² mayores a 0,95. En algunos casos el modelo de primer orden puede no ser el más adecuado pero su flexibilidad, interpretación y posibilidad de comparación con bibliografía lo sitúan como una excelente opción. Los parámetros C₀ y k calculados presentaron una asociación negativa (modelo potencial: R²=0,34, p<0,01). Se ha observado la interdependencia de los parámetros ajustados con el modelo exponencial simple, lo que implica que la constante de mineralización es dependiente del tamaño del compartimento de C potencialmente mineralizable (Saviozzi *et al.*, 1993). Sin embargo, al observar las correlaciones entre k y C₀k con las propiedades de suelo, se observa que el 80% de las correlaciones de k con las propiedades ECT son similares en magnitud y signo entre C₀k y las propiedades ECT, avalando su uso para analizar las relaciones entre la mineralización y las propiedades ECT.

Se puede observar las características de la distribución de k en el histograma de frecuencias (Fig. 2.2A). Se puede ver claramente que la variable presenta una distribución asimétrica sesgada a la izquierda, con la mayor proporción de valores menores a 0,12 y una cola hacia la derecha. La constante de mineralización varió entre 0,02 y 0,21 días⁻¹, y presentó un promedio de 0,06. Los valores más frecuentes para la k fueron 0,03, 0,04 y 0,07 días⁻¹, con 15 suelos cada uno. La relación entre la k y las coordenadas planas UTM en X (dirección E-O) se puede ver en la Fig. 2.2B. Se obtuvo una asociación significativa (modelo cuadrático: R²=0,16), y se observan algunos valores muy altos hacia el Este de la provincia. Si no tenemos en cuenta estos valores aislados (cola de la distribución), la relación se vuelve despreciable (R²<0,05), y la falta de una tendencia espacial se puede ver en la Fig. 2.2C, donde no se observa predominio de ninguna categoría de k sobre otra al desplazarse sobre el mapa de la provincia de Córdoba. Se conoce que los suelos del territorio de la provincia de Córdoba presentan un gradiente en el tamaño de partículas decreciente en sentido O-E, con texturas más gruesas presentes hacia el Oeste y más finas en el Este, en relación a la deposición del loess pampeano (Rocca *et al.*, 2006). No obstante, la presencia de este gradiente textural, no se refleja en las tasas de mineralización, lo que sugiere que otros factores tienen más influencia en su variabilidad. No se observaron asociaciones entre k y las coordenadas planas en sentido N-S.

El C potencialmente mineralizable varió entre 291 y 2349 mg C kg suelo⁻¹. El C_0 se correlacionó de manera significativa ($r=0,66$, $p<0,001$) y fue en promedio un 26% mayor que el C_{min} . Este resultado tiene sentido ya que C_0 es la estimación de todo el C que está disponible para ser mineralizado, mientras que C_{min} toma en cuenta solo el CO₂ acumulado hasta el final de la incubación. Otra manera de ver la estabilidad o permanencia del C mineralizable es analizando el tiempo medio de residencia (TMR), tiempo necesario para mineralizar el 100 % del C_0 , que se calcula como la inversa de la tasa de mineralización ($TMR=k^{-1}$). Los resultados mostraron que el TMR del C mineralizable fue menor a los 35 días para un 83% de los suelos (datos no mostrados), indicativo de que el tiempo de incubación fue adecuado para captar la mineralización del C_0 y que en efecto corresponde a un compartimento lábil del C del suelo, como confirman otros autores.

Relación entre las propiedades edafo-climo-topográficas y los parámetros del modelo de primer orden

Se observaron correlaciones significativas entre varias propiedades de suelo y los parámetros k y C_0k (Tabla 2.2). El contenido de Nt se relacionó de manera positiva con k y C_0k , aunque sin relación significativa con C_0 . Los micronutrientes Cu, Fe y Zn también presentaron buenas correlaciones, de 0,23-0,28 y de 0,23-0,42 con k y C_0k , respectivamente. Los niveles de micronutrientes extractables se relacionan de manera positiva tanto con el nivel de MOS (Ibrahim *et al.*, 2011) como con las fracciones solubles de la materia orgánica debido a los complejos que se forman (Burke *et al.*, 1989). Así, mayores niveles de Fe, Cu y Zn en los suelos indican mayor calidad de la MOS y por su intermedio favorecerían el incremento de la mineralización de C.

Por otro lado, la fracción arena presentó una relación negativa con los parámetros k y C_0k en contrapartida de la arcilla que presentó correlación positiva. Entre las características topográficas, la pendiente y la PMA se asociaron con C_0k y k , respectivamente. La mineralización del COT es un proceso complejo, donde intervienen numerosos factores que la afectan. Además, las propiedades ECT no varían de forma independiente en el espacio, sino que están correlacionadas, lo que ya fue descrito por Jenny (1941). Así, es esperable que a nivel regional no se encuentre una asociación particular C_{min} -ECT, sino más bien numerosas correlaciones de distinta magnitud.

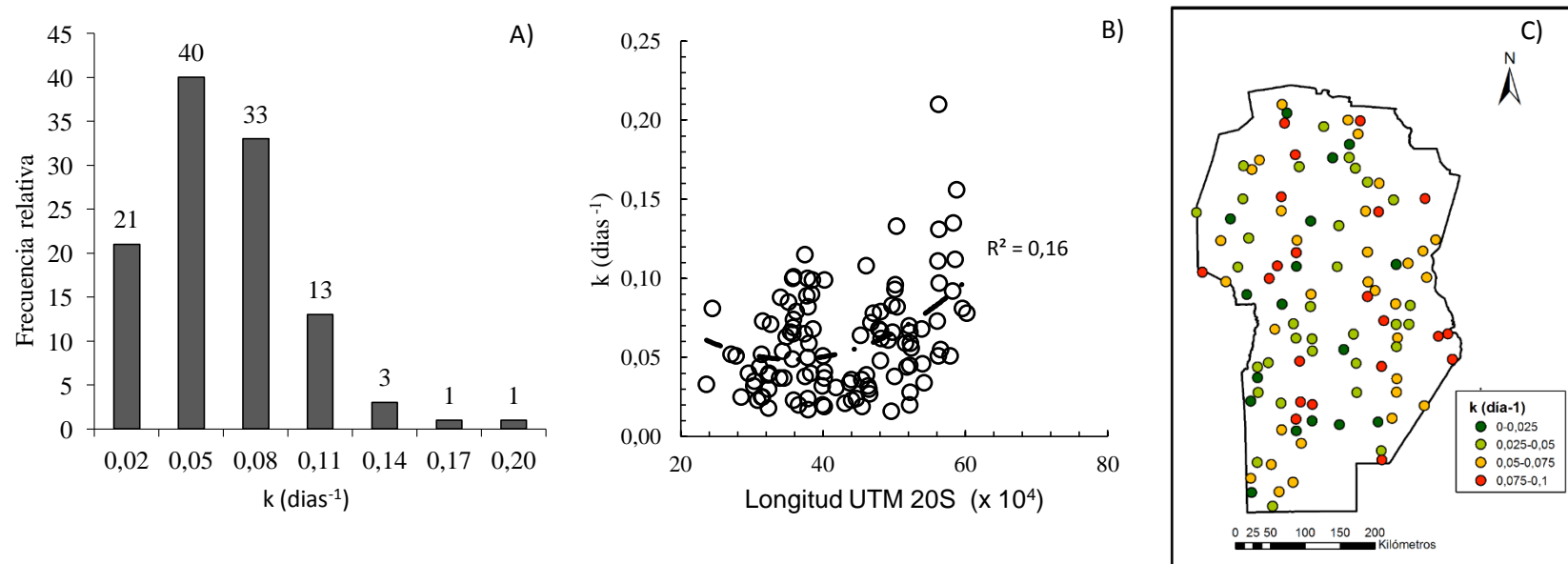


Figura 2.2. Distribución de frecuencias y tendencia espacial de la constante de mineralización: A) Histograma de frecuencias, las barras contienen las frecuencias relativas y los rótulos sobre cada una de las barras representan su frecuencia absoluta; B) Diagrama de dispersión realizado para la constante de mineralización (k) y la longitud utilizando coordenadas Universal Transversa Mercator zona 20 Sur (UTM20S) donde la línea de discontinua representa la función cuadrática de tendencia ajustada a los datos ($p < 0,05$), C) Mapa de Córdoba con las constantes de mineralización (k) menores a 0,10 divididas en cuatro categorías.

La constante de mineralización k representa la fracción diaria mineralizada del C, y puede considerarse un estimador de calidad de los compartimentos de C. La velocidad de descomposición del C orgánico está determinada tanto por su estabilidad intrínseca como por la capacidad de descomposición que posee la microbiota de suelo. Así, suelos con mayor fertilidad y disponibilidad de nutrientes pueden presentar dos factores favorables a la tasa de descomposición de la MOS: i) en general, suelos de mayor fertilidad poseen mayor biomasa microbiana (Yao *et al.*, 2000), lo que le brinda una mayor capacidad de mineralización, ii) suelos con mayor fertilidad pueden generar recibir MOS más rica en N proveniente de los vegetales (Sariyildiz y Anderson, 2003), propendiendo a que la mineralización se realice a mayor velocidad. Estas razones explican la relación positiva entre la k y los niveles de C y N de los suelos.

Para estimar el impacto conjunto de las propiedades ECT en C_0 , $\ln k$, $\ln C_0k$ y $\ln C_0/COT$, se ajustaron modelos de regresión lineal múltiple, como se muestran en la Tabla 5. Entre las variables evaluadas, el $\ln C_0/COT$ fue la que mejor se pudo predecir, con un R^2 de 0,43, y el C_0 el que presentó el peor ajuste ($R^2=0,19$), relacionado con su independencia del COT, abordada antes en las correlaciones. Se puede observar que alguna de las fracciones granulométricas, el P extractable, y alguno de los micro-nutrientes extractables aparecen en 3 de los 4 modelos, remarcando el efecto de la matriz mineral en la protección del C, aun en el que se libera a corto plazo.

Así, las arcillas y la altitud aportan al C potencialmente mineralizable, debido a su relación con la potencialidad de almacenar C en los suelos (Burke *et al.*, 1989), y por otro lado las Arenas y el Cu se asocian positivamente a mayores constantes de mineralización. El Cu puede presentarse en mayores niveles cuando existe la posibilidad de formar complejos con MOS soluble, y esta característica permite entender su relación con la tasa de mineralización. En cuanto a las arenas, su asociación con MOS particulada sugiere que la MOS en suelos arenosos que puede mineralizarse lo hace a mayor velocidad por su escasa protección. Suelos con altos niveles de P extractable (>100 ppm) bajos niveles de C_0 , entre 347 y 974 mg C kg suelo⁻¹. Esto también se verifica en el bajo porcentaje del COT mineralizado por estos suelos, de entre 2,6 al 7,1 %.

Tabla 2.2. Coeficientes de correlación de Pearson calculados entre C_{min} , C_0 , $\ln k$ y $\ln C_0k$ y los atributos edáficos, climáticos y topográficos utilizados.

Propiedad	C_{min}	C_0	k	C_0k
Altitud	0,33****	0,27**	ns	ns
Pendiente	0,3**	ns	ns	0,22*
PMA	ns	-0,19*	0,27**	ns
TMA	-0,26**	ns	ns	ns
COT	0,39****	ns	0,3**	0,49****
Nt	0,38****	ns	0,23*	0,43****
C:N	ns	ns	ns	ns
CE	ns	ns	ns	ns
CIC	ns	ns	ns	0,26**
pH	ns	ns	ns	ns
Arena	ns	ns	-0,24*	-0,25**
Limo	ns	ns	0,24**	0,2*
Arcilla	0,21*	ns	ns	0,31**
Ca	0,21*	ns	ns	ns
P	-0,22*	-0,37****	0,32****	ns
K	ns	ns	Ns	ns
Fe	ns	ns	0,23*	0,23*
Cu	0,35****	ns	0,28**	0,42****
Zn	0,21*	ns	0,25**	0,31**

*** $p < 0,001$, ** $p < 0,01$, * $p < 0,05$, ns $p > 0,05$.

Referencias: C_{min} Carbono mineralizado hasta los 28 días; C_0 y k: Carbono potencialmente mineralizable y constante de mineralización, estimados a partir del modelo de primer orden de Olson (1963); C_0k : índice producto de los dos parámetros del modelo de primer orden; COT: C orgánico total; CIC: Capacidad de intercambio catiónico; PMA: Precipitación media anual; TMA: Temperatura media anual.

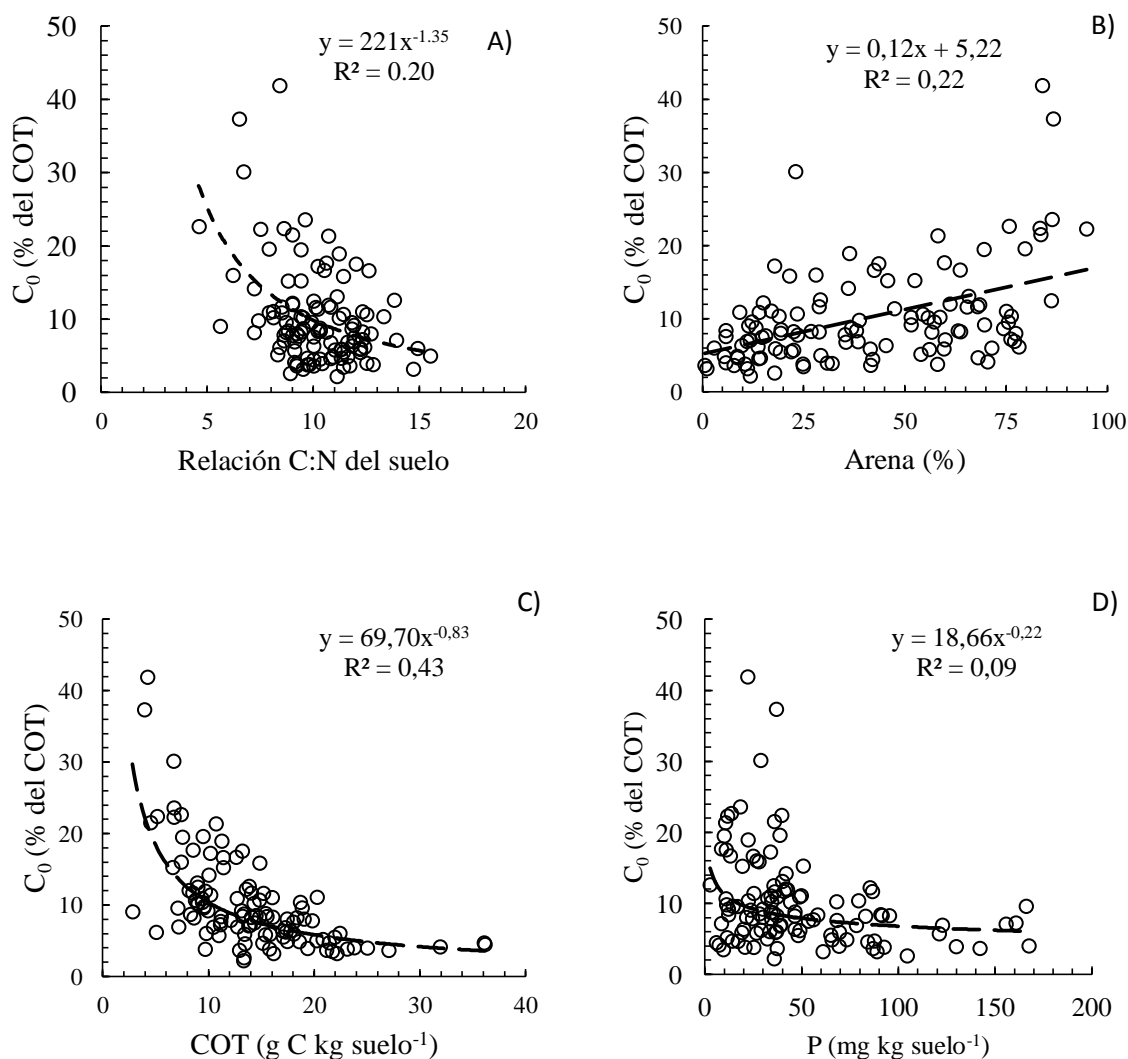


Figura 2.3. Relaciones entre el porcentaje de COT potencialmente mineralizable y A) la relación C:N, B) el contenido de arena, C) el COT y D) el P extractable de los suelos.

Los suelos con muy altos contenidos de P presentaron niveles de arcilla mayor al 10%, pero no se definieron por otra característica edáfica en particular. Ahora bien, el 55% de ellos se situó en las proximidades de la laguna Mar Chiquita (suelos 19, 54, 76, 99, 123), lo que sugiere una relación entre este ambiente particular (entre moderada y alta salinidad) y una disminución en el C mineralizable, sea esta por una restricción a la actividad microbiana, ya que son suelos con adecuada provisión de MOS (2,4 a 4,2 %).

Tabla 2.3. Mejores modelos de regresión lineal múltiple con selección tipo *stepwise* ($R^2=0,15$) ajustados para predecir C_0 , $\ln C_0/COT$, $\ln k$ y $\ln C_0k$.

Variable	Unidades	Modelo Estimado	R^2
C_0	mg C kg suelo ⁻¹	1.145+8,69 Arcilla+0,28 Altitud-4,44 P	0,19
$\ln C_0/COT$ ₁	% COT	3,00644+0,00801 Arena-0,08902 C:N-0,00306 P-0,09915 Zn	0,43
$\ln k$	día ⁻¹	-4,57240+0,00375 P+1,76E-06 CoordX +0,02118 COT+0,11868 Cu+0,00410 Arena	0,25
$\ln C_0k$	mg C kg suelo ⁻¹ día ⁻¹	3,37+0,03 COT+0,1 Cu+1,2E-03 Fe	0,31

El C-CO₂ liberado en incubaciones de laboratorio a corto plazo están muy correlacionadas con la liberación de C a tiempos más extensos (Franzluebbers *et al.*, 2000). Para incubaciones de laboratorio a 140 días, Álvarez y Álvarez (2000) encontraron débiles o inexistentes relaciones entre el C mineralizado o el C potencialmente mineralizable y la fracción estable del suelo, pero altas correlaciones con la fracción lábil ($r^2=0,94$, $p<0,001$). La mineralización proveniente del compartimento lábil puede representar un 80% del C mineralizado anualmente en sistemas agrícolas sin labranza (en base a datos extraídos de Collins *et al.*, 2000). Entonces, puede considerarse al C_{min} y al C_0 como un buen *proxy* de la mineralización de MOS. Para dar una idea general de la MOS que podría mineralizarse anualmente (en condiciones potenciales de temperatura y humedad de suelo), se ajustó una relación entre el C lábil y el C mineralizado total a partir de los datos de Collins *et al.* (2000) y se utilizó la relación encontrada ($C_{min\ anual} = 1,25 C_{lábil}$) y se calculó el cociente [$C_{min\ anual} COT^{-1}$ (% del COT)], como un estimativo del % de COT que se mineraliza en un año, sin dejar de lado las limitaciones que supone una extrapolación. En promedio, sería esperable una mineralización anual del 12,8% del COT, y como se observa en la Fig. 2.4, los valores centrales (entre el cuartil 1 y 3) se ubicaron entre el 7% y el 14% del COT. Si lo comparamos con los valores bibliográficos de mineralización anual a campo en regiones semiáridas (1-3% de la MOS) (FAO/INTA, 1992), tenemos que en condiciones óptimas la mineralización anual puede ser 4-7 veces mayor a la mineralización que ocurre en el terreno. Esto no es extraño si se tiene en cuenta que la temperatura media

anual en la provincia de Córdoba es de 15-18 °C (respecto a 25-30 °C en una incubación) y la humedad de suelo se mantiene en niveles altos solo en el período húmedo (verano), como resultado la mayor parte de la MOS se mineraliza en este período (Mazzarino *et al.*, 1991). Estas diferencias son importantes a la hora de comprender el impacto sobre la dinámica del C que pueden tener aquellas prácticas que cambian las condiciones de temperatura y humedad del micro-ambiente donde es descompuesto el COT, como lo son el riego, el manejo de la cobertura, como también las variaciones en el ambiente provenientes del cambio climático.

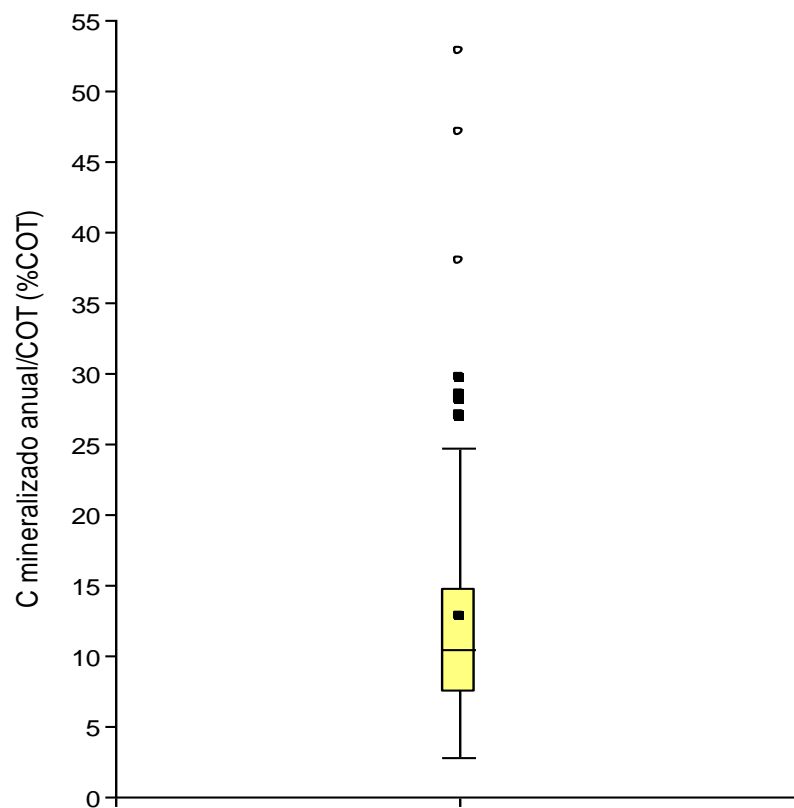


Figura 2.4. Gráfico de cajas realizado para la mineralización anual potencial esperada en todos los suelos evaluados, obtenida a partir de la mineralización de laboratorio y la extrapolación utilizando el modelo ajustado con los datos de Collins *et al.*, (2000).

Estructura espacial de la mineralización

Para explorar la dependencia espacial, se construyeron variogramas empíricos omnidireccionales y los variogramas envolventes bajo la asunción de nula autocorrelación

espacial (Figura 2.5). No se observó autocorrelación espacial para C_{\min} , C_0 , k y C_0k , ya que todos los puntos de los variogramas empíricos se ubican dentro de los variogramas envolventes (Ribeiro y Diggle, 2007). Otros trabajos destacan la inclusión de la variabilidad espacial para describir las propiedades del suelo y generar áreas homogéneas (Giannini *et al.*, 2018).

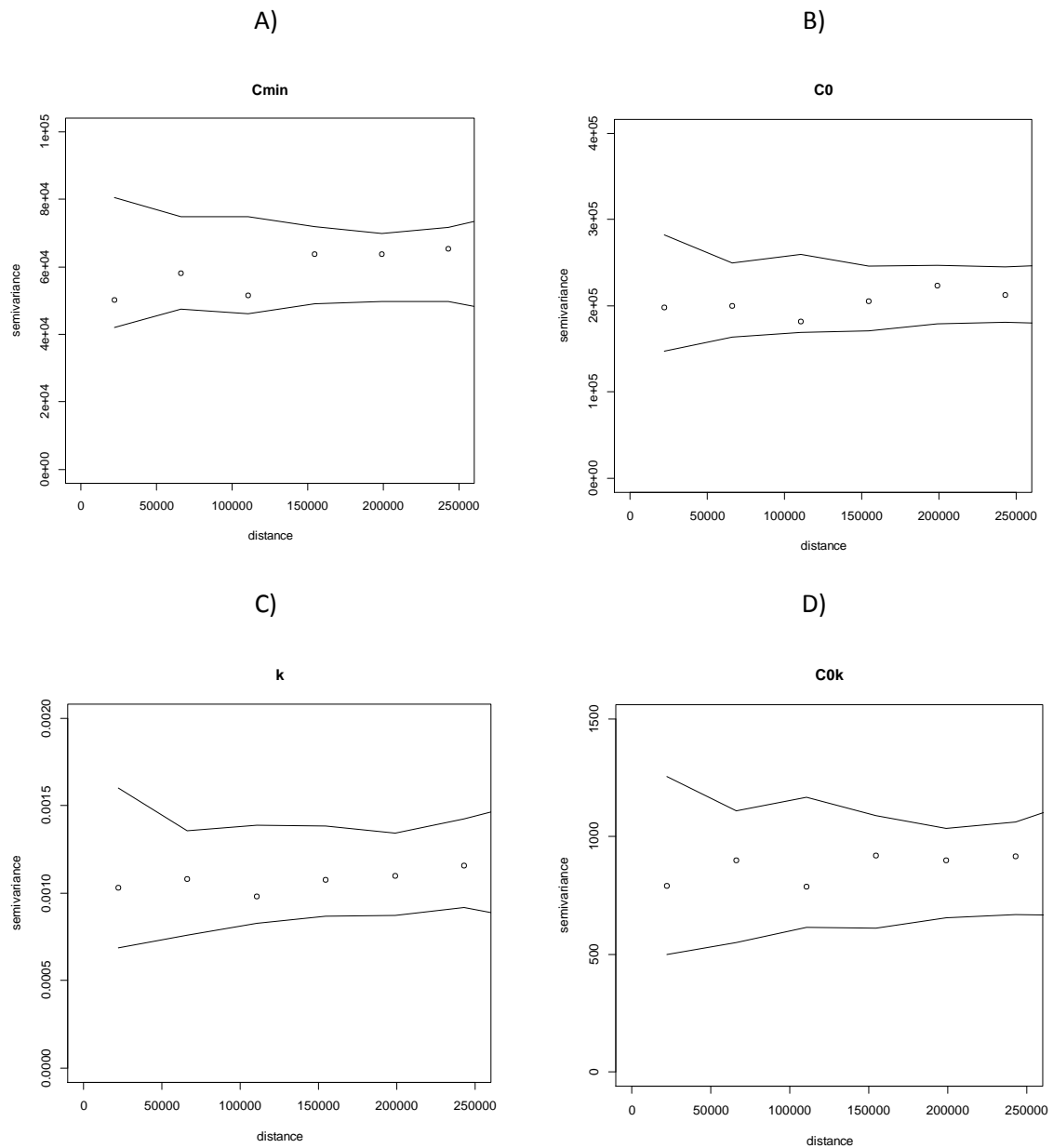


Figura 2.5. Semivariogramas empíricos realizados para A) C_{\min} , B) C_0 , C) k , D) C_0k . Líneas continuas representan los variogramas envolventes calculados por permutación de los datos; si el punto está dentro del variograma envolvente, no hay estructura espacial a esa distancia.

Una alta proporción de variabilidad explicada a distancias menores que las muestreadas, sumado a la diferente densidad de muestreo en nuestro trabajo (tres veces menos sitios) puede explicar en parte la independencia espacial de la mineralización. Es cierto también que los procesos biológicos en el suelo pueden presentar dependencia espacial de corto alcance en comparación a variables químicas o texturales (Robertson *et al.*, 1997), dada la complejidad de factores que los influyen. Es necesario un mayor esfuerzo para caracterizar la dependencia espacial en los procesos que ocurren en el suelo.

Evaluación de los modelos y mapeo del porcentaje del carbono orgánico total potencialmente mineralizable y de la constante de mineralización

Para realizar el mapeo del porcentaje del COT potencialmente mineralizable (C_0/COT) y de la constante de mineralización (k), se utilizaron los modelos ajustados (ver Tabla 2.3). Para observar la predicción de ambos modelos en todo el rango de valores, se muestran en la Fig. 2.6 las relaciones entre los valores observados y predichos. Puede observarse que tanto para k como C_0/COT el modelo no generó buenas predicciones de los valores más altos, que se alejan más de la línea 1:1 de predicción (Fig. 2.6A, C). Si se realiza el mismo análisis solo para el rango con mayor cantidad de datos (Fig. 2.6B, D) se puede ver que se mantiene la dispersión en los datos y los R^2 disminuyen.

En la Fig. 2.7 se presentan los mapas realizados C_0/COT y k . En concordancia con los modelos ajustados, se observan los menores valores de C_0/COT en el NE de la provincia, y un patrón creciente con sentido O hacia las Sierras de Córdoba y SO hacia la Pampa Arenosa. Para k , los mayores valores se encuentran en los suelos del E-NE, y descienden hacia el O-SO.

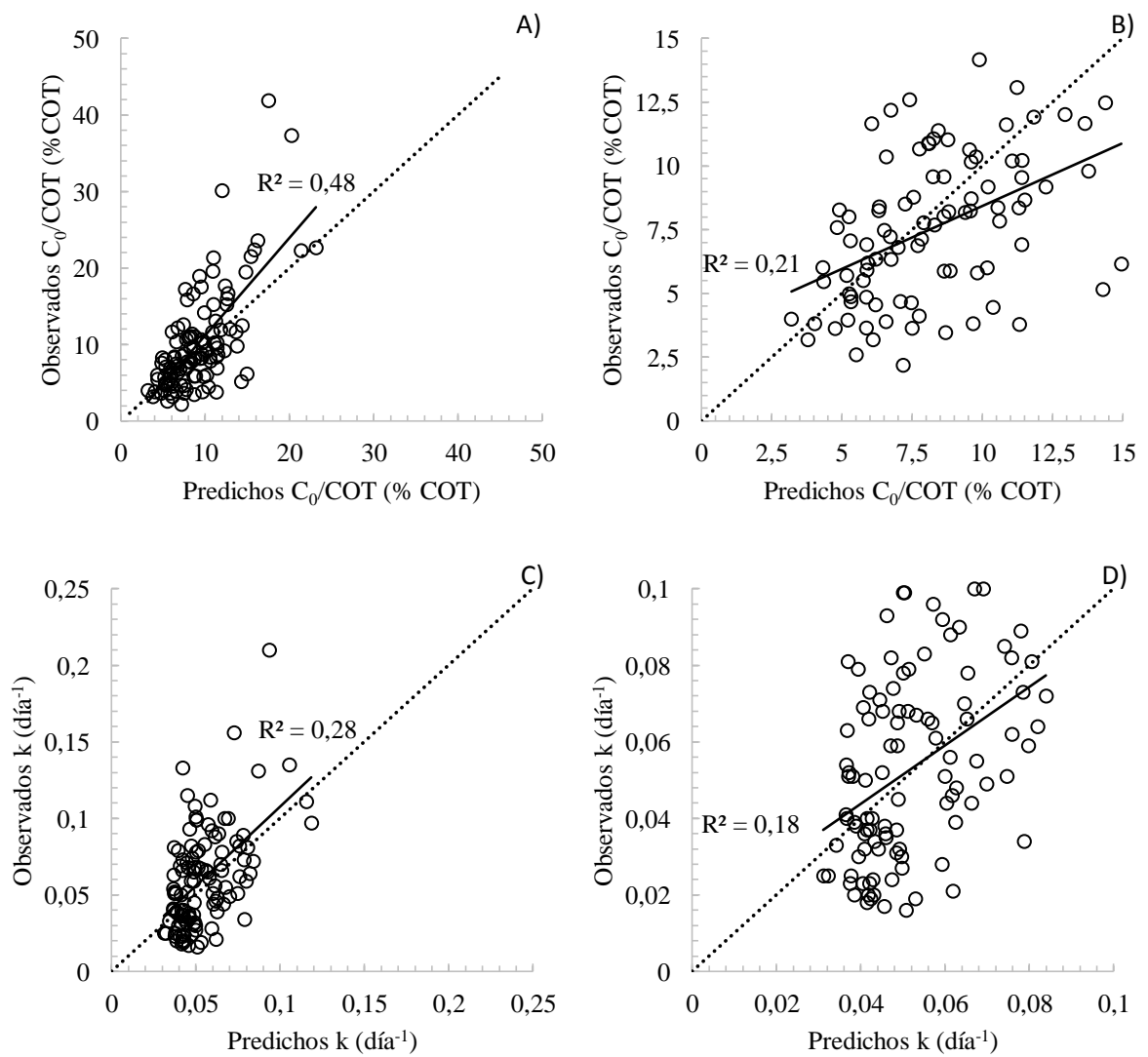


Figura 2.6. Valores observados vs predichos realizados a partir de los ajustes de regresión lineal múltiple de: A) del porcentaje del COT potencialmente mineralizable (C_0/COT) (todos los datos) y B) tomando solo los valores observados menores a 15 %; C) la constante de mineralización (todos los datos) y D) tomando solo los valores observados menores a 0,1. Las líneas llenas representan la línea de ajuste entre los valores predichos y observados con su valor de R^2 , las líneas punteadas representan la recta de predicción 1:1.

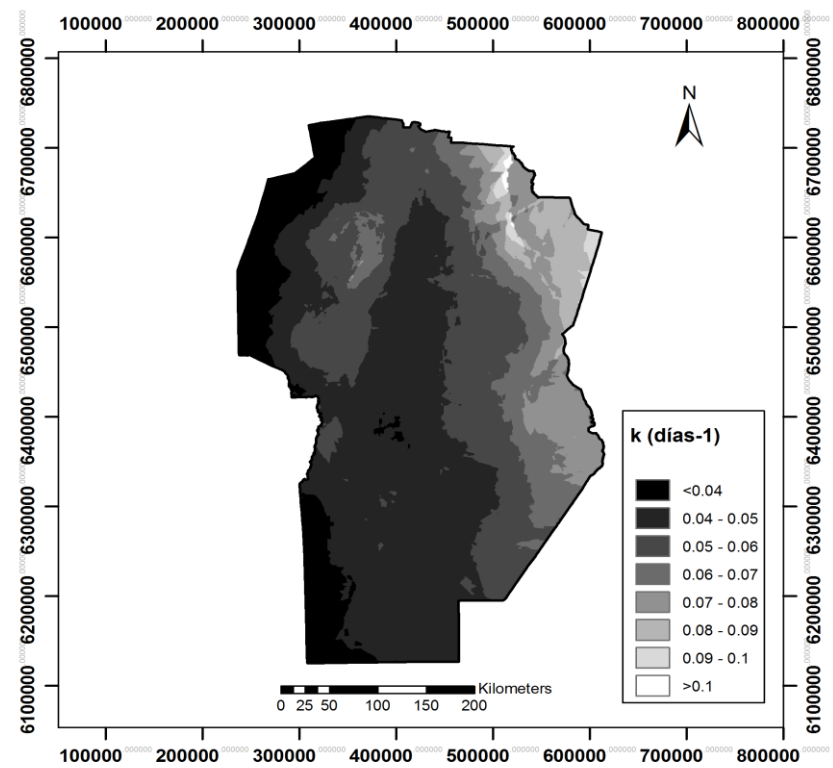
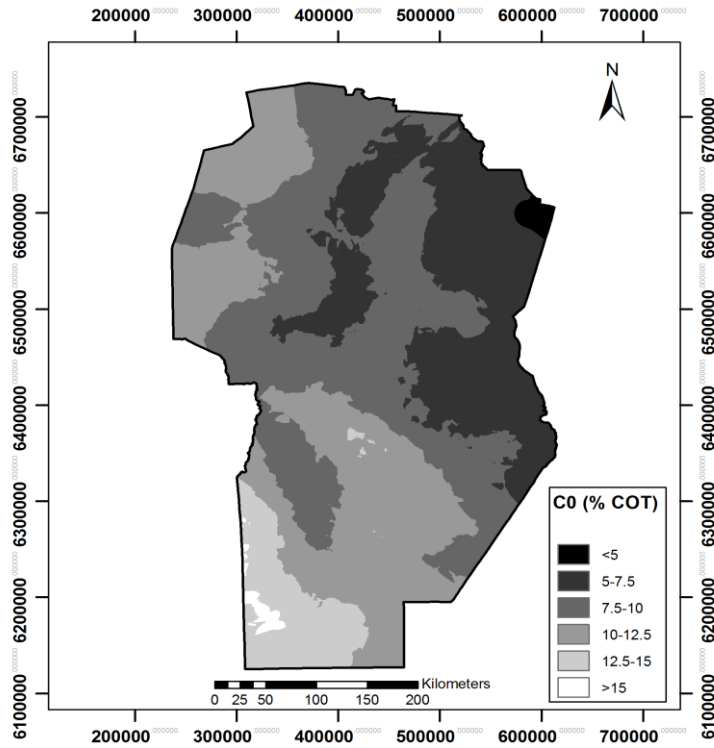


Fig. 2.7. Mapa de A) Carbono potencialmente mineralizable (C_0) expresado en porcentaje del Carbono orgánico total B) Constante de mineralización (k), ambos mapas generados a partir de la interpolación de los valores obtenidos al aplicar los modelos predictivo confeccionados para C_0 y k a los 352 suelos ubicados dentro de la provincia de Córdoba.

CONCLUSIONES

Los suelos de Córdoba presentaron un gran espectro en su potencialidad de mineralización de C y constantes de mineralización, con diferencias entre suelos de hasta un orden de magnitud. La mineralización de C como porcentaje del C orgánico total representó entre 2 y 31% marcando grandes diferencias en la estabilidad de la MOS en los suelos estudiados. La constante de mineralización k se relacionó de manera positiva con las propiedades edáficas COT, Nt, P, Cu, Fe, Zn y la PMA, y de manera negativa con el contenido de arena de los suelos. Los suelos con muy altos contenidos de P ubicados en las cercanías a la laguna Mar Chiquita, y los suelos arenosos del SO de la provincia de Córdoba presentaron bajos valores de C potencialmente mineralizable. Se pudieron captar asociaciones significativas a nivel regional entre las propiedades edafo-climo-topográficas tanto con la constante de mineralización como con el porcentaje de COT potencialmente mineralizable y la tasa inicial de mineralización del C.

