



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN AGRONOMIA

***"Factores y procesos pedogenéticos que regulan el
almacenamiento de carbono orgánico en suelos de la
Pampa Austral"***

Ing. Agr. (M. Sc.) Oscar Bravo

BAHIA BLANCA

ARGENTINA

Octubre de 2013

PREFACIO

Esta tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctor en Agronomía de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en la área Suelos y Aguas dependiente del Departamento de Agronomía de la Universidad Nacional del Sur, durante el período comprendido entre Agosto del 2003 y Octubre de 2013, bajo la dirección de la Doctora Nilda Mabel Amiotti, Profesora Asociada de la Cátedra de Génesis, Clasificación y Cartografía de Suelos.

Ing Agr. (M. Sc.) Oscar Bravo



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el/..../..... , mercedo la calificación de(.....)

AGRADECIMIENTOS

- A la Dra. Nilda Amiotti, quien me ha guiado por la senda de la pedología
- Al Departamento de Agronomía de la UNS, y en su figura, al sistema educativo público nacional, que integro como alumno desde Marzo de 1968 y como docente desde Mayo de 1989
- A la Dra. Marisa Gomez y Dr. Norman Peinemann, integrantes del comité asesor y revisores de la primer versión de esta tesis
- A los Doctores Hector del Valle, Juan Galantini y Miguel Taboada por los aportes y sugerencias realizadas
- A los compañeros docentes, quienes constantemente me alentaron a concluir esta etapa
- A mi familia: Gabriela, Joaquín, Bruno y Milena, a los que condicioné durante muchas vacaciones. ¡Gracias por el apoyo!
- A mis viejos, por su preocupación y ejemplo

RESUMEN

En los últimos 150 años la humanidad incrementó la emisión de CO₂, acelerando el calentamiento atmosférico global. La retención de carbono orgánico en los suelos (COS) mitiga dicho efecto y contribuye a mejorar la calidad del recurso. Los factores que regulan el COS pueden analizarse desde la perspectiva pedológica utilizando la ecuación de estado, que postula que modificaciones en los factores formadores (FF) producirán variaciones en los procesos pedogenéticos (PP) y cambios en las propiedades de los suelos. Los objetivos de la presente tesis fueron: i) Cuantificar los niveles de COS en regiones geográficas homogéneas y establecer su variación a través del paisaje; ii) Evaluar efectos por cambio en la condición climática sobre COS en suelos de granulometría homogénea y similar relieve; iii) Establecer efectos sobre COS por cambios en los materiales parentales (MP) en condiciones análogas de relieve y clima; iiiii) Determinar la acción antrópica por diferentes usos de la tierra e intensidades de uso agrícola. El área de estudio se ubicó en la Pampa Austral, abarcando 110 perfiles en los que se evaluaron 15 variables de sitio, morfológicas, físicas, químicas, biológicas y taxonómicas. Los resultados indicaron que el relieve fue el FF de mayor influencia sobre COS y que la incidencia del resto de los FF varió en función del mismo. Las llanuras de inundación presentaron los más altos contenidos de COS, superando a los valles interserranos y paleocauces, seguidos de planos normales o cóncavos, lomadas y laderas. El análisis jerárquico permitió una mayor comprensión de los FF, PP y mejor predicción del COS. El clima ejerce una acción positiva afectada por el relieve y el MP. En suelos de sedimentos loésicos y en planos normales la precipitación media anual y la profundidad efectiva en conjunto explicaron un 49 % de la variabilidad del COS ($P < 0,01$). Los MP ejercieron influencia regional sobre COS ($r = 0,28$, $P < 0,05$, $N = 110$), aún con la interferencia de otros FF. Los sedimentos aluviales presentaron elevados niveles de COS (171 Mg ha^{-1}), seguido por los sedimentos loésicos (108 Mg ha^{-1}) y sedimentos eólicos recientes (81 Mg ha^{-1}). El uso produjo cambios en el carbono de 0-25 cm y en el carbono orgánico de 0-1 m. El uso forestal mostró los más altos contenidos de CO₀₋₂₅ en todos los materiales parentales. La intensidad del uso impactó de manera diferencial sobre el COS en función de la granulometría. Bajo agricultura extractiva los suelos de texturas gruesas presentaron mermas del 60 % en CO. La inclusión de siembra directa y pasturas puede lograr retenciones de $0,7 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$. Se ha demostrado que el relieve es el FF que regula los niveles de COS de la región, modificando el balance de los PP. COS mostró respuesta a la intensidad de la melanización. Los PP modificaron su relación en función de la profundidad efectiva: los suelos someros presentaron melanización intensa, mientras que los suelos profundos redujeron la misma a favor de la iluviación o la alcalinización. La clasificación taxonómica a nivel de familia reflejó claramente los principales FF y PP que ocurren en la Pampa Austral. Las tasas de suelos segregadas y los contenidos de carbono orgánico presentaron una fuerte asociación, lográndose a partir de ellas una mayor certidumbre en la explicación de la variabilidad del COS.

Palabras claves: Carbono orgánico del suelo, factores formadores, procesos pedogenéticos, usos del suelo, retención de carbono, Pampa Austral.

ABSTRACT

Human activity increased CO₂ emissions in the last 150 years, accelerating global atmospheric warming. Soil organic carbon storage (SOC) mitigates warming and helps to improve soil quality. Factors that regulate SOC can be analyzed from the pedological approach using the equation of state factors, says changes in the soil forming factors (FF) and their interactions produce variations in pedogenic processes (PP) and changes in soil properties. The objectives of this thesis were: i) measure SOC levels in homogeneous geographic region and analyzing variability across landscape; ii) measure effects of change climatic condition of SOC in soils with similar parent material (PM) and relief; iii) quantify effects on SOC for changes in PM to similar conditions of relief and climate; iii) determine anthropic effects by different land uses and management practices. The study area was located in Austral Pampa, using 110 soil profiles in which 15 site, morphological, physical, chemical, biological and taxonomic variables were evaluated. Results indicated that relief was the most influential FF on SOC, and the incidence of the remaining FF varied according to the same. Flood-plains showed the highest SOC level, followed by saw-valleys and paleo-valleys, normal flats, concave flats, hills and slopes. Hierarchical analysis showed greater understanding of the FF, PP and better prediction of SOC. The climate has a positive effect modified by relief and PM. In soils of loess sediments located in normal flats annual average rainfall and the effective depth explained 49% of the SOC variability ($P < 0.01$). PM presented a regional effect on COS ($r = 0.28$, $P < 0.05$, $N = 110$), despite the interference from other FF. Alluvial sediments showed high COS levels (171 Mg ha^{-1}) followed by loess sediments (108 Mg ha^{-1}) and recent aeolian sediments (81 Mg ha^{-1}). Land use produced changes in 0-25 cm and 0-1 m organic carbon. Forest use showed the highest organic carbon content in 0-25 cm on all parent materials. Tillage systems and management practices impacted differently on the SOC in relation to soil texture. Intensive farming in coarse soils showed declines of 60% in CO. No-tillage and pasture showed retention rates of $0.7 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$. Relief is the main FF regulating COS levels in the region and the balance of the PP, and responded to intensity of melanization. PP changed their relationship as a function of effective depth: shallow soils showed intense melanization, whereas deep soils reduced melanization in favor of illuviation or alkalization. Soil Taxonomy family level reflected clearly the main FF and PP occurring in the Austral Pampa. Soil taxa segregated and organic carbon contents showed a strong association, improving the explanation of SOC variability.

Keywords: Soil organic carbon, soil forming factors, pedogenetic processes, land use, carbon retention, Austral Pampa.

INDICE TEMATICO

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 Presentación del problema	1
1.2 Rol del CO ₂ en el cambio climático	6
1.3 Posibilidades de mitigación de CO ₂ por almacenamiento de carbono en el suelo	9
1.4 Posibilidades de mitigación de CO ₂ por almacenamiento de carbono en los suelos de la República Argentina	12
1.5 Posibilidades de mitigación de CO ₂ por almacenamiento de carbono en los suelos de la Pampa Austral	16
1.6 Secuestro de carbono desde la perspectiva pedológica	20
1.7 Hipótesis y objetivos	30

CAPÍTULO 2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 Ubicación del área de estudio	33
2.2 Clima regional	34
2.3 Geomorfología y suelos de la región	36
2.4 Uso de los suelos	37
2.5 Metodología	
2.5.1 Metodología desarrollada para validar la hipótesis 1	
2.5.1.1 Metodología de gabinete	38
2.5.1.2 Metodología de campo	38
2.5.1.3 Metodología de laboratorio	38
2.5.1.4 Cálculo del carbono almacenado	41
2.5.1.5 Clasificación de los suelos y variables asociadas	42
2.5.1.6 Análisis estadístico	43
2.5.2 Metodología desarrollada para validar la hipótesis 2	
2.5.2.1 Metodología desarrollada para evaluar el efecto de diferentes usos de la tierra	45
2.5.2.2 Metodología desarrollada para evaluar el efecto de diferentes intensidades de uso agrícola	
2.5.2.2.1 Metodología de campo	45
2.5.2.2.2 Metodología de laboratorio	45
2.5.2.2.3 Análisis estadístico	46

CAPÍTULO 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1 Factores que regulan el almacenamiento de carbono en la Pampa Austral	
3.1.1 Análisis regional	47
3.1.2 Análisis por zonas geomorfológicas	
3.1.2.1 Zona 1: Llanuras disectadas y valles amplios	
3.1.2.1.1 Paisaje completo	58
3.1.2.1.2 Paisaje diferenciado en función de las geoformas	65
3.1.2.1.2.1 Planos normales	66
3.1.2.1.2.2 Lomadas relícticas	68
3.1.2.1.2.3 Laderas	70
3.1.2.1.2.4 Paleocauces	73

3.1.2.1.2.5 Llanuras de inundación	75
3.1.2.1.2.6 Síntesis del análisis por geoformas	76
3.1.2.2 Zona 2: Sierras escarpadas con loess sobre tosca	77
3.1.2.3 Zona 3: Llanura suavemente ondulada	82
3.1.2.4 Zona 4: Llanura plano-cóncava	85
3.2 Casos de estudio seleccionados para establecer en la ecuación de estado la principal influencia de un factor formador sobre el carbono orgánico del suelo	
3.2.1 Influencia del clima (PMA) sobre el almacenamiento de carbono orgánico del suelo	88
3.2.2 Influencia de los materiales parentales sobre el almacenamiento de carbono orgánico del suelo	91
3.2.3 Influencia antrópica (uso y manejo) sobre el almacenamiento de carbono orgánico del suelo	
3.2.3.1 Influencia del uso sobre el almacenamiento de carbono orgánico del suelo	94
3.2.3.2 Influencia del uso sobre la distribución vertical del carbono orgánico del suelo	97
3.2.3.3 Influencia de la textura e intensidad de uso agrícola sobre fracciones de carbono y otros parámetros en la capa superficial de los suelos	101
3.3 Relación entre el almacenamiento de carbono y procesos pedogenéticos	113
CAPÍTULO 4. CONCLUSIONES	119
CAPÍTULO 5. CONSIDERACIONES FINALES	
5.1 Relación entre factores y procesos pedogenéticos, clasificación taxonómica y retención de carbono orgánico en los suelos de la Pampa Austral	123
5.2 Recomendaciones de uso y manejo tendientes a aumentar los niveles de COS en la región	126
5.3 Modelo Conceptual y probabilístico de COS	127
CAPÍTULO 6. BIBLIOGRAFÍA	130
CAPÍTULO 7. ANEXOS	143

LISTA DE TABLAS

Tabla 1	Usos y cambios de uso de las tierras (Mha) en la República Argentina (1988-2002)	13
Tabla 2	Dominios edáficos y unidades geomorfológicas de la Pampa Austral	18
Tabla 3	Parámetros climáticos de localidades representativas (series históricas)	34
Tabla 4	Precipitación media mensual (mm) de las localidades analizadas período 1996 al 2006	35
Tabla 5	Designación y atributos de las zonas geomorfológicas (Zo)	39
Tabla 6	Designación y atributos de las geofomas (Geo)	39
Tabla 7	Designación numérica en función de los materiales parentales (MP)	39
Tabla 8	Designación y atributos de los usos de la tierra (Uso)	40
Tabla 9	Designación numérica en función de la morfología del perfil (Mpe)	40
Tabla 10	Designación de procesos pedogenéticos (PP)	40
Tabla 11	Familias por clase de tamaño de partículas (FCTP)	42
Tabla 12	Familias por PE del suelo	42
Tabla 13	Clasificación taxonómica de los suelos bajo estudio	50
Tabla 14	Valores medios de PE, PMA, COS, COSC en las zonas geomorfológicas	52
Tabla 15	Valores medios de COS en función de las zonas para planos normales	52
Tabla 16	Valores medios de PE, COS y COSC en función de las geoformas (4 zonas)	54
Tabla 17	Matriz de correlación entre variables analizadas	55
Tabla 18	Clasificación taxonómica y características de los suelos de la zona 1	60
Tabla 19	Valores medios de PE, COS y COSC en función de las geoformas para Zo 1	63
Tabla 20	Matriz de correlación entre variables (Zo 1)	64
Tabla 21	Características de los suelos ubicados en planos normales (n= 10)	66
Tabla 22	Matriz de correlación entre variables de suelos ubicados en planos normales	68
Tabla 23	Características de los suelos ubicados en lomadas relícticas (n= 4)	69
Tabla 24	Características de los suelos ubicados en posición de laderas (n= 25)	71
Tabla 25	Matriz de correlación entre variables de suelos ubicados en laderas	72
Tabla 26	Características de los suelos ubicados en paleocauces (n= 6)	74
Tabla 27	Matriz de correlación entre variables de suelos ubicados en paleocauces	74
Tabla 28	Características de los suelos ubicados en llanuras de inundación (n= 6)	76
Tabla 29	Clasificación taxonómica y características de los suelos de la zona 2	78
Tabla 30	Matriz de correlación entre variables (Zo 2)	79
Tabla 31	Clasificación taxonómica y características de los suelos de la zona 3	83
Tabla 32	Matriz de correlación entre variables (Zo 3)	84
Tabla 33	Clasificación taxonómica y características de los suelos de la zona 4	86
Tabla 34	Matriz de correlación entre variables (Zo 4)	86
Tabla 35	Características de los suelos ubicados en planos con materiales loésicos (n= 37)	89
Tabla 36	Valores medios de COS, COSC y CO1m en función de los Usos y MP	92
Tabla 37	Comparación de medias de CO0-25 por uso del suelo en función de los MP	94
Tabla 38	Comparación de medias de CO1m por uso del suelo en función de los MP	95
Tabla 39	Valores de probabilidad para el ANOVA de los parámetros estudiados (n= 30)	104

IX

Tabla 40	Comparación de medias en función de los grupos texturales	104
Tabla 41	Comparación de efectos por intensidad de uso (Ag) en función de los grupos texturales (GT)	105
Tabla 42	Matriz de correlación entre variables edáficas en 0-10 cm	105
Tabla 43	Valores umbrales de CO en función del contenido de a+li	111
Tabla 44	Valores umbrales de índice estructural (IE) para suelos agrícolas del área de estudio	112
Tabla 45	Comparación de COS y COdm ⁻¹ en función de la PE	113
Tabla 46	Designación de procesos pedogenéticos regionales	115
Tabla 47	Valores de COS en función de PP (n= 110)	115
Tabla 48	Procesos pedogenéticos, suelos asociados y valores de retención de carbono esperados en función de la PE	117
Tabla 49	Valores de COS y COSC y relación COSC/COS de taxas regionales	125
Tabla 50	Distribución de probabilidades (valores entre paréntesis) de familias y COS en función de Zo, Geo y MP	128