No se observó dependencia espacial ni en la tasa de mineralización ni en el C potencialmente mineralizable a las distancias evaluadas. Aún con la disponibilidad de muchas variables solo se pudo explicar entre un 19 y un 43 por ciento de la variabilidad total, lo que indica una fuerte influencia de otros factores más específicos de sitio como el manejo e historia de lote, es necesario tenerlo en cuenta así como a la determinación de otras variables sensibles al manejo que ayuden a explicar los patrones de mineralización en los suelos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abril, A. and E. H. Bucher. 1999. The Effects of Overgrazing on Soil Microbial Community and Fertility in the Chaco Dry Savannas of Argentina. *Applied Soil Ecology* 12: 159–67.
- Alef, K. 1995. Estimation of soil respiration. In: Alef, K., Nannipieri, P. (Eds.). *Methods in applied Soil Microbiology and Biochemistry*. Academic Press, London, pp. 464-467.
- Alvarez R. and Alvarez C. R. 2000. Soil organic matter pools and their associations with carbon mineralization kinetics. *Soil Science Society of American Journal* 64:184–189.
- Biederbeck, V. O., Janzen, H. H., Campbell, C. A. and Zentner, R. P. 1994. Labile soil organic matter as influenced by cropping practices in an arid environment. *Soil Biology and Biochemistry* 26: 1647-1656.
- Bot, A. and Benites, J. 2005. The importance of soil organic matter: Key to drought-resistant soil and sustained food production No. 80. Food and Agriculture Organization.
- Bronson, K. F., Zobeck, T. M., Chua, T. T., Acosta-Martinez, V., Van Pelt, R. S. and Booker, J. D. 2004. Carbon and nitrogen pools of southern high plains cropland and grassland soils. *Soil Science Society of America Journal*, 68:1695-1704.
- Burke, I. C., Yonker, C. M., Parton, W. J., Cole, C. V., Schimel, D. S. and Flach, K. 1989. Texture, climate, and cultivation effects on soil organic matter content in US grassland soils. *Soil science society of America journal*, 53: 800-805.
- Busby, J. 1991. BIOCLIM-a bioclimate analysis and prediction system. *Plant protection quarterly* 6:8-9.
- Cambardella, C. A. and Elliott, E. T. 1992. Particulate soil organic-matter changes across a grassland cultivation sequence. *Soil Science Society of American Journal* 56:777-783.
- Campbell C. A., Paul E. A., Rennie D. A. and McCallum K. J. 1967. Applicability of the carbon-dating method of analysis to soil humus studies. *Soil Science* 104:217-224.
- Carter, M. R. and Rennie, D. A. 1982. Changes in soil quality under zero tillage farming systems: distribution of microbial biomass and mineralizable C and N potentials. *Canadian Journal of Soil Science* 62: 587-597.
- Collins, H. P., Elliott, E. T., Paustian, K., Bundy, L. G., Dick, W. A., Huggins, D. R., Smucker, A. J. M. and Paul, E. A. 2000. Soil carbon pools and fluxes in long-term corn belt agroecosystems. *Soil Biology and Biochemistry* 32:157-168.
- Conti, G., Kowaljow, E., Baptist, F., Rumpel, C., Cuchietti, A., Harguindeguy, N. P. and Díaz, S. 2016. Altered soil carbon dynamics under different land-use regimes in subtropical seasonally-dry forests of central Argentina. *Plant and Soil* 403:375-387.
- Curtin, D., Campbell, C. A. and Jalil, A. 1998. Effects of acidity on mineralization: pH-dependence of organic matter mineralization in weakly acidic soils. *Soil Biology and Biochemistry* 30:57-64.

- Delgado-Baquerizo, M., Maestre, F. T., Reich, P. B., Jeffries, T. C., Gaitan, J. J., Encinar, D. and Singh, B. K. 2016. Microbial diversity drives multifunctionality in terrestrial ecosystems. *Nature Communications* 7:10541.
- Di Rienzo, J. A., Casanoves, F., Balzarini, M. G., González, L., Tablada, M. and Robledo, W. 2018. InfoStat versión 2018. Grupo InfoStat, FCA, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina.
- Elliott, E. T., Paustian, K. and Frey, S. D. 1996. Modeling the measurable or measuring the modelable: A hierarchical approach to isolating meaningful soil organic matter fractionations. In *Evaluation of soil organic matter models* pp. 161-179. Springer, Berlin, Heidelberg.
- FAO/INTA. 1992. Manual de sistemas de labranza para América Latina. *Boletín de Suelos de la FAO*, 66.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S. and Seal, D. 2007. The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 452.
- Franzluebbers, A. J., Haney, R. L., Hons, F. M. and Zuberer, D. A. 1996. Active fractions of organic matter in soils with different texture. *Soil Biology and Biochemistry* 28:1367-1372.
- Franzluebbers, A. J., Haney, R. L., Honeycutt, C. W., Schomberg, H. H. and Hons, F. M. 2000. Flush of carbon dioxide following rewetting of dried soil relates to active organic pools. *Soil Science Society of America Journal* 64:613-623.
- Franzluebbers, A. J., Haney, R. L., Honeycutt, C. W., Arshad, M. A., Schomberg, H. H. and Hons, F. M. 2001. Climatic influences on active fractions of soil organic matter. *Soil Biology and Biochemistry* 33:1103-1111.
- Frioni, L. 2006. *Microbiología: básica, ambiental y agrícola*, 2006. Facultad de Agronomía, Universidad de la República, Uruguay.
- Galantini, J. A. and Suñer, L. 2008. Las fracciones orgánicas del suelo: análisis en los suelos de la Argentina. *Agriscientia* 251:41-55.
- Giannini, F. G., Hang, S., Cordoba, M. A., Negro, G. J. and Balzarini, M. G. 2018. Enhancing edaphoclimatic zoning by adding multivariate spatial statistics to regional data. *Geoderma* 310:170-177.
- Gregorich, E. G., Carter, M. R., Angers, D. A., Monreal, C. M. and Ellert, B. 1994. Towards a minimum data set to assess soil organic matter quality in agricultural soils. *Canadian journal of soil science* 74:367-385.
- Griffiths RP, Madritch MD, Swanson AK. 2009. The effects of topography on forest soil characteristics in the Oregon Cascade Mountains (USA): Implications for the effects of climate change on soil properties. *Forest Ecological Management* 257:1-7.
- Grunwald, S. 2009. Multi-criteria characterization of recent digital soil mapping and modeling approaches. *Geoderma* 152:195-207.
- Grunwald, S., Ramasundaram, V., Comerford, N. B. and Bliss, C. M. 2005. Are Current Scientific Visualization and Virtual Reality Techniques Capable to Represent Real Soil-Landscapes? In: Lagacherie P., McBratney A. B. and Voltz M. (Eds.). *Digital Soil Mapping-An Introductory Perspective*, Developments in Soil Science Series. Elsevier Publisher, Amsterdam, Netherlands.
- Guntiñas, M. E., Gil-Sotres, F., Leirós, M. C., and Trasar-Cepeda, C. 2013. Sensitivity of soil respiration to moisture and temperature. *Journal of soil science and plant nutrition*, 13:445-461.

- Hang, S., Barriuso E. and Houot S. 2005. Atrazine Behaviour in the Different Pedological Horizons of Two Argentinean Non-till Soil Profiles. *Weed research* 452:130–39.
- Hang, S., Negro G.J., Becerra A.M. y Rampoldi A.E. 2015. Suelos de Córdoba: Variabilidad de las propiedades del horizonte superficial. Editorial Jorge Omar Maita, Córdoba, Argentina.
- Haynes, R. J. 2005. Labile organic matter fractions as central components of the quality of agricultural soils: an overview. *Advances in agronomy* 85:221-268.
- Ibrahim, A. K., Usman, A., Abubakar, B. and Aminu, U. H. 2011. Extractable micronutrients status in relation to other soil properties in Billiri Local Government Area. *Journal of Soil Science and Environmental Management*, 310, 282-285.
- Insam, H. 1990. Are the soil microbial biomass and basal respiration governed by the climatic regime? *Soil Biology and Biochemistry*, 22:525-532.
- Jenny, H. 1941. *Factors of Soil Formation: A System of Quantitative Pedology*. McGraw-Hill, New York. 281 pp.
- Kipps, K. W. 2015. Laboratory-Measured Soil Organic Carbon Mineralization in Soil Samples from Six Long-Term Crop Rotations in Alberta as a Function of Sample Disturbance. Doctoral dissertation, University of Alberta.
- Lagomarsino, A., Moscatelli, M. C., De Angelis, P. and Grego, S. 2006. Labile substrates quality as the main driving force of microbial mineralization activity in a poplar plantation soil under elevated CO₂ and nitrogen fertilization. *Science of the Total Environment* 372: 256-265.
- Mazzarino, M J, L Oliva, A Abril and M Acosta. 1991. Factors Affecting Nitrogen Dynamics in a Semiarid Woodland Dry Chaco, Argentina. *Plant and Soil* 1381: 85–98.
- McBratney, A., Field, D. J. and Koch, A. 2014. The dimensions of soil security. *Geoderma*, 213, 203-213.
- Minasny, B. and McBratney, A. B. 2006. A conditioned Latin hypercube method for sampling in the presence of ancillary information. *Computers and geosciences* 329:1378-1388.
- Olson, J. S. 1963. Energy storage and the balance of producers and decomposers in ecological systems. *Ecology* 44:322-331.
- Ribeiro, P. and Diggle, P. 2007. The geoR package. *R News*.
- Riffaldi, R., Saviozzi, A. and Levi-Minzi, R. 1996. Carbon mineralization kinetics as influenced by soil properties. *Biology and fertility of soils*, 22:293-298.
- Robertson, G. P., Klingensmith, K. M., Klug, M. J., Paul, E. A., Crum, J. R., and Ellis, B. G. 1997. Soil resources, microbial activity, and primary production across an agricultural ecosystem. *Ecological Applications* 71:158-170.
- Rocca, R. J., Redolfi, E. R. y Terzariol, R. E. 2006. Características geotécnicas de los loess de Argentina. *Revista Internacional de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura*, 155: 2.
- Sariyildiz, T. and Anderson, J. M. 2003. Interactions between litter quality, decomposition and soil fertility: a laboratory study. *Soil Biology and Biochemistry* 35:391-399.
- Saviozzi A., Levi-Minzi R. and Riffaldi R. 1993. Mineralization parameters from organic materials added to soil as a function of their chemical composition. *Bioresource technology* 45:131-135.

- Serna-Chavez, H. M., Fierer, N. and Van Bodegom, P. M. 2013. Global drivers and patterns of microbial abundance in soil. *Global Ecology and Biogeography* 221: 1162-1172.
- Servicio Meteorológico Nacional. 2008. Climatología. Datos Estadísticos. <https://www.smn.gob.ar/caracterizacion-estadisticas-de-largo-plazo>.
- Yao, H., He, Z. L., Wilson, M. and Campbell, C. D. 2000. Microbial biomass and community structure in a sequence of soils with increasing fertility and changing land use. *Microbial Ecology* 40:223-237.
- Zabaloy, M. C. and Marisa A. Gómez. 2008. Microbial Respiration in Soils of the Argentine Pampas after Metsulfuron Methyl, 2,4-D, and Glyphosate Treatments. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 393:370–85.
- Zak, D. R., Grigal, D. F. and Ohmann, L. F. 1993. Kinetics of Microbial Respiration and Nitrogen Mineralization in Great Lakes Forests. *Soil Science Society of America Journal* 574: 1100.
- Zou, X. M., Ruan, H. H., Fu, Y., Yang, X. D. and Sha, L. Q. 2005. Estimating soil labile organic carbon and potential turnover rates using a sequential fumigation–incubation procedure. *Soil Biology and Biochemistry* 3710:1923-1928.

INFLUENCIA DE LAS PROPIEDADES EDÁFICAS Y DE LA COMPOSICION BIOQUIMICA DE LAS RAICES EN LA MINERALIZACIÓN DE CARBONO RADICULAR ADICIONADO EN SUELOS DE LA PROVINCIA DE CÓRDOBA

INTRODUCCIÓN

Numerosos estudios han demostrado una fuerte influencia de los residuos de raíces en la acumulación de materia orgánica del suelo (Molina *et al.*, 2001; Rasse *et al.*, 2005; van der Putten, 2009). El aporte de los residuos de raíces al suelo oscila entre el 17 y el 33% de la biomasa total de los cultivos (Bolinder *et al.*, 1997; Carvalho *et al.*, 2013). Más de dos tercios del C que se acumula en los suelos puede provenir del aporte de las raíces, especialmente cuando se analizan los compartimentos estables de la MOS (Quideau, 2002; Kätterer *et al.*, 2011).

La descomposición de las raíces sigue los patrones generales de descomposición de los residuos aéreos (Andrén *et al.*, 1990; Swinnen *et al.*, 1995; Silver y Miya, 2001). Sin embargo, la mineralización de la raíz ocurre dentro del suelo, por lo que las condiciones particulares en lo referente a las propiedades físicas, químicas y biológicas afectan la velocidad de descomposición. Adicionalmente, las condiciones climáticas, que influyen fuertemente en la degradación de los residuos en la superficie del suelo, no tienen un efecto directo sobre la mineralización de la raíz. Además, las raíces de los cultivos anuales mueren predominantemente al mismo tiempo, y una gran biomasa de residuos de raíces está disponible como sustrato para los microorganismos en un corto tiempo. En conjunto, todas estas particularidades hacen muy atractivo los estudios que permitan conocer mejor la dinámica de descomposición de las raíces, más aún cuando durante varias décadas constituyeron una fracción muy pequeña si se los compara con los estudios sobre residuos vegetales aéreos.

La mineralización de algunos componentes estructurales, como holocelulosa o lignina, puede estar especialmente limitada por bajos niveles de N (Carreiro *et al.*, 2000; Hobbie, 2005). El pH del suelo tiene un efecto claro sobre la estructura y las actividades de la comunidad microbiana, que a su vez regula la tasa de descomposición de los residuos vegetales (Bååth y Anderson, 2003). A pesar de la importancia de las propiedades del suelo, la composición química de las raíces ha sido propuesta como el principal factor que controla su descomposición (Silver y Miya, 2001).

Los residuos de raíces comparten características que los diferencian de los residuos de tallos u hojas, como su bajo contenido de N y un alto contenido de lignina y suberina (Silver y Miya, 2001; Angst *et al.*, 2016). La composición bioquímica y elemental de las raíces difiere entre las especies debido a factores genéticos y dentro de la misma especie debido a factores ambientales (Aulen *et al.*, 2011). Por un lado, los compuestos solubles se descomponen primero y muy rápidamente (Cogle *et al.*, 1989, Gunina y Kuzyakov, 2015). Por otro lado, las fracciones recalcitrantes como la lignina (LIG) tienen una descomposición lenta (Heal *et al.*, 1997; Bertrand *et al.*, 2006). La celulosa (CEL) y las hemicelulosas (HEM) son polisacáridos de decomposabilidad intermedia (Berg y Matzner, 1997), pero la asociación con lignina disminuye la descomposición de la celulosa (Chesson 1988; Machinet *et al.*, 2011). Abiven *et al.* (2005) encontraron poca relación entre la descomposición y el contenido de lignina, mientras que otros estudios informaron relaciones débiles entre la tasa de mineralización de raíces y los contenidos de LIG y N (Silver y Miya, 2001).

La dinámica exponencial se ha aplicado ampliamente para describir la descomposición de la hojarasca (Chen *et al.*, 2009; Majumder y Kuzyakov, 2010). El modelo exponencial doble supone que la camada consiste en dos grupos o fracciones (lábil y estable), y cada uno tiene su propia tasa de descomposición k . El modelo exponencial doble proporciona un mejor ajuste que el modelo exponencial único (Majumder y Kuzyakov, 2010; Rovira y Rovira, 2010).

Para realizar un análisis exhaustivo de la descomposición de los residuos de la raíz, la variabilidad de su composición y las propiedades del suelo deben evaluarse conjuntamente (Cadisch y Giller, 1997). La importancia de los factores que definen la mineralización de los residuos vegetales ha sido extensamente abordada, en general con

preponderancia del clima y la calidad del residuo vegetal sobre otros como las características del suelo (Aerts, 1997). Más recientemente, se han reportado trabajos donde el tipo de suelo es más importante que la composición del residuo vegetal para determinar su mineralización (Delgado-Bauquerizo *et al.*, 2015). Por ello, se necesitan más trabajos donde se cuantifique la importancia relativa de las propiedades del suelo y la calidad de los residuos vegetales para modular la mineralización de C. La hipótesis planteada es que la mineralización de raíces puede ser predicha con base en la composición bioquímica de las raíces y las propiedades de suelo. El objetivo de este trabajo fue estudiar los efectos individuales e interactivos de ambos factores: la composición de la raíz y las propiedades del suelo sobre las tasas de mineralización, utilizando incubaciones de laboratorio como metodología.

Los objetivos específicos de este estudio fueron:

- i) Examinar los efectos de las propiedades del suelo sobre la mineralización de cinco residuos de raíces.
- ii) Evaluar las interacciones suelo-raíz en la mineralización de raíces.
- iii) Determinar parámetros de modelos exponenciales para identificar conjuntos de C lábiles y estables en raíces.

MATERIALES Y MÉTODOS

Área de estudio y suelos utilizados

Este estudio se realizó en un área entre 33° 16'S y 30° 56'S de latitud y entre 61° 54'O y 65° 46'O de longitud, que cubre aproximadamente 71.000 km² en la provincia de Córdoba, Argentina (Fig. 3.1). El área tiene una precipitación media anual entre 500 y 900 mm, una temperatura media anual entre 16 °C y 22°C y una elevación entre 88 y 911 m sobre el nivel del mar. Los sitios de muestreo fueron 80% agrícolas y 20% no agrícolas. La ubicación de los puntos de muestreo respondió a la intención de para captar el gradiente granulométrico y de precipitaciones existente en Se tomaron muestras de suelo de los primeros 15 cm, y se obtuvo una muestra compuesta que consistía en 20 submuestras recolectadas en un radio de 100 m alrededor de un punto georreferenciado en cada sitio. Las muestras de suelo se secaron al aire y pasaron a través de una malla de 2 mm. Luego, las muestras de suelo se analizaron para pH en agua 1: 2.5 (suelo: agua); C orgánico total (COT) usando combustión húmeda con K₂Cr₂O₇ 1 N según el método de Walkley y Black; N total (Nt) con el método Kjeldahl; capacidad de intercambio catiónico (CIC) por saturación con acetato de amonio 1 N a pH 7; fósforo extraíble (P) con extracción por el método de Bray y Kurtz 1; y la cuantificación colorimétrica posterior del complejo de fosfomolibdato. Las técnicas utilizadas se describen en Sparks (1996). La granulometría se realizó utilizando el método de la pipeta Robinson, y la capacidad de campo (CC) se midió a 30 kPa con una olla a presión (Klute, 1986). Todas las determinaciones se realizaron por triplicado, excepto que CC se midió una vez.



Figura 3.1. El lugar de estudio en la provincia de Córdoba, Argentina, cubre un área de 71.000 km². Los números corresponden a los sitios de muestreo de suelo. Los 15 puntos seleccionados en este estudio provienen de una cuadrícula de muestreo de 354 puntos.

Raíces

Las raíces se obtuvieron de *Sorghum halepense* (L.) Perr. (S_A), *Sorghum bicolor* (L.) Moench. cv. Biosilero INTA (S_B), *Sorghum bicolor* (L.) Moench. cv. Pakari (S_P), *Glycine max* (L.) Merr. (S_Y) y *Zea mays* (M_Z). Las raíces se extrajeron de plantas senescidas, inmediatamente después de que terminaron su ciclo; todas del mismo sitio, el campo experimental ubicado dentro del INTA Manfredi (31° 51' 21,52" S, 63° 44' 2,757'). El volumen del suelo que rodeaba cada planta se excavó a 15 cm para obtener las raíces, que se separaron lavándolas con agua en tamices de 2 y 0,5 mm para minimizar la cantidad de material perdido (Böhm, 1979). Se seleccionaron raíces finas (<2 mm de diámetro), se secaron a 60 °C hasta un peso constante, y luego se molieron a <1 mm con un molino tipo

Wiley (Arthur Thomas Scientific, Swedesboro, Nueva Jersey, EE. UU.). El contenido de cenizas de las raíces molidas se determinó por combustión en un horno de mufla a 550 °C durante 24 h. El C y N total se cuantificaron utilizando un analizador elemental CHNS/O (2400 CHNS/O Series II system; Perkin Elmer, Waltham, Massachusetts, USA). Los parámetros bioquímicos, que incluyeron la fracción soluble (SOL), celulosa (CEL), hemicelulosas (HEM) y lignina (LIG), se midieron siguiendo el método de Van Soest (1967). Todas las determinaciones se realizaron por duplicado. Algunos índices fueron calculados, incluyendo

$$\text{Índice lignocelulósico} \quad \mathbf{LCI} = \frac{\mathbf{LIG}}{\mathbf{LIG + CEL + HEMs}}$$

$$\text{Índice de decomposabilidad} \quad \mathbf{DI} = \mathbf{C:N} \frac{\mathbf{LIG}}{\sqrt{\mathbf{SOL}}}$$

En el caso de DI se modificó el índice original Herman *et al.* (1977) y se utilizó la fracción soluble en lugar de los carbohidratos solubles.

Incubaciones

Se realizaron cinco tratamientos para cada suelo que consistió en combinar muestras de suelo más raíz (S_A, S_B, S_P, S_Y y M_Z). Las incubaciones de 28 d se ejecutaron a 28 ± 1 °C en la oscuridad. Las incubaciones se realizaron por triplicado en frascos de vidrio herméticamente cerrados. Se colocaron y mezclaron en los frascos 20g de suelo y 0,4g de raíces. Con el objetivo de reducir el potencial efecto de *priming*, se escogió una gran masa de raíz (2% de la masa del suelo) (Blagodatskaya y Kuzyakov, 2008). Se añadió agua destilada en cada frasco para alcanzar el 80% (p/p) de la capacidad de campo del suelo correspondiente. El CO₂ que se desprendió durante la incubación se atrapó en 10 mL de NaOH 1M. Los viales que contenían NaOH se tomaron muestras y se reemplazaron después de 3, 7, 14, 21 y 28 d. El CO₂ producido por la descomposición microbiana se analizó utilizando la técnica de absorción alcalina (Alef, 1995). Simultáneamente, las

incubaciones de control se manejaron de la misma manera que los tratamientos realizados usando todos los suelos sin raíces.

Procesamiento de datos y análisis estadístico

La mineralización neta de las raíces (IC_{\min}) se calculó a partir de la diferencia entre el CO₂ producido por la mezcla suelo-residuo y la mineralización producida en el mismo período por el suelo control (sin adición de residuos), que es representativo de la descomposición de la materia orgánica nativa del suelo. Esta operación asume que son negligibles los posibles efectos de *priming* de la adición de material vegetal (Kuzuyakov *et al.*, 2000). Los resultados se expresaron como porcentaje de la raíz C añadida (% de C_{root}). Se usaron dos modelos matemáticos de primer orden para ajustar los datos experimentales, incluidos los modelos exponenciales simple y doble (Chen *et al.*, 2009). Se seleccionó el modelo que minimizaba los errores cuadráticos medios.

Luego, el C-CO₂ acumulado se ajustó a la ecuación:

$$IC_{\min(t)} = C_1(1 - e^{-k_1 t}) + C_2(1 - e^{-k_2 t})$$

Donde $IC_{\min}(t)$ representa el residuo C mineralizado en el día t (% de Craíz), C_1 y C_2 son los tamaños de los compartimentos lábil y estable, respectivamente (% Craíz), y k_1 y k_2 son las constantes de velocidad de la descomposición de C_1 y C_2 , respectivamente (d^{-1}).

Debido a la interdependencia de los parámetros C y k (Saviozzi *et al.*, 1993), se calculó la mineralización de potencial C inicial del grupo lábil ($C_1 k_1$) y del grupo estable ($C_2 k_2$). El tiempo de residencia promedio k_1^{-1} y k_2^{-1} (d) de C_1 y C_2 se calcularon como el inverso de la constante de velocidad de mineralización k_1 y k_2 , respectivamente.

Se realizó un análisis de la varianza (ANOVA) y las evaluaciones de la diferencia de medias se realizaron con la prueba DGC (Di Rienzo *et al.*, 2018). Identificar las relaciones entre las observaciones, así como entre las variables y entre las observaciones y las variables (Vervaet *et al.*, 2002). El análisis de componentes principales (PCA) y los biplots se realizaron para datos de suelo y raíz, por separado. El análisis de Procrustes generalizado (GPA) (Gower, 1975) se utilizó para evaluar la concordancia entre las

propiedades del suelo y el CO₂ desarrollado. Las puntuaciones de PCA que se aplicaron por primera vez a ambas ordenaciones se utilizaron en GPA. La proporción de consenso, directamente proporcional a la concordancia entre las ordenaciones, se utilizó como una métrica de asociación. Se evaluaron las contribuciones de raíz, suelo e interacción en cada fecha de incubación. El ANOVA se realizó en cada fecha, y la suma de cuadrados de partición se usó en cálculo. Como porcentaje de la variabilidad explicada, la asociación con cada fuente se calculó cada día de la siguiente manera: Variabilidad (%) = $\frac{SSS}{(SST - SSE)} \times 100$, donde SSS es la suma del cuadrado de la fuente; SST es la suma total de cuadrados y SSE es la suma de cuadrados de error. Para el análisis estadístico se utilizó el software Infostat (Di Rienzo *et al.*, 2018).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Características de los suelos y las raíces

Los suelos utilizados presentaron un amplio rango en sus atributos (Tabla 3.1), lo que permite concluir que la descomposición de la raíz se probó bajo una gama de condiciones de suelo diferentes. El análisis de componentes principales (PCA) se realizó para explorar las asociaciones entre las propiedades del suelo (Fig. 3.2A). El primer componente principal (PC1) explicó el 53% de la variabilidad total en las propiedades del suelo. Se identificaron dos grupos con pH, arena y relación C: N en uno, y COT, Nt, CIC, limo, CC y P en el otro.

La composición elemental y las características bioquímicas de los residuos de raíz y los tres índices de calidad se muestran en la Tabla 3.2. Los coeficientes de variación de la fracción soluble (45%) y la lignina (56%) fueron los más altos. Por otro lado, el CV más bajo se presentó por el contenido de C (4,6%) debido a que es un componente de los materiales vegetales que es relativamente estable (Palm y Rowland, 1997). El biplot de PCA permitió reconocer las concordancias entre las propiedades de las raíces (Fig. 2B). Los dos primeros componentes explicaron el 96.3% de la variabilidad de la raíz. El primer componente explicó el 72.9% de la variabilidad total. Las raíces de sorgo (SA, SB y SP) difieren de las raíces de soja y maíz en cuanto a su mayor contenido de SOL, mayor relación C:N y menor fracción CEL. El segundo componente explicó el 23,4% de la variabilidad total y se asoció con el contenido de C y la lignina contra N y la celulosa, lo que permite separar las raíces de la soja del maíz. Abiven *et al.* (2005), que estudiaron raíces de soja y sorgo, informaron tendencias similares para lignina (soja > sorgo) y compuestos solubles (sorgo > soja).

Tabla 3.1. Principales propiedades de los suelos usados y tipo de manejo.

Id Suelo	Uso de suelo	COT	N _t	Relación	CIC	pH	P	Limo	Arena	Arcilla	CC
		g kg ⁻¹	%	C:N	c _{mol} kg ⁻¹	1:2.5 s:a	mg kg ⁻¹	g kg ⁻¹		%	
2	A ^a	26.0 ±1.3 ^b	0.23 ±0.02	11.5±0.6	27.7 ±1.4	6.6 ±0.6	76±4	670	20 ±1	310 ±20	29
6	A	17.3 ±0.9	0.16 ±0.01	10.8±0.6	17.6 ±0.9	7.4 ±0.4	29±1	610	140 ±10	250 ±10	25
25	A	12.7 ±0.6	0.16 ±0.02	7.9 ±0.9	22.1 ±1.1	6.3 ±0.3	49±2	680	90 ±10	230 ±10	24
47	A	20.3 ±1.0	0.15 ±0.01	13.7±1.4	14.3 ±0.7	6.8 ±0.3	24±1	520	280 ±10	210 ±10	21
77	A	20.8 ±1.0	0.22 ±0.01	9.3 ±0.3	28.2 ±1.4	6.0 ±0.3	88±4	490	170 ±10	340 ±20	28
84	A	18.0 ±0.9	0.16 ±0.01	11.5±0.9	16.4 ±0.8	6.9 ±0.3	70±4	620	180 ±10	200 ±10	22
114	A	8.5 ±0.4	0.11 ±0.02	8.0 ±2.0	8.3 ±0.4	6.1 ±0.3	30±2	430	450 ±20	120 ±10	14
188	A	17.9 ±0.9	0.15 ±0.01	12.2±0.9	21.2 ±1.1	7.0 ±0.4	64±3	620	110 ±10	270 ±10	22
195	A	9.6 ±0.5	0.05 ±0.01	18.4±1.0	9.0 ±0.5	7.0 ±0.4	36±2	0	690 ±30	310 ±20	10
255	A	17.4 ±0.9	0.15 ±0.01	11.7±1.1	23.5 ±1.2	7.1 ±0.4	20±1	540	210 ±10	250 ±10	26
261	A	14.2 ±0.7	0.13 ±0.02	10.6±2.0	16.5 ±0.8	6.4 ±0.3	40±2	420	490 ±20	190 ±10	24
279	NA	19.0 ±1	0.15 ±0.01	12.6±1.1	8.8 ±0.4	7.5 ±0.4	22±1	200	770 ±40	30 ±1	16
347	A	16.0 ±0.8	0.13 ±0.01	12.1±2.0	13.3 ±0.7	7.7 ±0.4	41±2	180	750 ±40	70 ±10	12
369	NA	16.3 ±0.8	0.18 ±0.01	9.1 ±0.3	13.6 ±0.7	7.3 ±0.4	63±3	290	580 ±30	140 ±10	14
385	NA	9.0 ±0.5	0.08 ±0.02	11.1±4.3	10.5 ±0.5	7.1 ±0.4	44±2	400	560 ±30	40 ±2	14

^aA: uso agrícola; NA: uso no agrícola.

^bMedia ± error estándar (SE); la ausencia de SE indica una sola determinación.

COT: carbono orgánico total; Nt: nitrógeno total; CIC: capacidad de intercambio catiónico; P: fósforo extraíble; CC: capacidad de campo

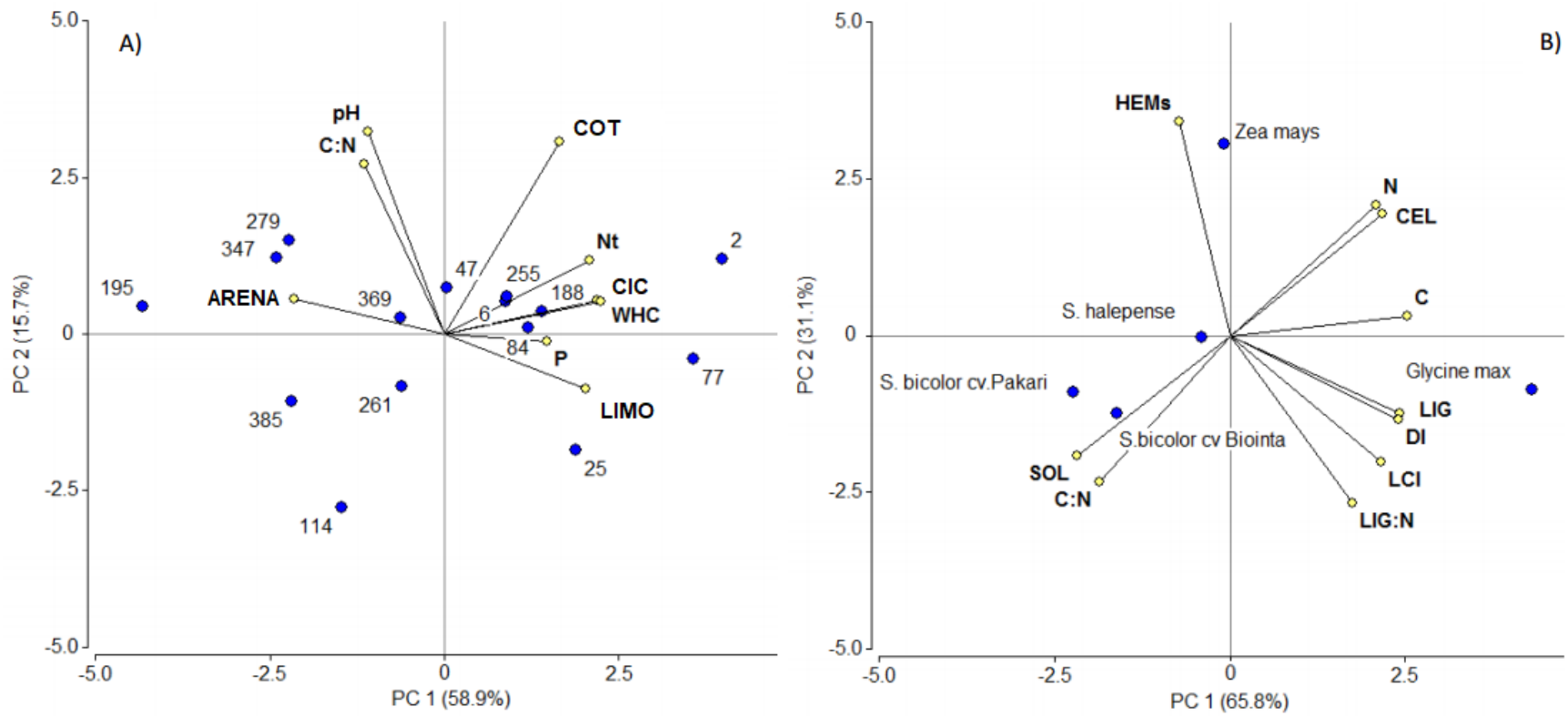


Figura 3.2. Biplots de análisis de componentes principales. A) Biplot de propiedades del suelo. Los círculos amarillos corresponden a las variables del suelo y los círculos azules representan los suelos. CP: componente principal. COT: carbono orgánico total. Nt: nitrógeno total. CIC: capacidad intercambiable de cationes; CC: capacidad de retención de agua. B) Biplot de propiedades de raíz. Los círculos amarillos son variables de raíces y los círculos azules representan las raíces. CP: componente principal; N: nitrógeno, C: carbono, C: N: relación raíz C a N; SOL: fracción soluble; HEM: hemicelulosa; CEL: celulosa; LIG: Lignina; LCI: índice lignocelulolítico, DI: índice de descomposición, índice LIG: N.

Tabla 3.2. Composición elemental y características bioquímicas de las raíces utilizadas.

	<i>Sorghum halepense</i> (L.) Pers.	<i>Sorghum bicolor</i> (L.) Moench. cv. Biosilero-INTA	<i>Sorghum bicolor</i> (L.) Moench. cv.Pakari-INTA	<i>Glycine max</i> (L.) Merr.	<i>Zea mays</i> (L.)
C	42,9 ±0,5 ^a	42,0 ±0,8	40,8 ±0,4	46,2 ±0,2	43,2 ±0,5
N	0,69 ±0,04	0,54 ±0,01	0,61 ±0,02	1,01 ±0,03	0,97 ±0,01
C:N	63 ±2,1	78 ±1,9	67 ±1,1	46 ±0,7	44 ±0,5
Ash	10,3 ±0,5	9,2 ±0,1	11,4 ±0,2	4,0 ±0,1	15,7 ±0,3
SOL	29,5 ±0,2	38,2 ±0,4	44,4 ±0,1	14,0 ±0,7	17,6 ±0,2
HEMs	23,4 ±0,1	20,4 ±1,0	18,9 ±0,1	17,2 ±1,0	28,1 ±1,0
CEL	38,9 ±0,4	34,7 ±0,5	30,9 ±0,3	50,8 ±0,6	48,6 ±0,6
LIG	8,3 ±0,1	6,7 ±0,1	5,8 ±0,1	18,1 ±0,2	5,7 ±0,1
LIG:N	12,0	12,4	9,6	17,9	5,9
LCI ^b	0,12	0,11	0,10	0,21	0,07
DI ^c	95	85	58	220	60

^aMedia ± error estándar (EE) (n = 2).

^bLCI: índice lignocelulósico.

^cDI: índice de descomposabilidad.

C: carbono; N: Nitrógeno; SOL: fracción soluble; HEM: hemicelulosa; CEL: celulosa; LIG: Lignina.

Efectos de la adición de raíces en la mineralización de C

El IC_{min} en el día 28 mostró la siguiente secuencia de la mineralización de la raíz, en forma decreciente: SP> SB> SA> MZ> SY; siendo el valor más alto de IC_{min} un 29,0 % para el SP y el más bajo 20,4 % para el tratamiento con adición de SY (Fig. 3.3 A, B). Entre los suelos el rango de IC_{min} en el día 28 varió entre 19,4% (suelo 385) al 29,0 % (suelo 77). Se realizó un ANOVA y de comparación de medias para IC_{min} en el día 28 y se obtuvieron 8 grupos de suelos diferentes (p <0,05). El dióxido de carbono se liberó en dos fases. La primera fase fue rápida y continuó hasta el día 14, y la segunda fase fue más lenta se prolongó hasta el final de la incubación. La liberación bifásica de CO₂ se ha explicado como una respuesta inicial a la rápida mineralización de las sustancias orgánicas más lábiles, seguida de una descomposición enzimática y la mineralización de sustancias más resistentes (Cayuela *et al.*, 2009).

Las raíces presentaron claramente dos patrones diferentes de mineralización. Las raíces de sorgo alcanzaron su tasa de mineralización máxima en el tercer día. En contraste, las raíces de soja y maíz mostraron un retraso en la tasa de mineralización máxima, que se alcanzó el día 7. El tercer día de incubación, los sorgos liberaron entre el 37% y el 41% de CO₂ del total liberado durante el período de incubación, mientras que los tratamientos de maíz y soja liberaron un 17% y el 13% del total de CO₂, respectivamente.

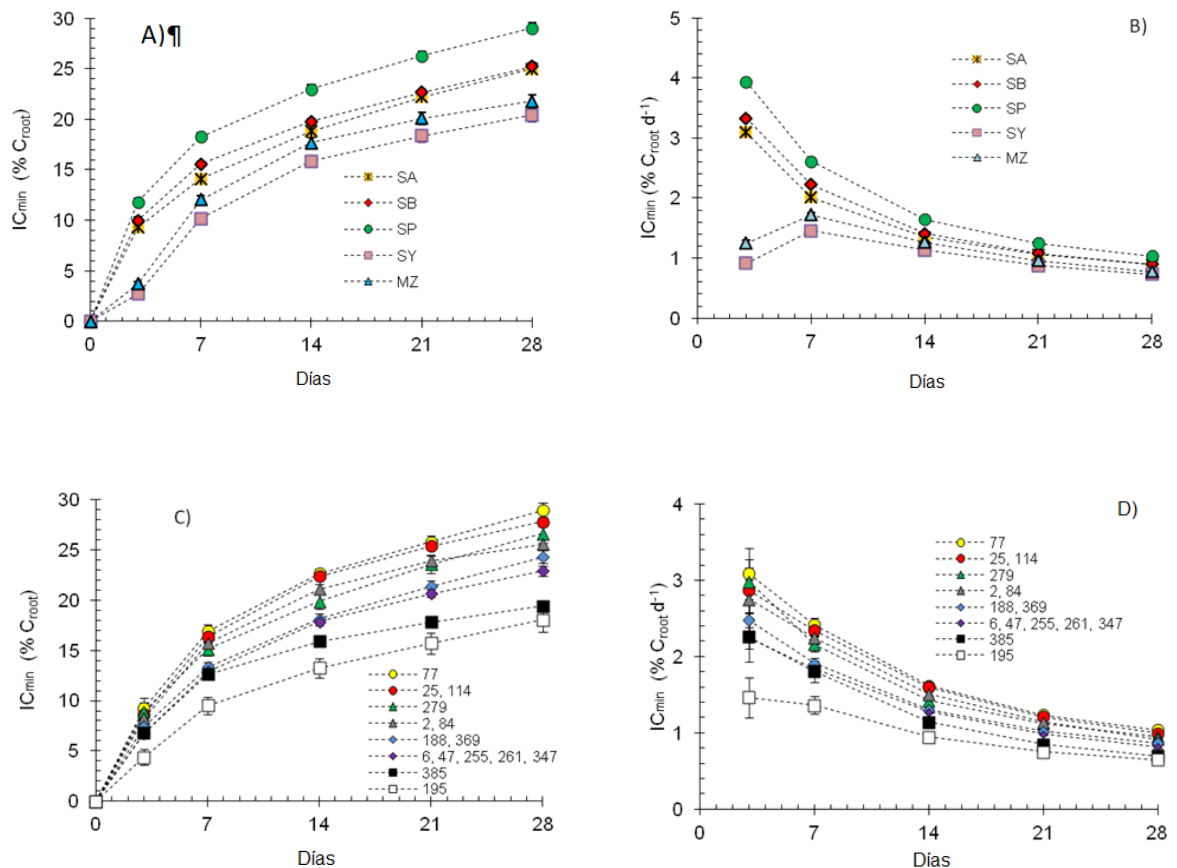


Figura 3.3. C-CO₂ acumulado y constante de mineralización de cinco residuos de raíces en 15 suelos durante 28 de incubación. A) La mineralización acumulada y B) Las constantes de mineralización corresponden al promedio de la raíz en todos los suelos utilizados. SA: *S. halepense*; SB: *S. bicolour* cv. *Biosilero INTA*; SP: *S. bicolour* cv. *Pakari*, SY: *Glycine max* y MZ: *Zea mays*. C) La mineralización acumulada y D) las constantes de mineralización corresponden al promedio de las cinco raíces en cada suelo. Los suelos se agruparon en ocho categorías por diferencia de medias ($p < 0,05$) de IC_{min} a los 28 días y se graficó el promedio por categoría y su error estándar asociado. Los números en la leyenda corresponden a los identificadores de suelos.

Las raíces de sorgo tuvieron una mayor fracción SOL, que está formada principalmente por sustancias orgánicas lábiles. Una rápida descomposición inicial de los residuos vegetales incorporados en los suelos se asoció con una alta proporción de C lábil (Cadisch y Giller, 1997; Shepherd *et al.*, 2005; Bertrand *et al.*, 2010). La amplia relación C:N de las raíces de sorgo no fue equivalente a un grupo menos mineralizable. La relación C:N refleja parcialmente la resistencia a la descomposición de los residuos vegetales. Los materiales fácilmente descomponibles en general tienen una relación C: N más baja debido al gran contenido de N (Gilmour *et al.*, 1985; Korsæth *et al.*, 2002). Sin embargo, las raíces de sorgo tuvieron la tendencia opuesta con una mayor relación C:N y una mayor mineralización. Este hecho se explica con la composición bioquímica de las raíces de sorgo. Comparativamente entre todas las raíces analizadas, las raíces de sorgo tuvieron el mayor contenido soluble y bajo contenido de lignina. Para predecir la descomposición de un residuo vegetal, es necesario el análisis conjunto de la relación C:N y las fracciones bioquímicas que lo componen (Trinsoutrot *et al.*, 2000). En ausencia de lignina, una alta relación C: N por sí sola puede no ser un factor limitante de la tasa de descomposición (Jama y Nair, 1996).

Se ha descrito una fase de retardo o retraso en la liberación de CO₂ en la mineralización de la raíz (Bending y Turner, 1999). Esta dinámica de liberación es común después de la adición de sustancias orgánicas en descomposición lenta al suelo, como raíces secas, madera y otros compuestos que contienen lignina (Kuzyakov *et al.*, 1999). Alto contenido de lignina así como LIG: N, DI y LCI fueron los más altos en raíces de soja que confirman que este material era rico en compuestos lentamente degradables. Por otro lado, las raíces de maíz tenían los contenidos de CEL + HEM (holocelulosa) más altos, fracción de complejidad intermedia a la degradación. La composición de las raíces de soja y maíz explicaría parcialmente el retraso observado en la tasa de mineralización (Fig. 3.3 B).

Al tercer día, el 84% ($p < 0,05$) de la variabilidad del C_{min} fue explicado por las propiedades de la raíz, mientras que desde el día 14, las raíces explicaron solo un 40% de la variación (Fig. 3.4).

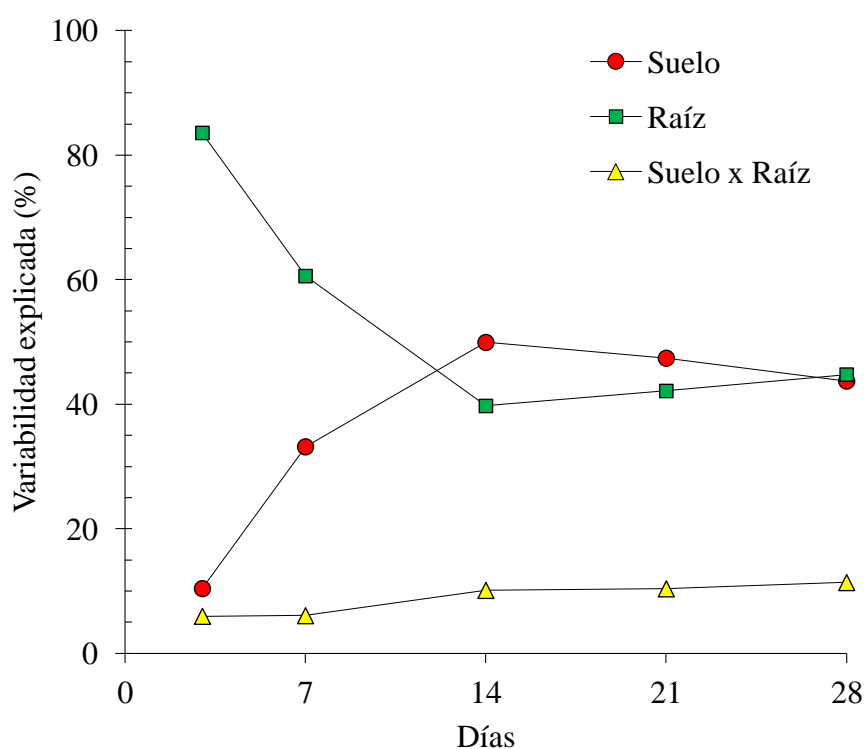


Figura 3.4. Variabilidad del C-CO₂ acumulado a lo largo del período de incubación explicada por el factor suelo, raíz y la interacción suelo-raíz. ($SS_S / (SS_T - SS_E)$ 100). SS_S suma de cuadrados del factor; SS_T suma de cuadrados totales; SS_R suma de cuadrados de error.

En cuanto al suelo, su impacto en la variabilidad total del CO₂ aumentó hasta el día 14 y luego osciló en torno al 50% ($p < 0,05$). Desde el día catorce, las interacciones "raíz-suelo" se volvieron más relevantes y explicaron un 10-11% ($p < 0,05$) de la variabilidad total. Estos resultados confirman que la mineralización de la raíz fue controlada tanto por las propiedades de las raíces como por las características del suelo, aunque en diferentes etapas de mineralización. La descomposición en los primeros 14 días se relacionó de manera directa con la fracción SOL. Los compuestos solubles tienen vida media en orden de horas o pocos días (Cogle *et al.*, 1989; Kumar y Goh, 1999). La composición de las raíces varía con el tiempo debido a las diferentes tasas de descomposición de los componentes bioquímicos (Palm y Rowland, 1997), de modo que la importancia de las propiedades iniciales de los residuos no es suficiente para explicar la descomposición (Heal *et al.*, 1997).

Por otro lado, la descomposición de CEL y HEM requiere de aportes externos de nutrientes, particularmente de nitrógeno debido a su alta relación C:N (Jensen *et al.*, 2005). Luego, la contribución de las propiedades del suelo a la mineralización aumentó. El coeficiente de variación (CV) de IC_{min} en el día 28 difirió entre las raíces. Las raíces de sorgo tuvieron un CV más bajo (10%) que el maíz (19.5%) y la soja (21.1%). Este hecho sugiere que la mineralización de las raíces de sorgo fue menos dependiente de las condiciones particulares de cada suelo que la mineralización del maíz y la soja. Este comportamiento se explica en parte por los contenidos CEL + HEM de las raíces estudiadas. Mientras que el sorgo, en promedio, tenía un 56%, la soja y el maíz tenían un 68% y un 77%, respectivamente.

Se obtuvieron correlaciones entre IC_{min} y las propiedades de la raíz (C, N, celulosa, lignina, relación C:N y fracción soluble) para todas las fechas de incubación ($p < 0,05$) (Fig. 3.5A). Los coeficientes de correlación y los niveles de significación de Pearson disminuyeron del día 3 al día 14 y luego mostraron solo variaciones menores.

La mayor correlación del IC_{min} con la fracción soluble se alcanzó el 3er día de incubación, en concordancia con Bertrand *et al.* (2010), donde los SOL de los residuos fueron los mejores predictores de la mineralización en la primera fase de la descomposición. En cuanto a la fracción de lignina, se observó una correlación muy baja con el IC_{min} . Pueden ser necesarios períodos de incubación más largos para identificar el papel de la lignina en la descomposición de los residuos de la raíz (Cadisch y Giller, 1997).

A través de un análisis generalizado de Procrustes, se evaluó de manera exploratoria el nivel de asociación general entre las propiedades del suelo y la IC_{min} . Se obtuvo una proporción de consenso de 0.75, lo que indicó una buena relación entre las propiedades del suelo y la mineralización de la raíz. Observando las correlaciones de Pearson en un sentido temporal, se observó que los efectos del suelo sobre la mineralización de la raíz aumentaron con el tiempo de incubación. Numerosas variables del suelo se correlacionaron significativamente ($p < 0,05$) con IC_{min} : COT, Nt, P, pH, arena, limo, CIC y CC (Fig. 3.5B).

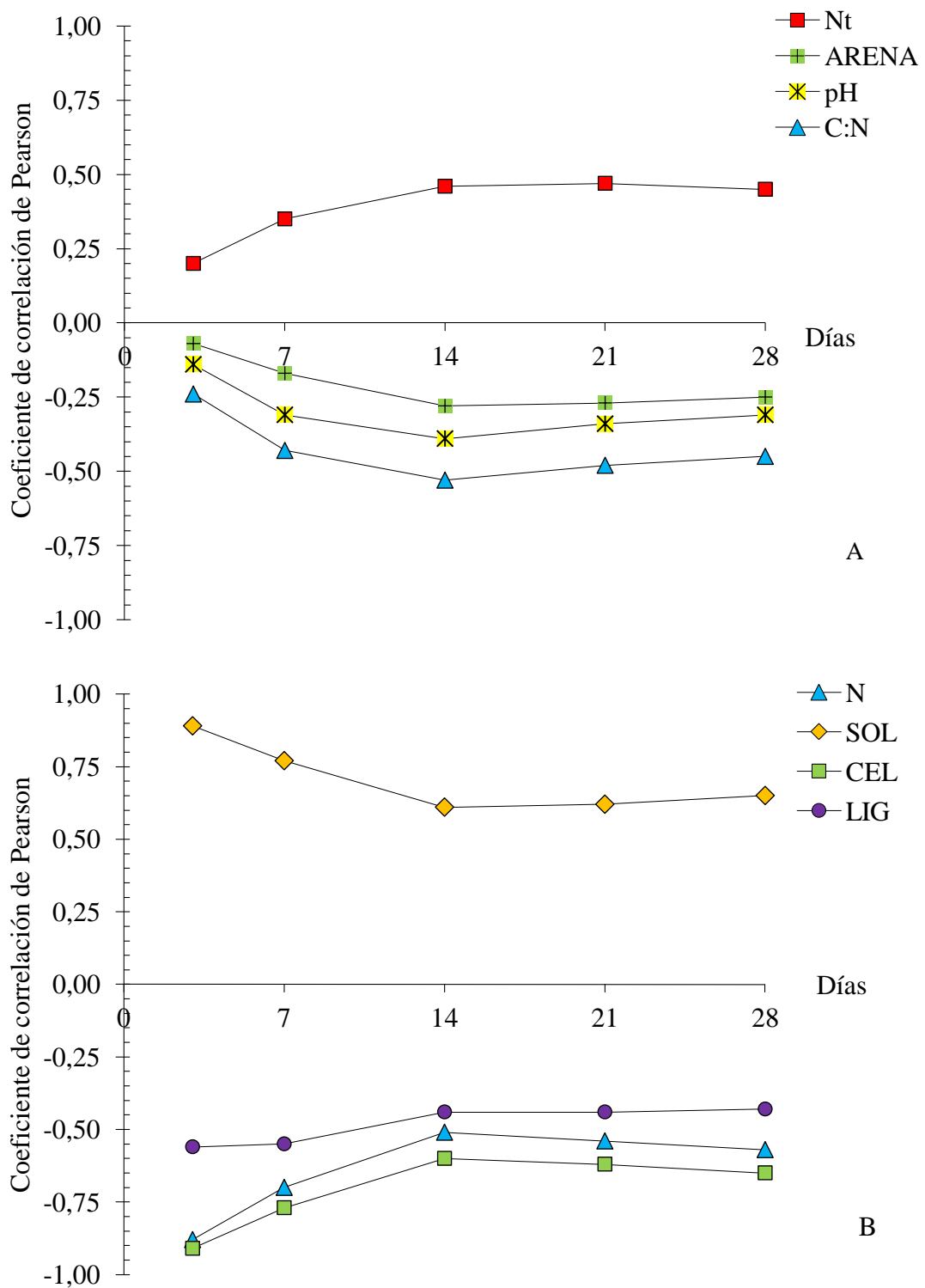


Figura 3.5. Variación a lo largo del tiempo de incubación de los coeficientes de correlación de Pearson ($p < 0,05$) entre IC_{min} y: A) fracciones bioquímicas de residuos de raíces. B) propiedades del suelo.

En la mayoría de los casos, los suelos con mayor contenido de nutrientes presentaron mayor liberación de CO₂. El efecto general de la adición de raíces al suelo es un aumento de la actividad microbiana, cuya magnitud depende de la disponibilidad de nutrientes (Zhang *et al.*, 2005). El contenido de Nt tuvo una influencia positiva en la mineralización de la raíz (Fig. 3.6). Las relaciones C:N de las raíces, presentadas en la Tabla 3.2, que variaron entre 44:1 y 78:1 son limitantes para la mineralización dada la estequiometría de los microorganismos(7:1-10:1), por lo que el N que pueda aportar el suelo se vuelve fundamental para obtener condiciones no limitantes de descomposición. Xiong *et al.* (2014) concluyeron que mejoraron la tasa de descomposición de residuos vegetales mediante la transferencia de N del suelo a los residuos.

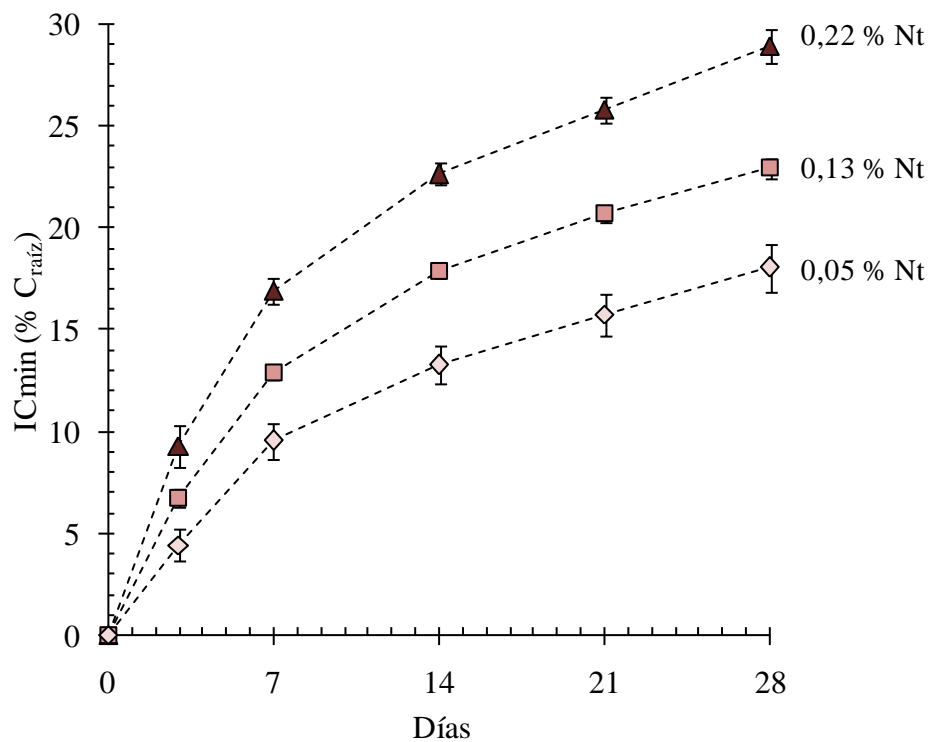


Figura 3.6. Cantidad de C-CO₂ acumulado (IC_{min}) proveniente de residuos de raíces en suelos con tres niveles de nitrógeno total.

Parámetros de la descomposición de la raíz

Se seleccionó un modelo exponencial doble para ajustar la liberación de CO₂. Este modelo proporcionó un error cuadrático medio más bajo (0,54) que el modelo exponencial simple (1,50). C₁, k₁, C₂, k₂ son parámetros del modelo para las agrupaciones lábiles y estables, respectivamente (Tabla 3.3).

La constante de mineralización k₁ fue en promedio 5 veces mayor para las raíces de sorgo que para las raíces de maíz y soja. Los sorgos tenían un orden de magnitud entre k₁ y k₂. Por otro lado, k₁ y k₂ fueron similares tanto para la soja como para el maíz. Este resultado se explica por el retraso en la mineralización de las raíces de maíz y soja, lo que dilató la duración de la primera fase. Los principales organismos implicados en la descomposición de los residuos vegetales son bacterias y hongos, y aunque los hongos son favorecidos por sustratos celulósicos, ambos grupos de microorganismos se ven beneficiados por las fuentes de C fácilmente disponibles (Meidute *et al.*, 2008).

La alta proporción de la fracción soluble en las raíces de sorgo sugiere el desarrollo bacteriano. El desarrollo bacteriano tiene un efecto antagónico sobre los hongos (Meidute *et al.*, 2008) y explica la diferencia sustancial entre k₁ y k₂ para el sorgo. La ocurrencia de retrasos en la mineralización de la soja y el maíz posiblemente esté asociada con una etapa inicial de crecimiento microbiano especializado relacionado con la descomposición de una fracción recalcitrante (Sanaullah *et al.*, 2011).

El tiempo de residencia medio (TRM) del grupo lábil, k₁⁻¹, varió entre 2 y 3 días para el sorgo, mientras que fue de 14 días para la soja y 11 días para el maíz (Tabla 3.3). Es difícil entender tales diferencias ya que el tamaño del grupo lábil, C₁, varió desde 12,5% (raíces de sorgo) a 12,0% (soja). Por otro lado, el parámetro k₁ en sorgos (0,41 d⁻¹) fue cinco veces mayor que la soja (0,08 d⁻¹) y el maíz (0,09 d⁻¹).

Tabla 3.3. Parámetros del modelo ajustado ($IC_{\min} = C_1[1-\exp(-k_1t)] + C_2[1-\exp(-k_2t)]$), índices obtenidos del producto de los parámetros y tiempo medio de residencia (TMR) de los *pools* de C.

Raíz	Parámetros del modelo				TMR		Índices	
	C ₁	C ₂	k ₁	k ₂	k ₁ ⁻¹	k ₂ ⁻¹	C ₁ k ₁	C ₂ k ₂
	% C _{raíz}		día ⁻¹		día		% C _{raíz} día ⁻¹	
<i>Sorghum halepense</i> (L.) Perr.	9,2 ±0,6 ^a	30,0 ^b	0,49 ±0,04	0,033 ±0,003	2	38	4,30	0,87
<i>Sorghum bicolor</i> (L.) Moench. cv Biosilero-INTA	13,3 ±0,8	56,3	0,38 ±0,05	0,017 ±0,005	3,0	138	4,74	0,57
<i>Sorghum bicolor</i> (L.) Moench. cv. Pakari-INTA	15,1 ±0,8	55,9	0,37 ±0,07	0,022 ±0,008	3	116	5,49	0,70
<i>Glycine max</i> (L.) Merr.	12,0 ±0,7	22,0	0,08 ±0,06	0,063 ±0,006	14	90	0,95	0,82
<i>Zea mays</i> (L.)	12,2 ±0,7	17,4	0,09 ±0,06	0,083 ±0,007	11	44	1,11	1,06

^a Media ± error estándar (EE).

^bEE<0,01

C₁: tamaño del compartimento lábil; C₂: tamaño de compartimento estable; k₁: tasa de mineralización de C₁; k₂: tasa de mineralización de C₂; k₁⁻¹TRM de C₁; k₂⁻¹ MRT de C₂; C₁k₁: tasa de potencial inicial de liberación de C-CO₂ del grupo lábil; C₂k₂: tasa de potencial inicial de liberación de C-CO₂ del grupo estable.

Para analizar las causas probables que explican el amplio rango de TMR entre las raíces para el conjunto lábil, se proponen algunas hipótesis: H₁: la composición química de la fracción soluble fue diferente entre las raíces. Existen diferencias de calidad importantes en la fracción soluble de diferentes residuos vegetales (Hall *et al.*, 1999); este hecho sugiere diferencias no solo en la cantidad, sino también en la calidad en la fracción soluble. H₂: el compartimento lábil (C₁) se relacionó con diferentes fracciones bioquímicas dependiendo del tipo de raíz. Esto es posible, ya que en concordancia con nuestros datos, los tiempos de vida media reportados para azúcares simples, hemicelulosas y celulosa son 0,6, 6,7 y 14 días, respectivamente (Hagin y Amberger, 1974). Esto explica la rápida descomposición de las raíces de sorgo, y lo opuesto en la soja y el maíz. H₃: se puede considerar que el modelo exponencial doble no describe adecuadamente los flujos de CO₂ en sistemas con fase de retraso (*fase-lag*) y por ello no realiza una buena diferenciación del tamaño y tasa de mineralización de los compartimentos lábiles y estables presentes.

Las correlaciones entre las propiedades del suelo y las raíces con los índices C₁k₁ y C₂k₂ confirmaron la importancia de la composición de las raíces durante la descomposición (Tabla 3.4). Tanto C₁k₁ como C₂k₂ se correlacionaron con las siguientes propiedades de la raíz: contenido de N, relación C:N, fracción soluble, HEM y CEL. Por otro lado, la lignina de la raíz C y el índice de descomposabilidad solo se correlacionaron con C₁k₁. Suponiendo que ambos compartimentos comenzaron a descomponerse simultáneamente; es notable cómo las propiedades de raíz jugaron roles opuestos para cada grupo. Mientras que para C₁k₁ la fracción soluble y la relación C:N tuvieron un efecto estimulante, para C₂k₂ el efecto de ambas propiedades fue inverso. Tanto N, HEM como CEL también jugaron roles opuestos en C₁k₁ y C₂k₂. La fracción de lignina, que no afectó IC_{min}, mostró una relación inversa clara y significativa con C₁k₁. El contenido de lignina redujo la mineralización inicial de C de las raíces. Las correlaciones mostraron que las propiedades del suelo afectaron la mineralización del compartimento estable (C₂k₂). Los suelos con altos contenidos de COT, CIC, CC y limo favorecieron la mineralización del compartimento estable. La acidez del suelo también favoreció la mineralización de compuestos estables (r = -0,30, p < 0,05). Los suelos con mayor contenido de N mostraron una mayor mineralización del compartimento estable (r = 0,42; p < 0,001).

Tabla 3.4. Resumen de las correlaciones entre la tasa inicial de mineralización del compartimento lábil C_1k_1 y del compartimento estable C_2k_2 con las propiedades del suelo y la raíz.

Propiedades de los suelos	Indices			
	C_1k_1		C_2k_2	
	(C _{raíz} % d ⁻¹)			
Coeficiente de correlación de Pearson				
COT	-		0,37	**
N _t	-		0,42	***
C:N	-		-0,23	*
CIC	-		0,32	**
pH	-		-0,30	*
Arena	-		-0,35	**
Limo	-		0,37	**
Capacidad de campo	-		0,38	**
Propiedades de las raíces				
C	-0,76	***	-	
N	-0,88	***	0,36	**
C:N	0,82	***	-0,40	***
SOL	0,88	***	-0,34	**
HEM	-0,23	*	0,34	**
CEL	-0,90	***	0,33	**
LIG	-0,51	***	-	
DI ^a	-0,49	***	-	

*, **, *** Significativo en los niveles de probabilidad 0,05, 0,01, 0,001, respectivamente; - significa no significativo.

^aID: índice de decomposabilidad.

Este comportamiento confirma que la mineralización de los compuestos orgánicos complejos de los residuos de la raíz requirió la entrada de nutrientes del suelo. Por otro lado, la falta de correlaciones entre C_1k_1 y las propiedades del suelo mostró que la tasa de mineralización inicial del grupo lábil no se vio afectada por los factores del suelo.

La tasa inicial de mineralización del grupo estable mostró relación directa con el producto $CEL \times N_t$ (Fig. 3.7A). Varios estudios han demostrado que la descomposición de sustancias poliméricas, como la celulosa, se retrasa más por la baja disponibilidad de nutrientes que por la descomposición de sustancias orgánicas simples (Fontaine *et al.*, 2003). Este comportamiento sinérgico entre el contenido de N en el suelo y la fracción de celulosa frente a C_2k_2 también se observó para $N_t \times HEM$ pero no para $N_t \times LIG$ (datos no mostrados). La actividad de la celulasa, pero no la actividad ligninolítica, es estimulada por una mayor disponibilidad de N en el suelo (Carreiro *et al.*, 2000).

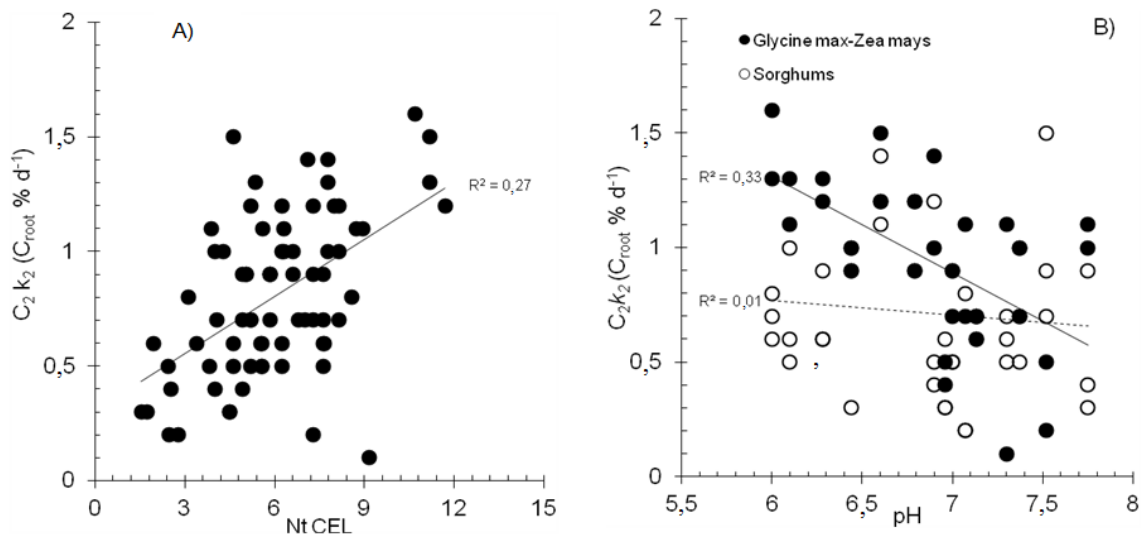


Figura 3.7. Regresión lineal entre C_2k_2 de las raíces y: A) el producto $CEL.N_t$. B) el pH de los suelos (raíces divididas en dos grupos según su contenido ligno-celulósico).

La relación entre el pH del suelo y C_2k_2 (Fig. 3.7B), solo fue significativa en las raíces más celulósicas (soja y maíz). Es decir, el pH tuvo influencia en las cantidades mineralizadas del compartimento estable en las raíces de S_J y M_Z , pero no tuvo efecto sobre las raíces de Sorgo. Se observó así una interacción entre el pH y el grupo de raíces en cuanto a su nivel ligno-celulósico, para la variable C_2k_2 . Se sabe que los compuestos complejos de los residuos vegetales son más degradados por las poblaciones de hongos (Rinnan y Baath, 2009). Además, los suelos con pH moderadamente ácido presentan altos hongos: cocientes bacterianos y, por lo tanto, mayor participación de los hongos en la descomposición (Rousk *et al.*, 2009). Los resultados sugieren que la fracción de celulosa fue más descompuesta en suelos con pH moderadamente ácidos, posiblemente con el protagonismo de los hongos. Si bien a primera vista esto contrasta con algunos estudios, donde la mineralización disminuye a pH ácidos, en este experimento los suelos utilizados presentaron pH correspondientes a la zona neutral (5,9-8,3) y no se trabajó con pH más ácidos. Así, el pH de los suelos como factor de influencia en el tipo de microorganismos fue mayor que un posible efecto depresor por la acidificación del medio.

CONCLUSIONES

La mineralización de raíces depende no solo de la composición bioquímica de las raíces, sino también de las propiedades del suelo. El dióxido de carbono de la mineralización de los residuos vegetales se liberó en dos fases: la primera fase fue rápida y continuó hasta el día 14, la segunda comenzó a partir de entonces hasta el final de la incubación. Se observaron dos patrones de mineralización: i) Las raíces con bajo contenido de compuestos orgánicos solubles tuvieron un retraso de 7 días en la mineralización. Este retraso se asoció a un alto contenido ligno-celulósico, ii) Las raíces con alto contenido de fracción soluble presentaron alta mineralización inicial, sin retraso. La contribución de las propiedades del suelo a la mineralización de C aumentó con el tiempo, y la correspondiente a la composición de la raíz disminuyó hasta el día 14. Posteriormente, la contribución del suelo y de la raíz fue similar. El pH y el contenido de N de los suelos fueron las cualidades del suelo con mayor influencia sobre la mineralización, y la fracción soluble por parte de las raíces. Los suelos de pH más bajo favorecieron la descomposición de las raíces con mayor contenido de celulosa.

Un modelo exponencial doble fue adecuado para describir la mineralización de las raíces de sorgo y estimar los parámetros de mineralización. El papel jugado por el suelo y la composición bioquímica de la raíz (SOL, CEL, HEM, LIG) en cada fase de descomposición fue posible observando los cambios de los parámetros proporcionados por el modelo exponencial doble.

Con base en este estudio que compara la mineralización de cinco raíces en quince suelos, concluimos que la tasa de mineralización de las raíces puede predecirse con precisión basándose en solo unos pocos parámetros bioquímicos de la raíz y las propiedades del suelo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abiven, S., Recous, S., Reyes, V. and Oliver, R. 2005. Mineralization of C and N from root, stem and leaf residues in soil and role of their biochemical quality. *Biology and Fertility of Soils* 42:119-128.
- Aerts, R. 1997. Climate, leaf litter chemistry and leaf litter decomposition in terrestrial ecosystems. *Oikos*, 79, 439-449.
- Alef, K. 1995. Estimation of soil respiration. In: Alef K, Nannipieri P (Eds.). *Methods in applied Soil Microbiology and Biochemistry*, Academic Press, London, pp 464-467.
- Andrén, O., Lindberg, T., Boström, U., Clarholm, M., Hansson, A. C., Johansson, G., Lagerlöf, J., Paustian, J., Persson, J., Petterson, R. and Schnürer, J. 1990. Organic carbon and nitrogen flows. In: Andrén, O., Lindberg, T., Paustian, K., Rosswall, T. (Eds.). *Ecology of Arable Land-organisms, carbon and nitrogen cycling*, *Ecological Bulletins* 40:85-126.
- Angst, G., Heinrich, L., Kögel-Knabner, I. and Mueller, C.W. 2016. The fate of cutin and suberin of decaying leaves, needles and roots—inferences from the initial decomposition of bound fatty acids. *Organic Geochemistry* 95:81-92.
- Aulen, M., Shipley, B. and Bradley, R. 2011. Prediction of in situ root decomposition rates in an interspecific context from chemical and morphological traits. *Annals of Botany* 109: 287–297.
- Bååth, E. and Anderson T. H. 2003. Comparison of soil fungal/bacterial ratios in a pH gradient using physiological and PLFA-based techniques. *Soil Biology and Biochemistry* 7:955-963.
- Bending, G.D. and Turner, M.K. 1999. Interaction of biochemical quality and particle size of crop residues and its effect on the microbial biomass and nitrogen dynamics following incorporation into soil. *Biology and Fertility of Soils* 29:319-327.
- Berg, B. and Matzner, E. 1997. Effect of N deposition on decomposition of plant litter and soil organic matter in forest systems. *Environmental Reviews* 5:1-25.
- Bertrand, I., Chabbert, B., Kurek, B. and Recous, S. .2006. Can the biochemical features and histology of wheat residues explain their decomposition in soil? *Plant and Soil* 281:291-307.
- Bertrand, I., Machinet, E. G, Barriere, Y., Chabbert, B. and Recous S. 2010. Can cell wall network explain crop residue decomposition and soil organic matter dynamic? A new insight into residue quality. In 19th World Congress of Soil Science.
- Blagodatskaya, E. and Kuzyakov, Y. 2008. Mechanisms of real and apparent priming effects and their dependence on soil microbial biomass and community structure: critical review. *Biology and Fertility of Soils* 45:115-131.
- Böhm, W. 1979. *Methods of studying root systems*. Springer-Verlag, Berlin.

- Bolinder, M. A., Angers, D. A. and Dubuc, J. P. 1997. Estimating shoot to root ratios and annual carbon inputs in soils for cereal crops. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 63:61-66.
- Cadisch, G. and Giller, K. E. 1997. *Driven by nature: plant litter quality and decomposition*. CAB international, Wallingford, UK, pp. 409.
- Carreiro, M. M., Sinsabaugh, R. L., Repert, D. A. and Parkhurst, D. F. 2000. Microbial enzyme shifts explain litter decay responses to simulated nitrogen deposition. *Ecology* 81:2359-2365.
- Carvalho, J. L. N., Otto, R., Franco, H. C. J. and Trivelin, P. C. O. 2013. Input of sugarcane post-harvest residues into the soil. *Scientia Agricola* 70:336-344.
- Cayuela, M.L., Sinicco, T. and Mondini, C. 2009. Mineralization dynamics and biochemical properties during initial decomposition of plant and animal residues in soil. *Applied Soil Ecology* 41:118-127.
- Chen, H., Fan, M., Billen, N., Stahr, K. and Kuzyakov, Y. 2009. Effect of land use types on decomposition of ¹⁴C-labelled maize residue (*Zea mays* L.). *European Journal of Soil Biology* 45:123-130.
- Chesson, A. 1988. Lignin-polysaccharide complexes of the plant cell wall and their effect on microbial degradation in the rumen. *Animal Feed Science and Technology* 21:219-228.
- Cogle, A. L., Saffigna, P. G. and Strong W. M. 1989. Carbon transformations during wheat straw decomposition. *Soil Biology and Biochemistry* 21:367-372.
- Delgado-Baquerizo, M., García-Palacios, P., Milla, R., Gallardo, A., and Maestre, F. T. 2015. Soil characteristics determine soil carbon and nitrogen availability during leaf litter decomposition regardless of litter quality. *Soil Biology and Biochemistry* 81:134-142.
- Di Rienzo J.A., Casanoves F., Balzarini M.G., Gonzalez L., Tablada M. and Robledo C.W. InfoStat versión 2018. Centro de Transferencia InfoStat, FCA, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina.
- Fontaine, S., Mariotti, A. and Abbadie, L. 2003. The priming effect of organic matter: a question of microbial competition? *Soil Biology and Biochemistry* 35:837-843.
- Gilmour, J. T., Clark M. D. and Sigua G. C. 1985. Estimating net nitrogen mineralization from carbon dioxide evolution. *Soil Science Society of America Journal* 49:1398-1402.
- Gower, J. C. 1975. Generalized procrustes analysis. *Psychometrika* 40:33-51.
- Gunina, A. and Kuzyakov, Y. 2015. Sugars in soil and sweets for microorganisms: Review of origin, content, composition and fate. *Soil Biology and Biochemistry* 90:87-100.
- Hagin, J. and Amberger, A. 1974. Contribution of fertilizer and manures to the N- and P-load of waters. A computer simulation, Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn, Technion Research and development Foundation Ltd, Haifa.
- Hall, M. B., Hoover, W. H., Jennings, J. P. and Webster, T. K. M. 1999. A method for partitioning neutral detergent-soluble carbohydrates. *Journal of the Science of Food and Agriculture* 79:2079-2086.