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Los “7+1” roles del suelo en la zona crítica terrestre	2
Figura 2	Incrementos en GEI por las actividades humanas	7
Figura 3	Forzamiento radiativo medio global	9
Figura 4	Ciclo global del carbono	10
Figura 5	Distribución de ordenes (a) y capacidad de almacenamiento de carbono (b) en los suelos de la República Argentina	15
Figura 6	Sub-regiones pampeanas	17
Figura 7	Factores y principales procesos en la formación de suelos	22
Figura 8	Región de estudio asociada a las subregiones pampeanas	33
Figura 9	Zonas geomorfológicas y ubicación de los suelos bajo estudio	47
Figura 10	Distribución de probabilidad (P) de la profundidad efectiva del suelo (PE)	48
Figura 11	Distribución de probabilidad regional (P) de rangos de COS	48
Figura 12	Distribución de las zonas geomorfológicas (puntos) y reconstrucción de las variables analizadas (líneas) en el plano de las dos primeras componentes principales (n= 110)	51
Figura 13	Distribución de las zonas-geoformas (puntos) y reconstrucción de las variables analizadas (líneas) en el plano de las dos primeras componentes principales (n= 102)	53
Figura 14	Zona 1: Llanuras disectadas y valles amplios	58
Figura 15	Probabilidad acumulada de almacenamiento de COS para suelos de la zona 1	61
Figura 16	Distribución de las geoformas (rombos) y reconstrucción de las variables analizadas (líneas) en el plano de las dos primeras componentes principales (n= 51)	62
Figura 17	Distribución de las geoformas en el paisaje	65
Figura 18	Modelo tridimensional de la geoforma planos normales (PN)	66
Figura 19	Modelo tridimensional de la geoforma lomadas relícticas (LR)	69
Figura 20	Modelo tridimensional de las geoformas laderas simples (LS) y complejas (LC)	70
Figura 21	Modelo tridimensional de la geoforma paleocauces (P)	73
Figura 22	Modelo tridimensional de la geoforma llanura de inundación (LLI)	75
Figura 23	Zona 2: Sierras escarpadas con loess sobre tosca	77
Figura 24	Relación entre COSC-ECM	80
Figura 25	Relación entre COSC-ECM en función del uso del suelo	80
Figura 26	Zona 3: Llanura suavemente ondulada	82
Figura 27	Distribución de la PE	83
Figura 28	Zona 4: Llanura plano concava	85
Figura 29	Relación CO0-25 vs PMA en materiales loéssicos ubicados en PN (n= 37)	90
Figura 30	Relación entre COS-a+liSC (n=110)	91
Figura 31	Distribución de COS en función de horizontes morfológicos y uso de la tierra	98
Figura 32	Distribución vertical de CO en función de horizontes morfológicos y uso de la tierra	99
Figura 33	Modelos de distribución vertical de CO bajo distintos usos	100
Figura 34	Ubicación de los sitios de estudio	101
Figura 35	Agrupamientos con similitud textural superior al 85 % (IA: Índice de Asociación)	102
Figura 36	Relación CO vs a+li bajo manejos agrícolas analizados	111
Figura 37	Validación del modelo con datos externos	112

Figura 38	Distribución de los procesos pedogenéticos (puntos) y reconstrucción de las variables analizadas (líneas) en el plano de las dos primeras componentes principales (n= 110)	118
Figura 39	Distribución de los subgrupos de suelos (puntos) y reconstrucción de las variables analizadas (líneas) en el plano de las dos primeras componentes principales (n= 110)	118
Figura 40	Diagrama conceptual de Factores y Procesos que regulan el COS	127

ANEXOS

Anexo 1. Cuadros de ANOVA para COS y COSC (n= 110). Factores principales: zonas y geoformas	143
Anexo 2. Análisis por componentes principales. Variables de clasificación: zonas y geoformas	143
Anexo 3. Cuadros de ANOVA para COS, COSC y PE (n= 102). Factores principales: zonas y geoformas	144
Anexo 4. Cuadros de ANCOVA para COS, COSC y CO1m, particionados por Uso. Factor principal: material parental. Covariable: profundidad efectiva	144
Anexo 5. Cuadros de ANCOVA para CO0-25 y CO1m. Factor principal: Uso, comparando los mismos dentro de cada material parental. Covariable: geoformas	147
Anexo 6. Cuadro de ANOVA DOBLE para COS y COdm-1. Factores principales: materiales parentales y profundidad efectiva	148
Anexo 7. Cuadro de ANCOVA para COS. Factor principal: procesos pedogenéticos. Covariables: geoformas, precipitación media anual, profundidad efectiva, uso de la tierra y clase de familia por tamaño de partícula	148

ABREVIATURAS

a: arcilla (g kg^{-1})

A: uso agrícola

Ag: intensidad de uso agrícola

a+li: contenido de arcilla más limo (g kg^{-1}) en la capa arable (0-10 cm)

a+li0-25: contenido de arcilla más limo (g kg^{-1}) en los 25 cm superficiales de suelo

a+liSC: contenido de arcilla más limo (g kg^{-1}) en la sección de control

AM: actividad microbiológica

ANCOVA: análisis de La covarianza

ANOVA: análisis de La varianza

Are: arena (g kg^{-1})

C: carbono

CO dm^{-1} : carbono orgánico en 1 dm de profundidad (Mg dm^{-1})

CO: carbono orgánico

CO0-25: carbono orgánico en los 25 cm superficiales del suelo (Mg ha^{-1})

CO1m: carbono orgánico en el metro superior de suelo o hasta capa limitante (Mg ha^{-1})

CO₂-eq: equivalente de dióxido de carbono

COff: carbono orgánico en la fracción $<100 \mu\text{m}$

COFr: carbono orgánico en la fracción residual $>100 \mu\text{m}$

COS: carbono orgánico del suelo (Mg ha^{-1})

COSC: carbono orgánico en la sección de control (Mg ha^{-1})

CV: coeficiente de variación (%)

Db: densidad aparente (Mg m^{-3})

ECM: espesor de suelo con características mólicas (m)

F: uso forestal

FCTP: familia por clase de tamaño de partícula

Flia: familia

G: uso ganadero

GEI: gases con efecto invernadero

GEILV: gases con efecto invernadero de larga vida

Geo: geoforma

GG: gran grupo

Gt: giga tonelada ($\text{Gt} = 10^9 \text{ Mg} = 10^{15} \text{ g}$)

GT: grupo textural

Ka: Kilo año ($1 \text{ Ka} = 1000 \text{ años}$)

LC: agricultura en labranza convencional

li: limo (g kg^{-1})

LLI: Llanuras de inundación

LR: Lomada relíctica

Mg: Mega gramo (1 Mg= 10^3 kg= 10^6 g)

Mha: Mega hectárea (1 Mha= 10^6 ha)

MP: material parental

Mpe: Morfología del perfil

P: paleocauces

PC: planos cóncavos

Pe: fósforo extractable (kg ha^{-1})

PE: profundidad efectiva (m)

Peff: fósforo extractable en la fracción $<100 \mu\text{m}$

PeFr: fósforo extractable en la fracción residual $>100 \mu\text{m}$

Pi: fósforo inorgánico (kg ha^{-1})

PMA: precipitación media anual (mm año^{-1})

PMR: prácticas de manejo recomendadas

PN: planos normales

Po: fósforo orgánico (kg ha^{-1})

PP: procesos pedogenéticos

SA: sedimentos aluviales

SC: sección de Control para familia (0.25 a 1 m de profundidad)

SD: agricultura en siembra directa

SER: sedimentos eólicos recientes

SG: subgrupo

SL: sedimentos loésicos

Tg: teragramo (1 Tg= 10^6 Mg= 10^{12} g)

TMA: temperatura media anual

Uso: uso del suelo

VI: valles interserranos

Zo: zona geomorfológica

% Fr: porcentaje de la fracción residual $>100 \mu\text{m}$

Certifico que en el presente ejemplar fueron incluidos los cambios y las correcciones sugeridas por los jurados.

Dra. Nilda Amiotti
Directora de Tesis

"El suelo bajo nuestros pies sigue siendo tan desconocido como un planeta distante"
(Leonardo Da Vinci, 1452-1519).

CAPITULO 1. INTRODUCCION

1.1 Presentación del Problema

El suelo que nos sostiene es en gran medida desconocido por la mayoría de las personas que habitan el planeta. Los procesos que se desarrollan en los primeros decímetros de la superficie terrestre sustentan la vida, pero la complejidad del suelo ha limitado seriamente la comprensión de su funcionamiento. Somos criaturas de un mundo aéreo, con una visión distorsionada de esa heterogénea matriz de flujos, ciclos, ganancias, pérdidas, translocaciones y transformaciones de materia y energía. La complejidad del sistema suelo se manifiesta al considerar la diversidad de especialistas involucrados en su estudio: geomorfólogos, geógrafos, pedólogos, agrónomos, biólogos, edafólogos, botánicos, arqueólogos, químicos, sedimentólogos, hidrólogos, ingenieros civiles, paisajistas, expertos en medio ambiente, etc. Todos ellos incluyen a los suelos en sus actividades o investigaciones (Sudgen et al., 2004).

El suelo es un elemento natural inestimable, diverso y frágil, que provee los recursos necesarios para el desarrollo de la vida sobre la superficie terrestre. Es bien conocido su rol en la provisión de nutrientes y agua para el sostenimiento de la agricultura y los ecosistemas, desarrollando además funciones en la eliminación de residuos industriales y urbanos, recarga y filtrado de aguas subterráneas, amortiguación del cambio climático y como proveedor de materias primas para la construcción (Wilding y Lin, 2006). A pesar de la escasa atención que la sociedad les presta, los suelos son de vital importancia para el desarrollo de la misma, brindando numerosos servicios económicos, ecológicos y culturales (Yaalon y Arnold, 2000; Lal, 2006). Cualquier evaluación monetaria de los servicios que prestan los suelos a la humanidad toma como aspecto fundamental la producción primaria de las plantas para obtención de fibras y alimentos. Aquí el suelo funciona como soporte físico y proveedor de agua y nutrientes para los vegetales. Otra función es la de geomembrana, regulando los ciclos y flujos de los principales bioelementos. También sirve como reactor, filtro y amortiguador de los herbicidas, pesticidas y otros contaminantes.

Algunas funciones de los suelos son espacialmente limitadas; estos servicios a la humanidad incluyen su utilización como sostén para las construcciones, estructuras de transporte, usos industriales y recreativos. Los suelos son también importantes proveedores de materias primas para la construcción, incluyendo grava, arenas y arcillas, y son el elemento primario en la fabricación de ladrillos y tejas en países de legislación ambiental limitada. Funciones menos reconocidas por la sociedad tienen relación con la sostenibilidad ecológica. Al presente son pocos los esfuerzos realizados para asegurar la sustentabilidad de las tierras bajo uso agrícola, ignorando el cuidado y manejo de los bosques, montes y

praderas. Una mayor atención a estos aspectos será necesaria en un futuro próximo, especialmente en la repoblación forestal y la prevención de la desertización, si la meta perseguida es la sustentabilidad geocológica. Otro servicio que brinda el complejo edáfico a la sociedad tiene relación con la atenuación de efectos derivados del cambio climático¹: un adecuado conocimiento del suelo y su comportamiento permitirá aplicar medidas que atenúen catástrofes ambientales, evitando o reduciendo las inundaciones periódicas, los deslizamientos en masa, las tormentas de polvo y otros fenómenos extremos. Asimismo, los suelos son indicadores muy valiosos de ambientes y climas pasados: antiguos paleo-suelos del precámbrico han sido utilizados para establecer la fecha del origen de la vida (Yaalon y Arnold, 2000).

Según Lin (2005), los científicos deben adoptar una visión integradora de la ciencia del suelo, que abarca “7+1” funciones, desde la *zona crítica terrestre* hasta la exploración extra-terrestre (Fig. 1). Este autor propone adoptar el estudio de los suelos en un sentido amplio, e ir más allá de la actual fragmentación. De tal forma, el suelo actúa como un integrador natural de las “7+1” funciones, proporcionando un enlace a la integración multiescalar e interdisciplinaria en los estudios desarrollados en la zona crítica del planeta.

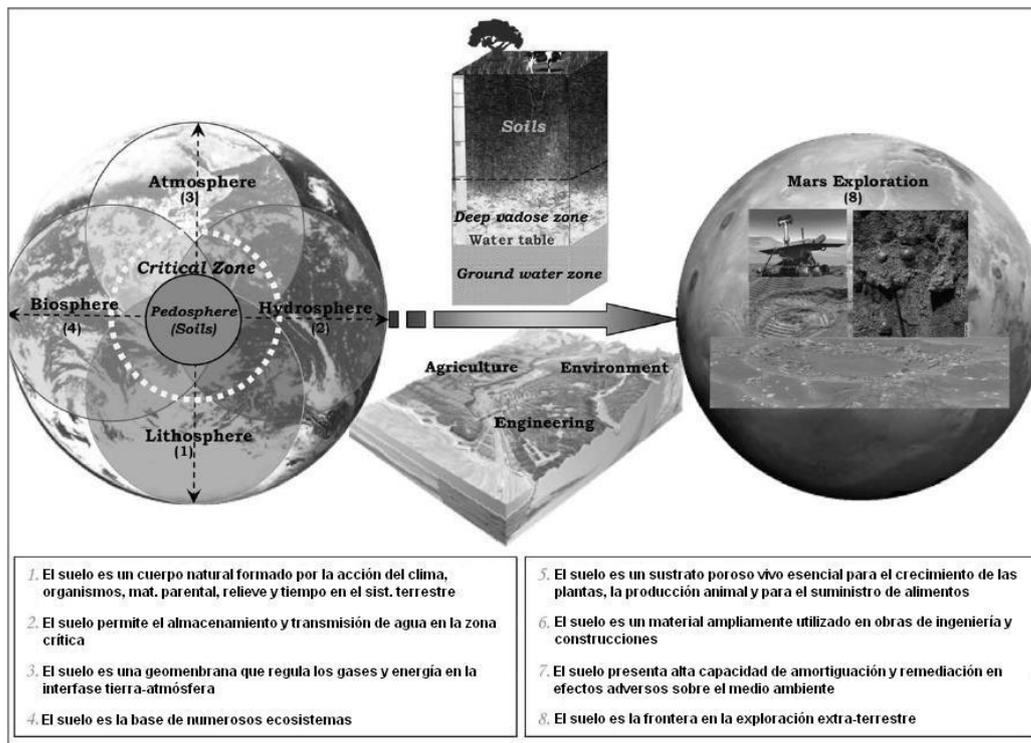


Figura 1. Los “7+1” roles del suelo en la zona crítica terrestre (Fuente: Lin, 2005).

¹ *Cambio climático*: se refiere a un cambio de clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana, que altera la composición de la atmósfera mundial y que se suma a la variabilidad climática natural observada durante periodos de tiempo comparables (IPCC, 2007 b).