- Heal, O. W., Anderson, J. M. and Swift, M. J. 1997. Plant litter quality and decomposition: an historical overview. In Caddish G, Giller K. (eds). *Driven by Nature, Plant Litter Quality and Decomposition*. CAB International, Wallingford, UK, pp 3-30.
- Herman, W. A., McGill, W. B. and Dormaar, J.F. 1977. Effects of initial chemical composition on decomposition of roots of three grass species. *Canadian Journal of Soil Science* 57:205-215.
- Hobbie, S. E. 2005. Contrasting effects of substrate and fertilizer nitrogen on the early stages of litter decomposition. *Ecosystems* 8:644-656.
- Jama, B. A. and Nair, P. K. 1996. Decomposition-and nitrogen-mineralization patterns of *Leucaenaleucocephala* and *Cassia siamea* mulch under tropical semiarid conditions in Kenya. *Plant and Soil* 179:275-285.
- Jensen, L. S., Salo, T., Palmason, F., Breland, T.A., Henriksen, T. M., Stenberg, B., Pedersen, A., Lundstrom, C. and Esala. M. 2005. Influence of biochemical quality on C and N mineralisation from a broad variety of plant materials in soil. *Plant and Soil* 273:307-326.
- Kätterer, T., Bolinder, M. A, André, O., Kirchmann, H., and Menichetti, L. 2011. Roots contribute more to refractory soil organic matter than above-ground crop residues, as revealed by a long-term field experiment. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 141:184-192.
- Klute, A. 1986. Water retention: laboratory methods. In: Klute A (ed), *Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical and Mineralogical Methods*, ASA and SSSA, Madison, pp 635-662.
- Korsaeth, A., Henriksen, T. M., and Bakken, L. R. 2002. Temporal changes in mineralization and immobilization of N during degradation of plant material: implications for the plant N supply and nitrogen losses. *Soil Biology and Biochemistry* 34:789-799.
- Kumar, K. and Goh, K. M. 1999. Crop residues and management practices: effects on soil quality, soil nitrogen dynamics, crop yield, and nitrogen recovery. *Advances in Agronomy*, 68:197-319.
- Kuzyakov, Y., Yilmaz, G. and Stahr, K. 1999. Decomposition of plant residue of *Loliumperenne* in soils and induced priming effects under different lan use. *Agribiological Research* 52:25-34.
- Kuzyakov, Y., Friedel, J. K. and Stahr, K. 2000. Review of mechanisms and quantification of priming effects. *Soil Biology and Biochemistry* 32:1485-1498.
- Machinet, G. E., Bertrand, I., Barrière, Y., Chabbert, B. and Recous, S. 2011. Impact of plant cell wall network on biodegradation in soil: role of lignin composition and phenolic acids in roots from 16 maize genotypes. *Soil biology and biochemistry* 43:1544-1552.
- Majumder, B. and Kuzyakov, Y. 2010. Effect of fertilization on decomposition of 14 C labelled plant residues and their incorporation into soil aggregates. *Soil and Tillage Research* 09:94-102.

- Meidute, S., Demoling, F. and Bååth, E. 2008. Antagonistic and synergistic effects of fungal and bacterial growth in soil after adding different carbon and nitrogen sources. *Soil Biology and Biochemistry* 40:2334-2343.
- Molina, J. A. E., Clapp, C. E., Linden, D. R., Allmaras, R. R., Layese, M. F., Dowdy, R. H. and Cheng, H. H. 2001. Modelling the incorporation of corn (*Zea mays* L.) carbon from roots and rhizodeposition into soil organic matter. *Soil Biology and Biochemistry* 33:83-92.
- Palm, C. A. and Rowland, A. P. 1997. Chemical characterization of plant quality for decomposition. In: Cadisch G, Giller K. E (eds) *Driven by nature: plant litter quality and decomposition*, Wallingford, UK, CAB International, pp. 379–392.
- Pignatello, J. J. 1999. The measurement and interpretation of sorption and desorption rates for organic compounds in soil media. In: *Advances in agronomy*, Vol. 69. Sparks, D. L. (Ed.). Academic Press, NY, USA, pp. 1-73.
- Quideau, S. A. 2002. Organic matter accumulation. In: Lal R. (ed) *Encyclopedia of soil science*, Marcel Dekker Inc, New York, USA, pp 891-894.
- Rasse, D. P., Rumpel, C. and Dignac, M. F. 2005. Is soil carbon mostly root carbon? Mechanisms for a specific stabilisation. *Plant and Soil* 269:341-356.
- Rinnan, R. and Bååth, E. 2009. Differential Utilization of Carbon Substrates by Bacteria and Fungi in Tundra Soil. *Applied and Environmental Microbiology* 75:3611–3620.
- Rousk, J., Brookes, P. C. and Bååth, E. 2009. Contrasting Soil pH Effects on Fungal and Bacterial Growth Suggest Functional Redundancy in Carbon Mineralization. *Applied and Environmental Microbiology* 75:1589–1596.
- Rovira, P. and Rovira, R. 2010. Fitting litter decomposition datasets to mathematical curves: towards a generalised exponential approach. *Geoderma* 155:329-343.
- Sanaullah, M., Chabbi, A., Leifeld, J., Bardoux, G., Billou, D. and Rumpel, C. 2011. Decomposition and stabilization of root litter in top-and subsoil horizons: what is the difference? *Plant and Soil* 338:127-141.
- Saviozzi, A., Levi-Minzi, R. and Riffaldi, R. 1993. Mineralization parameters from organic materials added to soil as a function of their chemical composition. *Bioresource technology* 45:131-135.
- Shepherd, K.D., Vanlauwe, B., Gachengo, C. N. and Palm C. A. 2005. Decomposition and mineralization of organic residues predicted using near infrared spectroscopy. *Plant and Soil* 277:315-333.
- Silver, W.L. and Miya, R. K. 2001. Global patterns in root decomposition: comparisons of climate and litter quality effects. *Oecologia* 129:407-419.
- Sparks, D. L. 1996. *Methods of Soil Analysis Part 3: Chemical Methods*. Soil Science Society of America and American Society of Agronomy, Madison, WI.
- Swinnen, J., Van Veen, JA. and Merckx, R. 1995. Root decay and turnover of rhizodeposits in field-grown winter wheat and spring barley estimated by ¹⁴C pulse-labelling. *Soil Biology and Biochemistry* 27:211-217.

- Trinsoutrot, I., Recous, S., Bentz, B., Lineres, M., Cheneby, D. and Nicolardot, B. 2000. Biochemical quality of crop residues and carbon and nitrogen mineralization kinetics under nonlimiting nitrogen conditions. *Soil Science Society of America Journal* 64:918-926.
- Van der Putten, W. H., Bardgett, R. D., De Ruiter, P. C., Hol, W. H. G., Meyer, K. M., Bezemer, T. M. and Hemerik, L. 2009. Empirical and theoretical challenges in aboveground–belowground ecology. *Oecologia* 161:1-14.
- Van Soest, P. J. 1967. Development of a Comprehensive System of Feed Analysis and Its Applications to Forages. *Journal of Animal Science* 26:119-127.
- Vervaet, H., Massart, B., Boeckx, P., Van Cleemput, O. and Hofman G. 2002. Use of principal component analysis to assess factors controlling net N mineralization in deciduous and coniferous forest soils. *Biology and Fertility of Soils* 36:93-101.
- Xiong, Y., Zeng, H., Xia, H. and Guo, D. 2014. Interactions between leaf litter and soil organic matter on carbon and nitrogen mineralization in six forest litter-soil systems. *Plant and Soil* 379:217-229.
- Zhang, W. J., Zhu, W. and Hu, S. 2005. Soil resource availability impacts microbial response to organic carbon and inorganic nitrogen inputs. *Journal of Environmental Sciences* 17:705-710.

PARTICIÓN ENTRE FRACCIÓNES FÍSICAS, QUÍMICAS Y MINERALIZADAS DEL C DE RAÍZ ADICIONADO AL SUELO

INTRODUCCIÓN

Los residuos de cosecha regulan el ciclo del C modulando el balance que existe entre los ingresos y salidas de C (Leavit, 1998; Wang *et al.*, 2017). La incorporación o secuestro de C por parte de los suelos implica que los residuos orgánicos se conviertan en materia orgánica estable a través de reacciones microbianas y químicas (Prescott, 2010).

Si bien está ampliamente estudiado el aporte al ciclo del C de la parte aérea de los cultivos, en lo que respecta a la masa de raíces o residuos de raíces, aún hay muchas preguntas por responder, tanto en las salidas como en los ingresos de C por el material radicular. Las raíces son una fuente importante de compuestos orgánicos que contribuyen a la acumulación de materia orgánica del suelo (MOS) (Molina *et al.*, 2001, Rasse *et al.*, 2005, Van der Putten *et al.*, 2009). Se considera que en sistemas de baja intervención, tal como los ecosistemas de pastizales, hasta dos tercios de la materia orgánica formada proviene de la descomposición de las raíces (Quideau, 2002). Por el contrario, en sistemas agrícolas, la contribución de las raíces a la MOS es menor, se estima que contribuye entre el 17 y el 33% del C que ingresa al suelo anualmente (Bolinder *et al.*, 1997).

La estabilidad puede ser interpretada como la dificultad de un compuesto para ser mineralizado. En los suelos, donde la descomposición que predomina es la biológica, el concepto de estabilidad de la materia orgánica tiene un sentido vinculado a la actividad microbiana. La mayor parte del C de suelo consiste en fracciones que subsisten en el desde hace cientos de años (Davidson y Janssens, 2006, von Lützow y Kögel-Knabner, 2009). Estas fracciones se descomponen lentamente y por ello poseen un tiempo medio de

residencia (TRM) elevado. Se han propuesto varios factores que otorgan estabilidad a la materia orgánica, entre ellos la preservación selectiva y la formación de sustancias recalcitrantes englobadas en el término “recalcitrancia química”, la protección física dentro de agregados, la interacción con las superficies minerales del suelo y la limitación de factores abióticos necesarios para el metabolismo microbiano (Sollins *et al.*, 1996).

Por mucho tiempo se afirmó que los compuestos recalcitrantes de los residuos orgánicos eran la principal fuente a las fracciones estables de la MOS (Stevenson, 1994). Sin embargo, estudios recientes han mostrado que gran parte de la materia orgánica estable es de origen microbiano (Miltner *et al.*, 2012). La estabilización se puede producir de manera directa entre el C de raíz y los minerales o luego de su ciclado microbiano (Kleber *et al.*, 2011). En su marco conceptual, Cotrufo *et al.*, (2013) proponen que los residuos vegetales de alta calidad, vale decir con alto contenido de sustancias lábiles, aportan más a las fracciones estables que residuos vegetales de baja calidad (ricos en sustancias recalcitrantes), ya que permiten una mayor y más eficiente actividad microbiana. Por otro lado, comparado con la adición de residuos de alta calidad, los residuos de baja calidad resultaron en una mayor acumulación de C de suelo en el corto plazo (Chivenge *et al.*, 2011). En incubaciones de 36 meses, Gentile *et al.*, (2011) reportaron que la calidad del residuo aportado no tuvo influencia en la acumulación de C, el que sería controlado solo por la cantidad de residuo vegetal. En el mismo sentido, Fonte *et al.*, (2009), aportaron evidencia de que la calidad del residuo tendría un efecto insignificante sobre el C estabilizado en el suelo.

Estas discrepancias sugieren que múltiples factores contribuyen a determinar el balance entre el ingreso y egreso de C orgánico, y cuánto de lo que ingresa sigue la vía de la estabilización y formación de MOS. La matriz mineral participa de diferentes modos en la estabilización de la materia orgánica, si bien no es claro cuáles son los mecanismos que generan las asociaciones órgano-minerales y cuáles son los factores clave de la matriz mineral que definen la estabilización. La superficie específica, la superficie específica interna de poros, un recubrimiento en monocapa y parches asociados a dominios ricos en arcilla o micrositios rugosos son algunos de los factores de la matriz mineral que pueden modificar la estabilización de la MOS (Pignatello, 2000).

La composición de la materia orgánica del suelo es extremadamente compleja debido a la naturaleza de los diferentes componentes que ingresan en él y sus diferentes etapas de descomposición (Chenu *et al.*, 2014). Por ello, la MOS no es un compartimento simple de dinámica uniforme, sino que se compone de un número de fracciones con diferente estabilidad y tasa de ciclado que van desde muy activas (lábil) a muy estable (no-lábil). Para separar estas fracciones, cuantificarlas y estudiar sus propiedades, se han diseñado métodos de fraccionamiento. Los métodos de fraccionamiento existentes se construyen en acuerdo con los mecanismos de estabilización de la MOS (Poeplau *et al.*, 2013). Si bien existe un continuo de estabilidades a lo largo del conjunto de compuestos de la MOS, las técnicas de fraccionamiento a menudo son utilizadas para definir y delinear unos pocos compartimentos teóricamente discretos (Lehmann y Kleber, 2015). Actualmente los enfoques de fraccionamiento del suelo recomiendan el aislamiento de componentes funcionales de la MOS como lo es el compartimento lábil, intermedio y estable (von Lützow *et al.*, 2007).

Por otra parte, las metodologías de abordaje y estudio de las fracciones de carbono también han sido una barrera para realizar comparaciones entre estudios. En forma general, se pueden reconocer dos grandes grupos de métodos. Uno que busca minimizar la intervención y transformaciones al carbono de suelo bajo estudio, conocido como fraccionamiento físico (Cambardella y Elliot, 1992; Christensen, 2001). Por otra parte, y con numerosas modificaciones y adaptaciones está el fraccionamiento químico que separa distintas formas de materia orgánica sobre la base de los cambios de solubilidad a álcali y ácido (Kononova, 1961).

Esta dicotomía en cuanto a la mejor forma de evaluar la contribución de distintos tipos de residuos vegetales a la formación de la MOS mayoritariamente se ha realizado para residuos de cosecha, compost y enmiendas orgánicas de distinto tipo. En cambio, la bibliografía es más limitada y en algunos aspectos inexistente respecto a cómo se distribuyen los residuos provenientes de raíces, así como para el rol que desempeñan las propiedades de los suelos y la propia composición de las raíces en el proceso de estabilización de la MOS.

Se hipotetizó que el agregado de diferentes raíces puede afectar de manera diferente las fracciones de C de los suelos: las raíces con mayor nivel de C recalcitrante pueden

aumentan más la fracción particulada del suelo, mientras que raíces con una mayor fracción lábil generan en el suelo incrementos de C en la fracción fina, con mayor procesamiento microbiano, como también mayor mineralización de C. Adicionalmente, se postuló que las diferencias entre suelos pueden afectar la estabilización del C de raíz: los suelos de mayor fertilidad química permiten mayor estabilización de C.

El objetivo de este capítulo fue evaluar la distribución del C aportado por raíces de distintos cultivos a suelos con variada composición física y química, integrando la mineralización y la estabilización.

Los objetivos específicos fueron: i) Evaluar la mineralización de C en suelos con adición de raíces de soja, maíz y tres tipos de sorgo a través de incubaciones de laboratorio, ii) Cuantificar a través del fraccionamiento físico y químico de la MOS, los cambios en las fracciones de C en suelos al cabo de 175 días de la adición de raíces de maíz, soja y sorgo.

MATERIALES Y MÉTODOS

Área de estudio

Este estudio se realizó en un área entre 33° 16'S y 30° 56'S de latitud y entre 61 ° 54'O y 65 ° 46'O de longitud, que cubre aproximadamente 71.000 km² en la provincia de Córdoba, Argentina (Fig. 4.1). La precipitación media anual oscila entre 500 y 900 mm, la temperatura media anual entre 16 y 22 °C y la elevación entre 88 y 911 m sobre el nivel del mar. Los sitios de muestreo fueron 80% agrícolas y 20% no agrícolas. Se tomaron muestras de suelo de los primeros 15 cm, en cada punto de muestreo se tomaron 20 muestras simples en un radio de 100 m alrededor de un punto georreferenciado, y se obtuvo la muestra compuesta. El acondicionamiento de las muestras de suelo consistió en secado al aire y tamizado por malla de 2 mm. Todas las muestras fueron caracterizadas por pH en agua 1: 2,5 (suelo:agua); C orgánico total (COT) por combustión húmeda con dicromato de potasio 1 N (Walkley y Black); N total (Nt) con el método Kjeldahl; capacidad de intercambio catiónico (CIC) por saturación con acetato de amonio 1 N a pH 7 y fósforo extraíble (P) por Bray y Kurtz 1. Las técnicas utilizadas se describen en Sparks (1996). La granulometría se realizó utilizando el método de la pipeta Robinson, y la capacidad de retención de agua (CC) se midió a 30 kPa con una olla a presión (Klute, 1986). Todas las determinaciones se realizaron por triplicado, excepto que CC se midió una vez.



Fig. 4.1. Sitios de muestreo de los 15 suelos estudiados, en la provincia de Córdoba, Argentina.

Raíces

Las raíces se obtuvieron de *Sorghum halepense* (L.) Perr. (S_A), *Sorghum bicolor* (L.) Moench. cv. Biosilero INTA (S_B), *Sorghum bicolor* (L.) Moench. cv. Pakari (S_P), *Glycine max* (L.) Merr. (S_J) y *Zea mays* L. (M_Z). Las raíces se extrajeron de plantas senescidas, inmediatamente después de que terminaron su ciclo; todas del mismo sitio, el campo experimental ubicado dentro del INTA Manfredi ($31^{\circ} 51' 21,52''$ S, $63^{\circ} 44' 2,757''$). Para obtener las raíces se excavó hasta 15 cm y se extrajo todo el volumen de suelo para evitar pérdidas. Las raíces se separaron lavándolas con agua sobre tamices de 2 y 0,5 mm para minimizar la pérdida de material (Böhm, 1979). Se seleccionaron raíces finas (<2 mm de diámetro), se secaron a 60°C hasta peso constante, y luego se molieron a <1 mm con un molino tipo Wiley (Arthur Thomas Scientific, Swedesboro, Nueva Jersey, EE. UU.). El contenido de cenizas de las raíces se determinó por combustión en un horno de mufla a 550°C durante 24 h. El C y N total se cuantificaron utilizando un analizador elemental CHNS/O (2400 CHNS/O Series II system; PerkinElmer, Waltham, Massachusetts, USA).

Los parámetros bioquímicos, que incluyeron la fracción soluble (SOL), celulosa (CEL), hemicelulosas (HEMs) y lignina (LIG), se midieron siguiendo el método de Van Soest (1967). Todas las determinaciones se realizaron por duplicado.

Incubaciones

Se realizaron cinco tratamientos para cada suelo con adición de las cinco raíces estudiadas (S_J, M_Z, S_P, S_A, S_B) y también se incluyó para cada suelo un control sin adición de raíz. Las incubaciones se llevaron a cabo por triplicado en frascos de vidrio herméticamente cerrados durante 175 días, en condiciones controladas a 28±1 °C y oscuridad. En cada frasco se colocó 20 g de suelo y 0,4 g de raíz. Se llevó a 80% (p/p) de la capacidad de campo con agua destilada. El CO₂ desprendido durante la mineralización del carbono orgánico se atrapó en 10 mL de NaOH 1M ubicado en viales dentro del recipiente de incubación. Los viales se reemplazaron a los 3, 7, 14, 21, 28, 49, 70, 105, 140 y 175 días. El CO₂ producido por la descomposición microbiana se analizó utilizando la técnica de absorción alcalina (Alef, 1995).

Fraccionamiento físico y químico de la materia orgánica del suelo

Se realizó a todos los suelos incubados con raíces de soja, maíz y sorgo Pakari (S_P). Se siguió la técnica descrita por Hang *et al.* (2003). Al día 175 para cada suelo y raíz, se reunieron en un mismo recipiente las 3 repeticiones para alcanzar la masa necesaria para realizar el fraccionamiento físico, y lo mismo para cada suelo control. Se secaron al aire.

El fraccionamiento físico de la MOS se realizó a 20 g de suelo colocados en tubos de centrifuga de 250 mL, se agregaron 10 bolillas de vidrio de 0,5 cm de diámetro, y se dispersaron en agua (1_{suelo}: 2_{agua}) durante 24 h. La suspensión se hizo pasar por un tamíz de malla de 53µm y cada fracción (>53 µm y <53 µm) fue recuperada cuantitativamente, secada a 40°C y mortereada. Se pesaron y se cuantificó el contenido de carbono de cada fracción.

El fraccionamiento químico se realizó por cuantificación del carbono extractable en álcali. Se siguió la técnica descrita por Marinari (2010). A 2 g de suelo mortereado y tamizado por malla de 500 μm se le agregaron 40 mL de hidróxido de sodio 0,1 M y se agitó durante 48 horas a 25 °C, y se centrifugó a 4000 rpm. El sobrenadante se acidificó a pH 2 y se dejó reposar 24 h. Se centrifugó a 4000 rpm, se separó el sobrenadante soluble a pH 2 (ácidos fúlvicos) del precipitado (ácidos húmicos). Los ácidos húmicos se dispersaron en 20 mL de NaOH 0,1M. Tanto para la cuantificación del carbono de los ácidos fúlvicos como el C de los ácidos húmicos, se transfirió una alícuota de 5 mL de sobrenadante a un vaso de precipitado de 50 mL y se llevó a sequedad en estufa a 60 °C. Se agregó 1 mL de dicromato de potasio 1M, se calentó durante 5 minutos en placa de calentamiento (220 °C) y se dejó enfriar. Posteriormente, se agregaron 10 mL de agua destilada y se tituló por retorno el exceso de dicromato de potasio con sulfato ferroso amoniacal usando O-fenantrolina como indicador (Pansu y Gautheyrou, 2007). Así, se obtuvo el carbono en ácidos húmicos (C-AH) y el carbono en ácidos fúlvicos (C-AF). Los análisis químicos se realizaron por duplicado.

Procesamiento de datos y análisis estadístico

Para cada una de las variables obtenidas: $C_{f < 53 \mu\text{m}}$, $C_{f > 53 \mu\text{m}}$, C-AH y C-AF se construyeron índices de enriquecimiento, definidos como el cociente entre el contenido de C en la fracción de interés para el tratamiento con adición de una raíz y el contenido de C en la fracción de interés para el suelo control. En términos matemáticos:

$$IE_{fSR} = (\text{Carbono}_{fSR} / \text{Carbono}_{fS\text{Control}}) 100 \quad [\text{Ec. 4.1}]$$

Donde IE_{fSR} es el índice de enriquecimiento de fracción f de interés, para el suelo S con la raíz R; Carbono_{fSR} es el carbono de la fracción f de interés y $\text{Carbono}_{fS\text{Control}}$ es el carbono de la fracción f de interés, para el suelo S en su tratamiento control.

Se calculó también la tasa de polimerización (Roletto *et al.*, 1985):

$$\text{Tasa de polimerización} = \frac{C-AH}{C-AF} \quad [\text{Ec. 4.2}]$$

A partir del C-CO₂ liberado en cada período de incubación se calculó el C-CO₂ acumulado. Se obtuvo la mineralización neta de raíz, restando la mineralización del control (suelo y días de incubación) y se normalizó por el carbono de raíz adicionado:

$$IC_{min}(t) = \left(\frac{C-CO_2 \text{ trat}(t) - C-CO_2 \text{ control}(t)}{C_{raíz}} \right) 100 \text{ [Ec. 4.3]}$$

Donde IC_{min} (% del $C_{raíz}$) C-CO₂trat (mg C kg suelo⁻¹) corresponde al C mineralizado en el tratamiento, C-CO₂ control (mg C kg suelo⁻¹) es el C mineralizado por el respectivo control y $C_{raíz}$ (mg C kg suelo⁻¹) es el carbono aportado por la raíz.

Luego, el C-CO₂ acumulado se ajustó a una ecuación doble exponencial (Wieder y Lang, 1982):

$$IC_{min} = C_1(1 - e^{-k_1 t}) + (100 - C_1)(1 - e^{-k_2 t}) \text{ [Ec. 4.4]}$$

Donde IC_{min} (t) representa el residuo C mineralizado en el día t (% de C de raíz), C_1 y $(100-C_1)$ son los tamaños de los compartimentos lábil y estable, respectivamente (% C de raíz), y k_1 y k_2 son las constantes de velocidad de la descomposición de C_1 y $(100-C_1)$, respectivamente (d⁻¹). El compartimento estable se calculó como diferencia entre el total de C de raíz adicionado (100%) y el tamaño del compartimento C_1 .

Las variables respuesta utilizadas en el Análisis de la Varianza (ANAVA) fueron: $C_{f < 53 \mu m}$, $C_{f > 53 \mu m}$, C-AH, C-AF y sus respectivos índices de enriquecimiento. Se utilizó el módulo de modelos lineales y mixtos de Infostat. Se realizaron comparaciones a posteriori (test de Fisher, 0,05) para determinar las diferencias de medias. Se realizaron regresiones lineales y correlaciones de Pearson. Se trabajó con el software estadístico Infostat (Di Rienzo et al., 2018).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Fraccionamiento físico de la MOS en suelos tratados con raíces

Los resultados obtenidos del fraccionamiento físico de los suelos al finalizar el período de incubación de 175 días se presenta en la Fig. 4.2. El ANAVA mostró que tanto el factor raíz como el factor suelo fueron significativos para determinar el contenido de $C_{f<53\mu m}$ luego de 175d de incubación de suelos con diferentes raíces ($p<0,05$). La adición de raíz produjo en promedio entre todos los suelos, un incremento de $2,5 \text{ g C kg}^{-1}$ suelo ($\text{Control}_{\text{prom}}= 2,2 \text{ g C kg}^{-1}$; $\text{Tratamiento}_{\text{prom}}= 4,7 \text{ g C kg}^{-1}$) para la fracción $>53 \mu m$; mientras que para la fracción $<53\mu m$ la diferencia media fue de $0,6 \text{ g C kg}^{-1}$ suelo ($\text{Control}_{\text{prom}}= 12,3 \text{ g C kg}^{-1}$; $\text{Tratamiento}_{\text{prom}}= 12,9 \text{ g C kg}^{-1}$). Considerando la raíz incorporada se observa que el incremento medio para soja, maíz y sorgo en la fracción $>53\mu m$ fue respectivamente: $3,4 \text{ g C kg}^{-1}$ suelo, $2,9 \text{ g C kg}^{-1}$ suelo, $1,0 \text{ g C kg}^{-1}$ suelo. Para la fracción $< 53\mu m$ fue para soja, maíz y sorgo respectivamente: $0,3 \text{ g C kg}^{-1}$ suelo; $0,2 \text{ g C kg}^{-1}$ suelo; $0,9 \text{ g C kg}^{-1}$ suelo.

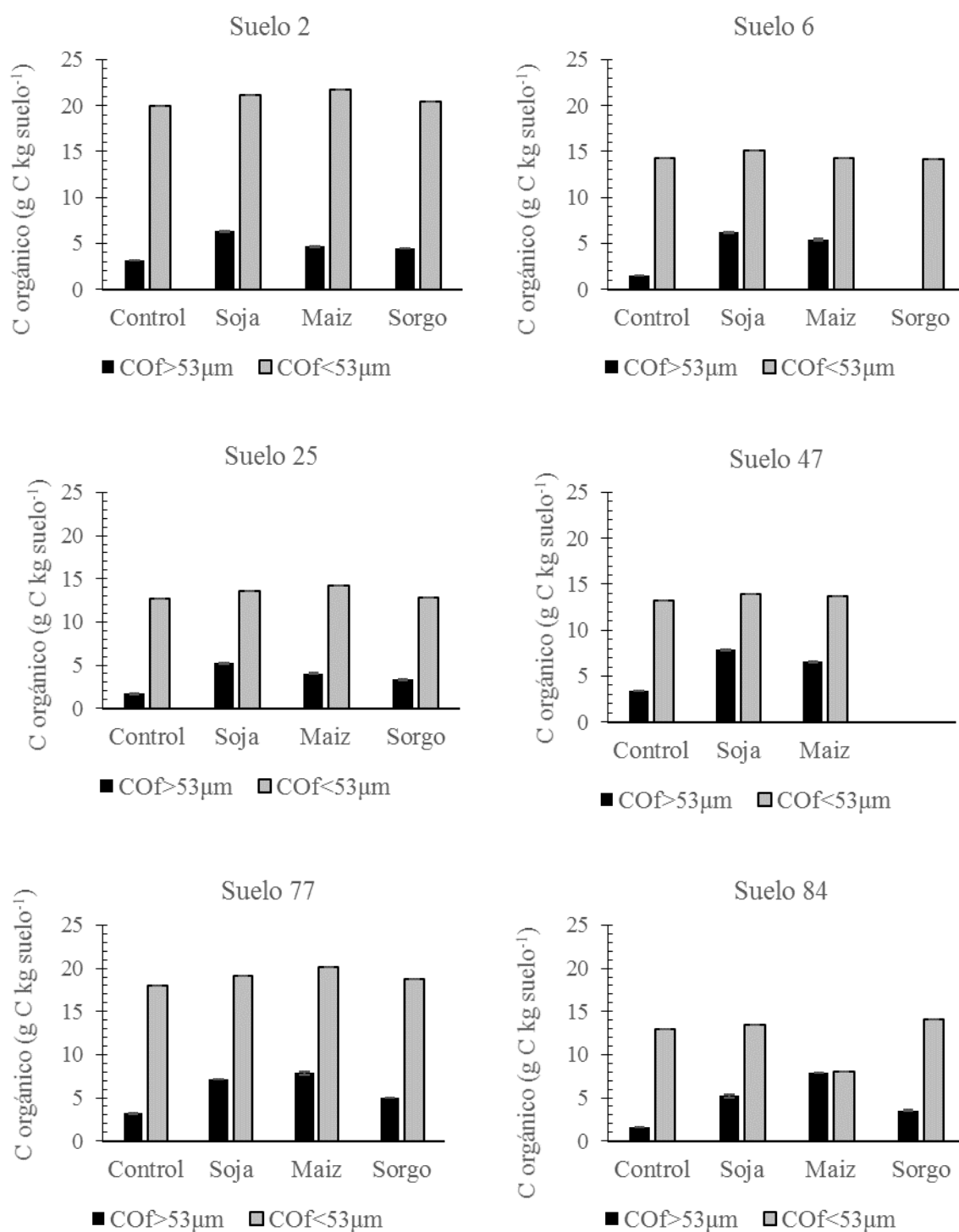


Fig. 4.2. Distribución del carbono entre 2 fracciones (2000-53μm y <53μm) en 15 suelos tratados con 400mg de raíces de soja, maíz y sorgo.

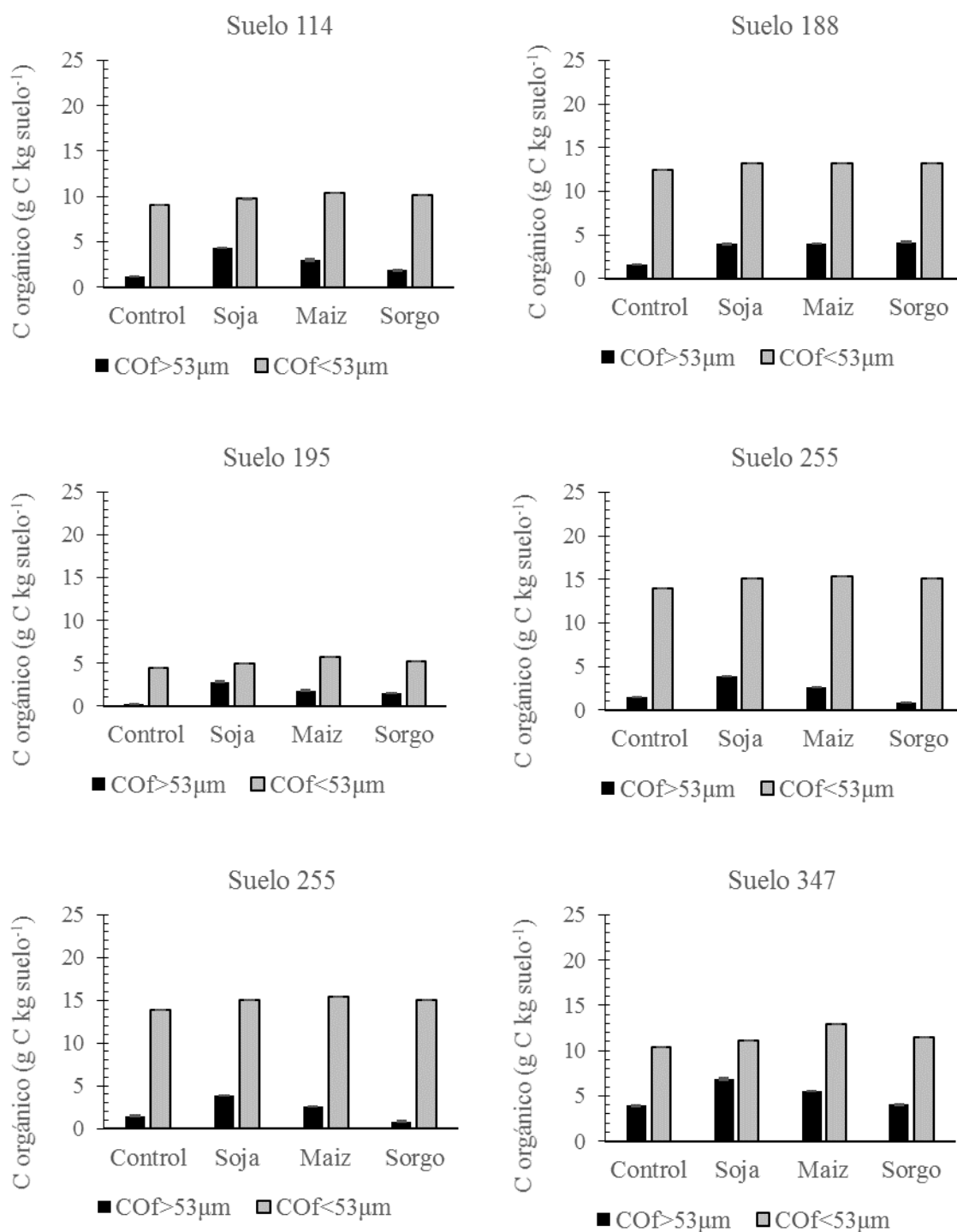


Fig. 4.2. (cont.). Distribución del carbono entre 2 fracciones (2000-53µm y <53µm) en 15 suelos tratados con 400mg de raíces de soja, maíz y sorgo.

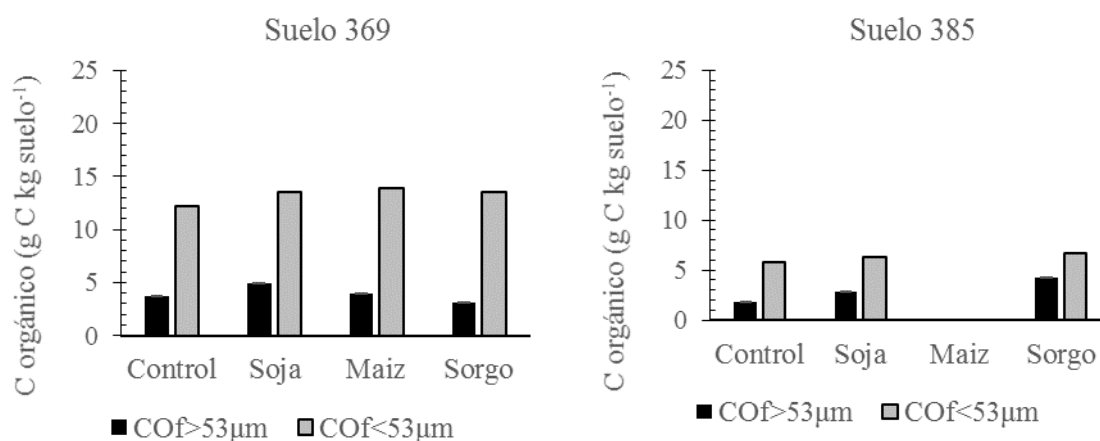
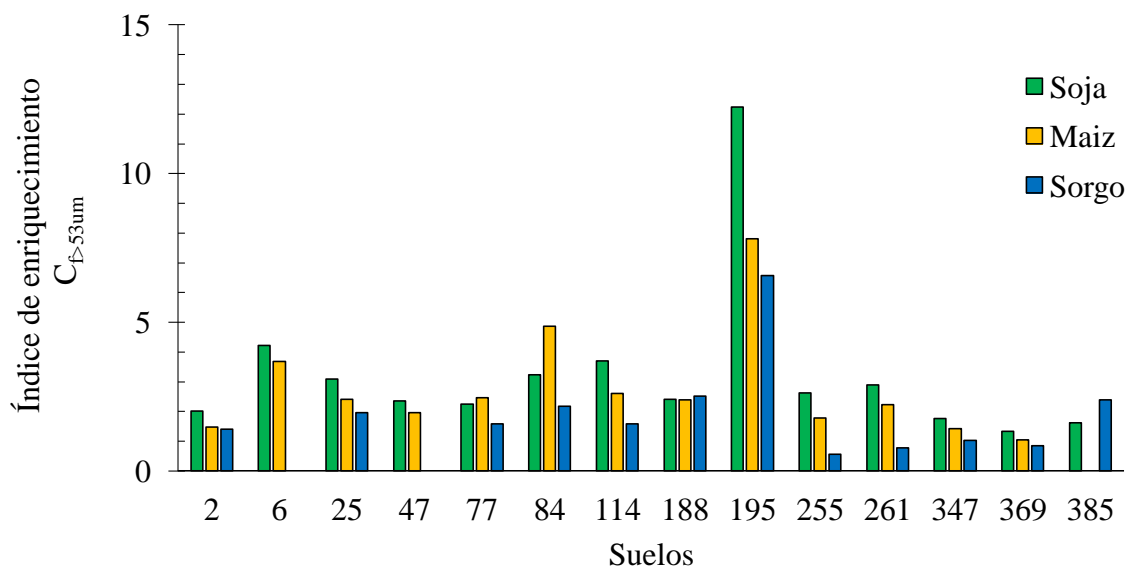


Fig. 4.2. (cont.). Distribución del carbono entre 2 fracciones (2000-53 μm y <53 μm) en 15 suelos tratados con 400mg de raíces de soja, maíz y sorgo.