Históricamente, la ciencia del suelo ha seguido un sinuoso camino en su evolución desde una disciplina con raíces fundacionales en la geología, pasando por una disciplina aplicada para la agricultura y medio ambiente hasta alcanzar el estatus de una bio y geo-ciencia a través de las investigaciones desarrolladas en la zona crítica terrestre (Wilding y Lin, 2006). En este proceso, la ciencia del suelo se ha vuelto más comprensiva, extensiva, integrativa, analítica y cuantitativa. El actual planteo de las prioridades de investigación y aplicaciones en la agenda de las ciencias de la tierra exige al estudio del suelo un rol más interactivo, ampliando sus funciones más allá de la producción agropecuaria. El conocimiento de la diversidad espacial del suelo y la dinámica del paisaje es un aspecto crítico que sustenta el éxito de esta empresa. Asimismo, favorecer una relación más estrecha de los suelos con las bio y geo-ciencias y la comunidad no científica es una de las tareas fundamentales de los edafólogos.

Los suelos son cuerpos naturales dinámicos que abarcan la porción superior de la corteza terrestre, exhibiendo una organización diferencial de sus componentes minerales y orgánicos. La formación de los suelos surge como respuesta a las fuerzas atmosféricas y biosféricas que actúan sobre distintos materiales parentales, ubicados en diferentes posiciones topográficas durante un determinado período de tiempo (Yaalon y Arnold, 2000). Así, los suelos son el resultado de la interacción dinámica entre litosfera, atmósfera, hidrosfera y biosfera, que en conjunto integran la pedosfera. En función de este último concepto, y para una total comprensión de las características edáficas, es indispensable realizar el estudio de los mismos en su posición natural en el paisaje, mediante una correcta selección de sitio, en el cual se debe realizar una completa descripción del perfil, los factores formadores y procesos pedogenéticos, así como la correspondiente toma de muestras para su posterior análisis de laboratorio (Birkeland, 1999).

Los suelos del planeta están sometidos a tensiones derivadas del incremento de la población y la industrialización. Los impactos ambientales causados por la sociedad se extienden más allá del lugar donde se generan. Los suelos juegan un rol preponderante en el alivio de la producción de gases con efecto invernadero (GEI), ya que los mismos pueden actuar como fuentes o sumideros de dichos gases, dependiendo su estatus del tipo y grado de la intervención antropogénica dentro de los ecosistemas. Esto demuestra el papel crucial de los suelos en la estabilidad y sostenibilidad de nuestro ecosistema total (Tate, 2000).

Dentro de este marco ha resurgido un interés global de la ecología, percibiendo a los suelos como sistemas adaptativos complejos que poseen interesantes cualidades estructurales: la resistencia- resiliencia, la escala, la organización jerárquica, la capacidad de anidación, la presencia de estructuras disipativas o auto-catalíticas. Asimismo, una serie de descriptores como la no linealidad, la reversibilidad o irreversibilidad, la auto-organización, el desarrollo, la direccionalidad, la historia, la co-evolución, la distribución al azar o agregada,

la dinámica caótica, etc. permiten caracterizar la complejidad de este objeto de estudio (Abel y Stepp, 2003).

Los ecosistemas están sufriendo cambios drásticos debido a que es necesario incrementar la producción de alimentos para cubrir la demanda de una población creciente, e incentivada por una tasa diferencial en la distribución de riqueza. Las actividades industriales y agrícolas generadas por la especie humana producen una disrupción en los ciclos del H₂O, C, N y P, que podrían superarse por manejos sostenibles de los suelos y las aguas (Lal, 2007). La población global era de 1 10⁹ habitantes durante la era preindustrial, previendo alcanzar en el 2050 a los 9,9 10⁹ de personas, con una tasa de crecimiento de 36 10⁶ habitantes año⁻¹ (U.S. Census Bureau, 2013). Por su parte, durante el mismo período las tierras incorporadas a la agricultura crecerán de 0,54 10⁹ ha a 1,9 10⁹ ha, a una tasa de 5.4 10⁶ ha año⁻¹ (Eswaran et al., 2001; Lal, 2007). Esto indica una reducción del 500 % en la superficie cultivable por habitante, pasando de 0,6 a 0,1 ha hab⁻¹, con consecuencias solamente superables por incrementos en la productividad por unidad de superficie.

Dicha reducción está generando un amplio debate sobre la calidad y cantidad de recursos naturales disponibles para la sostenibilidad de la vida humana. Actualmente un tercio de la población mundial está desnutrida y otro tercio vive por debajo de la línea de pobreza (Eswaran, 2008; WEHAB, 2002a). Estos grupos sociales marginados son comunes en países en vías de desarrollo, donde cultivan tierras en ecosistemas de alta fragilidad sin utilizar prácticas de conservación o tecnologías sostenibles. En muchos países dichos estratos poblacionales son ignorados por la burocracia y por los ricos de la nación. Aquellos, en su lucha por sobrevivir, generan impactos negativos a largo plazo sobre los recursos del suelo y el medio ambiente (Eswaran et al., 1999). Asimismo, poderosos grupos económicos han desarrollado paquetes tecnológicos de alta productividad para suelos de regiones templadas. Estas corporaciones arriendan tierras a menor costo en regiones subtropicales y tropicales, en las cuales eliminan la vegetación climática, realizando una extracción acelerada de nutrientes y dejando el suelo expuesto a procesos erosivos. Así, la alta renta económica obtenida por unos pocos se contrapone al costo ambiental que debe afrontar la sociedad.

Las actividades humanas son responsables de la degradación global de 750, 280, 240 y 85 Mha de suelo por erosión hídrica, eólica, deficiencias físicas y químicas, respectivamente (Oldeman, 1994). Estas acciones han degradado la capacidad de actuar como sumidero de carbono (C) de los suelos, con reducciones históricas del 50 al 66 % en carbono orgánico (CO), que representan de 42 a 78 Gigatoneladas (Gt) del C almacenado en los suelos del mundo (Lal, 2004). Estas cantidades liberadas podrían reincorporarse en el mediano plazo por medidas de manejo que permitan el secuestro o retención de C en la pedosfera. Se define al secuestro de C como la incorporación de carbono en depósitos

terrestres o marinos. El secuestro biológico en el suelo incluye la eliminación directa de CO₂ atmosférico a través de cambio de uso, la forestación, la reforestación y las prácticas que aumentan el contenido de C en tierras agrícolas. Entre estas últimas podemos citar a la selección de cultivos, inclusión de rotaciones, gestión integral de nutrientes, elección de sistemas de labranza adecuados, manejo de residuos y aumento de la eficiencia en sistemas de riego y drenaje (Smith et al., 2007).

La capacidad de secuestro de CO mediante la adopción de prácticas recomendadas es específica de cada sitio, siendo mayormente influenciada por la textura y estructura del suelo, las precipitaciones, la temperatura, los cultivos y la gestión de los mismos (Lal, 2004). Las estrategias para aumentar el reservorio de C del suelo deberían incluir la restauración del suelo por la regeneración de montes y bosques, uso de cultivos de cobertura, la siembra directa, gestión de los nutrientes del suelo, implantación de pasturas y recuperación de pastizales naturales, economía del agua en secano y zonas de riego, adopción de sistemas de producción agroforestales, recuperación de residuos orgánicos domésticos y transformación en sustratos incorporables al suelo, entre otras técnicas. Asimismo este beneficio en la reducción de dióxido de carbono (CO₂) permite incrementar la seguridad alimentaria: la adición de 1 Mg de CO del suelo en tierras degradadas puede aumentar el rendimiento en 20 a 40 kg ha⁻¹ para el trigo y 10 a 20 kg ha⁻¹ para el cultivo de maíz (WEHABB, 2002b).

En los últimos decenios el uso de nuevas tecnologías e insumos agrícolas permitió triplicar la producción de alimentos en los países en desarrollo, superando la tasa de crecimiento de la población. Estos resultados fueron posibles a pesar de la disminución de los recursos agua y tierra por persona. En muchos casos tales aumentos se lograron a expensas del agotamiento o degradación de los recursos naturales, generando costos que sólo ahora se están vislumbrando. De tal manera los futuros incrementos en la producción de alimentos derivarán principalmente de la intensificación sostenible y de un uso más eficiente de estos limitados recursos. Con el fin de lograr este objetivo es necesario evaluar las actividades de desarrollo en términos de su impacto potencial sobre los recursos naturales. Es preciso aumentar la inversión pública y privada para la gestión de los recursos, a fin de mejorar la eficiencia de la producción y la creación de un entorno propicio para la aplicación de las políticas y prácticas que fomenten el aumento sostenible de la producción (WEHAB, 2002b).

Recientemente se ha mejorado la comprensión de la dinámica del C en el suelo, demostrando que entre un 20 a un 40 % de los 1500 Gt de C almacenados en el metro superior de la pedosfera presentan un tiempo de ciclado menor a 100 años. Este rápido ciclo de la materia orgánica se explica porque la misma está compuesta en gran parte de restos vegetales parcialmente descompuestos y componentes hidrolizables asociados a las

superficies minerales. La velocidad de ciclado de C varía en función del clima y la vegetación, con un rango de menos de 20 años en latitudes ecuatoriales a lapsos mayores a 60 años en latitudes polares. La tasa de acumulación de C en el suelo, cuando el mismo actúa como sumidero incorporando materia orgánica estabilizada sobre la superficie de los minerales, dependerá de factores que incluyen el grado de evolución del suelo y su mineralogía, la cual, a su vez, tiene relación en el largo plazo con las condiciones climáticas (Trumbore, 1997).

En el contexto de mitigación de los efectos del cambio climático global, el principal desafío es manejar los ecosistemas terrestres de manera de conservar y aún aumentar los contenidos de C acumulados en los suelos, removiendo CO₂ de la atmósfera por actividades que produzcan biomasa y permitan, en el mediano plazo, incrementar el almacenamiento de C en la pedofera. El cambio de uso de las tierras y la adopción de prácticas tecnológicas recomendadas en la producción agropecuaria permitirán la transformación de los sistemas de fuentes a sumideros de C.

1.2 Rol del CO₂ en el cambio climático

El clima terrestre se determina por el balance entre la reflexión, absorción y emisión de la energía proveniente del sol, regulada por la atmósfera y la superficie del planeta. Los gases de efecto invernadero (GEI) actúan como un manto que deja llegar a la tierra las radiaciones de onda corta solares y absorben parte de las radiaciones de onda larga emitidas desde la superficie terrestre, permitiendo que la temperatura media global se sitúe en 14 °C. Esto se conoce como efecto invernadero natural. Las actividades humanas traen como consecuencia la emisión de cuatro gases de efecto invernadero: el dióxido de carbono (CO₂), el metano (CH₄), el óxido nitroso (N₂O) y los productos halo-carbonados, que son un grupo de gases que contienen flúor, cloro y bromo (IPCC, 2007a). Los tres primeros (CO₂, CH₄ y N₂O) son subproductos comunes en la producción agropecuaria liberados a la atmósfera (Rosenzweig y Hill, 2000). Las concentraciones atmosféricas de dióxido de carbono, metano y óxido nitroso mundiales han aumentado vertiginosamente como resultado de las actividades humanas a partir de 1750, superado los valores preindustriales determinados en muestras de testigos de hielo (Fig. 2).

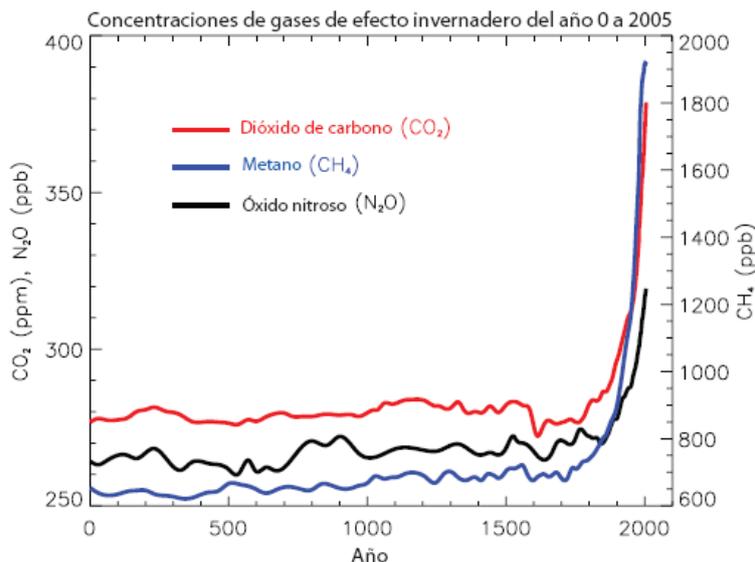


Figura 2. Incrementos en GEI por las actividades humanas (Fuente: IPCC, 2007b).

El CO₂ es el gas antropogénico con efecto invernadero de mayor peso. Su concentración en la atmósfera ha pasado de un valor preindustrial de 280 ppm a 379 ppm en 2005. Desde 1750 el CO₂ ha aumentado su concentración más de un 35 %, con un valor esperado de 400 ppm para el 2015, con un incremento de 1,9 ppm año⁻¹ (Izaurre et al., 2000; Lal, 2000; IPCC, 2007a). La concentración atmosférica de CO₂ supera el margen de variación natural estimado para los últimos 650,000 años (distribución normal de 180 a 300 ppm), según muestran testigos de hielo. La principal causa del crecimiento de CO₂ atmosférico desde la época preindustrial correspondería al uso de combustibles fósiles. El cambio de uso de las tierras constituye otra contribución significativa, pero de menor magnitud. Las emisiones anuales de CO₂ aumentaron en promedio unos 6,4 Gt de C (equivalente a 23,5 Gt de CO₂) por año en la década de 1990 a 7,2 Gt año⁻¹ de C en el lapso 2000–2005. La estimación de la emisión de CO₂ asociada con cambios en los usos del suelo fue de 1,6 Gt año⁻¹ de C durante el decenio de 1990-2000. La retención de C en los suelos tiene el potencial para mitigar entre un 5 y un 15 % de las emisiones mundiales por el uso de combustibles fósiles, equivalentes a 0,4 a 1,2 Gt año⁻¹ de C (Lal, 2007).

La concentración de CH₄ en la atmósfera ha pasado de un valor de 715 partes por billón (ppb) en la época preindustrial, a 1732 ppb a principios de la década de los noventa, y su valor en 2005 fue de 1774 ppb. Tal como lo demuestran los testigos de hielo, la concentración atmosférica de metano en 2005 ha excedido el margen de variación natural de los últimos 650,000 años (de 320 a 790 ppb). Es muy probable (certidumbre mayor al 90 %) que el aumento observado se deba a actividades antropogénicas, predominantemente agrícolas (cultivo de arroz, liberación de CH₄ por rodeos de carne y leche), con aportes

menores por uso de combustibles fósiles y de los vertederos de residuos urbanos. También hay procesos naturales de liberación de este gas, como son los procesos anaeróbicos típicos de los humedales.

El N_2O ha aumentado su concentración en la atmósfera de 270 ppb en la era preindustrial a 319 ppb en 2005. El ritmo de crecimiento se ha mantenido aproximadamente constante desde 1980. Más de un tercio de todas las emisiones de N_2O son antropogénicas, principalmente derivadas del uso de fertilizantes en la agricultura y la quema de combustibles fósiles, con un aporte menor por liberación de N_2O en procesos naturales en los suelos y los océanos (IPCC, 2007a). El N_2O presenta un poder de calentamiento 310 veces superior al CO_2 , siendo aquel influenciado en su liberación por la temperatura y el contenido de NO_3^- en los primeros centímetros del suelo (Cosentino y Taboada, 2012).

En síntesis, las emisiones totales de los GEI aumentaron aproximadamente un 70% (de 28,7 a 49,0 Gt $\text{CO}_2\text{-eq}^2$) desde 1970 a 2005, siendo el CO_2 la mayor fuente de aporte, con un incremento del 80 %. (IPCC, 2007b). El aumento de la concentración de GEI produce incrementos en la absorción atmosférica de la radiación terrestre emitida, originando cambios en el forzamiento radiativo del sistema climático³. El forzamiento radiativo puede ser positivo o negativo, contribuyendo al aumento o disminución, respectivamente, de la temperatura media global.