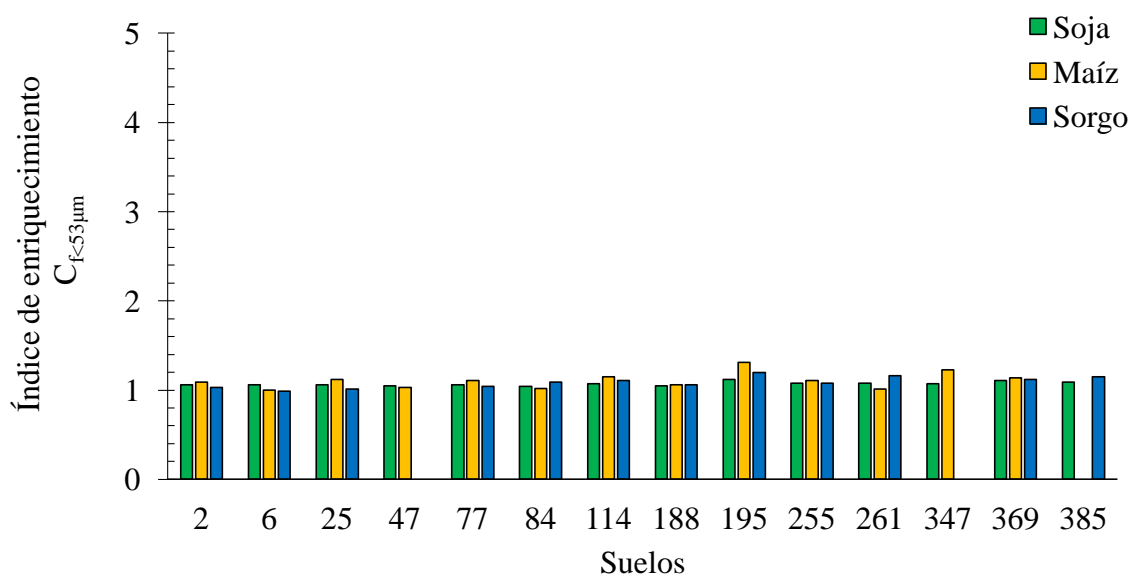
Los índices de enriquecimiento se presentan en la Fig. 4.3.A. Mientras que la la fracción >53 μm se enriqueció alcanzando en promedio un $IE_{f>53\mu m}$ de 2,63, el C ganado en promedio por la fracción <53 μm fue mucho menor ($IE_{f<53\mu m} = 1,09$).

Mazzilli *et al.*, (2015) trabajando con un Argiudol típico observaron que al cabo de dos años la incorporación de C de raíces produjo un incremento en el $C_{f>53\mu m}$ que representaba entre 10 y 24% del total del C de raíz agregado. En nuestro estudio se observó que el incremento de $C_{f>53\mu m}$ asociado al aporte de raíces varió entre 12 y 50%, estos valores más altos se explican en parte por la duración de ambos experimentos.

A la fecha son pocos los trabajos que analizan el aporte de raíces a las fracciones de suelos. Por el contrario, son numerosos los estudios que evalúan mediante fraccionamiento físico la repartición de rastrojos, enmiendas, fertilizantes orgánicos, concordando en la acumulación de carbono particulado en la fracción >53 μm. Así, se ha reportado un incremento en el $C_{f>53\mu m}$ de un 36% en el corto plazo en suelos con adición de fertilizante orgánico, sin modificaciones en el $C_{f<53\mu m}$ (Pacheco *et al.*, 2015). Las aplicaciones de compost también muestran que la fracción que se enriquece con las incorporaciones de corto plazo es mayoritariamente la de $C_{f>53\mu m}$ (Grandy *et al.*, 2002; Koritschner *et al.*, 2019).



A)



B)

Fig. 4.3. Índices de enriquecimiento (IE) calculados para A) Carbono en la fracción entre 2000 μm y 53 μm ($C_{f>53\mu m}$), B) Carbono en la fracción menor a 53 μm ($C_{f<53\mu m}$). Se graficó en diferente escala para la correcta visualización del IE $C_{f<53\mu m}$.

Como puede verse en la Fig. 4.2 el patrón de distribución del COT de los suelos es, mayoritariamente, en la fracción $<53\mu\text{m}$. Uno de los fundamentos del fraccionamiento físico es el rol de la fracción mineral en la estabilización de la MOS, de ahí que apunta a hacer la primera separación por tamiz en base a las fracciones granulométricas arena ($>53\mu\text{m}$) y limo+arcilla ($<53\mu\text{m}$).

Los quince suelos presentaron una variación de contenido de arena entre 2 y 77%. Esta amplitud muestra que la masa de la fracción $>53\mu\text{m}$ también es muy variable entre suelos. El incremento de C asociado a la fracción $>53\mu\text{m}$, una fracción descrita como materia orgánica fresca o poco transformada (Christensen, 1992) refuerza la idea que durante los 175 días del estudio una parte del total de raíces no fue alterado o solo parcialmente, conservando un tamaño mayor a las $53\mu\text{m}$, de modo que su integración al suelo solo fue física.

Por otra parte, el ligero incremento del C en la fracción $<53\mu\text{m}$ observado en algunos suelos indica que cierta estabilización del C de raíces podría haber ocurrido asociado a las fracciones minerales limo y arcilla. Como puede observarse en la Fig. 4.4 hubo un relación positiva entre el contenido de arcilla y $C_{\text{fracción}<53\mu\text{m}}$.

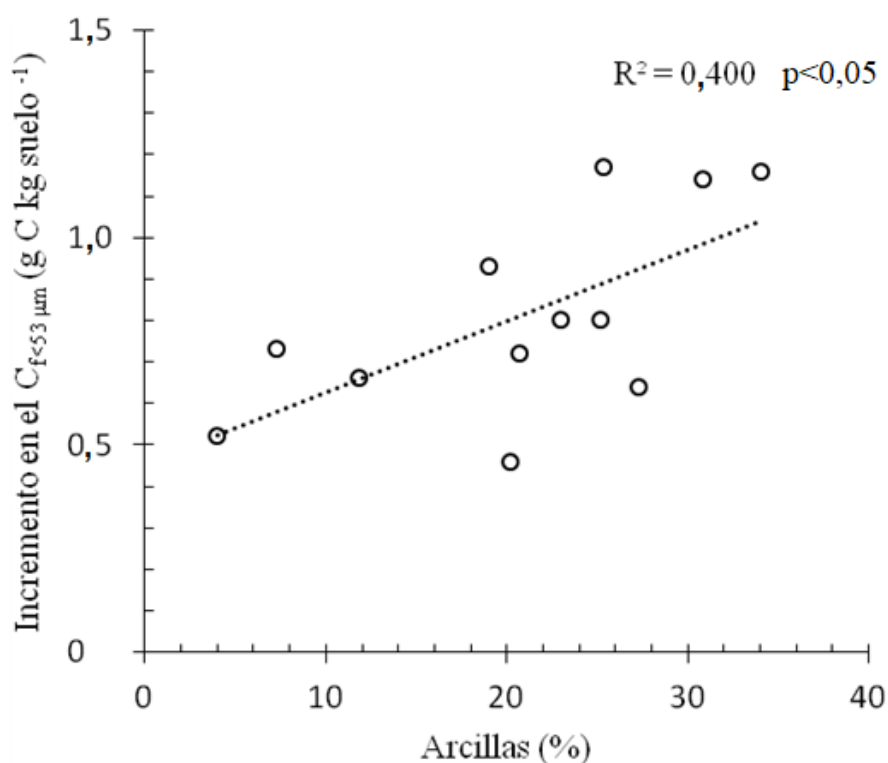


Fig. 4.4. Relación entre el incremento en el $C_{f<53 \mu m}$ y el contenido de arcilla de los suelos.

El análisis de la relación entre el IE de las fracciones y las propiedades de los suelos estudiados, no mostró una tendencia concluyente. Recientemente, Mitchell *et al.*, (2018) expresaron que en el corto plazo, la mayor parte de la ganancia de MOS ante adiciones de residuos vegetales se produce en la fracción particulada.

Efecto por tipo de raíz

Las características individuales de las raíces afectaron la distribución del C incorporado. La adición de raíces de soja y maíz mostraron enriquecimiento de $C_{f>53 \mu m}$ en todos los suelos (Figura 4.3.A). Para sorgo este patrón de comportamiento se manifestó en 11 de los 15 suelos ensayados. Entre las tres raíces estudiadas se observaron diferencias significativas en el promedio de $C_{f>53 \mu m}$ ($p < 0,05$). Los mayores contenidos de $C_{f>53 \mu m}$ fueron para los suelos con adición de soja y maíz, con 5,26 y 4,71 g C kg suelo⁻¹ respectivamente, y suelos con adición de raíz de sorgo presentaron menos C en esta

fracción ($3,3 \text{ g C kg suelo}^{-1}$). El IE $C_{f>53\mu\text{m}}$ para el suelo 195 fue notablemente elevado. Este comportamiento se explica en parte a su bajo contenido inicial de $C_{f>53\mu\text{m}}$. Este suelo presenta características asociadas a su posición en el terreno (vías de escurrimiento próximo al río Ctalamochita), por este motivo se lo excluyó de los posteriores análisis.

El índice de enriquecimiento del $C_{f>53\mu\text{m}}$ mostró la siguiente secuencia decreciente: soja>maíz>sorgo, en 10 de los 14 suelos evaluados. Estos resultados son compatibles con los obtenidos en el Capítulo 3, donde inequívocamente se observó que la mineralización de las raíces de sorgo, en particular del sorgo Pakari, superó a la mineralización de raíces de soja y de maíz. La mayor mineralización condujo a una pérdida de material carbonado que se evidencia al evaluar la cantidad de C estabilizado. Estas diferencias estuvieron en gran parte explicadas por la composición bioquímica de las raíces estudiadas. Mientras sorgo se destacó por el alto contenido de fracción soluble, soja se diferenció como la raíz con mayor contenido de lignina.

Fraccionamiento químico de la MOS en suelos tratados con raíces

La repartición del carbono en la MOS después de la extracción química se presenta en la Fig. 4.5. Para los controles el contenido de C-AH varió entre $0,56$ y $4,22 \text{ g kg suelo}^{-1}$. Esto representa entre el 9 % (suelo 255) y el 22% (suelo 84) del COT. En el caso del C-AF la variación en los controles fue de $0,98$ y $2,76 \text{ g kg suelo}^{-1}$. Esto implica un rango de tasas de polimerización (Fig. 4.6) de $0,57$ y $1,53$. La tasa de polimerización se interpreta como un indicador del grado de humificación (Roletto *et al.*, 1985). Esta variación indica que los suelos estudiados mostraron diferencias en la composición de la fracción de la MOS interpretada como sustancias húmicas. Los suelos 2, 84, y 369 presentaron tasas de polimerización mayores a 1, mientras que los suelos 114, 188, 195, 255, 279 y 347 tuvieron tasas de polimerización menores a 1. Esto se debe que el primer grupo tuvo hasta 50% más de C-AH que C-AF y el segundo grupo presentó C-AH entre un 5 a 43% menor al C-AF.

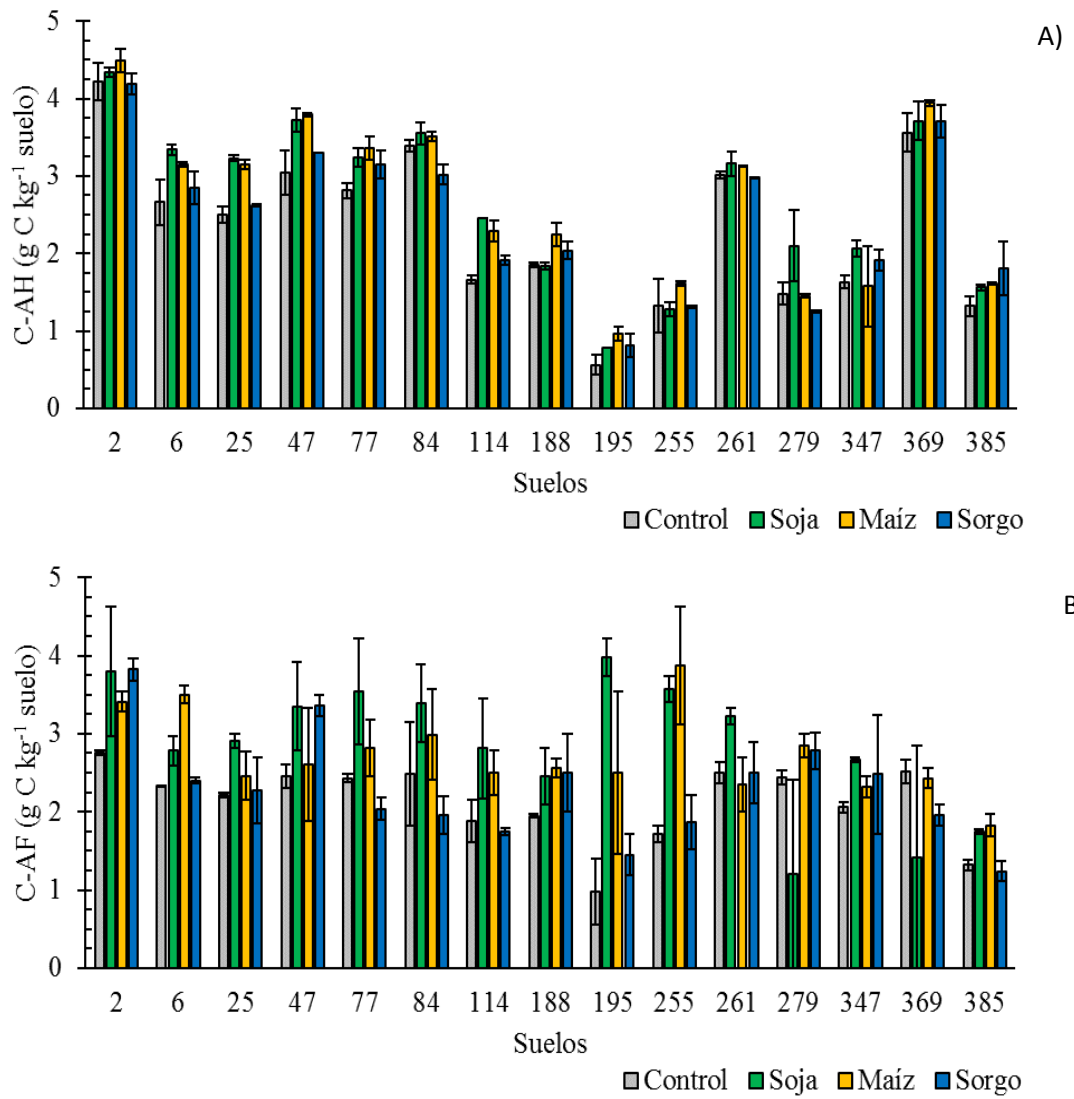


Figura 4.5. Contenido de A) carbono en ácidos húmicos (C-AH) y B) carbono en ácidos fúlvicos obtenidos del fraccionamiento de los suelos luego de seis meses de incubación.

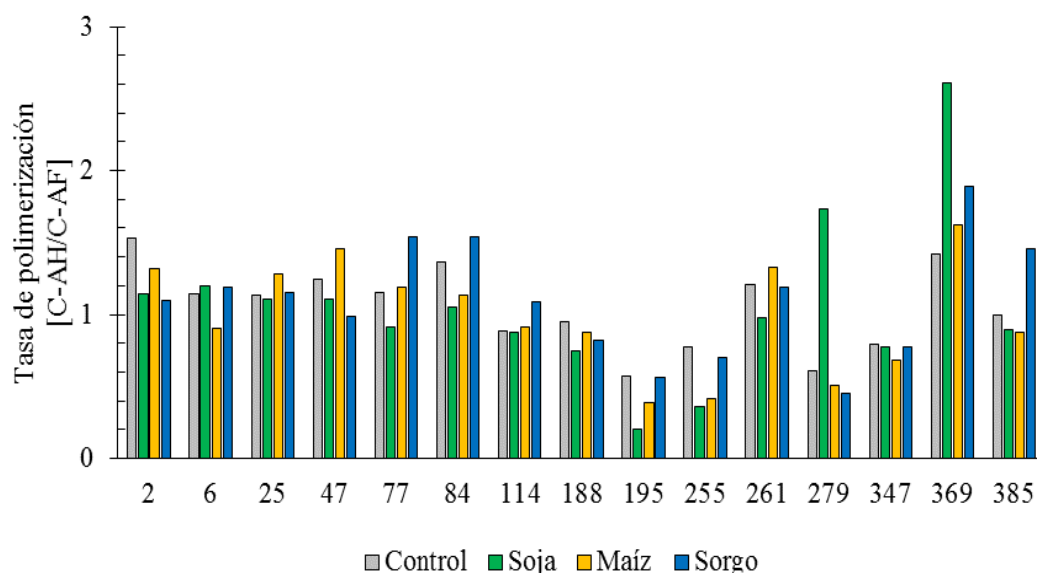


Fig. 4.6. Tasas de polimerización [C-AH/C-AF] de los suelos para los tratamientos control, soja, maíz y sorgo.

La incorporación de raíces causó incremento en el contenido de C-AH y C-AF. Las diferencias respecto al control mostraron que tales incrementos solo fueron significativos para los soja y maíz ($p < 0,05$). Por otra parte, al analizar la tasa de polimerización se observó que en promedio fue $\text{sorgo} > \text{soja} = \text{control} > \text{maíz}$. Al analizar en forma individual cada suelo se observó que los residuos de sorgo provocaron incremento en la tasa de polimerización en mayor número de suelos que maíz y soja. Este comportamiento fue nítido para 6 de los 15 suelos (77, 84, 114, 195, 255, 385). A su vez, en 11 de los 15 suelos soja presentó la menor tasa de polimerización respecto a sorgo y maíz.

El índice de enriquecimiento para C-AH y C-AF se presenta en la Fig. 4.7. El IE C-AH promedio para soja, maíz y sorgo fue respectivamente, $1,19 \pm 0,17$; $1,19 \pm 0,19$, $1,09 \pm 0,16$.

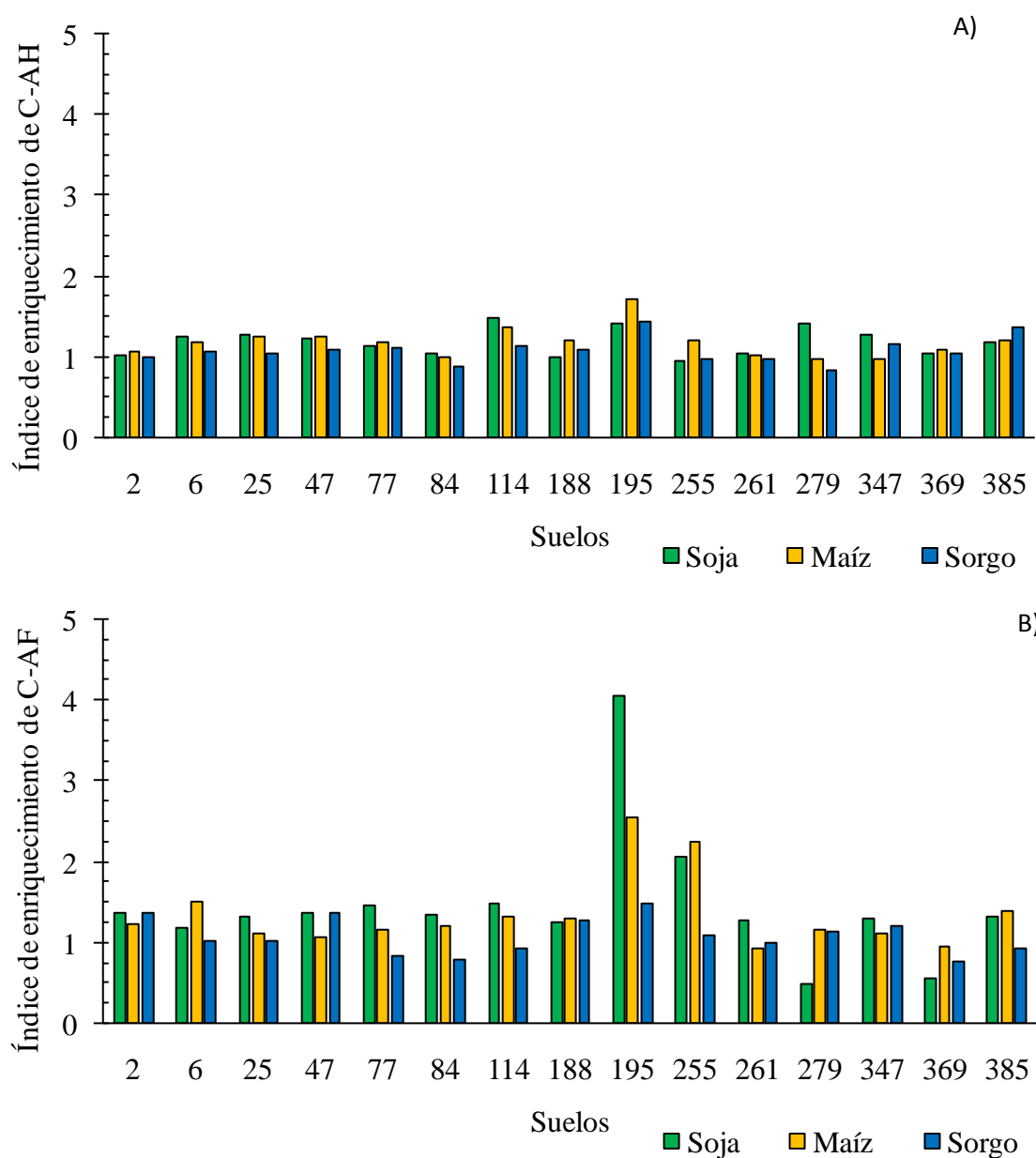


Figura 4.7. Índice de enriquecimiento realizado sobre A) el carbono en ácidos húmicos (C-AH) y B) el carbono en ácidos fúlvicos (C-AF), para las raíces de soja, maíz y sorgo incubadas en quince suelos.

El ANAVA realizado para analizar la variabilidad de las fracciones de carbono asociado a los ácidos húmicos y ácidos fúlvicos se sintetiza en la Fig. 4.8. La variabilidad del C-AH fue explicada predominantemente por el factor SUELO (90%). Por el contrario, la variabilidad del C-AF fue explicada por ambos factores SUELO (21%) y RAÍZ (15%).

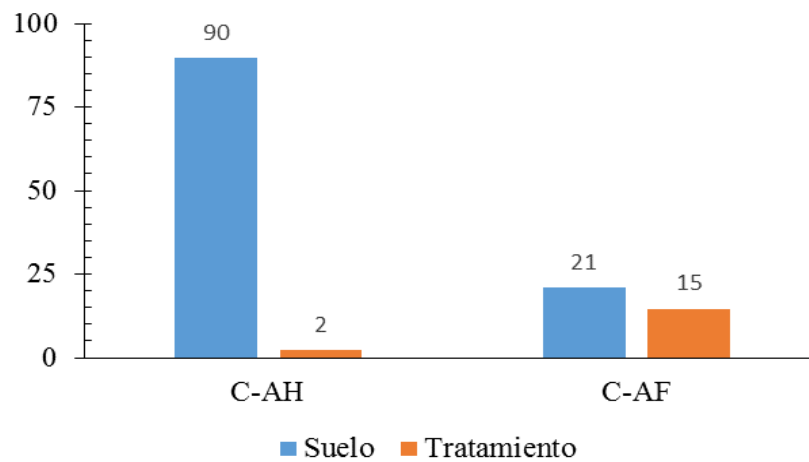


Fig. 4.8. Porcentajes de la varianza explicados por el factor suelo y el factor raíz en el contenido de C-AH y el contenido de C-AF.

Los resultados obtenidos en esta sección sugieren que el tipo de raíz y su integración al suelo en que fue incorporada, más allá de valores finales similares, los procesos o la magnitud habrían diferido entre las raíces de sorgo y de soja o maíz. La importancia relativa de los diferentes mecanismos en el proceso de estabilización de la materia orgánica y los factores que la regulan, es todavía hoy poco conocida (Mikutta *et al.*, 2006, Baveye *et al.*, 2018). Para nuestro estudio podemos observar que las raíces de sorgo presentaron una mayor mineralización en los primeros 30 días de la incubación (Capítulo 3) implicando mayor actividad microbiana. Por el contrario para maíz y soja, los primeros días fueron de menor mineralización asociado a una fase de retraso. Este comportamiento opuesto fue explicado por la composición de las raíces, principalmente por el contenido de compuestos solubles, mayor en sorgos, y el contenido de lignina, mayor en soja. Se considera que la descomposición de un residuo refleja la suma de las descomposiciones de las fracciones individuales del residuo (Swift *et al.*, 1979), las interacciones presentes y las transformaciones de compuestos con cambios en la estabilidad (Minderman *et al.*, 1968; Clark y Paul, 1970). Se han propuesto varios factores que otorgan estabilidad a la materia orgánica, entre ellos la preservación selectiva y la formación de sustancias recalcitrantes englobadas en el término “recalcitrancia química”, la protección física dentro de agregados, la interacción con las superficies minerales del suelo y la limitación de factores abióticos necesarios para el metabolismo microbiano (Sollins *et al.*, 1996). La recalcitrancia química considera que ciertos compuestos son más difíciles de descomponer debido a su estructura química (*e.g* compuestos aromáticos). La

accesibilidad hace referencia a la dificultad o facilidad que tienen de las enzimas y los descomponedores de alcanzar su blanco, el residuo, para lo que se necesita una coexistencia temporal y espacial.

Tradicionalmente, la preservación selectiva de ciertos compuestos orgánicos recalcitrantes, en especial la lignina, y la formación de sustancias húmicas recalcitrantes han sido consideradas como un mecanismo importante para la estabilización de la materia orgánica del suelo (Waskman, 1932; Stevenson, 1994). En oposición, un creciente número de artículos han encontrado que los compuestos aromáticos no se acumulan preferencialmente en las fracciones estables, restando importancia al mecanismo de preservación selectiva (Marschner *et al.*, 2008). Se sostiene cada vez más la idea que el carbono estabilizado tiene un alto porcentaje de origen microbiano y que una parte importante de las fracciones estables son compuestas por compuestos sencillos asociados a las superficies minerales (Kleber *et al.*, 2011; Lehman y Kleber, 2015). Dado que el proceso de descomposición es predominantemente biológico se requieren dos etapas fundamentales. En la primera, para transformar las macromoléculas en compuestos incorporables los microorganismos segregan enzimas extracelulares en el suelo para desensamblar las paredes de las células vegetales y microbianas, despolimerizar macro moléculas y producir compuestos solubles utilizables en la asimilación microbiana (Sinsabaugh *et al.*, 2009). En la segunda etapa, una vez que el C orgánico está dentro de la célula microbiana puede ser mineralizado a CO₂ con producción de ATP o incorporado a la biomasa microbiana (Maire *et al.*, 2013).

En base a la bibliografía y los resultados de este estudio se hipotetiza que la estabilización del carbono por parte de los residuos de raíz de soja y maíz estaría asociado a la acumulación de celulosa (ambas raíces) y lignina (en soja) mientras que para las raíces de sorgo habría mayor participación de compuestos de origen microbiano en la MOS estabilizada.

Mineralización de Carbono

Se observó que el C mineralizado acumulado al cabo de 175 días en algunos suelos fue mayor a la diferencia entre el COT inicial (COTi) y el COT final (COTf), mientras que en otros suelos ocurrió lo opuesto. Asimismo, en 2 suelos (385 y 347) el C-CO₂ acumulado y el [COTi-COTf] difirieron en menos de un 5%. Para los suelos donde la discrepancia fue mayor oscilo entre -46% (C-CO₂< [COTi-COTf]) y +23% (C-CO₂> [COTi-COTf]). La cinética de mineralización de los controles se presenta en la Fig. 1 del Anexo 2.

El C-CO₂ liberado por las raíces de S_J, M_Z, S_A, S_B, S_P en los 15 suelos evaluados se presenta en la Fig. 4.9. El C-CO₂ liberado a 140 días varió entre el 22,35 % y el 55,75 % del C de raíz adicionado. La liberación de C-CO₂ al final de la incubación correlacionó significativamente con la liberación de C-CO₂ en las primeras fechas (Anexo 2). Tanto el efecto del tipo de raíz como del tipo de suelo fueron significativos para el C-CO₂ a 140 días (p<0,05).

La mineralización acumulada promedio al final de la incubación mostró tres grupos de suelos: los de baja mineralización, donde ella fue un 31-35% del C adicionado con las raíces (suelos 385, 195, 47), un segundo grupo de alta mineralización mayor al 50% del total de carbono adicionado (2, 25, 77, 369), y el tercer grupo de comportamiento intermedio (6, 84, 114, 188, 255, 261, 279, 347). Entre raíces, también hubo diferencias significativas en la mineralización, donde se observó la siguiente secuencia: S_P>S_A=S_B>M_Z>S_J.

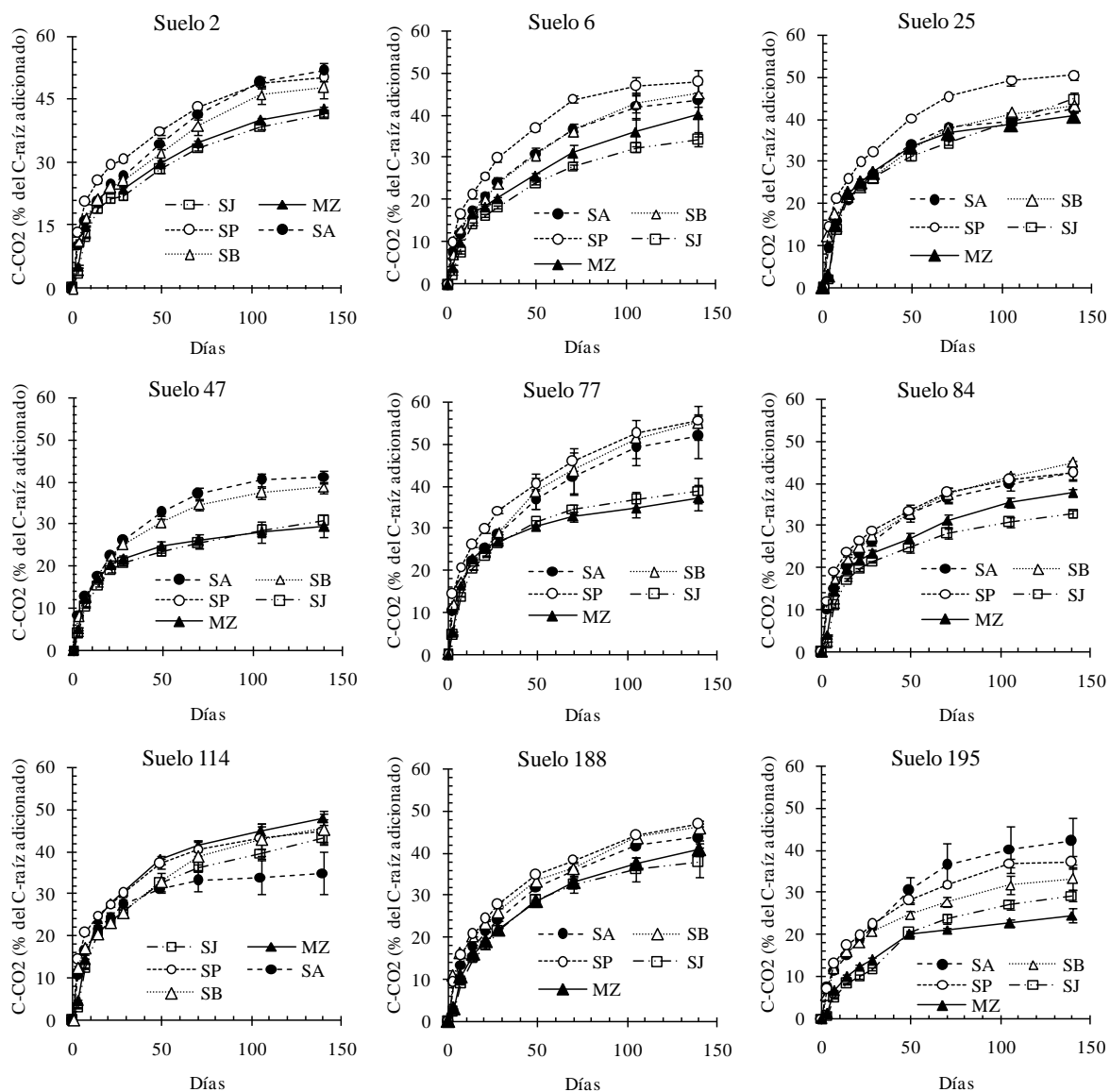


Figura 4.9. Liberación de C-CO₂ de raíces de soja (S_J), maíz (M_Z), sorgo bicolor cultivar Pakari-INTA (S_P) y cultivar Biosilero-INTA (S_B), y sorgo de Alepo (S_A), incubados en los quince suelos.

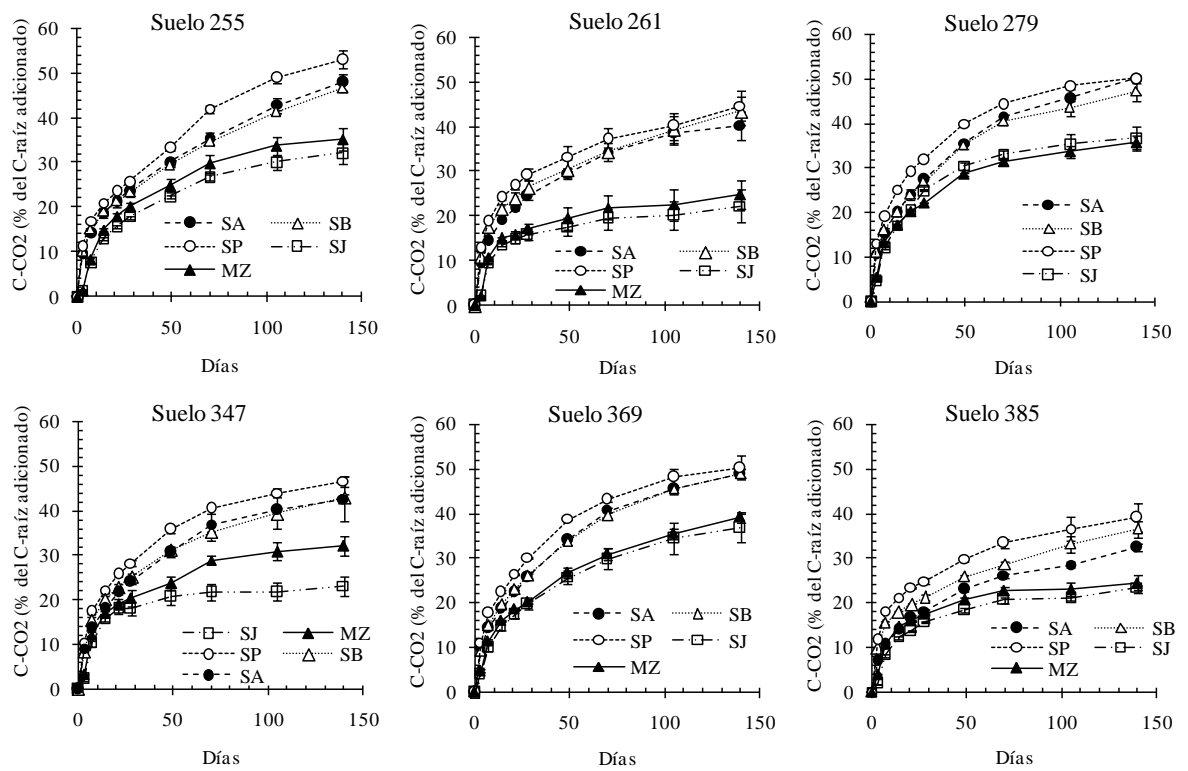


Figura 4.9. (cont.). Liberación de C-CO₂ de raíces de soja (S_J), maíz (M_Z), sorgo bicolor cultivar Pakari-INTA (S_P) y cultivar Biosilero-INTA (S_B), y sorgo de Alepo (S_A), incubados en los quince suelos.

Modelo exponencial doble

Se utilizó el modelo doble exponencial para ajustar los datos experimentales obtenidos, que se presentan en la Tabla 4.1. Las tasas de mineralización del compartimento estable (k_2) fueron un orden de magnitud menores a k_1 , pero en ambas se observó el mismo patrón entre raíces, que en orden creciente de tasa de mineralización fue: $SP < MZ < SA = SB < SJ$. Se encontraron diferencias significativas para C_1 , k_1 y k_2 debidas tanto al factor suelo como al factor raíz ($p < 0,05$). La interacción suelo*raíz también resultó significativa para los tres parámetros estimados.

Los sorgos SB y SP, presentaron una k_1 promedio de 0,19 y 0,17 respectivamente, dos veces mayor que la de SJ (0,07) y MZ (0,09). La tasa de mineralización k_2 fue en promedio para todos los suelos de 0,0011 en SJ y 0,0014 en MZ, mientras en SB y SP fue 2,3 veces mayor (0,029). La magnitud de las tasas de mineralización, tanto k_1 como k_2 , se relacionó con la composición bioquímica de las raíces adicionadas. Los tratamientos SB y SP, cuyas raíces tuvieron mayor contenido inicial de fracción soluble presentaron mayores tasas de mineralización, mientras que SJ y MZ, con raíces de menor contenido en solubles y más celulosa, se mineralizaron más lento. Por último, las diferencias entre raíces en el tamaño del compartimento lábil fueron menores que las encontradas en las tasas de mineralización. Así, C_1 varió entre el 20 y el 24 %. Mientras para la tasa de mineralización de la fracción activa el factor raíz explicó el 15% más de varianza respecto al factor suelo, en la tasa de mineralización de la fracción estable ambos factores aportaron cerca del 30 % de varianza cada uno. Esto muestra que k_2 fue, proporcionalmente, más dependiente del factor suelo que k_1 .

La estimación de las tasas de mineralización (k_1 y k_2) de la ecuación doble exponencial fue dependiente del tiempo de incubación utilizado (Fig. 4.10). Se observaron dos comportamientos distintos en cuanto a la dependencia de k_2 respecto al tiempo, según del tipo de raíz. En el caso de las raíces de soja, la estimación de k_2 fue entre 28 y 140 días, pero a tiempos de incubación menor a 28 días la estimación produjo k_2 más grandes y más variables. Para el caso del sorgo Pakari, el valor de k_2 disminuyó de manera lineal entre los 49 y 150 días. Esto indica que las comparaciones a diferentes plazos de incubación requieren tener en cuenta además del tiempo de incubación el tipo de raíz. Aparentemente, en raíces con baja mineralización (S_J) se logra una estimación más estable de k_2 que para

raíces con mayor mineralización (S_p). Se ha observado que las tasas de mineralización estimadas con modelos exponenciales disminuyen a medida que el tiempo de incubación se extiende (Piñeiro *et al.*, 2011), pero es la primera vez hasta donde tenemos conocimiento, que se ha observado una relación entre $\Delta k/\Delta t$ y las características de la raíz.