CO_2 , CH_4 y N_2O son gases de efecto invernadero de larga vida (GEILV), ya que pueden persistir en la atmósfera durante décadas y aún siglos, por lo que sus emisiones ejercen efectos a largo plazo sobre el clima. La tasa de aumento del forzamiento radiativo de los últimos cuarenta años alcanza valores de 1 W m^{-2} (vatio por metro cuadrado) seis veces más alta que los valores observados en los 2000 años previos a la industrialización. El aumento de CO_2 a partir del período preindustrial es el responsable de un valor de forzamiento de $+1,66 \pm 0,17 \text{ W m}^{-2}$, el más alto de los GEI, superando en 10 veces al N_2O y en 4 veces al CH_4 (Fig. 3). Asimismo, el CO_2 tiene un largo tiempo de persistencia en la atmósfera, ya que aproximadamente la mitad del CO_2 emitido se degradará en 30 años, un tercio se eliminará en algunos siglos y el resto permanecerá en la atmósfera por varios milenios (IPCC, 2007b).

² $\text{CO}_2\text{-eq}$: equivalente de dióxido de carbono, aplicado al resto de los GEI.

³ Forzamiento radiativo: es una medida de la influencia que tiene un factor para modificar el equilibrio de la energía en el sistema atmosférico de la Tierra. El forzamiento positivo tiende a calentar la superficie mientras el forzamiento negativo tiende a enfriarla.

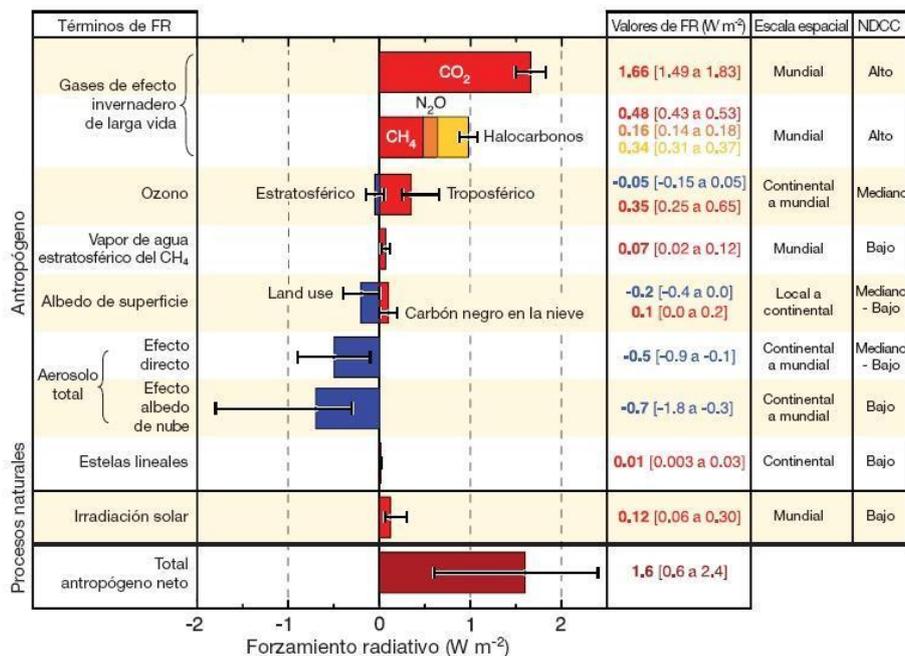


Figura 3. Forzamiento radiativo medio global. FR: forzamiento radiativo; NDCC: nivel de conocimiento científico (fuente: IPCC, 2007b).

1.3 Posibilidades de mitigación de CO₂ por almacenamiento de carbono en el suelo

El suelo juega un rol destacado dentro del ciclo global del C, ya que es el principal reservorio en interacción con la vegetación y la atmósfera (Fig. 4). Los mayores sumideros globales de C pueden dividirse en oceánico (38000 Gt de C), geológico (4100 Gt), pedológico (1600 Gt), atmosférico (760 Gt) y biótico (560 Gt). Los suelos constituyen la mayor reserva terrestre de C y la segunda en el ciclo global, detrás del retenido por los océanos. El contenido de C en forma de carbono orgánico del suelo (COS), es el doble del almacenado en la atmósfera y tres veces el C retenido por la biomasa vegetal terrestre (Eswaran et al., 1993; Bajtes, 1996; Rosenzweig y Hill, 2000; Jobbágy y Jackson, 2000).

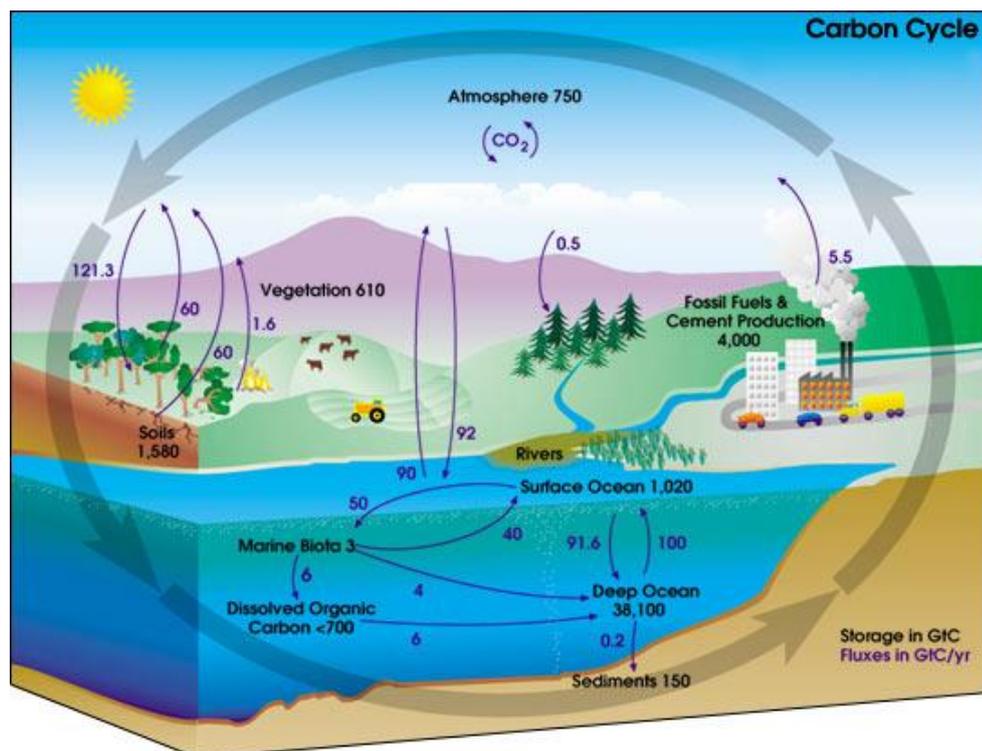


Figura 4. Ciclo global del carbono (Fuente: NASA, USA).

Durante el período de tiempo transcurrido entre 1850 y 2000 se han emitido a la atmósfera 270 Gt de C por la quema del combustible fósiles. En el mismo lapso el cambio de uso de las tierras produjo una liberación de 136 Gt C, de las cuales 110 se retuvieron en los suelos y en la vegetación, con una emisión neta de 26 Gt de C. De tal forma, las emisiones medias globales para el período analizado fueron de $1,8 \text{ Gt año}^{-1}$ por quema de combustible y $0,2 \text{ Gt año}^{-1}$ por cambio de uso de la tierra. Estos valores son muy inferiores a las estimaciones de $5,5$ (combustibles) y $1,6 \text{ Gt año}^{-1}$ de C (cambio de uso) realizadas para el período 1990-2005, indicando la gravedad del problema (IPCC, 2007b; Lal et al., 2007). La tasa de liberación de C en los procesos industriales era 9 veces superior a la derivada por cambio de uso de la tierra. Actualmente esa relación es de 3,5 veces, evidenciando un incremento en la deforestación y en la intensificación de tecnologías de producción de alimentos que liberan GEI.

Se ha reconocido hace relativamente poco tiempo que los procesos biológicos pueden controlar en forma global al sistema terrestre. Los ecosistemas desempeñan un rol destacado ya que pueden liberar o absorber GEI, así como aerosoles o sus precursores, además de regular los flujos de energía y agua entre la atmósfera y la superficie terrestre. Estos ecosistemas están sujetos a condiciones climáticas locales, lo que implica una inmensa cantidad de retro-efectos que pueden atenuar o amplificar el cambio climático regional y mundial. De dichos retro-efectos uno de los que más atención ha recibido es la relación entre el ciclo del C y el clima. Grandes cantidades de C se almacenan en la

vegetación y en la materia orgánica del suelo, de allí que su liberación a la atmósfera como CO₂ o CH₄ presentará un grave impacto en el clima mundial (Heimann y Reichstein, 2008).

Como ya se anticipara los suelos son elementos clave en la transformación, procesamiento y ciclado global de CO₂, N₂O y CH₄. La pedósfera puede ser fuente o sumidero de GEI, tanto en los ecosistemas naturales como en aquellos con marcada intervención antrópica (Leifeld, 2006). El uso y el cambio de uso de las tierras presentan una incidencia directa sobre el intercambio de GEI entre los ecosistemas terrestres y la atmósfera. La tala de montes y bosques realizada como desmonte para uso agrícola o para asentamientos urbanos, está asociada a modificaciones en la cubierta terrestre y en las reservas de carbono. La gestión de los usos de la tierra afecta a las fuentes y a los sumideros de GEI (IPCC, 2001; IPCC, 2007a).

Desde el inicio de la agricultura (10 milenios atrás) los suelos del mundo han sido una fuente de CO₂ a los que se suma la emisión de CH₄ por cultivos de arroz y domesticación de ganado (5 milenios). Gran parte de los suelos agrícolas han perdido entre el 50% a 75% de CO respecto a su condición antecedente, con reducciones del orden de 30 a 50 Mg ha⁻¹ de C (Lal et al., 2007). La magnitud de la pérdida es a menudo mayor en suelos propensos a la erosión y otros procesos degradativos. Durante el año 2005 la agricultura presentó un nivel de emisiones entre 5,1 a 6,1 Gt CO₂-eq, un 10-12 % del total de emisiones mundiales antropogénicas (1,4 a 1,6 Gt C). El 54,2 % de las emisiones agrícolas corresponde al CH₄, 45,1 % al N₂O y solamente un 0,06 % al CO₂. A pesar de los grandes intercambios anuales de CO₂ entre la atmósfera y las tierras bajo uso agrícola las emisiones netas alcanzan solamente 0,4 Gt C año⁻¹ (Smith et al., 2007). En la actualidad y a escala global, los suelos son emisores netos de GEI. La liberación de C y los flujos de CH₄ y N₂O edáficos han aumentado por efectos antropogénicos, con tasas de emisión de 50 a 75 % por encima de los previstos en las condiciones naturales previas a la agricultura intensiva y cambio de uso (Leifeld, 2006).

En consecuencia, el contenido actual de CO en los suelos agrícolas es marcadamente inferior a su condición previa a la intervención antrópica, siendo factible adoptar practicas de manejo recomendadas (PMR) que aumente el CO y mejoren la calidad del recurso suelo.

Existen grandes posibilidades de mitigación por PMR, en función de la superficie agrícola y de la tecnología disponible de rápido acceso, que permitirían alcanzar elevadas tasas de secuestro de carbono. En el período 1960 a 2000 las tierras bajo agricultura se incrementaron en un 10 % (461 Mha), avanzando sobre tierras forestales (reducción de 240 Mha) y suelos de sabanas, praderas y estepas (-221 Mha, FAOSTAT, 2006). Este comportamiento se proyecta con la misma tendencia hacia el año 2030. La reducción de emisiones por unidad de producción se logra por el aumento del rendimiento de los cultivos

y la productividad animal, pudiendo adoptarse una amplia gama de prácticas agronómicas de alta eficiencia (Barker et al., 2007). Cerca del 90% del total de capacidad de mitigación por el sector agrícola puede lograrse por el secuestro de C del suelo. A nivel mundial las tecnologías de mitigación presentan un reducido nivel de adopción: la siembra directa, que presenta tasas de secuestro de que oscilan entre 0,1 a 1 Mg C ha⁻¹ año⁻¹, es utilizada solo en 106 Mha, que corresponden al 6 % de las tierras agrícolas del planeta. De dicho valor, un 50 % se ubican en América Latina, abarcando la República Argentina 27 Mha (Lal, 2004; Leifeld, 2006; Lal, 2009a; Aapresid, 2012).

La opción de mitigación de los efectos GEI por secuestro de C en los suelos es la medida de mayor eficiencia para el corto y mediano plazo (próximos 50 años). El potencial global de secuestro de C edáfico se ubica entre 0,6 a 1,2 Gt C año⁻¹, que se divide en 0,4 a 0,8 Gt C año⁻¹ por la adopción de la PMR en las tierras de agrícolas, 0,01 a 0,03 Gt C año⁻¹ en los suelos de regadío y valores de 0,01 a 0,3 Gt C año⁻¹ por gestión mejorada de suelos de pastizales y praderas. Por otro lado, existe un gran potencial de secuestro de C en la biomasa de las plantaciones forestales. Asimismo, la adopción de PMR permitirá obtener una mejora de los servicios ecosistémicos, asegurando el uso sostenible del recurso edáfico y manteniendo la calidad del agua mediante la reducción de la contaminación de fuentes no puntuales (Lal et al., 2007).

1.4 Posibilidades de mitigación de CO₂ por almacenamiento de carbono en los suelos de la República Argentina

La República Argentina posee un territorio continental de 278 Mha, con 261 Mha con probabilidades de secuestrar C. Los suelos de nuestro país son capaces de almacenar, bajo condiciones de vegetación natural, 12 Gt de carbono en los primeros 30 cm, 15,9 Gt en 0 a 50 cm y 22,9 Gt de C en el metro de profundidad (Volkoff y Bernoux, 2006). Esto representa un 1,45 % de la reserva pedológica global a 1 m de profundidad, ubicando a la Argentina como el segundo reservorio de América Latina, detrás de Brasil. Dichos niveles de almacenamiento se han visto reducidos en función del uso de la tierra, con una liberación media continental de 2,5 Mg ha⁻¹ de C en los 30 cm superficiales de los suelos, generando una reducción del 5 % del C almacenado (Volkoff y Bernoux, 2006). Este valor medio puede ser ajustado para nuestro país en función de los usos de la tierra (Tabla 1).

Tabla 1. Usos y cambios de uso de las tierras (Mha) en la República Argentina (1988-2002).

Descripción		1988	2002	Diferencia
Cultivos	Anuales	13,80	19,34	5,54
	Perennes	1,02	0,99	-0,03
Forrajeras	Anuales	5,79	4,01	-1,78
	Perennes	9,14	7,88	-1,26
Bosques y Montes	Implantados	0,72	1,02	0,3
	Naturales	37,01	34,37	-2,64
Pastizales Naturales		90,85	91,97	1,12
Superficie Apta no utilizada		6,48	4,27	-2,21
Superficie no Apta no utilizada		10,58	8,40	-2,18
Caminos, parques y/o viviendas		1,74	0,98	-0,76
Superficie sin discriminar		0,28	1,56	1,28
Total de Superficie Agropecuaria		177,41	174,79	-2,62

Fuente: Instituto Nacional de Estadísticas y Censos (INDEC). 2002. Censo Nacional Agropecuario

Se observa un incremento de las tierras bajo cultivos anuales (con un aumento de $5,5 \cdot 10^6$ ha en 14 años), en detrimento de la superficie de bosques naturales ($2,6 \cdot 10^6$ ha) y de forrajeras, tanto anuales como perennes (reducción de $3 \cdot 10^6$ ha). Este sostenido avance de la agricultura genera posibilidades de restitución de C en los suelos por PMR. Si consideramos que los suelos bajo agricultura presentan reducciones de un 30 % en el contenido de C respecto a su condición de referencia (pastizal prístino) y que por pastoreo se puede disminuir en un 10 % el nivel de C (IPCC, 2006), los suelos bajo cultivo pueden retener 0,32 Gt de C, a lo que se suma 0,34 Gt de C en tierras de pastoreo. Los valores ajustados indican una liberación de $8,6 \text{ Mg ha}^{-1}$ de C en los suelos de nuestro país respecto a la condición de referencia, valor 3,4 veces superior al promedio calculado para Latinoamérica.

En base a estos cálculos y tomando un valor de mercado de 16 US\$ por Mg de C (Lal, 2009b), considerando una tasa de una reposición del 50 % del C en la condición original por PMR (Lal et al., 2007), y un nivel de adopción de dichas prácticas del 20 % en las 76,2 Mha productivas, el ingreso potencial nacional por secuestro de carbono alcanzaría los $1048 \cdot 10^6$ US\$ por actividades de mitigación en el mediano plazo. A estos probables beneficios económicos debe agregarse aquellos generados por el mejoramiento del recurso suelo, reflejados a través del aumento de la productividad.

La Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Argentina (SAyDS, 2006) ha calculado que las emisiones totales de CO_2 eq. Correspondientes al año 2000

(incluyendo al sector Cambio en el Uso del Suelo y Silvicultura) fueron de 238,7 Gg de CO₂eq ($\approx 0,24$ Gt CO₂ eq año⁻¹), ligeramente inferiores a las del año 1997. Esta reducción puede explicarse por un aumento considerable de las absorciones netas por la implantación de masas forestales. Teniendo en cuenta las emisiones per cápita, la Argentina tiene una emisión de 6 Mg hab⁻¹ año⁻¹, muy inferior a los 26, 15 y 11 Mg ha⁻¹ año⁻¹ que emiten USA, Japón o Europa, respectivamente (SAyDS, 2006; Barker et al., 2007).

Cuando se desagregan las emisiones estimadas por sectores, Energía aporta el 46,8%, Agricultura y Ganadería 44,3%, Residuos 5,0% y el restante 3,9% corresponde a Procesos Industriales. Esta participación relevante del sector agropecuario en el total de las emisiones GEI refleja el perfil productivo del país, donde la tasa de liberación de C en los procesos industriales es similar al uso y cambio de uso de la tierra. En nuestro país el sector agropecuario origina el 69,7% de las emisiones de CH₄ y el 96,8 % de las emisiones de N₂O, primordialmente relacionadas con el uso agrícola. Las emisiones de C por parte de los suelos son consideradas dentro del Cambio de Uso del Suelo, que comprende cuatro subsectores: los cambios en la biomasa en bosques y otros tipos de vegetación leñosa, la conversión de bosques y praderas, el abandono de tierras cultivadas y los cambios en el contenido de C por uso del suelo.

En la Fig. 5 se presenta la distribución de los órdenes de suelos dominantes (Soil Survey Staff, 1999) en el territorio nacional y la cantidad de C almacenada en el suelo a 1 m de profundidad.

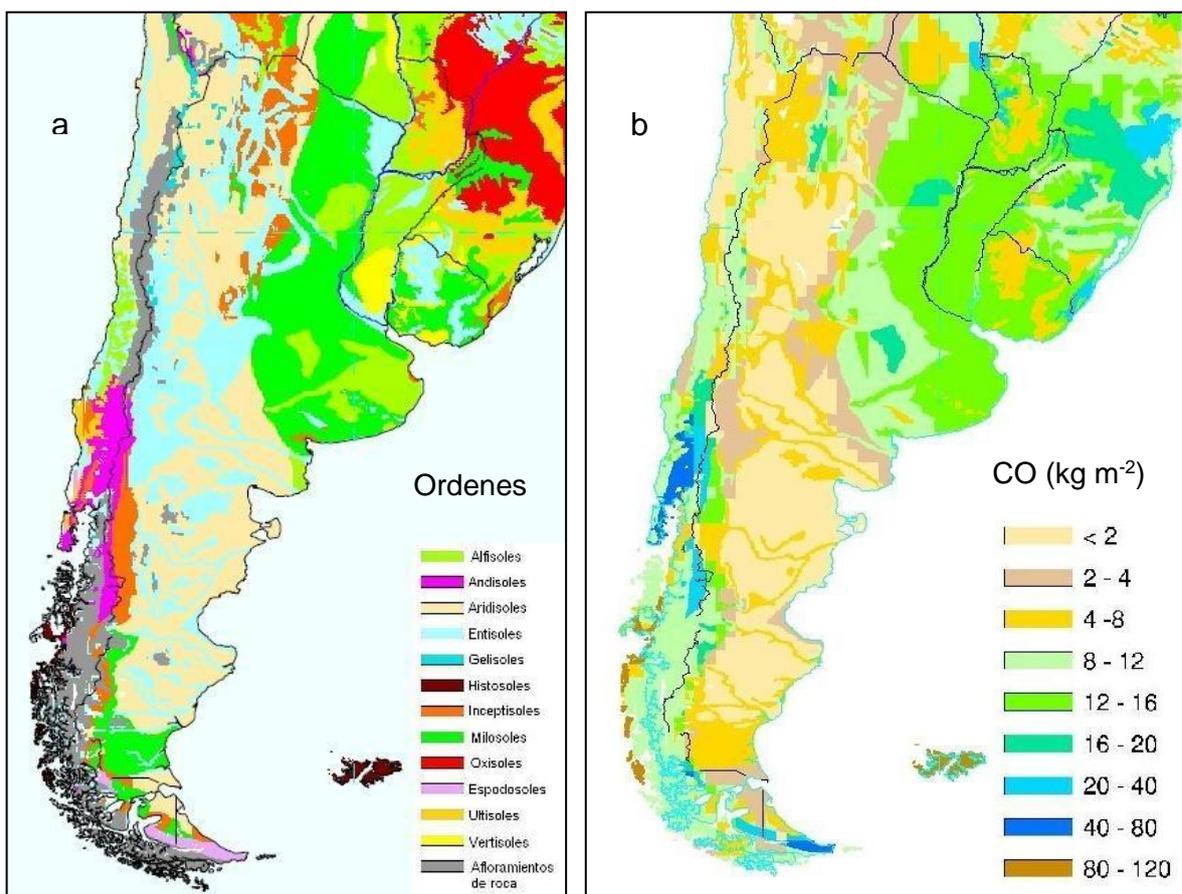


Figura 5. Distribución de órdenes (a) y capacidad de almacenamiento de carbono (b) en los suelos de la República Argentina (Fuente: NRCS-USA. 2008. Soil Organic Carbon Map).

El orden Molisol presenta la mayor superficie con 90,6 Mha (32,5 % del territorio) y niveles de retención de 80 a 120 Mg ha^{-1} en 1 m de profundidad. Lo sigue el orden Entisol con 71,8 Mha (27,5 %) y contenidos de 40 a 80 Mg ha^{-1} de C. El tercer orden en importancia es el Aridisol, con 51,7 Mha y un almacenamiento de 20 Mg ha^{-1} . El orden Alfisol presenta valores de retención entre 160 a 200 Mg ha^{-1} de C, en una superficie estimada de 21 Mha, que corresponde al 8 % del territorio continental (Ferrer, 1998). A partir de estos datos se deduce que los almacenamientos potenciales 7,25; 3,36; 2,87 y 1,03 Gt de C para Molisoles, Alfisoles, Entisoles y Aridisoles, respectivamente. El resto de los órdenes descriptos ocupan menores superficies y se asocian principalmente a usos de bosques o praderas naturales, con menores posibilidades de secuestro de C respecto a los usos agrícolas. Los valores informados para los niveles de C presentan una gran variabilidad, aspecto que se magnifica al utilizar información proveniente de las categorías inferiores del sistema de clasificación Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999).

1.5 Posibilidades de mitigación de CO₂ por almacenamiento de carbono en los suelos de la Pampa Austral

La región pampeana constituye el más importante ecosistema de praderas de la Argentina, abarcando una superficie de $54 \cdot 10^6$ ha. Es una vasta llanura con pendiente suave hacia el océano Atlántico, clima templado húmedo y con predominio de suelos pertenecientes al orden Molisol, que presentan elevada aptitud para cultivos y ganadería. La temperatura media anual (TMA) se sitúa entre 14 y 20 °C y el gradiente de precipitación anual (PMA) oscila entre los 1100 mm año⁻¹ al noreste y 500 mm año⁻¹ al sudoeste (Viglizzo et al., 2006; Austin et al., 2006). En la última centuria las isohietas han presentado importantes desplazamientos, con avances y retrocesos que coincidieron con las fases húmedas y secas del ciclo pluviométrico (Viglizzo et al., 1997). La mayor parte de las lluvias son estivales. El bioma de la pradera pampeana ha sufrido evidentes transformaciones por causa de la intervención humana. Las actividades agrícolas se iniciaron a partir de 1870 sobre tierras de praderas naturales bajo pastoreo, donde la agricultura extensiva fue acompañada por una ganadería de baja productividad y bajo impacto ambiental. A mediados del siglo XX comienza una agricultura más tecnificada, en rotación con una ganadería semi-intensiva, dando lugar a un planteo agrícola-ganadero integrado que se impuso en gran parte de la región. La situación cambia a fines del siglo XX y principios del XXI, donde la agricultura y la ganadería se desconectan y se especializan individualmente, con planteos más intensivos (Viglizzo et al., 2001). La agricultura desarrolla un paquete tecnológico simplificado y de alta productividad, integrado por cultivos transgénicos, siembra directa, mayor uso de fertilizantes y plaguicidas. La ganadería se desplaza hacia suelos de menor calidad y se intensifica, logrando mayores niveles de productividad que los esquemas agropecuarios tradicionales (por ejemplo feed-lots). Estos sistemas simplificados con alto uso de insumos no incluyen los conceptos de manejo integrado de plagas y malezas, rotación de cultivos, mantenimiento de la diversidad genética y alternancia de prácticas culturales. Por otro lado, acarrear un uso creciente de insumos potencialmente contaminantes (fertilizantes, plaguicidas, combustibles fósiles) generando un gran impacto sobre el ambiente. Ante la intensificación de la producción agropecuaria cabe preguntarse como la actual actividad puede afectar al medio natural en el largo plazo, surgiendo el interrogante acerca de la sustentabilidad ambiental de la agricultura pampeana (Viglizzo et al., 2006; Grau y Aide, 2008). La región pampeana presenta una marcada diversidad en condiciones climáticas y edáficas, pudiendo separarse en subregiones de relativa homogeneidad (Fig. 6).

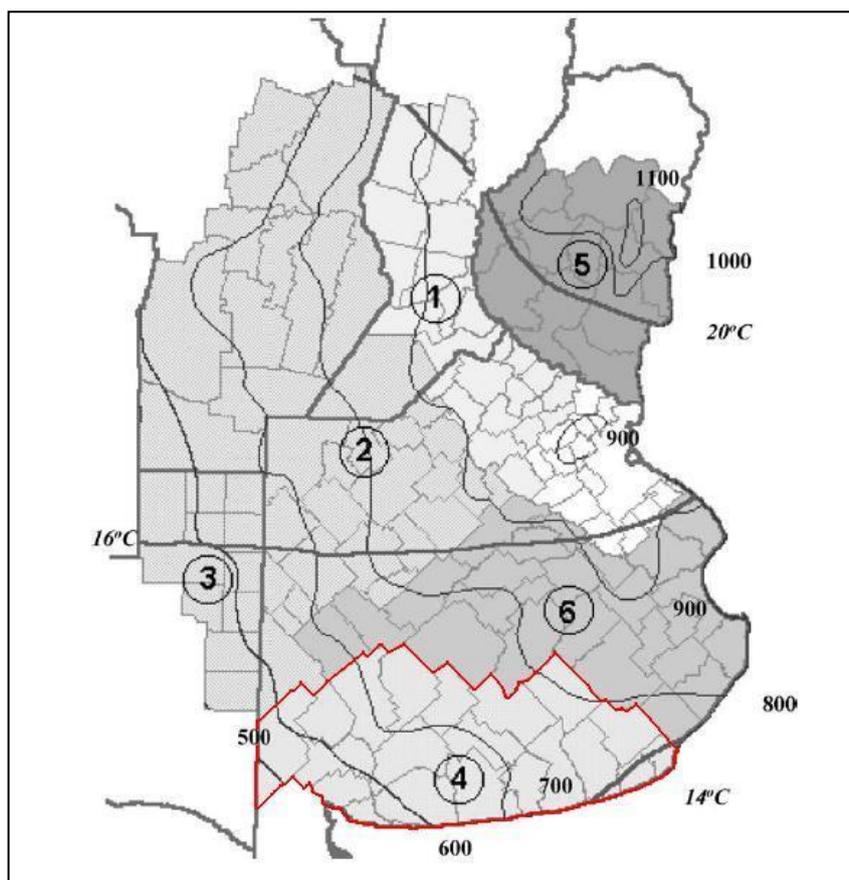


Figura 6. Subregiones pampeanas. 1: pampa ondulada; 2: pampa interior subhúmeda; 3: pampa interior semiárida; 4: pampa austral (límites indicados por línea roja); 5: pampa mesopotámica; 6: pampa deprimida. Se presentan isolíneas de temperatura y precipitación (fuente: Viglizzo et al., 2004).

La pampa austral se ubica en el sector distal de la región pampeana, abarcando 21 partidos del Sur de la Provincia de Buenos Aires, con una superficie de 8,3 Mha. La vegetación natural corresponde a una estepa de gramíneas donde *Stipa sp* y *Piptochaetium sp* han sido los géneros dominantes. La vegetación natural se presenta muy modificada por actividades antrópicas desarrolladas durante más de un siglo (Prieto, 1996).

El paisaje se asocia a la provincia geológica de la llanura chaco-pampeana, sobre la cuenca conocida como ante-fosa de Claromecó, que se ubica entre las sierras de Tandilia y Ventania. Rodeando a dichos sistemas serranos se encuentran las cuencas del Salado y del Colorado, constituyendo un sistema de depresiones separadas por altos estructurales. La depresión interserrana o cuenca de Claromecó ha sido colmatada por sedimentos paleozoicos que superan los $6 \cdot 10^3$ m de espesor (Ramos, 1999). En la cúspide de la pila sedimentaria se observan materiales cuaternarios en espesores de decímetros (sectores elevados) hasta decenas de metros, entre los cuales el loess es el sedimento más frecuente (INTA, 1989; Iriondo, 1999). Las formaciones geológicas descritas presentan una marcada influencia sobre el relieve, la red de drenaje, el tipo de materiales parentales y en la distribución espacial de los suelos (Tabla 2).

Tabla 2. Dominios edáficos y unidades geomorfológicas de la Pampa Austral.