Tabla 4.1. Parámetros cinéticos calculados a partir de un modelo de mineralización exponencial doble (Ec. [4.4]; Wieder y Lang, 1982) después de incubar raíces de tres tipos de sorgo, soja y maíz en quince suelos, durante 140 días a 25 °C y 60% de la capacidad de campo de cada suelo.

Suelos	Raíces				
	<i>Sorghum halepense</i> (L.) Perr.	<i>Sorghum bicolor</i> (L.) Moench. cv. Biosilero INTA	<i>Sorghum bicolor</i> (L.) Moench. cv. Pakari	<i>Glycine max</i> (L.) Merr.	<i>Zea mays</i> (L.)
Parámetro C ₁ (% C)					
2	18,32± 1,18	18,61± 1,32	25,13± 0,92	25,21± 2,25	20,87± 1,00
6	22,47± 3,09	18,65± 1,84	29,98± 2,91	19,82± 1,85	18,66± 3,26
25	26,14± 1,34	21,02± 1,00	26,69± 1,25	23,50± 1,74	30,16± 1,89
47	29,63± 2,59	26,02± 1,87	-	19,91± 1,14	21,63± 1,57
77	21,58± 2,74	19,47± 2,49	25,19± 1,19	27,83± 1,97	26,59± 1,52
84	23,39± 1,46	22,01± 0,98	25,11± 0,96	21,67± 1,49	20,93± 1,35
114	26,76± 2,35	19,13± 1,73	25,65± 1,42	26,82± 1,64	33,41± 1,98
188	19,90± 1,28	19,95± 1,20	23,26± 1,13	23,32± 3,80	22,42± 1,94
195	23,38± 7,02	18,49± 1,49	20,33± 1,41	20,44± 6,03	18,58± 2,07
255	15,67± 0,92	15,74± 0,42	16,61± 0,83	16,66± 1,82	22,97± 3,44
261	20,37± 1,46	20,83± 1,42	24,25± 1,52	15,98± 1,20	17,07± 2,24
279	21,22± 1,25	21,56± 1,68	28,07± 1,34	28,96± 2,42	23,22± 1,44
347	29,03± 5,49	21,16± 0,87	24,42± 1,31	24,40± 2,19	20,28± 1,96
369	19,74± 1,49	19,61± 1,11	25,79± 1,90	25,87± 5,17	17,54± 1,22
385	15,09± 0,70	16,62± 0,66	20,93± 1,05	16,30± 0,93	18,10± 1,13
Parámetro k ₁ (% C d ⁻¹)					
2	0,200± 0,038	0,240± 0,055	0,202± 0,022	0,065± 0,009	0,131± 0,015
6	0,080± 0,020	0,107± 0,022	0,080± 0,014	0,059± 0,008	0,083± 0,027
25	0,102± 0,011	0,211± 0,031	0,195± 0,027	0,095± 0,014	0,075± 0,008
47	0,061± 0,008	0,076± 0,010	-	0,090± 0,011	0,101± 0,016
77	0,150± 0,048	0,219± 0,083	0,209± 0,029	0,077± 0,010	0,110± 0,015
84	0,124± 0,018	0,187± 0,024	0,182± 0,021	0,082± 0,011	0,119± 0,018
114	0,123± 0,027	0,273± 0,086	0,214± 0,037	0,074± 0,008	0,070± 0,007
188	0,119± 0,017	0,189± 0,033	0,122± 0,014	0,056± 0,013	0,063± 0,008
195	0,060± 0,027	0,107± 0,019	0,104± 0,016	0,028± 0,008	0,047± 0,007
255	0,243± 0,046	0,273± 0,025	0,301± 0,053	0,072± 0,014	0,055± 0,012
261	0,147± 0,028	0,215± 0,047	0,200± 0,039	0,101± 0,017	0,107± 0,033
279	0,138± 0,020	0,148± 0,030	0,138± 0,016	0,059± 0,008	0,083± 0,010
347	0,060± 0,018	0,143± 0,015	0,137± 0,018	0,066± 0,011	0,094± 0,019
369	0,131± 0,023	0,150± 0,022	0,120± 0,020	0,047± 0,013	0,101± 0,015
385	0,141± 0,017	0,269± 0,038	0,235± 0,039	0,077± 0,008	0,099± 0,014

Suelos	Raíces				
	<i>Sorghum halepense</i> (L.) Perr.	<i>Sorghum bicolor</i> (L.) Moench. cv. Biosilero INTA	<i>Sorghum bicolor</i> (L.) Moench. cv. Pakari	<i>Glycine max</i> (L.) Merr.	<i>Zea mays</i> (L.)
	Parámetro k_2 (% C d ⁻¹)				
2	4,20± 0,22	3,57± 0,24	3,31± 0,18	1,71± 0,30	2,45± 0,16
6	2,53± 0,42	3,10± 0,27	2,44± 0,44	1,51± 0,22	2,22± 0,43
25	1,91± 0,21	2,72± 0,18	3,29± 0,24	2,28± 0,25	1,21± 0,27
47	1,42± 0,35	1,47± 0,26	-	1,03± 0,15	0,78± 0,22
77	3,88± 0,47	4,63± 0,48	4,15± 0,24	1,24± 0,28	1,14± 0,23
84	2,25± 0,23	2,71± 0,17	2,14± 0,17	1,15± 0,20	1,82± 0,20
114	0,96± 0,37	3,22± 0,33	2,51± 0,27	1,84± 0,23	1,80± 0,30
188	2,81± 0,19	3,11± 0,21	2,87± 0,18	1,67± 0,46	1,99± 0,24
195	2,22± 0,88	1,55± 0,21	1,93± 0,20	0,95± 0,54	0,55± 0,22
255	3,63± 0,17	3,43± 0,08	4,50± 0,17	1,60± 0,22	1,32± 0,41
261	2,31± 0,23	2,52± 0,25	2,34± 0,28	0,90± 0,157	0,71± 0,30
279	3,53± 0,21	3,12± 0,28	2,98± 0,24	0,85± 0,32	1,34± 0,20
347	1,52± 0,74	2,46± 0,14	2,76± 0,22	0,00± 0,28	1,25± 0,27
369	3,60± 0,24	3,55± 0,19	3,23± 0,32	1,11± 0,61	2,28± 0,17
385	1,69± 0,10	2,05± 0,11	2,05± 0,19	0,62± 0,11	0,60± 0,15

Los valores son medias ± error estándar de la estimación (n = 3).

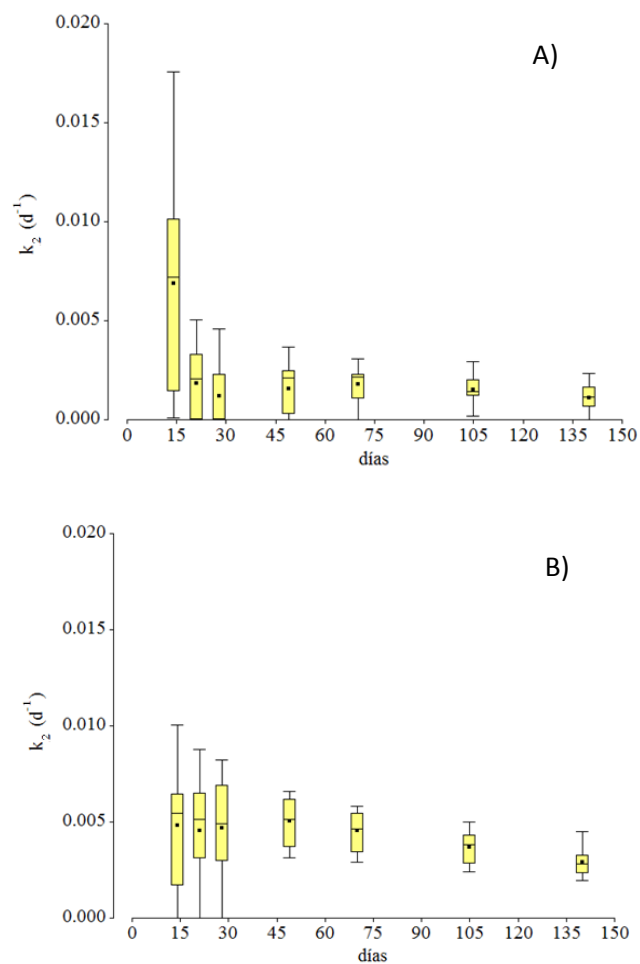


Fig. 4.10. Comportamiento de la tasa de mineralización de la fracción estable (k_2) en función de la extensión de tiempo que se utiliza su estimación, hecho realizado para la mineralización en todos los suelos de raíces de A) soja y B) sorgo bicolor cv, Pakari-INTA.

CONCLUSIONES

La incorporación de C por parte de los suelos implica que los residuos orgánicos se conviertan en materia orgánica estable a través de reacciones microbianas y químicas o que sean mineralizados. Los resultados obtenidos de este trabajo a partir de los estudios llevados a cabo con residuos de raíces de soja, maíz y sorgo, incorporados a suelos con una amplia variedad de propiedades físicas y químicas, son un aporte al conocimiento del comportamiento de la materia orgánica. Para el periodo de tiempo estudiado, el carbono en la fracción >53 micras reflejó cambios cuantitativos, se incrementó por la aplicación de residuos de raíces. Este patrón se replicó en todos los suelos y para todas las raíces, con las particularidades propias de cada combinación suelo-raíz. Los residuos radiculares de soja, ricos en lignina y celulosa, junto los de maíz, con alta celulosa, fueron los que mayor aporte promedio hicieron a los suelos en esta fracción asociada a la fracción arena del suelo.

Los resultados del fraccionamiento químico complementaron la información obtenida con el fraccionamiento físico, mostraron que soja y maíz fueron los residuos que significativamente enriquecieron ambas fracciones. Cabe destacar que los residuos de raíz de sorgo mostraron una tendencia a mayor tasa de polimerización que los residuos de soja y maíz. Hemos hipotetizado que este comportamiento podría sugerir que para sorgo la estabilización de compuestos orgánicos fue producto de la intensa actividad microbiana que desde el inicio de la incubación se observó, y además de provocar mayor liberación de CO₂, contribuyó a la polimerización de moléculas orgánicas de origen microbiano. Sin duda esta observación requerirá de estudios avanzados a futuro.

En cuanto al proceso de mineralización, al final de la incubación, las raíces de sorgo se mineralizaron más que las de maíz, y estas más que las de soja. Las tasas de mineralización estimadas en soja y maíz fueron 2 veces mayores a las de soja y maíz, asociadas al contenido de fracción soluble de las raíces. La tasa de mineralización decrece con el tiempo de incubación, y esta tendencia se verificó para todos los suelos si bien se observaron dos patrones, dependientes del tipo de raíz: en uno la disminución fue relativamente constante mientras que para el otro grupo decreció hasta los 30 días aproximadamente y después tendió a estabilizarse.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alef, K. 1995. Estimation of soil respiration. In: Alef, K., Nannipieri, P. Eds., *Methods in applied Soil Microbiology and Biochemistry*. Academic Press, London, pp. 464-467.
- Bolinder, M. A., Angers, D. A., and Dubuc, J. P. 1997. Estimating shoot to root ratios and annual carbon inputs in soils for cereal crops. *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 63: 61–66.
- Baveye, P. C., Otten, W., Kravchenko, A., Balseiro-Romero, M., Beckers, É., Chalhoub, M., Darnault, C., Eickhorst, T., Garnier, P., Hapca, S., Kiranyaz, S., Monga, O., Mueller, C. W., Nunan, N., Pot, V., Schlüter, S., Schmidt, H. and Kiranyaz, S. 2018. Emergent properties of microbial activity in heterogeneous soil microenvironments: different research approaches are slowly converging, yet major challenges remain. *Frontiers in microbiology* 8: 1364.
- Böhm, W. 1979. *Methods of studying root systems*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 188.
- Cambardella, C. A. and Elliott, E. T. 1992. Particulate organic matter changes across a grassland cultivation sequence. *Soil Science Society of America Journal* 56:777-783.
- Capitanelli, R. G. 1979. Clima, In: J. B. Vázquez, R. A. Miatello and M. E. Roqué (Eds.). *Geografía Física de la Provincia de Córdoba*. Ed. Boldt, Buenos Aires, pp. 45–138.
- Chen, Y., Chefetz, B., Hadar, Y. 1996. Formation and properties of humic substance originating from composts, In: de Bertoldi M., Sequi P., Lemmes B., Papi T. (Eds.). *The Science of Composting*, Springer, Dordrecht, pp. 382-393.
- Chenu, C., Klumpp, K., Bispo, A., Angers, D., Colnenne, C., and Metay, A. 2014. Stocker du carbonedans les sols agricoles: évaluation de leviersd’action pour la France. *Innovations Agronomiques* 37:23-37.
- Chivenge, P. Vanlauwe, B. Gentile, R, and Six, J. 2011. Organic resource quality influences short-term aggregate dynamics and soil organic carbon and nitrogen accumulation, *Soil Biology and Biochemistry* 43:657-666.
- Christensen, B. T. 2001. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. *European Journal of Soil Science* 52: 345-353.
- Christensen, B.T. 2001. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. *European. Journal of Soil Science*. 52:345-353.
- Clark, F. E. and Paul, E. A. 1970. The microflora of grassland. In: Brady, N. C. (Ed.). *Advances in Agronomy*, Vol. 22, Academic Press, USA, pp. 375-435.
- Cotrufo, M. F., Wallenstein, M. D., Boot, C. M., Denef, K., and Paul, E. 2013. The Microbial Efficiency-Matrix Stabilization (MEMS) framework integrates plant

- litter decomposition with soil organic matter stabilization: do labile plant inputs form stable soil organic matter? *Global Change Biology* 19: 988-995.
- Davidson, E. A., and Janssens, I. A. 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature* 440: 165.
- Di Rienzo J. A., Casanoves F., Balzarini M. G., Gonzalez L., Tablada M., Robledo C. W. InfoStat versión 2018. Centro de Transferencia InfoStat, FCA, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina.
- Fonte, S. J., Yeboah, E., Ofori, P., Quansah, G. W., Vanlauwe, B., and Six, J. 2009. Fertilizer and residue quality effects on organic matter stabilization in soil aggregates, *Soil Science Society of America Journal*. 73:961-966,
- Gentile, R., Vanlauwe, B., and Six, J. 2011. Litter quality impacts short-but not long-term soil carbon dynamics in soil aggregate fractions. *Ecological Applications* 21: 695-703.
- Grandy, A. S., Porter, G. A., and Erich, M. S. 2002. Organic amendment and rotation crop effects on the recovery of soil organic matter and aggregation in potato cropping systems. *Soil Science Society of America Journal* 66:1311-1319.
- Hang S., Barriuso E., Houot S. 2003. Behaviour of ¹⁴C-atrazine in Argentinean topsoils under different cropping managements. *Journal of Environmental Quality* 32:2216-2222.
- Hatton, P. J., Castanha, C., Torn, M. S., and Bird, J. A. 2015. Litter type control on soil C and N stabilization dynamics in a temperate forest, *Global Change Biology* 21:1358-1367,
- Helfrich, M., Flessa, H., Mikutta, R., Dreves, A. and Bernard, L. 2007. Comparison of chemical fractionation methods for isolating stable soil organic carbon pools. *European Journal of Soil Science* 58:1316-1329.
- Kleber, M., Nico, P. S., Plante, A., Filley, T., Kramer, M., Swanston, C., and Sollins, P. 2011. Old and stable soil organic matter is not necessarily chemically recalcitrant: implications for modeling concepts and temperature sensitivity. *Global Change Biology*. 17:1097-1107.
- Klute, A. 1986. Water retention: laboratory methods. In: Klute A. (Ed.). *Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical and Mineralogical Methods*. ASA and SSSA, Madison, USA, pp. 635-662.
- Kononova, M. M. 1961. Soil organic matter, its nature, its role in soil formation and in soil fertility. *Soil organic matter, its nature, its role in soil formation and in soil fertility*. Pergamon Press.
- Koritschoner, J. J., Rampoldi, E. A. and Hang, S. 2019. Cambios en las características físicas y químicas de un suelo después de la incorporación de compost de distinto origen. *Agriscientia* 36:15-23.
- Leavit, S. W. 1998. Biogeochemistry, an analysis of global change. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 79:20-20.
- Lehmann, J. and Kleber, M. 2015. The contentious nature of soil organic matter. *Nature* 528: 60.

- Maire, V., Alvarez, G., Colombet, J., Comby, A., Despinasse, R., Dubreucq, E. and Fontaine, S. 2013. An unknown oxidative metabolism substantially contributes to soil CO₂ emissions. *Biogeosciences* 10:1155-1167.
- Marinari, S., Dell'Abate, M. T., Brunetti, G. and Dazzi, C. 2010. Differences of stabilized organic carbon fractions and microbiological activity along Mediterranean Vertisols and Alfisols profiles. *Geoderma* 156:379-388.
- Marschner, B., Brodowski, S., Dreves, A., Gleixner, G., Gude, A., Grootes, P. M., Hamer, U., Heim, A., Jandl G., Ji, R., Kaiser, K., Kalbitz, K., Kramer, C., Leinweber, P., Rethemeyer, J., Schaeffer, A., Schmidt M. and Schwark, L. 2008. How relevant is recalcitrance for the stabilization of organic matter in soils?. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 171:91-110.
- Mazzilli, S., Kemanian, A. R., Ernst, O. R., Jackson, R. B. and Pineiro, G. 2015. Greater humification of belowground than aboveground biomass carbon into particulate soil organic matter in no-till corn and soybean crops. *Soil Biology and Biochemistry* 85:22-30.
- Miltner, A., Bombach, P., Schmidt-Brücken, B. and Kästner, M. 2012. SOM genesis: microbial biomass as a significant source. *Biogeochemistry* 111:41-55.
- Mikutta, R., Kleber, M., Torn, M. S. and Jahn, R. 2006. Stabilization of soil organic matter: association with minerals or chemical recalcitrance? *Biogeochemistry* 77:25-56.
- Minderman, G. 1968. Addition, decomposition and accumulation of organic matter in forests. *The Journal of Ecology* 56:355-362.
- Mitchell, E., Scheer, C., Rowlings, D., Conant, R. T., Cotrufo, M. F. and Grace, P. 2018. Amount and incorporation of plant residue inputs modify residue stabilisation dynamics in soil organic matter fractions. *Agriculture, ecosystems & environment*, 256:82-91.
- Molina, J. A. E., Clapp, C. E., Linden, D. R., Allmaras, R. R., Layese, M. F., Dowdy, R. H. and Cheng, H. H. 2001. Modeling the incorporation of corn (*Zea mays* L.) carbon from roots and rhizodeposition into soil organic matter. *Soil Biol.Biochem.* 33:83-92.
- Lehmann, J. and Kleber, M. 2015. The contentious nature of soil organic matter. *Nature* 528:60-68.
- Lima, C. E. P., Fontenelle, M. R., Silva, L. R. B., Soares, D. C., Moita, A. W., Zandonadi, D. B. and Lopes, C. A. 2015. Short-term changes in fertility attributes and soil organic matter caused by the addition of EM Bokashis in two tropical soils. *International journal of agronomy* 2015:1-9.
- Pansu, M. and Gautheyrou, J. 2007. *Handbook of soil analysis: mineralogical, organic and inorganic methods*. Springer Science and Business Media, Berlin, pp. 993.
- Pignatello, J. 2000. The measurement and interpretation of sorption and desorption rates for organic compounds in soil media. *Advances in Agronomy* 68:117-319.
- Piñeiro, G., Manzoni, S., Kim, J. H., Jobbagy, E. G., Torn, M. S., Riley, William J., Porporato, A. and Jackson, R. B. 2011. Power laws are better than exponential

- decay models for representing litter and soil organic matter decomposition. 96th Ecological society of America meeting, Austin, Texas, 2011.
- Poeplau, C., Don, A., Dondini, M., Leifeld, J., Nemo, R., Schumacher, J. and Wiesmeier, M. 2013. Reproducibility of a soil organic carbon fractionation method to derive RothC carbon pools. *European Journal of Soil Science* 64:735-746.
- Prescott, C. E. 2010. Litter decomposition: what controls it and how can we alter it to sequester more carbon in forest soils? *Biogeochemistry* 101:133-149.
- Quideau, S. A. 2002. Organic matter accumulation. In: Lal R. (Ed.). *Encyclopedia of soil science*, Marcel Dekker Inc, New York, USA, pp. 891-894.
- Rasse, D. P., Rumpel, C., and Dignac, M. F. 2005. Is soil carbon mostly root carbon? Mechanisms for a specific stabilisation. *Plant and Soil*. 269:341–356.
- Roletto, E., Barberis, R., Consiglio, M. and Jodice, R. 1985. Chemical parameters for evaluating compost maturity. *Biocycle* 26:46-47.
- Rubino, M., Lubritto, C., D’Onofrio, A., Terrasi, F., Gleixner, G., and Cotrufo, M. F. 2007. An isotopic method for testing the influence of leaf litter quality on carbon fluxes during decomposition. *Oecologia* 154:155-166.
- Sinsabaugh, R. L., Hill, B. H., and Shah, J. J. F. 2009. Ecoenzymatic stoichiometry of microbial organic nutrient acquisition in soil and sediment. *Nature* 462:795.
- Sollins, P., Homann, P., and Caldwell, B. A. 1996. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma* 74:65-105.
- Sparks, D. L. 1996. *Methods of Soil Analysis Part 3: Chemical Methods*. Soil Science Society of America and American Society of Agronomy, Madison, WI.
- Stevenson, F. J. 1994. *Humus chemistry: genesis, composition, reactions*. John Wiley & Sons, US, pp. 512.
- Swift, M. J., Heal, O. W., Anderson, J. M. and Anderson, J. M. 1979. *Decomposition in terrestrial ecosystems*. Vol. 5. Univ. of California Press, USA, pp. 372.
- Totsche, K. U., Amelung, W., Gerzabek, M. H., Guggenberger, G., Klumpp, E., Knief, C. and Ray, N. 2018. Microaggregates in soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 181:104-136.
- Van der Putten W.H., Bardgett, R.D., De Ruiter, P.C., Hol, W.H.G., Meyer, K.M., Bezemer, T.M., Hemerik, L. 2009. Empirical and theoretical challenges in aboveground–belowground ecology. *Oecologia* 161:1-14.
- Van Soest, P. J. 1967. Development of a Comprehensive System of Feed Analysis and Its Applications to Forages. *Journal of Animal Science* 26:119-127.
- Von Lütow, M., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Flessa, H., Guggenberger, G., Matzner, E. and Marschner, B. 2007. SOM fractionation methods: relevance to functional pools and to stabilization mechanisms. *Soil Biology and Biochemistry* 39:2183-2207.
- Von Lütow, M. and Kögel-Knabner, I. 2009. Temperature sensitivity of soil organic matter decomposition—what do we know? *Biology and Fertility of soils* 46: 1-15.

- Wang, X, Butterly, C, R, Baldock, J, A. and Tang, C. 2017. Long-term stabilization of crop residues and soil organic carbon affected by residue quality and initial soil pH, *Science of the Total Environment* 587:502-509.
- Waksman, S. A. 1932. *Humus*. Wiley, Baltimore, US, pp. 526.
- Wieder, R. K. and Lang, G. E. 1982. A critique of the analytical method used in examining decomposition data obtained from litter bags. *Ecology* 63:1636–1642.

PREDICCIÓN DE LA MINERALIZACIÓN DE CARBONO ORGÁNICO DE SUELOS Y RAÍCES CON LA UTILIZACIÓN DEL MODELO DE SIMULACIÓN EPIC

INTRODUCCIÓN

Los modelos de simulación son herramientas útiles en el estudio del ciclo de C en el suelo y los mecanismos que lo gobiernan (Paustian *et al.*, 1992). Al computar los ingresos y egresos de C se obtiene un balance. Si esta operación se repite en el tiempo se obtiene la curva de evolución del C. Los flujos de C en el suelo son descritos matemáticamente a través de ecuaciones de primer orden (Sierra *et al.*, 2012). Debido a la heterogeneidad de la MOS el carbono del suelo se divide en compartimentos. Cada compartimento tiene constantes de mineralización propias que reflejan las diferentes estabilidades de los componentes a la descomposición (Izaurre *et al.*, 2006).

Para evaluar la efectividad del modelo para predecir la dinámica del C se lo debe validar. Con este fin, los niveles de C medidos experimentalmente se contrastan con los valores simulados por el modelo. La capacidad de un modelo de reproducir de manera adecuada la mineralización de C es fundamental para darle confiabilidad y robustez a las interpretaciones y derivaciones que se realicen. De lo contrario, dada la variación de las propiedades de suelo, las salidas de los modelos tienen un valor muy acotado (Shi-Hang *et al.*, 2011). Es importante disponer de grandes bases de datos para el área que se quiere modelar. Se ha utilizado un enfoque regional para la estimación de la dinámica del C mediante modelos basados en procesos (Álvarez, 2001; Tornquist *et al.*, 2009; Shi-Hang *et al.*, 2011). La región semiárida argentina, que cubre gran parte de la provincia de Córdoba, cuenta con limitados trabajos regionales que aborden la dinámica del C mediante técnicas de simulación.

Existe un incremento en la demanda del uso de modelos para el análisis de la calidad del suelo y el ambiente (Parton y Rasmussen, 1994). Se ha observado, en paralelo, un incremento en el desarrollo de modelos de C en las últimas décadas (Manzoni y Porporato, 2009). Dentro de los modelos para el estudio del ciclo del carbono se encuentra el CENTURY (Parton *et al.*, 1996), RothC (Coleman y Jenkinson, 1996) y Environmental Policy Integrated Climate (EPIC) (Williams, 1990; Izaurralde *et al.*, 2006).

El modelo EPIC ha sido validado en numerosos sitios (Izaurralde *et al.*, 2006) en Norteamérica. Para Argentina su uso ha sido más restringido (Ringuelet y Bachmeier, 1998; Apezteguía *et al.*, 2009). El modelo EPIC posee varios submódulos para simular cambios en variables edáficas (p.e. variación en el contenido de C y N) por el efecto combinado del suelo-clima-manejo. Este modelo ha sido utilizado como herramienta analítica para complementar los estudios ecológicos (Bernardos *et al.*, 2001); en la simulación de la erosión y de los efectos de los cambios económicos en las estructuras agrícolas (Deybe y Flichman, 1991); para evaluar los efectos del uso de suelo y las prácticas agrícolas en la dinámica de la materia orgánica (Apezteguía *et al.*, 2009). Por el contrario, su uso junto con experimentos en condiciones controladas para estudiar la mineralización de C y N es más limitado (He *et al.*, 2006).

El modelo EPIC asigna C y N en cinco grupos (Izaurralde *et al.*, 2006). El carbono agregado al suelo como residuos vegetales, raíces o estiércol animal se divide en C estructural y metabólico según el contenido de lignina y N. El C en los componentes estructurales y metabólicos de los residuos se distribuye en diversos compartimentos con distinto tiempo de recambio (activo, lento y pasivo) o se mineraliza a CO₂.

La hipótesis planteada fue que el modelo EPIC utilizando propiedades químicas sencillas de los suelos y raíces, puede simular de manera adecuada la mineralización de C, permitiendo su uso como herramienta para el análisis de descomposición de raíces de diferentes cultivos en suelos con diferentes características.

El objetivo general de este capítulo fue analizar la calidad de predicción del modelo de simulación EPIC para predecir la mineralización de carbono orgánico de suelo y de carbono de raíces bajo condiciones de laboratorio. Los objetivos específicos fueron: i) simular con el modelo EPIC la mineralización del C de la MOS ocurrida en las incubaciones de laboratorio realizadas para 15 suelos de la provincia de Córdoba, ii)

simular con el modelo EPIC la mineralización del C de raíces de las incubaciones de laboratorio realizado para raíces de soja, maíz y tres tipos de sorgo incubados en 15 suelos de la provincia de Córdoba, y iii) analizar la predicción de las simulaciones realizadas por el modelo EPIC, atendiendo a su capacidad para captar las diferencias en la mineralización observadas en las incubaciones debidas al efecto de los diferentes suelos y las debidas a las diferentes raíces.

MATERIALES Y MÉTODOS

Se trabajó con los resultados de C mineralizado (C-CO₂ acumulado) de los suelos con y sin adición de raíces obtenidos en los Capítulos 3 y 4. Para los controles se utilizó el periodo completo de la incubación (175 días) mientras que para las mezclas suelo+raíz se usaron 140 días.

Se utilizó el modelo EPIC versión 0810. Con el modelo EPIC se simuló la liberación de C-CO₂ proveniente de incubaciones a 6 meses de suelos con y sin adición de diferentes raíces, utilizando las propiedades de los suelos y la composición elemental y bioquímica de las raíces como base para iniciar el modelo.

Originalmente, el modelo EPIC está diseñado para predecir la evolución de diferentes variables biofísicas en sistemas agropecuarios. En este caso, se utilizó para poder simular la evolución del C-CO₂ en incubaciones de laboratorio. Se configuró el modelo de la siguiente manera: se fijó la temperatura a 25 °C durante toda la simulación. Se configuró la humedad inicial de los suelos al 80% de la capacidad de campo de cada suelo. La densidad aparente de los suelos se estimó a partir del carbono orgánico total según la relación descrita en Adams (1973). La distribución inicial del C orgánico es otro factor muy importante a la hora de determinar la mineralización de C de los suelos. Para fijar la distribución de C inicial, se utilizó el tipo de uso de cada uno de los suelos. Se asumió que los suelos agrícolas poseen larga historia de uso agrícola. Así, se inició el modelo con 100 años de agricultura en los suelos agrícolas y 0 años de uso agrícola en los suelos con vegetación natural.

Para la simulación se ingresaron al modelo las siguientes propiedades: limo, arena, COT y pH; mientras el resto de las propiedades fueron calculadas por EPIC. Para mayor detalle se puede consultar el manual de usuario del modelo EPIC versión 0810 (Williams *et al.*, 2015).

Para simular la liberación de C-CO₂ en los suelos con adición de raíz de *Sorghum halepense* (L.) Perr. (S_A), *Sorghum bicolor* (L.) Moench. cv. Biosilero INTA (S_B), *Sorghum bicolor* (L.) Moench. cv. Pakari (S_P), *Glycine max* (L.) Merr. (S_J) y *Zea mays* (L.)(M_Z). Se utilizó la composición elemental y bioquímica de cada raíz, determinadas en

el capítulo 3 de la presente tesis. Se colocó el C orgánico adicionado por cada raíz como un ingreso de residuo vegetal al suelo. También se ingresó el contenido de N y lignina de cada raíz, necesaria en la partición del residuo vegetal que realiza EPIC para dar lugar a una fracción del residuo como compartimento metabólico y a otra fracción como compartimento estructural, ambos con diferente tasa de mineralización.

Para cada simulación, se ejecutó el modelo, que realizó la simulación por un período de 365 días y se extrajo de la salida del modelo (archivo .DCN) el C-CO₂ diario liberado (kg C-CO₂ ha⁻¹día⁻¹), se transformó a mg C kg suelo⁻¹ día⁻¹, y se calculó el C-CO₂ acumulado durante la incubación, expresado en mg C kg suelo⁻¹.

Análisis estadístico

Se calculó el cociente entre el C-CO₂ simulado por EPIC a los 140 días y el C-CO₂ de incubación a 140 días (INCUB) (EPIC/INCUB). En cuanto al análisis estadístico, se utilizó el coeficiente de determinación (R²) para verificar el grado de asociación entre los valores observados y simulados (Smith *et al.*, 1996) y se realizaron gráficos de valores observados versus valores simulados (Piñeiro *et al.*, 2008), para una interpretación gráfica de las subestimaciones y sobreestimaciones del modelo. Se utilizó el software Infostat (Di Rienzo *et al.*, 2018).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Simulación de la mineralización de COT de suelos

Los valores observados y simulados de C-CO₂ acumulado hasta 175 días se presentan en la Fig. 5.1. El C-CO₂ simulado por EPIC copió la cinética de la mineralización obtenida experimentalmente. No obstante, se observaron tramos en los que sería necesario profundizar para comprender las diferencias detectadas.

En la Fig. 5.2 se graficaron para todas las fechas los valores observados y simulados de C-CO₂. Se puede observar que los valores simulados por EPIC estuvieron por debajo de los valores observados (C-CO₂ observado =3,17* C-CO₂ simulado). Mientras que a 175 días la cantidad de carbono liberado experimentalmente varió entre 900 y 1800 mg C kg suelo⁻¹, los valores simulados con EPIC fueron inferiores a 1000 mg C kg suelo⁻¹ (Tabla 5.1). En algunos suelos, puede observarse que la subestimación de EPIC fue mayor (6-8 veces).

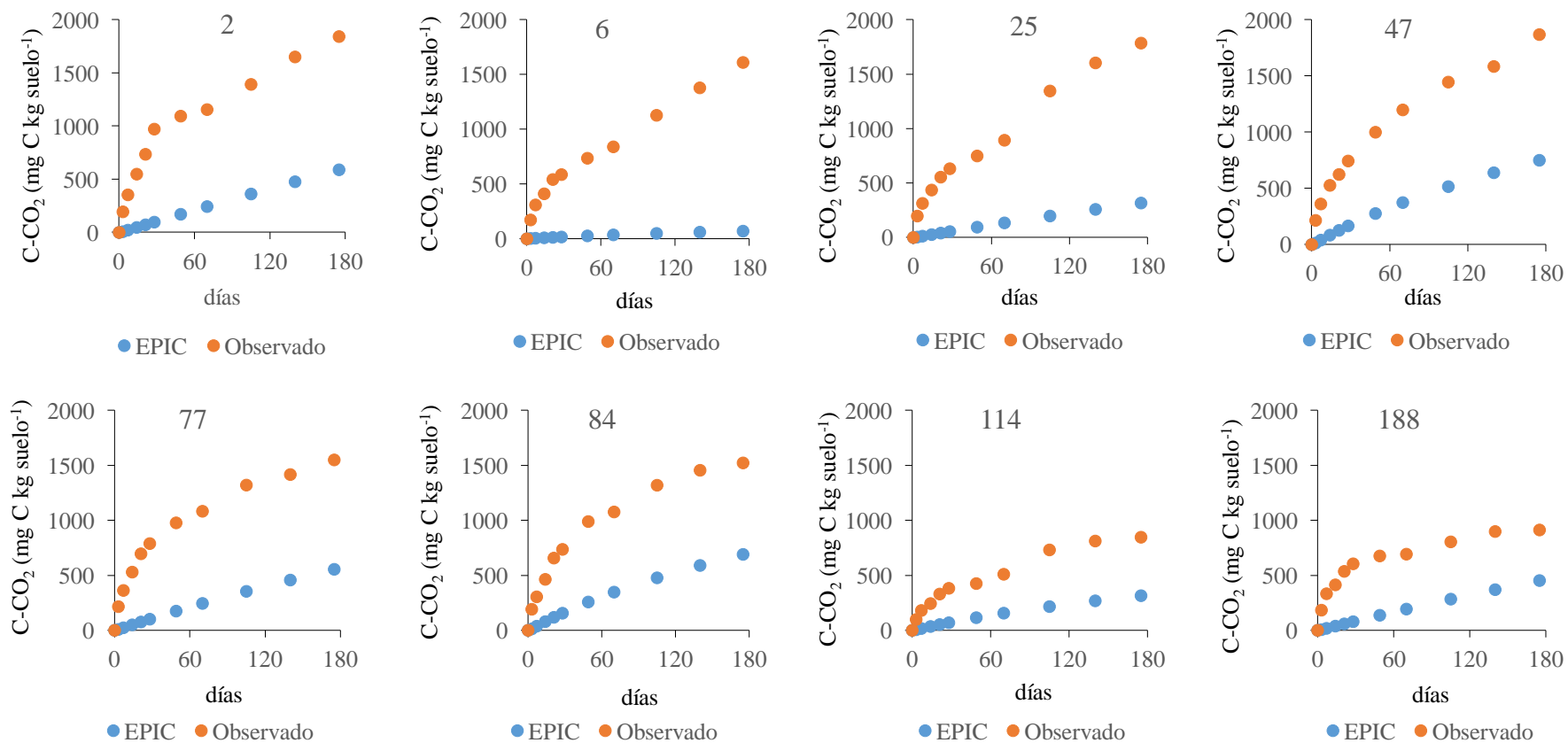


Fig. 5.1. Liberación acumulada de C-CO₂ de las incubaciones de los 15 suelos y C-CO₂ de la simulación realizada por el modelo EPIC.

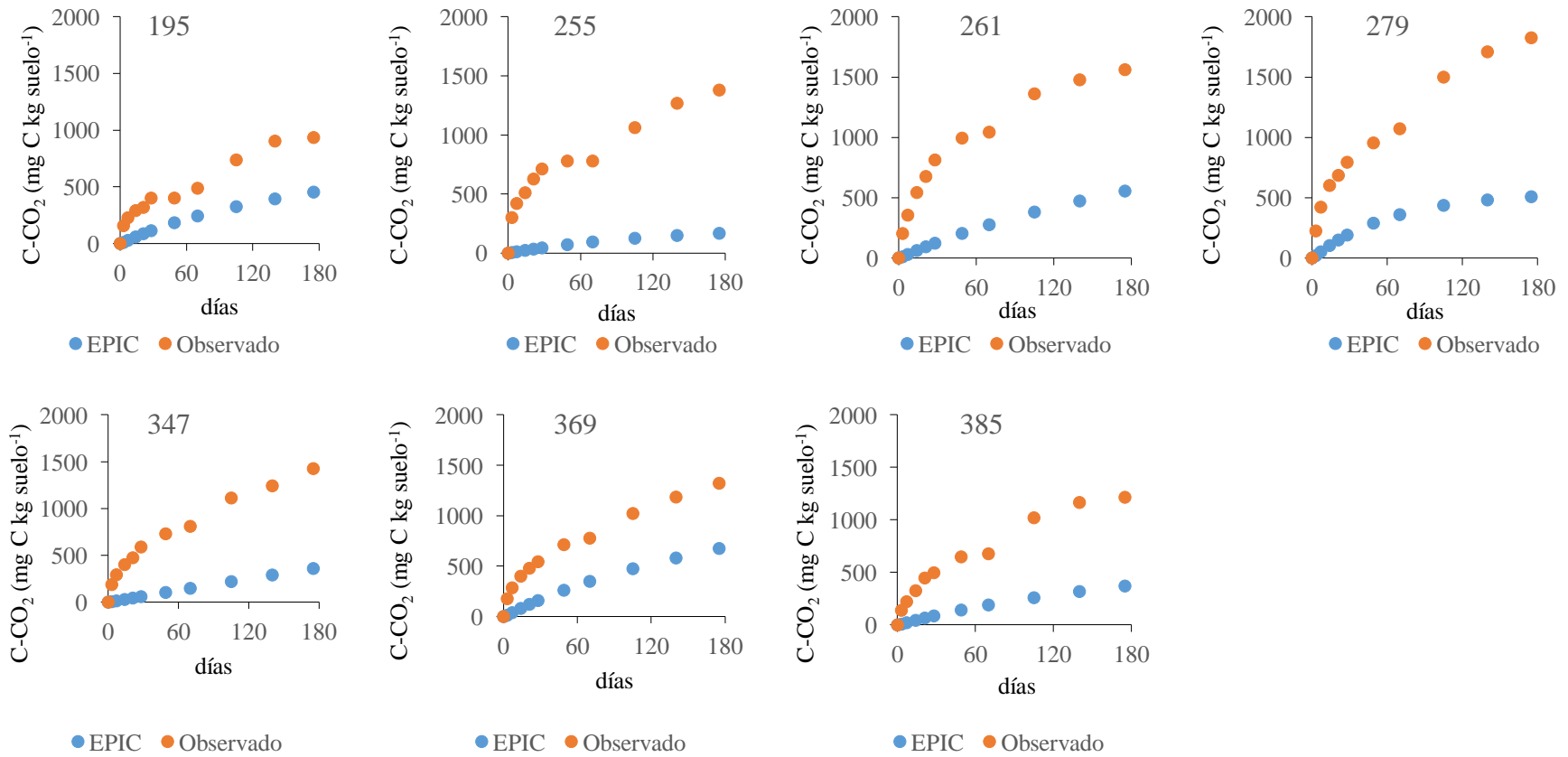


Fig. 5.1. (cont.). Liberación acumulada de C-CO₂ de las incubaciones de los 15 suelos y C-CO₂ de la simulación realizada por el modelo EPIC.

Por otra parte, se observó que la diferencia entre los valores de C-CO₂ observados y simulados decreció con el tiempo de incubación. Al incluir en el modelo solo los valores observados obtenidos a partir de los 7 días de incubación, la subestimación de EPIC fue menor, con los C-CO₂ observados en promedio fueron el doble al C-CO₂ simulado por EPIC. Al tercer día de incubación la subestimación del modelo fue máxima, el C-CO₂ de las incubaciones fue entre 10 y 60 veces inferior al simulado por EPIC

Se propuso una explicación para esta diferencia asociada a los primeros días desde el inicio del experimento. La mayor subestimación del EPIC ocurrió en los primeros días de incubación, por ello se asoció al compartimento activo del suelo. Esta subestimación puede explicarse en parte, debido a que el modelo EPIC no considera el pulso inicial de CO₂ que presentan los suelos al ser rehumedecidos, situación que no ocurre en condiciones de campo (Fierer y Shimel, 2003).

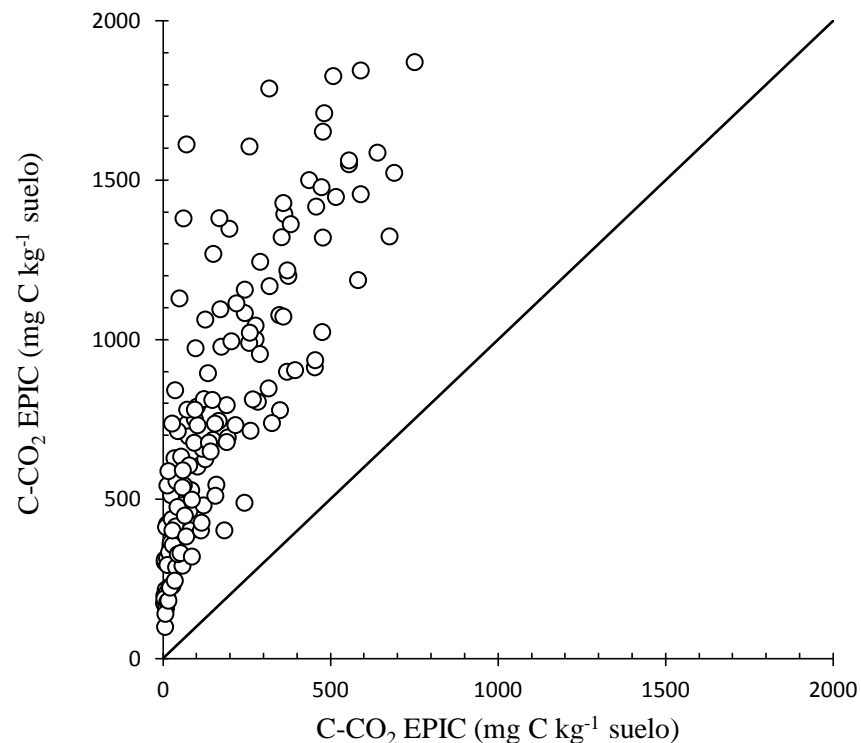


Fig. 5.2. Relación entre los valores acumulados de carbono mineralizado a 3, 7, 14, 21, 28, 49, 70, 105, 140 y 175 días, simulados con EPIC y observados en las incubaciones de suelos.

Tabla 5.1. Carbono mineralizado medido y simulado por EPIC, para un período de 175 días.

Suelos	C-CO ₂ a 175 días (mg C kg suelo ⁻¹)		
	Incubaciones	EPIC	Incub./EPIC
2	1844	590	3
6	1612	70	23
25	1787	317	6
47	1870	751	2
77	1550	555	3
84	1522	690	2
114	846	315	3
188	912	453	2
195	935	454	2
255	1380	168	8
261	1561	555	3
279	1826	508	4
347	1428	359	4
369	1323	676	2
385	1216	371	3

Simulación de la mineralización de C aportado por raíces al suelo

La simulación de los experimentos suelo+raíz se presenta en la Fig. 5.3 que muestra la cinética de liberación de C-CO₂ de raíces medido y simulado por EPIC. En este estudio se obtuvo subestimación en varios suelos pero también hubo casos de sobreestimación (6, 84, 255, 279). En promedio para todos los suelos, el C-CO₂ simulado por EPIC siguió la siguiente secuencia (por raíz): M_Z (2770 mg C kg suelo⁻¹) > S_J (2463 mg C kg suelo⁻¹) > S_A (2323 mg C kg suelo⁻¹) > S_P (2143 mg C kg suelo⁻¹) > S_B (1967 mg C kg suelo⁻¹). Este ranking de raíces fue diferente al observado en las incubaciones, que resultó: S_P (3848 mg C kg suelo⁻¹) > S_A (3760 mg C kg suelo⁻¹) > S_J (3129 mg C kg suelo⁻¹) > M_Z (3072 mg C kg suelo⁻¹).

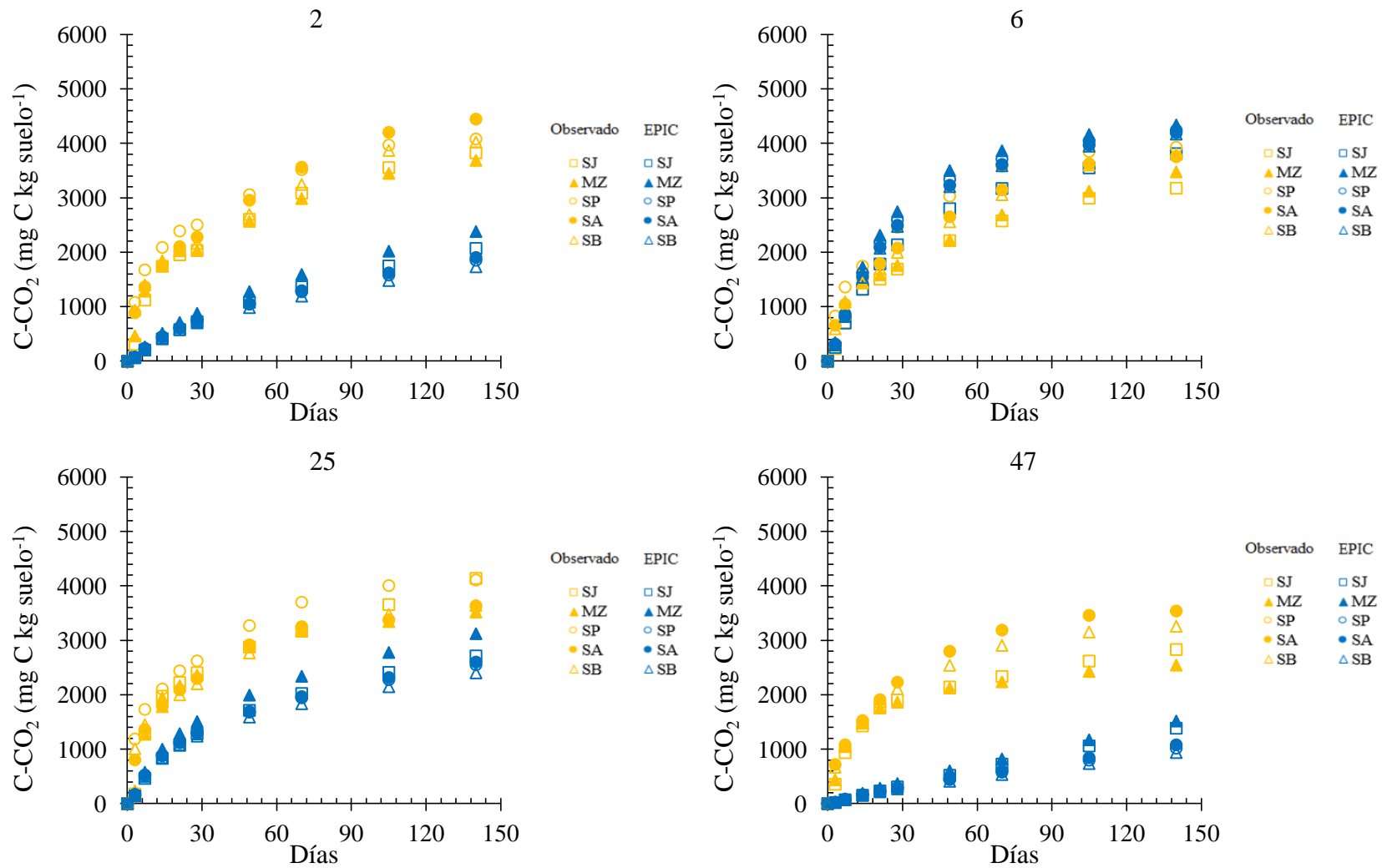


Fig. 5.3. Liberación de C-CO₂ de raíces de soja (S_J), maíz (M_Z), sorgo bicolor cultivar Pakari-INTA (S_P) y cultivar Biosilero-INTA (S_B), y sorgo de Alepo (S_A) en las incubaciones de suelo (Observado) y simulados por el modelo EPIC, para los quince suelos.

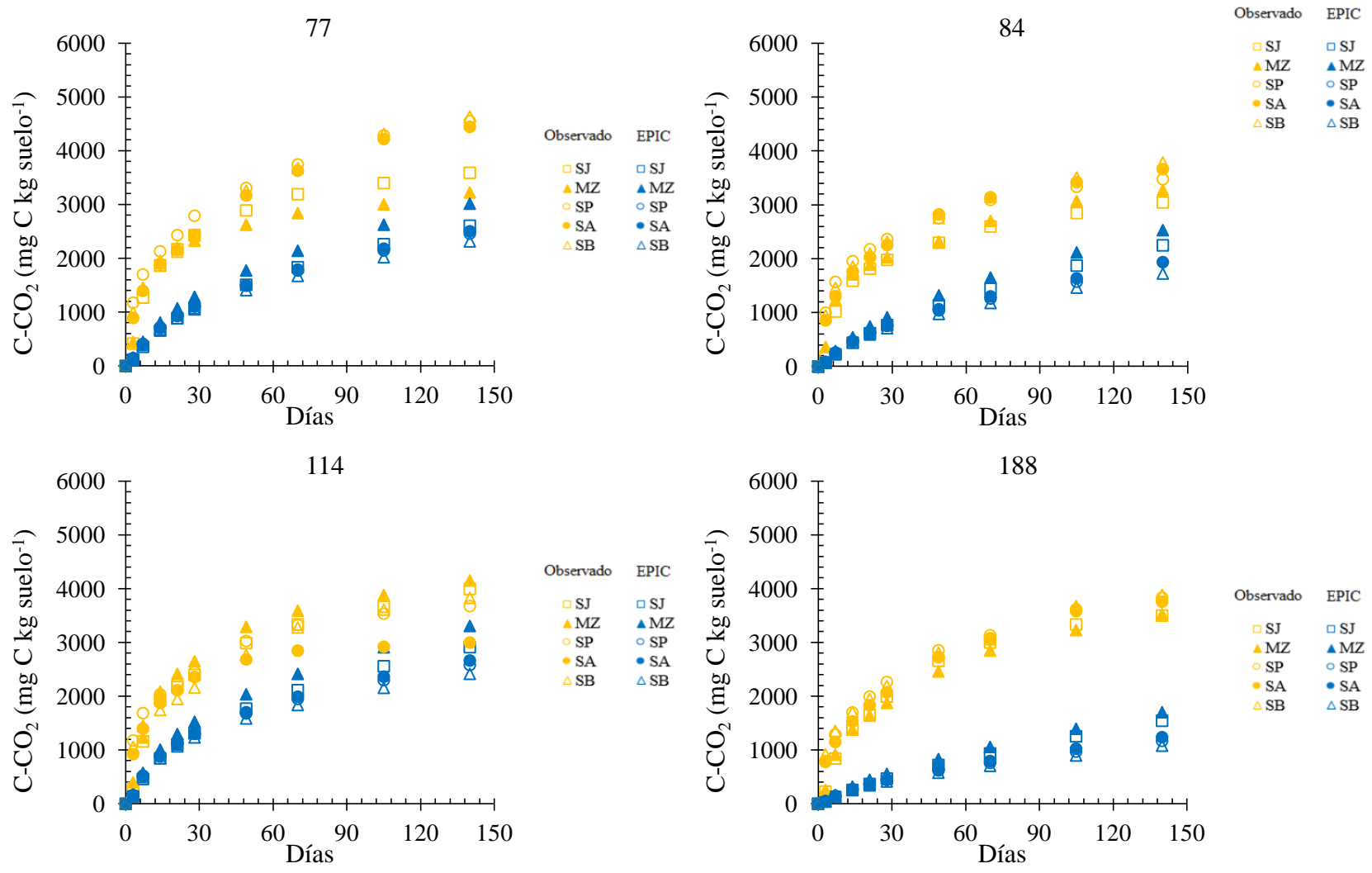


Fig. 5.3. (cont.). Liberación de C-CO₂ de raíces de soja (S_J), maíz (M_Z), sorgo bicolor cultivar Pakari-INTA (S_P) y cultivar Biosilero-INTA (S_B), y sorgo de Alepo (S_A) en las incubaciones de suelo (Observado) y simulados por el modelo EPIC, para los quince suelos.

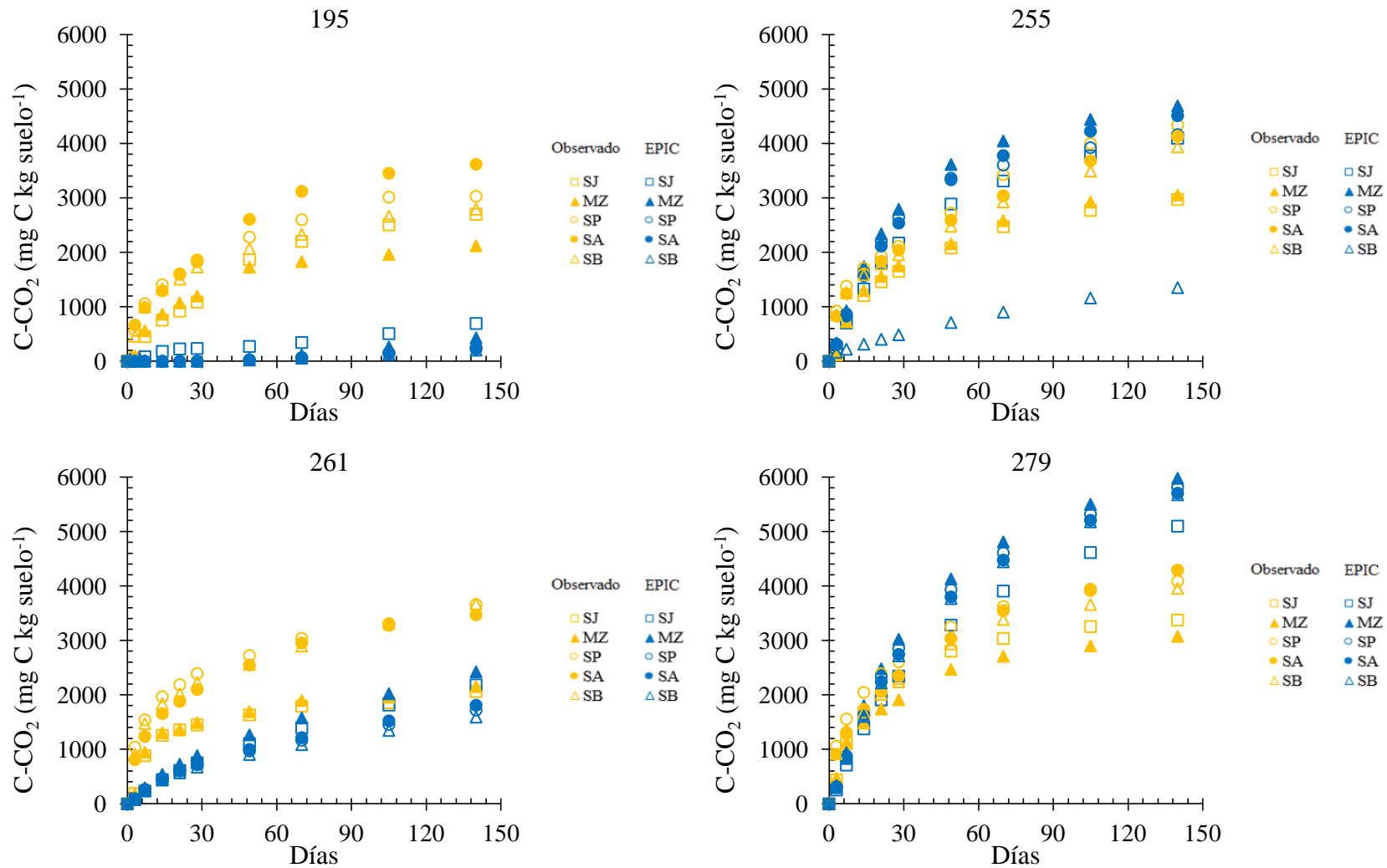


Fig. 5.3. (cont.). Liberación de C-CO₂ de raíces de soja (S_J), maíz (M_Z), sorgo bicolor cultivar Pakari-INTA (S_P) y cultivar Biosilero-INTA (S_B), y sorgo de Alepo (S_A) en las incubaciones de suelo (Observado) y simulados por el modelo EPIC, para los quince suelos.

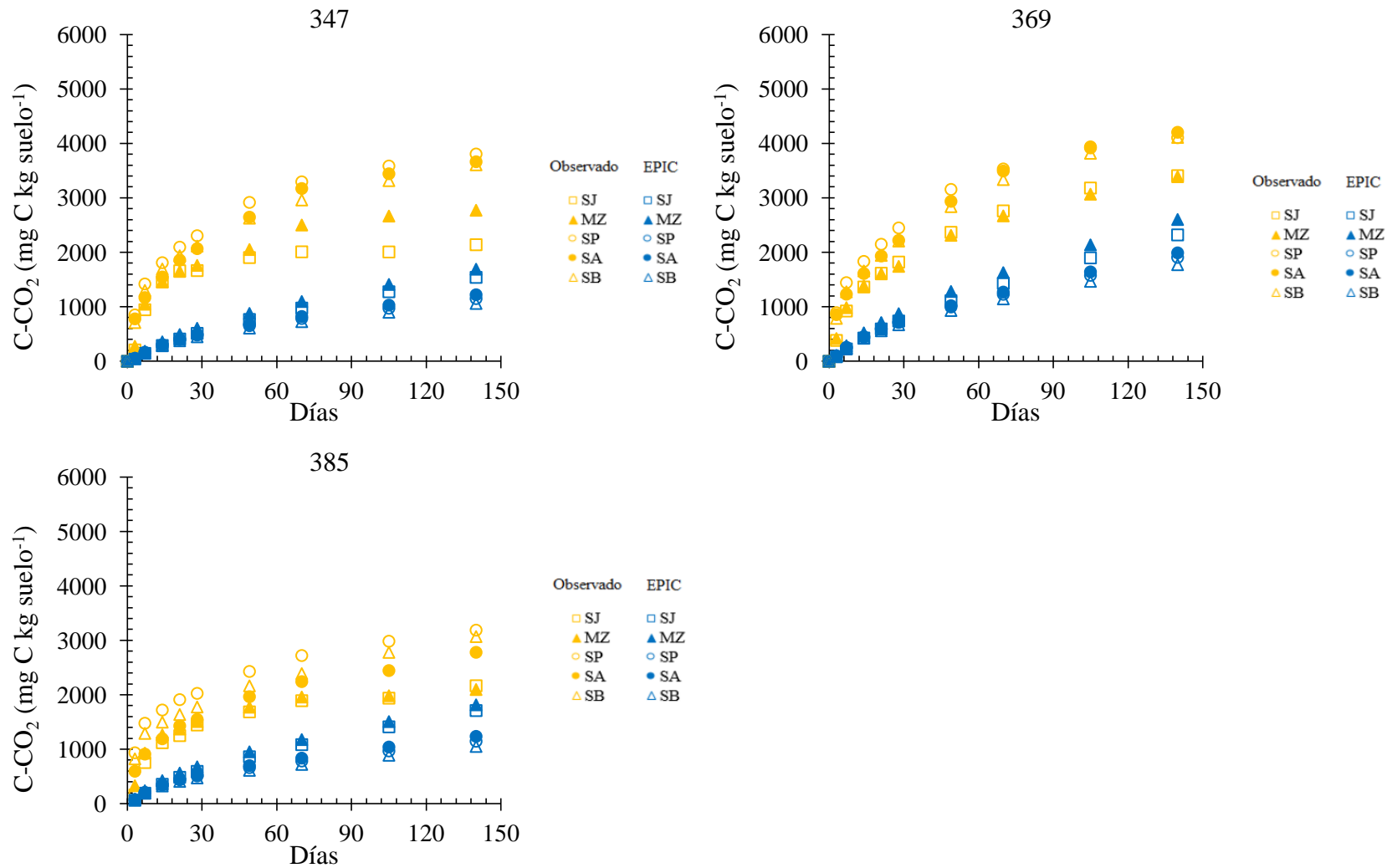


Fig. 5.3. (cont.). Liberación de C-CO₂ de raíces de soja (S_J), maíz (M_Z), sorgo bicolor cultivar Pakari-INTA (S_P) y cultivar Biosilero-INTA (S_B), y sorgo de Alepo (S_A) en las incubaciones de suelo (Observado) y simulados por el modelo EPIC, para los quince suelos.

Las diferencias pueden explicarse en parte a que EPIC considera solo al cociente Lignina/N de la raíz como indicador para particionar el residuo en sus componentes metabólico y estructural, y con ello determinar la velocidad potencial de descomposición del residuo (Izaurre *et al.*, 2006). Sin embargo, los resultados del capítulo 3 de esta tesis mostraron que la mineralización de las raíces, especialmente en los primeros días de incubación, fue dependiente de la concentración de compuestos solubles, mientras que no se correlacionó con el contenido de lignina de las raíces. Los resultados aquí encontrados sugieren que es necesario incorporar otras fracciones bioquímicas como la celulosa y la fracción soluble, para mejorar la predicción de la mineralización por parte de EPIC.

En la Fig. 5.4 se muestra la relación entre el C-CO₂ Observado y el C-CO₂ simulados por EPIC para los 5 tipos de raíces estudiadas. Las relaciones entre ambos conjuntos de parámetros para cada raíz indican que los atributos de suelo que incorpora EPIC fueron acertados dado que permitieron predecir cambios en la mineralización de una dada raíz entre suelos de propiedades contrastantes.

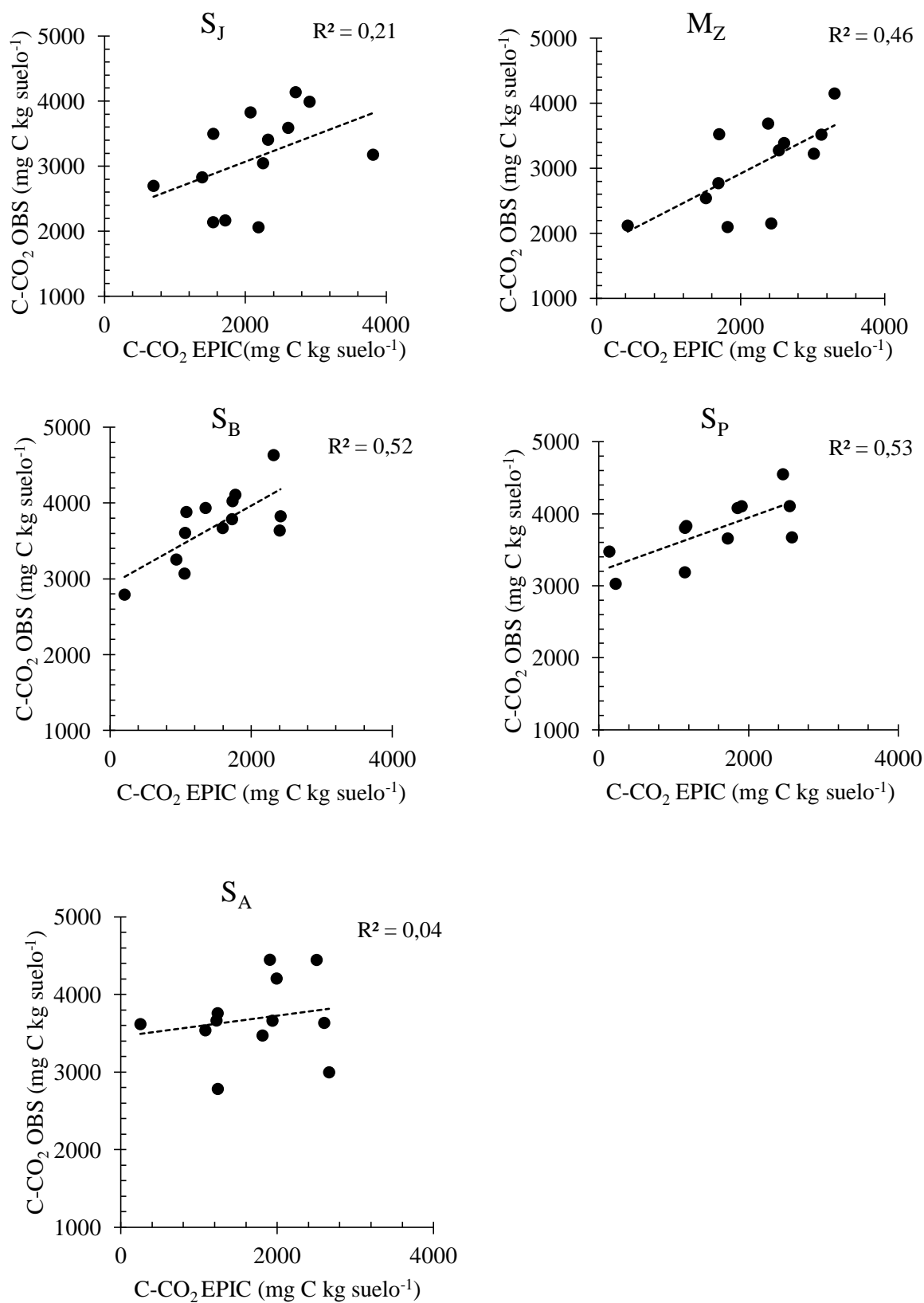


Fig. 5.4. C-CO₂ a 140 días de las raíces de SJ, MZ, SB, SP y SA simulados por el EPIC y observados en las incubaciones, para los suelos con C-CO₂ EPIC < 4000 mg C kg suelo⁻¹.

El cociente EPIC/INCUB por raíces fue en promedio mayor para MZ (0,89) y SJ (0,79) seguido de los tres tipos de sorgos: SA (0,61), SP (0,58) y SB (0,51), es decir hubo una mayor subestimación de las raíces de sorgos que las de soja y maíz. Este comportamiento es coherente con el análisis previo realizado para suelos. EPIC no modela adecuadamente la intensa actividad microbiana que puede desarrollarse en horas o pocos días, propio de la ocurrencia de compuestos lábiles de fácil mineralización. Este fue el caso de las tres raíces de sorgo, que al tener alto contenido de compuestos solubles mostraron un crecimiento acelerado en los primeros 7 días de la incubación.

En promedio y a modo de síntesis se puede decir que el carbono mineralizado simulado por EPIC fue el 68% del C mineralizado por las raíces. Por suelo, en promedio, EPIC/INCUB fue de 0,37 en el suelo con mayor subestimación (suelo 188) y 1,15 en el suelo con mayor sobreestimación (suelo 6). En promedio, EPIC/INCUB fue de 0,68 para todo el experimento. Se encontraron 3 suelos donde las simulaciones de EPIC fueron especialmente altas ($>4000 \text{ mg C kg suelo}^{-1}$). Los resultados obtenidos son preliminares y promisorios, sin duda requieren de mayores estudios para comprender las posibilidades que EPIC provee a este tipo de investigaciones.

CONCLUSIONES

La predicción de la mineralización del COT realizada por el modelo EPIC mostró mejor desempeño en periodos prolongados de mineralización, y pareciera que no es adecuado para describir incubaciones de corto plazo.

Para las raíces, el EPIC predijo un C-CO₂ final de la incubación en promedio de 50-60% para sorgos y 80-90% del mineralizado por soja y maíz. Este resultado, opuesto a lo que se obtuvo experimentalmente, nuevamente refuerza nuestra hipótesis que EPIC no reconoce la intensidad de los procesos microbianos de muy corto plazo. Los suelos con adición de sorgos, ricos en compuestos solubles, presentaron una respiración explosiva en los primeros días de incubación.

Finalmente, con las propiedades de suelo utilizadas, el modelo EPIC copio de manera satisfactoria las diferencias entre suelos para mineralizar una misma raíz.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, W. A. 1973. The effect of organic matter on the bulk and true densities of some uncultivated podzolic soils. *Journal of Soil Science* 24:10-17.
- Alvarez, R. 2001. Estimation of carbon losses by cultivation from soils of the Argentine Pampa using the Century model. *Soil Use and Management* 17:62-66.
- Alef, K. 1995. Estimation of soil respiration. In: Alef, K., Nannipieri, P. (Eds.). *Methods in applied Soil Microbiology and Biochemistry*. Academic Press, London, pp. 464-467.
- Apezteguía, H. P., Izaurralde, R. C., and Sereno, R. 2009. Simulation study of soil organic matter dynamics as affected by land use and agricultural practices in semiarid Córdoba, Argentina. *Soil and Tillage Research* 102:101-108.
- Bernardos, J. N., Viglizzo, E. F., Jouvét, V., Lértora, F. A., Pordomingo, A. J., and Cid, F. D. 2001. The use of EPIC model to study the agroecological change during 93 years of farming transformation in the Argentine pampas. *Agricultural Systems* 69: 215-234.
- Coleman, K., and Jenkinson, D. S. 1996. RothC-26.3-A Model for the turnover of carbon in soil. In *Evaluation of soil organic matter models*. Springer, Berlin, Heidelberg pp. 237-246.
- Deybe, D., and Flichman, G. 1991. A regional agricultural model using a plant growth simulation program as activities generator—an application to a region in Argentina. *Agricultural Systems* 37:369-385.
- Fierer, N. and Schimel, J. P. 2003. A proposed mechanism for the pulse in carbon dioxide production commonly observed following the rapid rewetting of a dry soil. *Soil Science Society of America Journal* 67:798-805.
- He, X., Izaurralde, R. C., Vanotti, M. B., Williams, J. R., and Thomson, A. M. 2006. Simulating long-term and residual effects of nitrogen fertilization on corn yields, soil carbon sequestration, and soil nitrogen dynamics. *Journal of environmental quality* 35:1608-1619.
- Izaurralde, R. C., Rosenberg, N. J. and Lal, R. 2001. Mitigation of climatic change by soil carbon sequestration: issues of science, monitoring, and degraded lands. *Advances in Agronomy* 70: 1-75.
- Izaurralde, R. C., Williams, J. R., McGill, W. B., Rosenberg, N. J. and Jakas, M. Q. 2006. Simulating soil C dynamics with EPIC: Model description and testing against long-term data. *Ecological Modelling* 192: 362-384.
- Klute, A. 1986. Water retention: laboratory methods. In: Klute A (Ed.). *Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical and Mineralogical Methods*, ASA and SSSA, Madison, pp 635-662.
- Manzoni, S. and Porporato, A. 2009. Soil carbon and nitrogen mineralization: theory and models across scales. *Soil Biology and Biochemistry* 41:1355-1379.

- Parton, W. J. 1996. The CENTURY model. In Evaluation of soil organic matter models. Springer, Berlin, Heidelberg. pp. 283-291.
- Parton, W. J. and Rasmussen, P. E. 1994. Long-term effects of crop management in wheat-fallow: II. CENTURY model simulations. *Soil Science Society of American Journal* 58:530-536.
- Paustian, K., Parton, W.J., and Persson, J. 1992. Modeling soil organic matter in organic-amended and nitrogen-fertilized long-term plots. *Soil Science Society of American Journal* 56:476-488.
- Piñeiro, G., Perelman, S., Guerschman, J.P. and Paruelo, J.M. 2008. How to evaluate models: observed vs. predicted or predicted vs. observed? *Ecological Modelling* 216: 316-322.
- Ringuelet, A., Bachmeier, O. A. 1998. Precisión del módulo de mineralización de nitrógeno del humus del modelo EPIC. *Ciencia del Suelo* 16: 88-93
- Schmidt, M. W., Torn, M. S., Abiven, S., Dittmar, T., Guggenberger, G., Janssens, I. A. and Nannipieri, P. 2011. Soil organic matter persistence as an ecosystem property. *Nature* 478:49-56.
- Shi-Hang, W., Xue-Zheng, S. H., Yong-Cun, Z. H., Weindorf, D. C., Dong-Sheng, Y. U., Sheng-Xiang, X. U. and Wei-Xia, S. U. 2011. Regional simulation of soil organic carbon dynamics for dry farmland in east China by coupling a 1: 500 000 soil database with the century model. *Pedosphere* 21:277-287.
- Sierra, C. A., Muller, M., and Trumbore, S. E. 2012. Models of soil organic matter decomposition: the SoilR package, version 1.0. *Geoscientific Model Development* 5:1045-1060.
- Smith, J., Smith, P. and Addiscott, T. 1996. Quantitative methods to evaluate and compare soil organic matter (SOM) models. In: Evaluation of soil organic matter models. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 181-199.
- Sparks, D. L. 1996. *Methods of Soil Analysis Part 3: Chemical Methods*. Soil Science Society of America and American Society of Agronomy, Madison, WI.
- Tan, G., and Shibasaki, R. 2003. Global estimation of crop productivity and the impacts of global warming by GIS and EPIC integration. *Ecological Modelling* 168: 357-370.
- Tornquist, C. G., Gassman, P. W., Mielniczuk, J., Giasson, E. and Campbell, T. 2009. Spatially explicit simulations of soil C dynamics in Southern Brazil: Integrating century and GIS with i_Century. *Geoderma* 150: 404-414.
- Willmott, C. J., Ackleson, S. G., Davis, R. E., Feddema, J. J., Klink, K. M., Legates, D. R., O'Connell, J. and Rowe, C. M., 1985. Statistics for the evaluation and comparison of models. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 90: 8995-9005.
- Williams, J. R. 1990. The erosion-productivity impact calculator (EPIC) model: a case history. *Philosophical Transactions: Biological Sciences* 329:421-428.
- Williams, J., Dagitz, S., Magre, M., Meinardus, A., Steglich, E. and Taylor, R. 2015. EPIC user's manual version 0810. Blackland Research and Extension Center, Temple, TX.

CONCLUSIONES GENERALES

El propósito principal de esta tesis fue estudiar la estabilización y mineralización de carbono de raíces en suelos con diferentes características edáficas. Para ello, en los capítulos subsecuentes se realizaron diferentes actividades para satisfacer los diferentes objetivos específicos propuestos. Así, en el Capítulo 2 se caracterizó la mineralización de la materia orgánica en 138 suelos representativos de la variabilidad edáfica de la provincia de Córdoba. En el Capítulo 3 se estudió la mineralización de C de raíces de soja, maíz y sorgos en 15 suelos con diferentes propiedades edáficas. En el capítulo 4 se evaluó la distribución del C de raíces aportado al suelo, considerando los procesos de estabilización y mineralización. Finalmente, en el capítulo 5 se evaluó la capacidad del modelo EPIC para simular la mineralización del C de suelos y raíces obtenidos en los experimentos correspondientes a los capítulos anteriores.

La mineralización de C a corto plazo presento una variación importante entre suelos y se pudo modelar de manera satisfactoria con un modelo exponencial simple. Las propiedades de suelo permitieron explicar hasta un 40% de la variabilidad de los parámetros de mineralización obtenidos. Entre ellas, las de mayor importancia fueron el nitrógeno total de los suelos, el fósforo extractable y el contenido de micronutrientes, que se relacionaron de manera positiva con la constante de mineralización de los suelos. Los resultados constituyen, a entendimiento del autor, la primer caracterización regional de los suelos de la región central Argentina (provincia de Córdoba) en cuanto a su potencialidad y velocidad de mineralización de C. Los mapas temáticos de C potencialmente mineralizable y tasa de mineralización pueden ser utilizados por técnicos y profesionales como un primer acercamiento a la capacidad de los suelos para mineralizar la MOS en el corto plazo.