DE	Unidad Geomorfológica	Geomorfología y materiales parentales	Sup. (Mha)
1	Sierras	Escarpado. Roca o sedimentos loésicos sobre roca	0,34
2	Sierras	Pedemonte y Valles Interserranos. Sedimentos loésicos sobre roca, loess profundo en valles	2,28
3	Llanuras Continentales	Planos disectados. Sedimentos loésicos o sedimentos eólicos recientes de textura moderadamente gruesa sobre horizonte petrocálcico	0,79
4	Llanuras Continentales	Plano normal. Sedimentos eólicos recientes de textura moderadamente gruesa sobre horizonte petrocálcico, sedimentos eólicos recientes moderadamente gruesos, espesos	0,09
12	Llanuras Continentales	Sector distal, ondulado y disectado. Sedimentos loésicos o sedimentos eólicos recientes de textura moderadamente gruesa sobre horizonte petrocálcico	0,38
13	Llanuras Continentales	Sector interserrano, suavemente ondulado. Sedimentos loésicos sobre horizonte petrocálcico	2,56
14	Llanuras Continentales	Plano normal. Sedimentos eólicos recientes moderadamente gruesos sobre horizonte petrocálcico	0,13
22	Llanuras Continentales	Subnormal. Drenaje deficiente. Sedimentos loésicos y sedimentos eólicos recientes de textura moderadamente gruesa sobre petrocálcico	0,35
23	Llanuras Continentales	Subnormal. Drenaje deficiente. Sedimentos loésicos y sedimentos eólicos recientes de textura moderadamente gruesa sobre petrocálcico	1,08
26	Niveles Marinos	Plano-concavo, colmatado por sedimentos marinos	0,04
27	Niveles Marinos	Relieve muy ondulado (dunas). Acumulaciones arenosas espesas	0,15
30	Depresión Lacunar	Plano cóncavo, con arenas eólicas en manto espeso que cubre sedimentos eólicos más finos	0,05

DE: Dominio Edáfico (Fuente: elaboración propia a partir de INTA, 1989. Carta de suelos de la Provincia de Buenos Aires escala 1: 500,000).

Los dominios edáficos 13, 2, 23, 3 y 12 abarcan el 85 % de la superficie regional, con más de 3 Mha de suelos con alto potencial agrícola (índices de productividad superiores a 65). Al igual que el resto de la región pampeana, el sector austral ha sufrido una intensificación de la agricultura, con un aumento del 35 al 42 % en los cultivos anuales entre 1966 y 2002, mientras que el área de pastizales se redujo de 51,6 a 35,1 % durante el mismo periodo (Viglizzo et al., 2006). Vinculado a ello, Miglierina et al. (2000), informan en la región reducciones del 30 al 56 % en los contenidos de CO en horizontes A en función de tipos de suelos, rotaciones y cultivos. En Molisoles de la región se han registrado reducciones del 40 % del COS almacenado al pasar de monte natural a uso agrícola intensivo (Moreno 2000). Al efecto de mineralización del COS, debe sumarse la pérdida de C del suelo por erosión hídrica y eólica. Las pérdidas por acción del viento en los agro-sistemas tradicionales supera ampliamente la tasa de resiliencia de los suelos (Bravo y Silenzi, 2002). La pérdida potencial de suelo calculada por la ecuación de erosión eólica (Woodruff y Siddoway, 1965) puede alcanza en la región a los 40 Mg ha⁻¹ año⁻¹ de suelo

bajo labranza convencional, lo que implica una pérdida potencial en C de $0,6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$. Lal (2000) ha calculado que un 20 % del COS que se moviliza por erosión es susceptible de ser liberado como CO_2 a la atmósfera.

Tomando como base la intensidad de uso de los suelos, la escasa cantidad de forrajeras perennes (14 %) y la reducida proporción de bosques naturales o implantados (0,33%), es factible lograr en el mediano plazo elevados niveles de retención de C en los suelos de la región por la adopción de PMR. Un ejemplo es la utilización de la siembra directa (SD), que en la Pampa Austral alcanza una superficie de 0,82 Mha, de las cuales más del 45 % se destinan al cultivo de trigo (INDEC, 2002). En ensayos de 5 años de duración bajo SD sobre la diversidad de suelos de la región pampeana, se han informado tasas de secuestro anuales de $0,25$ a $2 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en los 10 cm superficiales respecto a sistemas en labranza convencional (Díaz-Zorita y Buschiazzi, 2006). Valores acordes son informados por Miglierina et al. (2000), con tasas de secuestro que oscilan entre $0,2$ a $0,7 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ al aplicar otras PMR en sistemas de producción de trigo de la zona de Bordenave. De tal forma, es viable lograr tasas de secuestro de $0,2$ a $1 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ de C en los primeros centímetros del suelo por aplicación de SD combinada con otras PMR (incertidumbre menor al 5 %, calculo propio a partir de Díaz-Zorita y Buschiazzi, 2006). Suponiendo un nivel de adopción de las mismas de un 20 %, se lograrían retener $0,43 \text{ Tg de C año}^{-1}$ en los suelos agrícolas de la Pampa Austral a partir de prácticas tecnológicas de bajo costo.

Por otro lado, varios de los dominios edáficos con menor potencial productivo (1, 4, 14, 26, 27 y 30) pueden ser integrados a sistemas pastoriles, silvo pastoriles o silvícolas, dejando los sectores de aptitud casi nula a funciones de recreación. En Ustipsammentes típicos ubicados en la zona de dunas costeras, Rossi (2008) ha determinado tasas de secuestro de $0,6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en rodales de pinos con 45 años de implantación respecto a la vegetación natural en los 20 cm superficiales. Dicho planteo silvícola aplicado en los dominios 14, 26, 27 y 30, con un nivel de adopción del 20 %, permitiría la captación de $0,04 \text{ Tg año}^{-1}$ de C. Los dominios edáficos 1, 2 y 4 pueden forestarse con la misma especie, siendo previsibles tasas de retención de $1,1 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ (Villalba, 2008), aportando a la región $2,9 \text{ Tg año}^{-1}$ de C. Por último quedan 4 Mha con aptitud ganadera agrícola a ganadera, las cuales pueden lograr alrededor de $0,4 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ de C en planteos de rotación con pastura respecto a sistemas agrícolas puros (Galantini, 1994), lo que permitiría secuestrar $0,34 \text{ Tg año}^{-1}$ de C por adopción en 1 de cada 5 establecimientos.

En síntesis, una planificación regional que contemple utilizar PMR en suelos agrícolas, fertilización, rotaciones e incorporación de pasturas en establecimientos mixtos y plantaciones forestales en los suelos de menor aptitud podría contribuir a secuestrar $3,71 \text{ Tg año}^{-1}$ de C en la Pampa Austral, generando un mercado de créditos de C que alcanzaría los

59 10⁶ dólares año⁻¹, solamente si 1/5 de las tierras productivas fueran incorporadas a un esquema como el propuesto. Estas actividades, de bajo costo de implementación, deberían ser realizadas a través de políticas públicas activas que incentiven el cambio de uso de las tierras, con sistemas de monitoreo e inspección que aseguren la recuperación y el adecuado uso del recurso suelo.

1.6 Secuestro de carbono desde la perspectiva pedológica

La pedología es una disciplina que estudia el suelo en su posición natural, creando y justificando un conjunto de teorías y leyes que permiten la racionalización de un amplio rango de ideas y conceptos, con una diversidad de conocimientos que han ubicado a la misma como un importante componente de las ciencias de la tierra (Bockheim et al., 2005). Dicha disciplina abarca estudios relacionados con la morfología, factores y procesos de formación, clasificación y cartografía de los suelos (Buol et al., 2003). Al ser una disciplina con un claro método de estudio jerarquizado y de escalas diversas (bioma-paisaje-suelo-perfil-horizonte-agregados-fases físicas), el mecanismo de análisis de la pedología aplicado a cualquier propiedad edáfica cubre la totalidad de los factores y/o interacciones de los mismos que pueden generar cambios en el objeto de estudio, y por ende, en sus propiedades.

Numerosos trabajos citan a los agentes que ejercen marcada influencia en el almacenamiento, dinámica y secuestro del carbono. Batjes (1998) informa que los principales factores ambientales que controlan el comportamiento de la materia orgánica en el suelo son el contenido de humedad y la temperatura, las condiciones de drenaje, la acidez del suelo, la cantidad y provisión de nutrientes, el nivel de arcilla y su mineralogía. Jobbágy y Jackson (2000), mencionan al tipo de vegetación, el clima y la textura como factores determinantes en la capacidad de almacenamiento de carbono en el suelo y de la distribución vertical del mismo. Van den Bygaart et al. (2002) citan al clima, manejo histórico, tipo de suelo y procesos del paisaje como factores que afectan al CO bajo siembra directa. Olson (2007) enumera al tipo y uso actual del suelo, manejo histórico, clima y procesos del paisaje como factores que afectan la dinámica y el almacenamiento del CO. Asimismo, variables climáticas y topográficas pueden predecir satisfactoriamente el carbono almacenado en praderas de los Pirineos (García-Pausas et al., 2007). En cada uno de los trabajos citados la terminología empleada por los autores presenta una faceta común: reflejan los factores formadores de los suelos definidos en los albores de la pedología e incluidos en la ecuación de estado definida por Jenny (1941).

$$\mathbf{S = f(cl, o, r, p, t, \dots)}$$

(ecuación 1)

donde:

S= suelo o cualquier propiedad del mismo

cl= clima

o= organismos

r= relieve

p= material parental

t= tiempo

Posteriormente el mismo autor extiende el concepto de "teoría de los factores de estado" a los ecosistemas (Amundson y Jenny, 1991).

$$\mathbf{A, V, S = f(cl, o, r, p, t, \dots)}$$

(ecuación 2)

donde:

A= propiedades fenotípicas de los animales

V= propiedades fenotípicas de los vegetales

S= suelo o cualquier propiedad del mismo

cl= clima

o= organismos

r= relieve

p= material parental

t= tiempo

En este mismo trabajo se especifica que "los puntos suspensivos representan factores puntuales de fuerte influencia, como pueden ser la napa freática o el spray salino de zonas costeras".

En el mismo sentido Batjes (1998) establece un diagrama en el cual relaciona los factores y procesos pedogenéticos que intervienen en el desarrollo de los suelos con importantes propiedades edáficas (Fig. 7).

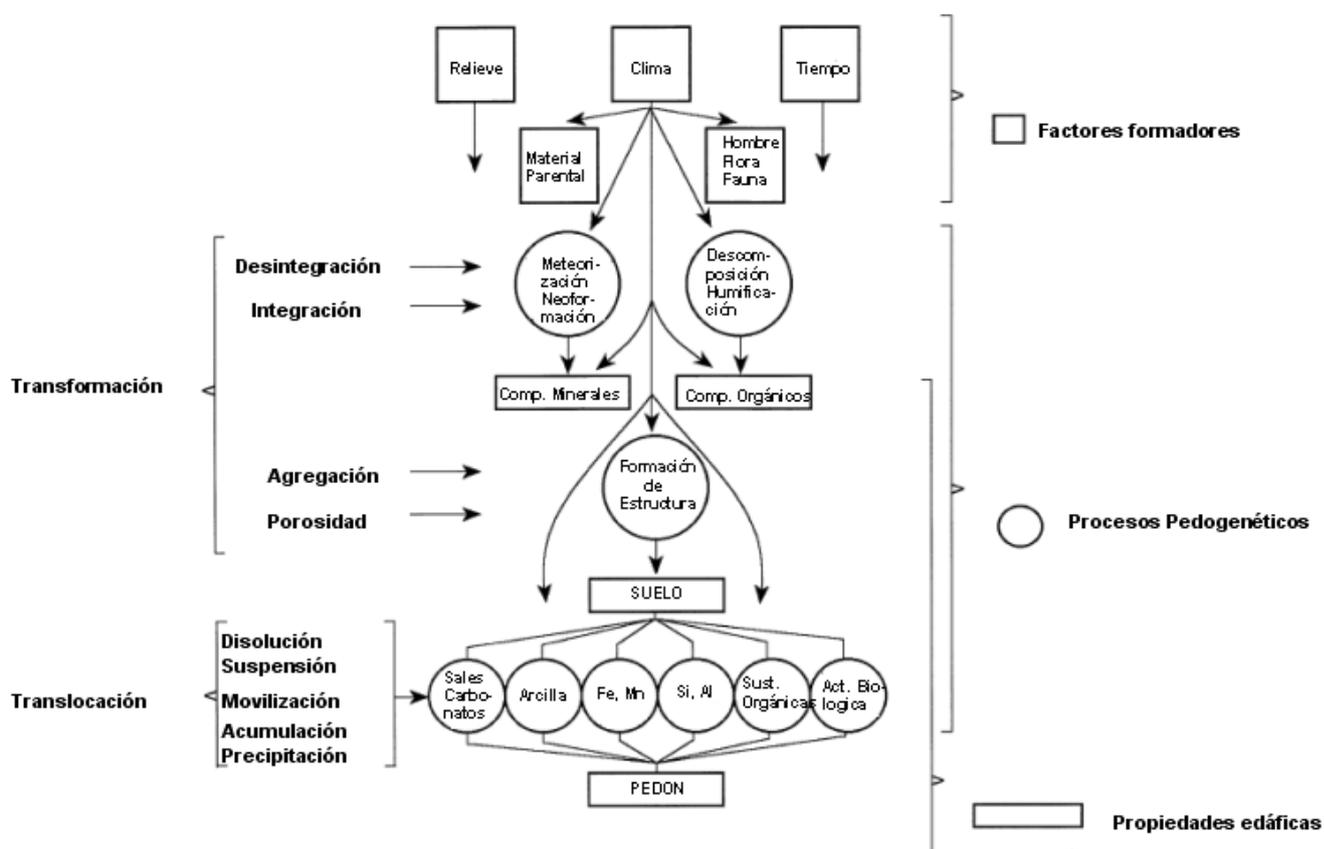


Figura 7. Factores y principales procesos en la formación de suelos (Batjes, 1998).

Los niveles de COS al igual que cualquier propiedad edáfica se encuentran regidos por los procesos resultantes de las complejas interrelaciones existentes entre los cinco factores formadores. A escala global la distribución de los distintos tipos de suelos se encuentra netamente influenciada por el clima y el tipo de vegetación asociada (condición de zonalidad). Dentro del componente climático las variables que ejercen mayor influencia sobre el COS son la precipitación y la temperatura. Está claramente determinado que el almacenamiento de carbono presenta correlación directa con la PMA e inversa con la TMA (Lal, 2000; Jobbágy y Jackson, 2000; Miller et al., 2004; Guo et al., 2006). El aumento de la pluviometría permite una mayor producción de materia seca con el consiguiente aumento en el aporte de C al suelo. Inversamente, el aumento de la temperatura favorece la actividad microbiana y la descomposición del COS. El balance entre ambos factores regula el nivel de CO, siendo la relación precipitación/temperatura un buen índice para explicar el contenido de CO en suelos de las llanuras Pampeana y Chaqueña de clima templado (Álvarez y Lavado, 1998).

En la transición húmeda a árida de la región pampeana templada, que desde el punto de vista edafoclimático representa un pasaje del régimen údico al arídico asociado a un

régimen de temperatura térmico, se ha observado una correlación significativa ($r= 0,78$) entre el contenido de COS y la PMA (Crespo y Rosell, 1990). La zona de transición semiárida a árida (cambio del régimen de humedad edáfico ústico al arídico dentro del térmico) también presenta una correlación significativa entre COS y PMA ($r= 0,63$, Bravo et al., 2007).

El tipo de vegetación tiene marcada influencia sobre la acumulación y distribución del COS en el pedón. Bajo condiciones climáticas similares y sobre materiales parentales homogéneos, se ha determinado una marcada influencia de distintos estratos vegetales (pasturas, arbustos y árboles) sobre la distribución vertical y el balance de CO (Jobbágy y Jackson, 2000). El cambio de vegetación de pradera natural a bosque ha producido aumentos en la cantidad de CO del horizonte mineral superficial (0-20 cm) en rodales de 50 a 100 años de implantados, con incrementos de 7 a 72 % en suelos desarrollados sobre sedimentos loésicos y de 15 a 100 % sobre suelos de textura gruesa (Jobbágy y Jackson, 2003; Villalba, 2008; Rossi, 2008). Sin embargo, esta ganancia superficial correspondería a una re-distribución de C, estableciéndose que los suelos de pastizales no aumentarían sus niveles de CO al ser forestados (Paul et al., 2002; Jobbágy et al., 2006). Los impactos de las forestaciones en la acumulación de C en el suelo son aun inciertos (Jobbágy et al., 2006). En agrosistemas de la región semiárida Argentina los cambios en C de la capa arable pueden ser asociados al tipo e intensidad de uso. Así, un sistema natural de pasturas de la región del Caldenal sometido a distintos niveles de pastoreo, reduce entre un 8 y un 27 % el CO de la capa arable (Villamil, 2000).

Las características del material parental, frecuentemente representadas a través de su composición granulométrica, desempeñan un rol primordial sobre la acumulación y/o mineralización del COS. La composición mineralógica y la distribución porcentual de los tamaños de grano de las fracciones de arena, limo y arcilla aportan elementos de juicio para la mejor comprensión de la dinámica del COS. En la región de Sierra de la Ventana, Bidart (1993) ha identificado distintos tipos de sedimentos que constituyen los materiales originales de los suelos, a los que denominó loess típico, loess arenoso y sedimento eólico arcillo-limo-arenoso. La variabilidad de las fuentes de procedencia de los sedimentos -aún dentro de una misma ecozona- condiciona el desarrollo y la magnitud de los procesos pedogenéticos que permiten la acumulación de C. Suelos con mayores contenidos de arcilla presentan mayores niveles de CO y respuesta diferencial al uso que aquellos con predominio de arena (Bredja et al., 2001; Álvarez, 2002). Los contenidos de elementos finos -arcilla y limo- del horizonte superficial explican gran parte de la variabilidad del COS en modelos regionales de USA (Parton et al., 1987; Amelung et al., 1999; Guo et al., 2006). En suelos de la región semiárida se han observado correlaciones significativas entre el contenido de materiales finos y la concentración de CO del horizonte A (Buschiazzo et al., 2001; Galantini 1994;

Quiroga, 2002). Esta relación es dependiente del grado de transformación del C, expresado como fracción joven o gruesa y vieja o fina. Materiales parentales con mayores contenidos de partículas <50 μm favorecen la acumulación de CO por diferentes mecanismos de protección: adsorción sobre las partículas minerales (Oades, 1984) y oclusión del C entre capas de arcilla (Tisdall y Oades, 1982).

El relieve tiene un rol importante en la acumulación y redistribución del CO a lo largo del paisaje (Van den Bygaart et al., 2002). Aspectos tales como la posición de los suelos en las laderas y la orientación de las mismas presentan directa influencia sobre el contenido de COS (Bredja et al., 2000), al regular el flujo de agua en el perfil y la tasa de erosión (Lal, 2000). El factor topográfico presenta marcada influencia en la acumulación de COS en los sistemas forestales, donde los planos presentan mayor contenido de carbono en el horizonte A que las pendientes (Schimel et al., 1985; Amiotti et al., 2007).

El tiempo es el elemento que permite la expresión de los restantes factores formadores, al regular la residencia de los suelos. La “edad de los suelos” puede oscilar desde algunos cientos hasta decenas de miles de años. En la región semiárida bonaerense Amiotti et al. (2001) han observado una marcada variabilidad de los suelos en superficies reducidas, relacionada a distintos “pulsos” de erosión y depositación de materiales. En este caso, los suelos con mayor capacidad de secuestro de carbono son aquellos que presentan un mayor tiempo de residencia. En un estudio sobre cenizas volcánicas bajo clima templado húmedo (TMA 16 °C y PMA 2500 mm) y vegetación forestal, Torn et al. (1997) han establecido a través de una cronosecuencia de 0,3 a 4100 ka que la transformación de estructuras amorfas a cristalinas estables se alcanza en un período de 150 ka, coincidiendo con el pico de acumulación de CO. Estos cambios se reflejan en la categoría superior del Soil Taxonomy, dando origen a suelos pertenecientes a los órdenes Andisoles y Oxisoles.

A la luz de los avances de la pedología y a pesar de haber transcurrido más de 70 años desde su publicación, el planteo de Jenny no pudo ser desplazado por ningún otro modelo o paradigma. La ecuación de estado de los factores formadores de suelo es un concepto universal que puede ser aplicado a cualquiera de las propiedades de los suelos y ecosistemas a los que pertenecen. Actualmente es mencionada en publicaciones relacionadas con la pedodiversidad, ecología de suelos, génesis de suelos urbanos, impactos antrópicos, ciclos de nutrientes o contaminantes, sistemas de información geográfica y sistemas inteligentes de levantamiento de suelos.

En los trabajos revisados los autores han intentado identificar los principales factores que regulan la acumulación de COS, sin especificar detalles sobre los procesos pedogenéticos que ocurren y como éstos inciden sobre el contenido y distribución del CO. Gran parte de los estudios de COS se realizan con toma de muestras superficiales (capa arable) o a mayores profundidades con intervalos fijos. En estos casos, se reduce la

identificación de rasgos pedológicos y se limita la comprensión de los procesos pedogenéticos, aspectos netamente destacables en las técnicas de reconocimiento y descripción de suelos.

El desarrollo de los sistemas de clasificación taxonómica hizo que la dificultosa comprensión los procesos pedogenéticos fuera reemplazada por las propiedades resultantes de los mismos, mucho más fáciles de cuantificar. Por otro lado, los procesos de formación de suelos pueden ser mal interpretados, ya que comúnmente se producen dos o más procesos en forma simultánea, en sentido convergente o divergente (Arnold, 1983; Simonson, 1959). Otro problema que debe sumarse es la ocurrencia de poligénesis en un gran número de suelos, volviendo dificultosas las interpretaciones genéticas. Los primeros sistemas de clasificación de suelos utilizaron un criterio netamente genético y subjetivo, donde los suelos debían ajustarse a perfiles idealizados que representaban a los procesos de edafogénesis dominantes. Numerosos problemas en la clasificación de individuos llevó a un cambio de enfoque, donde los suelos deberían ser identificados y agrupados subjetivamente a través de un conjunto de propiedades medibles, derivadas de procesos de pedogénesis. Según Smith (1983) “la génesis *per se* no puede ser utilizada para definir los taxones suelo. Los procesos pedogenéticos que ocurren rara vez se pueden medir. Sin embargo, la génesis de los suelos es extremadamente importante tanto para la taxonomía de los suelos como para la asignación de un adecuado uso de los mismos”. Los procesos pedogenéticos son reflejados directamente en los sistemas de clasificación, ya que son ellos quienes originan las características medibles que permiten la diferenciación y agrupamiento de los suelos. Este concepto es poco utilizado en la actualidad, donde para clasificar un suelo se consideran automáticamente sus propiedades cuantitativas: presencia o ausencia de horizontes diagnósticos, rasgos distintivos (propiedades y materiales), regímenes de humedad y temperatura del suelo. En los sistemas de clasificación globales (Soil Taxonomy, Word Reference Base) se han hecho pocos esfuerzos para vincular los procesos formadores con los taxones del suelo. Tal vez la mayor crítica al enfoque utilizado es que epipedones y horizontes diagnósticos dentro de un perfil no están vinculados, es decir, los sistemas taxonómicos de suelos se basan en horizontes de diagnóstico por separado en lugar de la vinculación genética de los horizontes de un perfil de suelo (Bockheim y Gennadiyev, 2000). Estos autores encuentran ventajas en la exaltación de los procesos ya que los mismos pueden ser útiles como marco para explicar la clasificación del suelo, mostrando la relación genética entre horizontes diagnósticos y taxones. Por otro lado, los procesos pedogenéticos son consistentes con las técnicas cuantitativas modernas como el balance de masas. El enfoque desde el punto de vista genético permite la predicción de cambios de largo plazo en la biosfera, donde los suelos se reconocen como una parte clave en los estudios de procesos orientados. Además, los modelos mecanicistas de pedogénesis

requieren de una comprensión previa de los procesos formadores del suelo (Bockheim y Gennadiyev, 2009).

Se ha definido a los procesos de pedogénesis como una combinación de reacciones fisicoquímicas y biológicas que conducen a la transformación de los materiales parentales en horizontes edáficos con características distintivas, representadas por un conjunto de rasgos o propiedades del suelo reconocibles (Arnold, 1983). Se han identificado 17 procesos pedogenéticos que pueden ser vinculados a las especificaciones requeridas para los materiales, propiedades y horizontes diagnósticos de los principales sistemas taxonómicos globales. Ellos son: argiluvación (iluvación), enriquecimiento con cationes básicos, andisolización, paludización, gleización, melanización, ferralitización (laterización), podzolización, lixiviado de bases (decalcificación), vertilización (haploidización), cryoturbación, salinización, calcificación (acumulación de calcio secundario en el subsuelo), zolonización (alcalinización), solodización (desalcalinización y acidificación), silicificación y antrosolización (acción del hombre, Bockheim y Gennadiyev, 2000). Arnold (1983) agrega a los anteriores la eluviación, cumulización (aluvación, paquización), desalinización, acumulación de litter o litterización, leucinización (lessivage), humificación, ferruginación (rubefacción, braunificación) y mineralización. Otros procesos pedogenéticos citados son la transformación de minerales, pedoturbación y génesis de estructura, erosión, ferrólisis, sulfidización y sulfurización (Fanning y Fanning, 1989). En la Pampa Austral los procesos a priori identificados incluyen a melanización, eluviación, iluvación, decalcificación-calcificación, gleización, génesis de estructura y pedoturbación, salinización, alcalinización y paquización/cumulización.

Melanización: La melanización implica la acumulación de materia orgánica bien humificada en los horizontes superiores del suelo mineral, generados a partir de sedimentos ricos en bases. Este proceso involucra un oscurecimiento de los materiales parentales, inicialmente más claros, por la incorporación de la fracción orgánica y su íntima asociación con la fracción mineral de tamaño arcilla. La melanización incluye a la humificación: transformación por acción de los microorganismos de la materia orgánica bruta en humus o compuestos orgánicos de alto peso molecular, determinados a partir de fraccionamiento químico (Galantini, 1994). En el Soil Taxonomy estas características se asocian al concepto de epipedón mólico (Soil Survey Staff, 1999).

Eluviación e Iluviación: Los procesos de eluviación e iluviación se encuentran estrechamente relacionados. La eluviación implica la remoción de los constituyentes de los horizontes del suelo por lixiviado, llevado a cabo por el agua que infiltra a través del perfil. La iluviación es el proceso complementario, donde, en la parte inferior del perfil, se reciben y

acumulan los materiales transportados por eluviación. La iluviación también puede denominarse argiluviación o lessivage. Este proceso hace referencia al movimiento vertical de los coloides en el solum, siendo su rasgo macromorfológico asociado la presencia de barnices o argilanes, que caracteriza a los horizontes argílicos (Bt).

Calcificación: La calcificación se refiere a la acumulación de carbonatos de calcio secundarios en suelos semiáridos y áridos, así como a la redistribución de carbonatos en los suelos de las regiones más húmedas. Normalmente se asocia a la acumulación en horizontes C (Ck), pero puede suceder en cualquier otro horizonte. Como proceso previo se debe producir la decalcificación, que corresponde a un conjunto de reacciones que remueven el carbonato de calcio primario de uno o más horizontes del suelo. En estudios de pedología básica se ha establecido que el principal factor que controla la disolución de los carbonatos primarios y la formación de carbonatos secundarios o pedogénicos es la alta concentración de CO₂ en el suelo como resultado de la actividad microbiana y la respiración radicular. La decalcificación de 5 cm superficiales de loess fresco bajo bosques de hoja caduca se produjo en un lapso de 10 años, aumentando la velocidad cuando el material formaba estructura. La lixiviación fue acompañada por la acumulación de carbonatos secundarios de grano fino dentro de los poros inferiores (Arnold, 1983; Bockheim y Gennadiyev, 2000; Bockheim y Gennadiyev, 2009). Fanning y Fanning (1989) relaciona este proceso a la melanización: los suelos presentan decalcificación en su tope y acumulación de carbonatos en la base del perfil, a partir de materiales parentales donde el Ca⁺⁺ domina en el complejo de intercambio. La vegetación puede corresponder a gramíneas o arbustos, en sitios con buenas condiciones de drenaje. En dichas condiciones se forma un tipo de materia orgánica humificada, negra, estable, asociada a horizontes A espesos.

Gleización: Hace referencia a la presencia de condiciones ácuicas, reflejadas por rasgos redoximórficos como colores gley, moteados y concreciones de Fe-Mn. El efecto de los procesos de reducción y oxidación se ha centrado en compuestos de hierro y manganeso, generando como resultado características morfológicas visibles que se han utilizado para la predicción de los regímenes de humedad del suelo. El proceso se asocia a condiciones de drenaje deficiente.

Sodificación o alcalinización: este proceso se produce muchas veces en suelos salinos que son drenados naturalmente por cambios en la geomorfología de un paisaje, o artificialmente por acción del hombre. Las sales solubles en exceso se lixivian y el complejo de cambio pasa a ser dominado por el sodio. Los coloides del suelo bajo la influencia del Na⁺ se dispersan y se desarrolla una fuerte reacción alcalina que puede alcanzar a valores

de pH 10. El horizonte diagnóstico subsuperficial asociado a este proceso es el endopedón nátrico (Btn), definido como un argílico con altos niveles de Na⁺ en el complejo de cambio (valores del porcentaje de sodio intercambiable superiores al 15 %).

Génesis de estructura y pedoturbación: el desarrollo de la estructura es uno de los primeros procesos que permite diferenciar a un horizonte de una capa. La formación de la estructura puede ser considerada como el producto de otros procesos, tales como la pedoturbación, expansión y contracción por humedecimiento y secado de materiales expandibles, así como la generación de poros y agregados por plantas y animales (Fanning y Fanning, 1989). La pedoturbación o bioturbación hace referencia a la acción por la cual los suelos son mezclados, tornándolos más homogéneos (isotrópicos) en profundidad y ocultando otros procesos pedogenéticos que tienden a la diferenciación de horizontes. La pedoturbación dominante abarca la acción de la fauna (lombrices, hormigas, termitas, roedores). Otro tipo de turbación corresponde a la acción de mezcla por las plantas (raíces de árboles), o acción del hombre (antropedoturbación), con el horizonte Ap como principal expresión.

Paquización: también definido como cumulación, aluviación u otro tipo de acumulación. El proceso fundamental es la adición por viento o agua de partículas minerales a la superficie del suelo. En el caso particular de la aluviación, materiales erodados de otras áreas son depositados por el agua sobre la superficie. Debido a que los materiales depositados tienen distintos contenidos de carbono orgánico, los suelos generados presentan una distribución irregular del CO en profundidad, aspecto que es tomado como criterio diagnóstico en Soil Taxonomy (subgrupos cumúlicos o páquicos). Estos procesos ocurren normalmente en posiciones distintivas del paisaje (planicies de inundación, pie de ladera, cañadones).