Las incubaciones de laboratorio mostraron que bajo condiciones potenciales, los suelos pueden mineralizar una parte importante de su COT en el corto plazo, y esta es mayor (en porcentaje de la MOS) en suelos con mayor contenido de arenas y bajo nivel de MOS. Estos resultados implican que en zonas con este tipo de suelos, particularmente, debería tenerse en cuenta este hecho y realizar prácticas que contribuyan al ingreso y mantenimiento de MOS.

La calidad de la raíz, medida a través de su composición bioquímica, tuvo una gran influencia en la mineralización del C. Las raíces con mayor porcentaje de fracción soluble presentaron una mineralización mayor, mientras que las raíces de soja y maíz, con mayor contenido de compuestos estructurales, presentaron menor mineralización. La mineralización de las raíces fue influenciada por las características de los suelos, principalmente el N total y la interacción entre la composición de las raíces y el pH de los suelos. En los suelos de pH bajo raíces con más contenido celulósico fueron preferentemente mineralizadas. El aporte realizado permite avanzar en la comprensión de los factores que dirigen preferencialmente la mineralización en de C raíces en condiciones de laboratorio, para los principales cultivos y suelos de la región central de Argentina. Los datos aquí presentados permitieron diferenciar a las raíces en en cuanto a su mineralización basándose en su composición bioquímica y en algunas propiedades de los suelos, pudiendo aplicarse, con sus limitaciones, a la mineralización de raíces de cultivos en suelos de la región.

A través del fraccionamiento físico y químico de los suelos, se pudo demostrar que la calidad de la raíz, definida por su composición bioquímica, y las características de los suelos, tienen un efecto significativo en la distribución del C de raíz que ingresa al suelo. Raíces con más celulosa y menor contenido de solubles adicionadas al suelo resultaron en suelos más enriquecidos tanto en la fracción de materia orgánica particulada ($C_f > 53\mu m$), como en C de sustancias húmicas. Las raíces de sorgos, por su parte, aportaron menos a la fracciones particulada y estable, y fueron mineralizadas con preferencia en la mayoría de los suelos. Si bien estos conceptos ya son utilizados en cuanto a residuos de cosecha, en raíces la información es más limitada.

Las simulaciones realizadas con el EPIC para describir el proceso de mineralización de C de suelo y de raíz mostraron que el modelo es de utilidad, con resultados promisorios, que necesitan futuros ajustes. El EPIC siguió la cinética de mineralización de C, pero subestimó el carbono mineralizado, tanto en el C de la MOS de los suelos como en la mineralización del C de las raíces. La subestimación fue mucho mayor en la primera etapa de la incubación. El modelo no fue capaz de describir las diferencias de mineralización entre raíces de manera adecuada, indicando que es necesario introducir otras fracciones, como la celulosa y la fracción soluble, para predecir la mineralización de raíces. Estos resultados son coherentes con el capítulo 3, donde mostró que la mineralización de raíces se asoció positivamente al contenido de solubles y de forma negativa a la celulosa. Se sugiere que podrían incorporarse algunas de estas fracciones bioquímicas para mejorar la predicción del modelo, lo que podría constituir un trabajo próximo. El modelo fue satisfactorio para predecir la mayor o menor habilidad de cada suelo en mineralizar una raíz. La principal implicancia es que puede utilizarse el modelo EPIC para predecir la mineralización de las raíces en diferentes suelos.

Futuras líneas de investigación

A partir del trabajo realizado, surgieron nuevos interrogantes, como también los resultados obtenidos nos llevan a plantear futuras actividades:

- Relacionar las tasas de mineralización de los suelos en condiciones de laboratorio con condiciones de campo.
- Profundizar el estudio de los componentes de las raíces. En la estabilización del C de raíz en el suelo, utilizando materiales marcados para una cuantificación fina.
- Realizar calibraciones del modelo EPIC para obtener parámetros ajustados a las condiciones de laboratorio, y su relación con la descomposición en condiciones de campo, a través de experimentos acoplados.

PRODUCCIÓN DERIVADA DEL TRABAJO DE TESIS

Publicaciones científicas

- Koritschoner, J.J., Rampoldi, E.A., Hang, S., Kuzyakov, J. 2019. Decomposition of soybean, maize and sorghum roots depending different soil and root properties (enviado a Archives of Soil Science).
- Koritschoner, J. J., Gianni Kurina F., Rampoldi E. A., Hang, S. Cinética de mineralización de C en suelos, desempeño y selección de diferentes modelos matemáticos (en preparación).
- Koritschoner, J.J., Rampoldi E.A. and Hang, S. 2019. Cambios en las características físicas y químicas de un suelo después de la incorporación de compost de distinto origen. *Agriscientia*. 36:16-23.

Presentaciones a congresos

- Koritschoner, J. J., Gianni Kurina, F., Rampoldi, E. A. and Hang, S. 2019. Regional characterization of soil microbial respiration. Congreso internacional de cambio climático (CCC) y tercer encuentro interdisciplinario de investigadores en problemáticas ambientales (EIDIPA) de la Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina.
- Koritschoner, J. J., Rampoldi, E. A., Hang, S. and Kuzyakov J. 2018. Root composition and soil properties determine CO₂ efflux from root residue mineralization. 21 World Congress of Soil Science, Rio de Janeiro, Brasil.
- Koritschoner, J. J., Rampoldi, E. A. and Hang, S. 2017. Composición química y fracciones bioquímicas de raíces. VII Jornadas Integradas de Investigación, Extensión y Enseñanza de la Facultad de Ciencias Agropecuarias, Córdoba, Argentina.
- Koritschoner, J. J., Aoki A., Becerra, M.A. and Hang, S. 2016. Efecto de la incorporación de diferentes compost sobre propiedades del horizonte superficial de un Haplustol. XXV Congreso Argentino de Ciencia del Suelo, Río Cuarto, Argentina.
- Koritschoner, J. J., Giannini Kurina, F. and Hang, S. 2015. Uso de geoestadística y atributos edáficos para caracterizar el comportamiento de agroquímicos en suelos de Córdoba. VI Jornadas Integradas de Investigación y Extensión de la FCA-UNC. Córdoba, Argentina.
- Koritschoner, J. J., Miranda, J. and Becerra, M. A. 2014. Efecto del uso y manejo del suelo sobre algunas propiedades edáficas en ambientes frágiles del este de San Luis. XXII Jornadas jóvenes investigadores AUGM, Valparaíso, Chile.

ANEXOS

ANEXO 1

PROPIEDADES DE LOS SUELOS Y CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS Y TOPOGRÁFICAS DE LOS SITIOS UTILIZADOS EN EL CAPÍTULO 2

Tabla 1. Propiedades de los suelos y características climáticas y topográficas de los sitios.

ID Suelo	Propiedades de suelo															Características de los sitios			
	COT (g kg ⁻¹)	Nt (%)	C:N	CE (dS m ⁻¹)	CIC (cmol kg ⁻¹)	pH	Arena	Limo (%)	Arcilla	Ca (cmol kg ⁻¹)	P	K	Fe (mg kg ⁻¹)	Cu	Zn	Altitud (m)	Pend. (%)	TMA (°C)	PMA (mm)
4	17,4	0,15	11,6	0,05	18,0	6,1	9	63	29	10,1	73	538	159	2,7	1,5	95	2,3	17,2	916
6	17,3	0,14	12,4	0,03	17,6	7,4	14	61	25	10,1	29	530	155	2,1	1,5	109	0,0	17,2	939
7	16,1	0,17	9,5	0,15	29,0	6,7	1	65	34	14,2	89	936	156	2,0	0,9	97	0,6	18,5	913
9	12,9	0,14	9,2	0,14	18,2	6,0	1	69	30	9,7	37	706	135	2,4	0,7	102	1,3	18,5	912
11	27,0	0,27	10,0	0,26	29,4	6,0	8	59	33	12,8	87	909	167	3,1	3,6	114	0,6	17,9	914
12	13,2	0,15	8,8	0,14	24,8	6,0	6	69	26	8,2	91	874	134	2,6	1,5	109	0,6	17,9	907
15	15,1	0,14	10,8	0,09	16,9	6,7	14	61	24	10,8	17	694	73	2,3	1,0	113	0,7	17,2	901
19	23,8	0,19	12,5	0,43	28,5	6,8	6	63	31	10,7	168	780	86	2,5	2,7	106	1,3	18,5	891
23	11,0	0,12	9,1	0,59	13,6	6,1	23	56	21	8,8	121	558	216	2,1	3,7	106	0,0	17,6	893
25	12,7	0,16	7,9	0,7	22,1	6,3	9	68	23	8,4	49	897	208	3,2	1,4	108	1,7	17,6	891
27	23,1	0,18	12,8	0,09	17,2	6,1	11	66	24	9,5	93	901	142	2,8	2,8	113	0,6	17,2	886
28	22,1	0,15	14,7	0,06	18,0	6,7	11	65	24	11,0	61	835	219	3,3	2,7	117	0,0	17,2	882
29	17,1	0,15	11,4	0,2	14,5	6,0	22	60	19	9,0	65	807	106	5,9	2,2	109	0,0	17,2	886
34	15,8	0,14	11,3	0,14	14,1	5,5	41	40	19	8,7	19	780	141	1,5	1,2	124	2,3	16,5	922
40	7,4	0,12	6,2	0,11	14,4	6,6	28	53	19	7,9	27	819	192	2,2	0,6	123	0,6	17,6	868
43	16,1	0,13	12,3	0,09	15,0	6,2	27	52	21	9,0	92	675	133	2,3	2,6	124	0,0	17,2	870
44	10,0	0,14	7,2	0,07	13,6	6,6	36	47	17	7,0	42	725	130	2,5	2,4	121	1,7	16,7	870
50	13,0	0,12	10,8	0,08	12,5	5,7	64	20	16	8,3	35	683	190	0,3	0,4	125	0,0	16,7	897
54	12,7	0,14	9,1	0,3	25,6	6,7	11	61	28	12,0	123	1092	121	0,7	1,4	89	0,6	18,5	849
59	6,7	0,1	6,7	0,13	21,6	7,5	23	52	25	12,0	29	663	124	1,3	0,2	142	0,9	17,6	856
62	22,4	0,15	14,9	0,38	18,4	6,2	3	64	34	6,6	34	1287	274	2,6	1,4	138	1,2	17,2	857
63	14,5	0,14	10,3	0,07	17,0	6,7	19	58	23	6,8	28	897	187	1,2	1,8	138	1,8	16,7	859
64	14,0	0,15	9,4	0,09	16,4	6,3	23	54	23	9,8	95	975	166	0,9	2,2	133	0,6	16,7	863
65	14,0	0,13	10,8	0,07	15,2	6,5	29	55	17	8,8	87	897	134	0,7	2,1	131	0,9	16,7	866
67	12,1	0,14	8,6	0,04	14,8	6,6	35	44	21	7,2	25	819	217	0,8	0,9	112	0,3	16,7	879
68	8,6	0,12	7,2	0,12	13,9	6,8	57	29	15	6,8	83	936	182	0,2	3,3	119	0,0	16,7	881

Tabla 1. (cont.). Propiedades de los suelos y características climáticas y topográficas de los sitios.

ID Suelo	Propiedades de suelo														Características de los sitios				
	COT (g kg ⁻¹)	Nt (%)	C:N	CE (dS m ⁻¹)	CIC (cmol kg ⁻¹)	pH	Arena	Limo (%)	Arcilla	Ca (cmol kg ⁻¹)	P	K	Fe	Cu	Zn	Altitud (m)	Pendiente (%)	TMA (°C)	PMA (mm)
69	8,3	0,13	6,4	0,1	12,3	7,2	60	25	14	6,5	60	819	122	0,0	2,1	127	0,0	16,7	889
70	21,4	0,22	9,7	0,18	12,7	6,7	68	19	13	5,6	88	1092	227	0,5	4,7	129	1,1	16,7	881
76	13,3	0,15	8,9	4,56	19,1	6,2	18	70	12	18,7	105	1014	74	1,8	3,4	86	0,6	18,5	831
78	13,4	0,13	10,3	0,09	19,9	7,4	14	61	25	8,6	84	1053	159	1,2	1,2	122	0,8	18,1	835
83	13,3	0,12	11,1	0,16	16,3	7,0	12	88	0	7,3	36	936	191	0,5	0,3	164	0,6	17,6	840
84	18,0	0,16	11,3	0,18	16,4	6,9	18	62	20	9,3	70	858	203	1,2	1,6	185	0,0	17,2	831
86	18,0	0,18	10,0	0,09	22,1	6,2	6	57	37	12,7	68	1014	248	3,7	3,8	158	1,9	16,9	848
89	13,3	0,14	9,5	0,24	15,6	5,6	37	45	19	8,4	34	780	200	0,4	0,9	132	0,6	16,9	861
93	12,6	0,12	10,5	0,13	12,9	5,7	64	19	18	6,8	13	655	161	1,0	0,0	131	0,0	16,9	865
95	10,2	0,1	10,2	0,94	13,9	7,6	47	36	17	9,5	25	546	304	0,7	2,7	128	0,8	16,7	870
96	14,3	0,15	9,5	0,38	14,7	7,3	52	31	18	9,7	35	819	154	1,4	0,7	122	1,0	16,7	870
98	20,2	0,13	15,5	17,85	20,6	6,5	29	58	13	60,4	32	858	45	0,7	1,1	80	0,8	19,2	782
99	19,4	0,21	9,2	3,52	20,1	7,2	32	47	21	18,7	130	1092	13	2,0	1,7	80	0,0	18,8	792
101	11,2	0,11	10,2	0,3	6,4	6,8	63	25	12	4,1	58	585	28	1,8	0,0	90	1,4	18,5	821
102	15,4	0,15	10,3	0,26	14,4	7,4	16	55	29	11,5	83	1248	106	2,3	1,5	114	0,9	18,5	819
103	11,1	0,12	9,3	0,17	20,9	7,0	16	60	25	12,0	56	842	90	1,7	0,2	151	1,3	18,1	821
106	14,3	0,12	11,9	0,19	11,2	6,9	15	61	24	10,6	54	897	93	1,9	0,3	190	0,6	17,6	823
108	21,9	0,18	12,2	0,34	16,8	6,6	19	52	29	12,0	48	683	163	3,5	4,6	198	1,4	17,2	824
109	9,4	0,11	8,5	0,55	16,0	7,8	14	62	25	8,7	37	1053	155	0,8	1,6	195	2,6	17,2	828
113	14,3	0,14	10,2	0,1	15,6	6,9	30	51	19	6,9	28	936	114	1,1	0,2	162	0,0	16,9	843
123	13,8	0,16	8,6	0,26	33,0	6,3	12	59	29	15,0	156	1092	93	2,9	1,9	183	0,6	18,1	769
124	20,3	0,25	8,1	0,24	24,6	6,6	17	57	26	19,1	50	780	58	1,3	1,6	128	1,4	18,3	785
125	6,6	0,07	9,4	0,12	13,8	7,1	52	31	16	9,3	51	702	43	0,1	0,4	116	0,9	18,3	791
126	17,4	0,19	9,2	8,22	35,8	7,3	19	53	28	25,1	30	936	71	0,7	1,0	80	0,0	18,5	800
133	13,3	0,13	10,2	0,16	20,3	6,8	14	63	23	9,8	54	1084	112	2,9	0,0	235	1,8	17,6	800
135	10,4	0,09	11,6	0,1	13,8	7,4	38	49	13	8,9	78	1053	68	0,6	0,0	239	10,7	17,2	814
138	17,7	0,15	11,8	0,85	17,0	7,2	45	40	15	15,4	20	1872	42	2,8	4,4	198	1,4	16,9	830

Tabla 1. (cont.). Propiedades de los suelos y características climáticas y topográficas de los sitios.

ID Suelo	Propiedades de suelo														Características de los sitios				
	COT (g kg ⁻¹)	Nt (%)	C:N	CE (dS m ⁻¹)	CIC (cmol kg ⁻¹)	pH	Arena	Limo (%)	Arcilla	Ca (cmol kg ⁻¹)	P	K	Fe	Cu	Zn	Altitud (m)	Pendiente (%)	TMA (°C)	PMA (mm)
140	11,4	0,13	8,8	0,35	10,3	6,7	46	37	17	6,9	19	819	128	0,1	0,0	166	0,0	16,9	843
142	13,4	0,11	12,2	0,1	12,4	5,7	60	40	0	5,5	36	768	179	0,6	1,1	150	0,6	16,9	845
143	11,3	0,12	9,4	0,12	10,7	5,5	68	23	9	6,2	29	694	178	0,6	0,5	139	1,7	16,9	843
148	11,6	0,12	9,7	0,08	10,0	5,5	53	28	18	6,4	18	597	115	0,6	0,8	140	0,0	16,7	830
155	13,5	0,15	9,0	0,24	20,2	6,8	15	60	25	9,8	85	858	83	3,0	1,6	255	1,3	18,3	770
160	15,4	0,15	10,3	0,09	24,9	7,0	13	62	25	13,0	47	897	64	1,4	0,3	249	0,8	18,1	802
163	14,8	0,13	11,4	0,31	20,0	6,6	23	53	23	9,4	33	913	108	1,1	0,3	276	0,6	17,6	782
169	6,7	0,09	7,5	0,1	8,7	6,0	95	0	5	7,3	12	651	109	1,0	0,0	209	0,0	17,2	830
173	8,4	0,09	9,3	0,12	7,5	5,5	72	20	8	6,3	24	573	98	0,1	0,5	162	0,0	16,9	829
174	8,5	0,08	10,6	0,19	8,6	6,4	60	30	10	4,6	9	566	108	0,3	0,0	149	0,4	16,9	823
175	9,5	0,09	10,5	0,13	10,7	5,6	73	12	15	4,7	8	640	99	0,7	0,0	146	0,4	16,9	827
177	9,9	0,07	14,2	5,29	11,1	7,7	49	35	16	7,5	110	624	208	3,0	0,0	147	1,4	16,9	817
179	10,9	0,1	10,9	0,13	9,5	6,8	65	21	15	8,4	54	624	166	1,7	0,5	136	1,6	16,7	808
183	18,3	0,21	8,7	0,31	25,2	6,8	29	44	27	15,0	47	507	57	1,1	1,5	534	9,5	18,1	735
184	24,2	0,2	12,1	0,31	26,7	6,9	15	58	27	16,9	72	858	66	1,1	1,3	447	1,4	18,3	743
189	24,6	0,22	11,2	0,17	28,2	6,9	11	58	31	16,5	59	897	96	1,5	1,5	397	0,6	16,7	802
193	16,0	0,11	14,5	0,09	17,8	6,9	17	59	24	7,7	28	819	77	1,2	0,2	318	0,9	17,6	768
196	13,8	0,1	13,8	0,13	11,5	6,7	35	47	18	9,9	11	585	79	2,2	0,0	306	1,2	17,2	794
202	11,8	0,1	11,8	0,09	11,9	5,3	69	20	11	5,6	33	601	115	0,2	0,0	242	2,0	17,2	830
205	11,0	0,11	10,0	0,3	13,5	6,3	55	29	16	9,6	122	663	289	1,6	1,1	173	0,6	16,9	803
208	7,3	0,11	6,7	0,11	12,6	6,2	66	18	16	11,6	18	585	242	1,5	0,8	149	0,6	16,9	800
209	6,5	0,09	7,2	0,09	11,2	6,4	73	15	12	9,0	34	624	228	1,0	0,0	146	0,9	16,7	792
213	26,5	0,27	9,8	0,18	19,2	7,3	40	36	24	20,6	6	390	94	2,2	0,8	698	5,2	17,2	721
217	25,9	0,3	8,6	0,29	22,3	6,1	24	49	27	13,9	3	741	124	1,8	2,1	560	2,0	15,8	770
220	10,2	0,1	10,2	0,15	18,0	7,3	18	59	23	14,3	34	819	72	2,3	1,1	424	1,4	16,7	809
221	15,7	0,16	9,8	0,07	20,9	6,4	14	59	27	13,1	34	819	73	1,8	0,9	375	1,4	16,7	797
223	11,3	0,11	10,3	0,09	22,6	6,9	19	60	21	17,6	53	1006	63	1,9	0,2	406	0,0	17,2	764

Tabla 1. (cont.). Propiedades de los suelos y características climáticas y topográficas de los sitios.

ID Suelo	Propiedades de suelo														Características de los sitios				
	COT (g kg ⁻¹)	Nt (%)	C:N	CE (dS m ⁻¹)	CIC (cmol kg ⁻¹)	pH	Arena	Limo (%)	Arcilla	Ca (cmol kg ⁻¹)	P	K	Fe (mg kg ⁻¹)	Cu	Zn	Altitud (m)	Pendiente (%)	TMA (°C)	PMA (mm)
225	8,7	0,07	12,5	0,18	12,5	7,0	54	31	15	7,6	11	546	91	0,9	0,4	371	3,1	16,7	772
226	11,2	0,1	11,2	0,13	13,5	6,0	36	47	17	11,0	22	671	94	1,6	0,0	421	0,9	16,7	778
228	6,7	0,07	9,6	0,07	8,9	6,2	86	10	4	5,9	18	530	90	0,7	0,0	393	1,8	16,7	810
229	7,5	0,08	9,4	0,07	13,1	5,9	70	21	10	5,6	10	507	84	0,4	0,0	330	3,2	16,7	817
230	8,4	0,07	12,0	0,06	9,5	5,8	70	19	11	5,0	15	597	105	0,0	0,0	319	0,0	16,7	823
233	13,9	0,1	13,9	0,11	12,9	6,5	60	25	15	7,7	9	702	109	2,3	1,7	282	0,0	16,9	813
234	10,7	0,1	10,7	0,08	13,3	6,3	58	26	16	6,1	11	858	200	1,5	0,9	225	0,0	16,9	799
238	8,8	0,11	8,0	10,52	12,1	6,4	66	20	15	8,2	33	741	198	1,0	0,8	173	0,0	16,9	784
239	4,8	0,07	6,8	13,17	9,6	6,5	72	19	9	5,5	81	624	112	0,4	0,0	160	0,9	16,7	775
240	5,8	0,07	8,3	11,76	10,3	6,6	65	23	12	6,3	27	702	102	0,6	0,0	151	0,0	16,7	779
242	14,8	0,13	11,4	0,55	22,0	6,9	22	52	27	18,2	28	741	59	1,4	0,2	235	0,6	19,0	662
243	26,5	0,27	9,8	0,18	19,2	7,3	40	36	24	20,6	6	390	94	2,2	0,8	831	0,0	17,2	705
245	21,1	0,18	11,7	0,39	22,1	7,0	42	35	23	17,6	142	702	16	1,7	0,9	941	41,3	17,2	719
246	15,7	0,16	9,8	0,15	20,9	6,8	25	49	26	18,2	21	702	40	1,7	0,0	719	1,9	15,8	737
251	17,0	0,17	10,0	0,17	20,8	6,9	10	61	30	13,1	47	975	80	2,6	1,5	497	0,6	16,7	785
252	18,6	0,17	10,9	0,12	22,9	7,0	5	67	27	15,7	66	975	113	1,7	1,1	471	1,3	17,2	768
253	18,7	0,14	13,3	0,13	21,1	7,1	19	55	26	14,9	22	819	64	2,2	0,2	451	1,3	17,2	755
257	13,1	0,11	11,9	0,1	13,9	7,4	52	36	12	12,5	12	585	65	1,0	0,0	651	5,7	16,7	775
258	9,7	0,09	10,7	0,12	11,1	7,4	68	23	9	7,4	43	624	57	0,4	0,0	525	1,4	16,7	791
260	25,0	0,24	10,4	0,21	22,5	6,5	31	42	28	16,1	69	1131	96	1,9	4,7	419	2,3	16,9	814
263	9,4	0,1	9,4	0,13	10,1	6,5	76	15	9	3,8	80	624	168	0,6	2,6	268	0,9	16,9	798
264	11,1	0,09	12,3	0,14	10,7	6,3	76	12	12	8,7	161	702	127	0,5	1,3	236	1,4	16,9	782
265	8,5	0,1	8,5	0,1	8,3	6,2	68	19	13	7,3	41	663	152	1,0	0,6	217	0,9	16,9	778
266	9,8	0,08	12,2	0,11	11,8	6,0	71	16	13	7,6	37	507	181	1,1	0,6	201	0,6	16,9	778
268	9,0	0,09	10,0	0,13	10,2	6,7	86	11	3	5,7	36	936	184	1,5	0,3	191	0,6	16,7	759
269	8,3	0,07	11,8	0,12	9,7	6,8	74	18	8	5,6	35	780	102	1,4	0,0	186	0,6	16,7	758
271	2,8	0,05	5,6	27,1	12,7	7,2	11	44	45	44,9	24	351	48	1,7	0,3	130	1,2	20,6	626

Tabla 1. (cont.). Propiedades de los suelos y características climáticas y topográficas de los sitios.

ID Suelo	Propiedades de suelo															Características de los sitios			
	COT (g kg ⁻¹)	Nt (%)	C:N	CE (dS m ⁻¹)	CIC (cmol kg ⁻¹)	pH	Arena	Limo (%)	Arcilla	Ca (cmol kg ⁻¹)	P	K	Fe	Cu	Zn	Altitud (m)	Pendiente (%)	TMA (°C)	PMA (mm)
272	8,9	0,11	8,1	0,27	11,0	6,7	59	31	10	9,5	68	546	45	1,6	1,1	158	1,4	20,6	645
273	20,8	0,25	8,3	0,18	16,4	7,6	54	29	17	16,1	12	351	41	2,1	0,1	359	4,4	19,0	662
278	31,9	0,35	9,1	0,17	21,5	7,5	70	19	11	35,0	7	273	44	2,0	7,0	1207	4,0	17,6	746
279	19,0	0,15	12,7	0,16	8,8	7,5	77	20	3	51,6	22	156	67	2,1	7,8	851	16,4	14,7	755
283	21,7	0,19	11,4	0,23	22,2	7,4	25	49	26	21,1	10	546	82	2,9	0,0	864	9,9	14,0	740
293	9,5	0,11	8,7	0,09	14,1	6,4	57	25	18	8,7	166	624	126	1,7	0,7	347	1,9	16,7	768
295	7,2	0,06	11,9	0,08	10,1	6,3	77	12	11	12,3	39	429	88	0,8	0,1	269	0,6	16,7	757
299	5,0	0,06	8,4	0,08	9,1	6,7	78	15	6	5,6	49	780	108	1,1	0,3	220	0,4	16,7	740
301	2,8	0,05	5,5	18,84	21,8	8,0	11	44	45	21,5	20	741	44	1,8	0,7	179	0,1	20,6	578
305	17,0	0,17	10,0	0,28	18,3	7,4	49	30	21	20,2	27	546	37	1,7	0,0	418	0,9	20,1	676
313	36,1	0,32	11,3	0,16	29,6	6,4	9	58	33	24,6	14	741	219	4,3	3,6	782	3,2	14,0	728
314	18,8	0,19	9,9	0,27	23,1	6,5	12	52	36	12,6	15	312	129	5,6	0,2	1099	7,0	14,0	708
316	11,4	0,09	12,6	0,1	12,4	6,6	42	48	10	17,6	25	819	79	2,1	0,0	595	2,6	14,9	742
317	9,6	0,13	7,4	0,08	13,1	6,6	39	48	13	9,6	11	741	103	2,0	0,0	751	2,6	15,3	753
320	17,2	0,16	10,8	0,09	15,0	6,7	35	28	36	10,6	39	780	125	2,4	2,7	627	1,4	16,3	752
321	10,4	0,11	9,5	0,06	9,5	7,4	78	15	7	10,8	43	585	115	1,1	1,4	546	2,0	16,3	761
327	4,2	0,05	8,4	0,05	7,8	6,9	84	10	6	5,9	22	585	60	0,9	0,0	258	1,3	16,7	730
330	8,9	0,08	11,1	0,09	13,2	7,1	66	0	34	6,6	40	819	131	1,4	0,0	245	2,7	16,7	727
334	15,4	0,14	11,0	0,36	14,0	6,8	56	28	16	13,6	27	507	83	1,8	1,1	366	0,9	20,1	657
335	9,9	0,11	9,0	0,23	9,6	7,7	70	18	12	10,8	30	503	74	1,8	1,7	377	1,3	17,6	647
337	19,8	0,22	9,0	1,04	19,0	7,0	24	58	19	29,3	35	1287	43	3,2	2,2	600	5,8	19,5	658
340	36,1	0,36	10,0	0,18	17,7	7,9	42	40	18	20,6	6	312	183	3,0	1,0	1421	8,9	17,4	677
344	13,2	0,11	12,0	0,08	13,8	7,4	44	37	20	10,8	11	312	91	2,6	0,0	777	4,5	17,9	680
347	16,0	0,13	12,3	0,14	13,3	7,7	75	18	7	13,8	34	858	64	1,7	2,4	766	1,8	16,3	734
348	9,5	0,12	7,9	0,1	9,6	6,9	80	13	7	7,6	39	624	101	1,0	4,4	698	0,6	16,3	733
349	7,1	0,06	11,8	0,08	7,7	6,3	76	13	11	7,4	17	468	88	1,2	0,8	549	0,6	16,3	728
350	7,4	0,16	4,6	0,1	10,7	6,4	76	13	12	9,4	14	663	52	0,1	0,2	508	1,4	16,3	708

Tabla 1. (cont.). Propiedades de los suelos y características climáticas y topográficas de los sitios.

ID Suelo	Propiedades de suelo															Características de los sitios			
	COT (g kg ⁻¹)	Nt (%)	C:N	CE (dS m ⁻¹)	CIC (cmol kg ⁻¹)	pH	Arena	Limo (%)	Arcilla	Ca (cmol kg ⁻¹)	P	K	Fe	Cu	Zn	Altitud (m)	Pendiente (%)	TMA (°C)	PMA (mm)
354	3,9	0,06	6,5	0,06	7,2	6,4	87	8	6	5,8	37	507	58	1,1	0,0	296	2,2	16,7	712
355	5,1	0,06	8,6	0,06	7,4	6,5	83	7	10	6,4	40	546	83	0,8	0,3	291	0,9	16,3	708
356	4,5	0,05	9,0	0,04	8,1	6,6	84	5	11	6,4	36	468	76	1,1	0,3	276	1,8	16,3	708
360	15,2	0,15	10,1	0,36	12,2	7,6	65	22	13	16,5	36	546	7	1,8	1,4	323	0,6	20,6	628
363	11,1	0,16	6,9	0,18	12,6	8,2	53	42	6	34,0	3	335	14	3,1	0,0	708	5,4	17,4	663
367	15,5	0,15	10,3	0,16	17,2	7,7	38	48	14	17,6	12	468	48	3,0	0,0	680	1,4	17,9	647
376	13,8	0,1	13,8	0,15	14,8	8,0	29	55	16	17,6	3	234	0	1,8	0,0	1014	2,3	17,4	638
378	14,8	0,14	10,6	0,16	10,0	7,0	64	29	7	10,7	37	390	53	2,2	2,0	373	3,8	17,4	629
381	8,1	0,09	9,0	0,17	9,5	6,9	61	30	9	6,5	42	312	42	1,8	0,1	455	1,4	17,9	639
383	10,5	0,13	8,1	0,55	13,4	7,2	53	39	9	14,7	43	585	11	2,0	1,4	230	0,0	20,6	577
385	9,0	0,08	11,2	0,17	10,5	7,1	56	40	4	9,0	44	507	29	1,5	0,6	262	0,0	20,4	585
387	5,8	0,07	8,3	0,09	9,4	7,5	69	24	7	11,1	36	312	7	1,6	0,3	271	0,0	20,4	610
388	10,1	0,12	8,4	0,14	11,4	7,5	59	31	10	11,5	63	546	61	1,6	0,0	286	0,6	19,9	624
389	9,7	0,1	9,7	3,68	13,6	8,0	58	33	9	24,0	25	1053	34	2,4	1,1	343	0,6	19,9	624
390	7,4	0,06	12,4	0,83	6,2	7,2	77	15	9	13,2	57	507	32	1,6	5,8	242	0,0	20,4	611

Referencias: COT carbono orgánico total, Nt Nitrógeno total, CE conductividad eléctrica, CIC capacidad de intercambio catiónico, P Fósforo extractable (Bray), K Potasio intercambiable, Fe, Cu y Zn Micronutrientes extractables (Mehlich 3), TMA temperatura media anual, PMA precipitación media anual.

ANEXO 2

INFORMACIÓN SUPLEMENTARIA DEL CAPÍTULO 4

Tabla 1. Coeficientes de correlación de Pearson entre las fechas a las que se cuantificó el carbono mineralizable en los suelos. En la diagonal superior se encuentran los p-valores

Tiempo	3	7	14	21	28	49	70	105	140	175
3		3,5E-06	6,6E-04	4,4E-03	1,0E-02	2,5E-02	4,8E-02	4,9E-02	4,1E-02	5E-02
7	0,91		2,3E-07	4,4E-05	2,2E-04	1,2E-03	3,1E-03	4,9E-03	4,8E-03	7E-03
14	0,78	0,94		3,9E-08	2,7E-07	1,6E-06	1,0E-05	3,7E-05	9,4E-05	3E-04
21	0,69	0,86	0,95		1,7E-09	1,41E-08	2,3E-06	5,8E-05	1,6E-04	7E-04
28	0,64	0,81	0,94	0,97		2,34E-08	3,0E-06	9,8E-05	2,0E-04	7E-04
49	0,57	0,75	0,92	0,96	0,96		6E-10	3,2E-06	3,7E-05	1E-04
70	0,52	0,71	0,89	0,91	0,91	0,98		8,2E-08	4,3E-06	1E-05
105	0,52	0,68	0,86	0,85	0,84	0,91	0,95		2,0E-10	2E-08
140	0,53	0,69	0,84	0,82	0,82	0,86	0,90	0,98		0E+00
175	0,52	0,66	0,80	0,78	0,78	0,83	0,89	0,96	0,98	

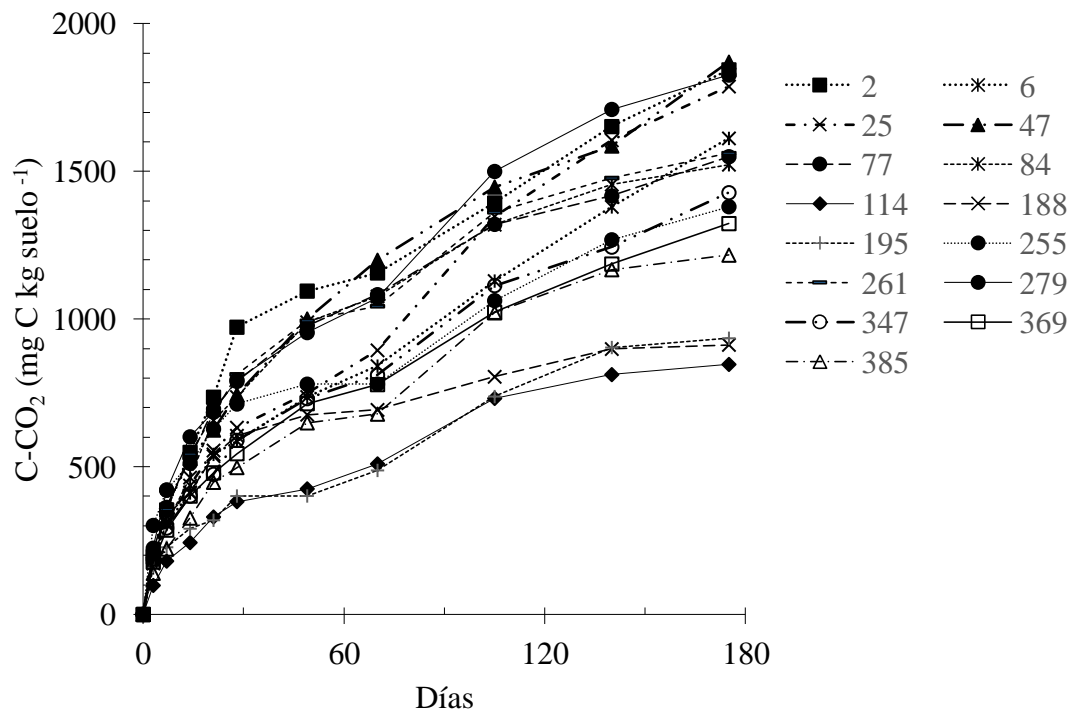


Figura 1. C-CO₂ liberado por los 15 suelos control hasta 175 días.

ANEXO 3

FOTOS DESCRIPTIVAS DE ALGUNAS TÉCNICAS UTILIZADAS EN EL TRABAJO DE TESIS



Figura A) Foto de la parte exterior de la sala de acondicionamiento de suelos, utilizada para tamizar, B) Frasco grande utilizado para realizar las incubaciones de suelo, en la imagen se observa dentro el suelo y los frascos pequeños con NaOH y agua, C) frascos con NaOH cerrados, extraídos de una fecha de incubación y listos para su titulación.

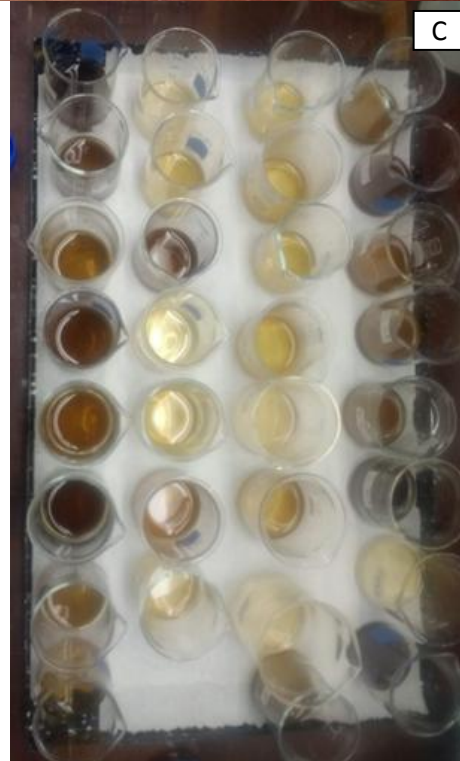


Figura A) foto del laboratorio el día de inicio del experimento de incubaciones de suelos con adición de raíz, B) frascos con suelo liberando CO₂ ante el agregado de agua oxigenada, en la técnica de determinación de textura de suelo, C) vasos de precipitado conteniendo alícuotas de ácidos húmicos en solución provenientes de distintos suelos.