Los procesos aquí enumerados pueden presentarse con distintos niveles de expresión, definidos por la intensidad de ocurrencia. Hall et al. (1982) indican que el estado de desarrollo de un suelo depende de la intensidad o nivel de expresión de los procesos pedogenéticos, de la susceptibilidad a la meteorización de los materiales y de la edad absoluta del suelo. La intensidad de los procesos presenta una relación directa con el clima (humedad y temperatura) y los organismos (cantidad y tipo de biota). Así, la melanización presenta una expresión contrastante en el color del epipedón al comparar suelos de clima árido y sedimentos eólicos de textura gruesa (intensidad baja) versus suelos generados a partir de loess en regiones subhúmedas (intensidad alta; Bravo et al., 2007).

En el presente trabajo se utilizará la filosofía de la pedología aplicada, ciencia que focaliza en el estudio de los factores formadores y los procesos pedogenéticos, jerarquizando a aquellos como direccionadores de los últimos y cuyo balance determinará las características y el contenido de CO en los suelos.

1.7 Hipótesis y objetivos

Tal como se señaló en la sección anterior, en los trabajos revisados los autores han intentado explicar la variabilidad del COS resaltando la contribución individual de algún factor de pedogénesis, omitiendo el aporte que es posible lograr al analizar el efecto aditivo entre factores. Una interpretación propia de las lecturas realizadas permitió determinar la presencia de interacciones dobles y aún triples sobre el COS. Así, entre las primeras, encontramos clima-vegetación (De Deyn et al., 2008; Jobbágy y Jackson, 2000), o clima-material parental (Álvarez y Lavado, 1998; Bravo et al., 2007). Entre las interacciones de tercer orden se citan clima-vegetación-material parental (Parton et al., 1987; Amelung et al., 1999; Guo et al., 2006; Jobbágy y Jackson, 2000), clima-material parental-tiempo (Amiotti et al., 2000), o clima-material parental-factor antrópico (Buytaert et al., 2007; Hevia et al., 2003). El enfoque integral en el estudio del COS permite una mejor comprensión de los factores que afectan la dinámica del C y del rol de los suelos en el ciclo global del mismo. El desarrollo de este tipo de análisis con concepción pedogenética se deriva de la aplicación de la teoría de los factores de estado, modelo que trata de explicar los hechos a partir de un método lógico de comparación entre sujetos de estudio, destacando aspectos comunes y estableciendo relaciones entre elementos dependientes e independientes del sistema suelo. El método de análisis aplicado en pedología se apoya en la fenomenología (Amundson y Jenny, 1991) ya que toma en cuenta la variación entre sujetos analizados, realiza un reducción (estudio detallado del pedón), establece interrelaciones subjetivas y re-orienta el conocimiento. Esta concepción acerca de la retención de C en suelos de la Pampa Austral es propuesta en la presente tesis, entendiendo que:

$$COS = f(cl, o, r, p, t, \dots)$$

(ecuación 3)

Existe limitada información a nivel mundial, nacional y regional sobre la forma en que los factores formadores y procesos de pedogénesis regulan el contenido de carbono orgánico en los suelos. Los tipos de enfoque en los estudios de COS dentro de otros campos de la Ciencia del Suelo abarcan principalmente metodologías de análisis en condiciones controladas (parcelas experimentales o demostrativas), tomando muestras a profundidades fijas, con un gran número de datos, técnicas estadísticas profusas y sin perspectiva pedológica. Por otro lado, los estudios del campo de la génesis clásica implican la descripción completa y exhaustiva de pedones, así como gran profusión de datos físicos y químicos de los mismos, con ínfimo uso de réplicas, resaltando efectos de factores y procesos no convalidados por métodos estadísticos. El aporte original del presente estudio

consiste en vincular los dos enfoques enunciados, cuya complementación permitirá una profunda comprensión del comportamiento regional de los suelos y el CO almacenado en los mismos. Para ello se plantea determinar a través del reconocimiento, descripción y clasificación de una gran cantidad de pedones la jerarquía de factores y procesos pedogenéticos que controlan los niveles de almacenamiento de COS, estableciendo en que medida dichos contenidos pueden ser modificados por el hombre.

Hipótesis 1 (H1)

Bajo condiciones de zonalidad, los ecosistemas naturales en cada región exhiben un estado-estable de máximo potencial de almacenamiento de COS. En dicho estado los factores de pedogénesis presentan una relación jerárquica particular, regulando la cantidad e intensidad de procesos que determinan la capacidad de retención de COS.

Objetivos:

H1.1 Cuantificar los niveles de almacenamiento del COS en regiones geográficas homogéneas y establecer su variación a través del paisaje (hetero e isoformas).

H1.2 Evaluar el efecto de cambios en la condición climática sobre el contenido de COS en pedones con similar composición granulométrica que evolucionen en posiciones geomórficas estabilizadas.

H1.3 Evaluar el efecto de diferentes materiales parentales sobre la capacidad de almacenamiento de COS, en similares condiciones de relieve y clima.

A la variabilidad natural de los ecosistemas regionales se le adiciona el factor antrópico, que modifica las características de la cobertura vegetal, alterando la calidad y cantidad de materia orgánica incorporada, las condiciones de temperatura y el flujo de agua en el perfil. El hombre ejerce diversas interacciones que afectan la agregación, porosidad, circulación de gases y agua, diversidad vegetal, fauna, cantidad y actividad de los microorganismos.

Hipótesis 2 (H2)

La transformación de ecosistemas naturales en sistemas productivos provoca cambios estructurales y/o funcionales que se traducen en alteraciones de los niveles de COS del estado-estable en cada región. El efecto antropogénico sobre el contenido y la distribución espacial y vertical del COS está condicionado por los factores ambientales. La respuesta a la acción antrópica en cada región depende del grado de disturbio aplicado y de la resistencia que ofrezca el sistema al disturbio generado.

Objetivos:

H2.1 Evaluar el efecto de diferentes usos de la tierra sobre el contenido de COS

H2.2 Evaluar el efecto de prácticas de manejo recomendadas para un mismo uso sobre el contenido de COS

En el planteo de los objetivos enunciados se aplica la concepción teórica que concibe al contenido de COS como explicado por la variación de un factor, asumiendo que los demás permanecen constantes. En el contexto de esta simplificación de la realidad, en H1.1, H1.2 y H1.3 se analiza el efecto principal de cada factor como topo, lito y clima secuencias sobre casos seleccionados de la población bajo estudio. Una vez comprendida la influencia de cada factor formador en el enfoque univariante, se cuantifica el aporte relativo de cada uno de ellos en la explicación de la variabilidad del COS en estudios multivariantes a escala regional y local. El objetivo final es la generación de modelos conceptuales y probabilísticos que puedan ser utilizados tanto para mejorar la comprensión de la dinámica del COS como para avalar la correcta toma de decisiones gerenciales.

CAPITULO 2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 Ubicación del área de estudio

La experiencia se desarrolló sobre un área aproximada de $4,7 \cdot 10^6$ ha que se corresponde al Dominio Morfoestructural Positivo de Ventania, inserto en la Pampa Austral, en el sudoeste de la provincia de Buenos Aires. Las localidades extremas de la zona analizada incluyen a Bahía Blanca al sur, General La Madrid al norte, Puan al oeste y Tres Arroyos al este (Fig. 8).

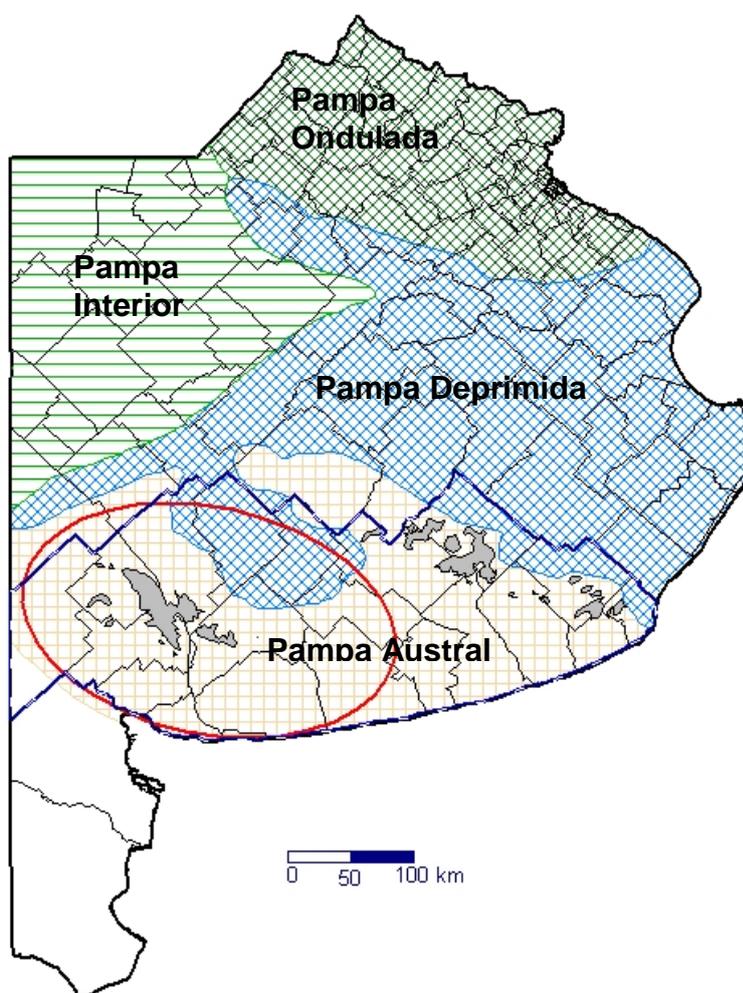


Figura 8. Región de estudio asociada a las subregiones pampeanas. En azul: límite político de Pampa Austral; elipse roja: área de estudio; áreas color gris: sistemas serranos bonaerenses (Fuente: elaboración propia en base a León y Burkart, 1998).

2.2 Clima regional

La región pampeana se ubica en la gran faja zonal correspondiente a los climas templados, que se caracterizan por presentar temperaturas medias anuales que oscilan entre 14 y 20 °C con estaciones térmicas bien diferenciadas y lluvias entre 500 a 1100 mm al año. El sector presenta influencia del anticiclón del Atlántico Sur, que es responsable del gradiente de precipitaciones con sentido NO-SE. Es común utilizar en el área el término “clima pampeano”, analogía de clima templado, en la cual la estación más cálida es también la más lluviosa.

Dentro de este clima, el sector bajo análisis se ubica en un rango de precipitación más estrecho, entre los 850 y 550 mm. Aquí las áreas orientales son más húmedas, siendo el clima más seco hacia el oeste. En función de la ocurrencia de hemisiclos (períodos de 50 años) húmedos o secos, se produce la alternancia de inundaciones con sequías. Asimismo, las isohietas regionales pueden presentar desplazamientos de hasta 300 km entre hemisiclos. La mayor proporción de las lluvias se produce en los meses de verano, y los mínimos durante el invierno. La evapotranspiración potencial del área oscila entre 750 a 900 mm año⁻¹, presentándose el déficit hídrico en el período estival. Por otro lado, la TMA fluctúa entre los 14 y los 15,5 °C, con estaciones bien diferenciadas: veranos templado-calurosos e inviernos frescos. A continuación se presenta una síntesis de los parámetros climáticos de las localidades analizadas (Tabla 3).

Tabla 3. Parámetros climáticos de localidades representativas (series históricas).

Localidad	Pptación (mm año ⁻¹)	T° media anual (°C)	T° media Máxima (°C)	T° media Mínima (°C)	Vel. media del viento (m s ⁻¹) a 10 m	Dirección predominante
Bahía Blanca	580	15,0	23,2	7,5	5,4	NO y N
Bajo Hondo	702	15,0	23,2	7,5	5,4	NO y N
Puan	714	14,5	22,0	7,0	3,3	N y NE
Tornquist	776	14,0	24,0	7,0	3,4	NO y N
Pigue	830	14,5	22,0	7,0	3,0	S y N
Cnel. Suárez	756	13,7	22,0	8,1	2,0	N
Cnel. Dorrego	669	15,5	23,2	7,5	nd	NO
Cnel. Pringles	752	14,0	23,0	7,0	nd	SO y O
Tres Arroyos	765	13,9	22,0	6,5	4,1	N y SE
Laprida	864	14,0	22,0	6,0	2,8	N y S

En la Tabla 4 se presenta la distribución mensual de las lluvias para las localidades mencionadas en el período 1996-2006. Durante el verano se producen entre el 28 y el 35 % de las precipitaciones, seguidas por las lluvias de primavera que son algo inferiores. El otoño presenta un 25 % de las precipitaciones y el invierno alcanza el 15 %.

Tabla 4. Precipitación media mensual (mm) de las localidades analizadas. Período 1996 al 2006 (fuente SAGPyA, 2006, en www.sagpya.gov.ar).

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Anual
Bahía Blanca	60,4	65,2	59,6	55,4	34,9	25,3	36,1	50,1	43,0	92,3	62,7	55,4	640
B. Hondo (Rosales)	56,1	78,9	70,4	62,0	41,5	28,9	44,5	53,4	39,8	92,2	82,2	75,7	726
Bordenave (Puan)	72,4	93,1	89,3	55,9	37,5	23,6	31,3	33,9	50,2	100,1	105,9	79,7	773
Tornquist	76,4	83,8	84,2	83,6	32,5	31,8	35,4	43,9	53,5	96,3	88,6	66	776
Pigüé (Saavedra)	74,8	96,0	86,5	73,5	30,0	29,9	25,0	42,8	70,0	117,2	101,2	83,2	830
Cnel. Suárez	86,9	87,2	96,7	51,3	24,0	25,0	37,8	38,6	32,4	116,9	69,0	89,5	756
Cnel. Dorrego	61,9	88,4	78,4	67,9	37,4	31,5	35,6	52,2	39,0	96,8	84,1	82,4	756
Cnel. Pringles	68,7	99,0	72,3	63,5	35,7	42,7	38,3	49,1	34,2	130,1	95,7	97,6	827
Tres Arroyos	68,7	91,6	58,5	76,2	33,2	27,6	32,6	55,7	40,1	97,6	92,1	91,2	765
Laprida	118,3	113,9	107,7	80,0	33,9	44,5	56,3	58,5	36,8	136,9	95,5	105,5	968

Los valores de PMA muestran que en el decenio 1996-2006 las localidades de Bahía Blanca y Bajo Hondo (partido de Cnel. Rosales) son las de menores precipitaciones anuales, con valores inferiores a los 730 mm. Las localidades de mayor PMA corresponden a Coronel Pringles, Pigüé (Saavedra) y Laprida, con precipitaciones de 830 a 850 mm año⁻¹. Los valores de PMA por localidad del decenio analizado fueron superiores a los promedios presentados en la Tabla 3. Esta apreciación es coincidente con lo observado por Carbone et al., (2003) quienes determinaron en los decenios húmedos aumentos en la cantidad de lluvia anual de 60 a 130 mm respecto a la media histórica.

2.3 Geomorfología y suelos de la región

El área de estudio se asocia a la unidades geomorfológicas de sierras y llanuras continentales (INTA, 1989). Siguiendo el criterio propuesto por Salazar Lea Plaza (1979) podemos describir 4 zonas o subregiones geomorfológicas (Figura 9, Capítulo 3).

Zona 1: Llanuras disectadas y valles amplios. Se ubica al sur de las sierras de Ventania y su paisaje esta constituido por planicies elevadas, que han sido recortadas por la acción hídrica. Se presentan distintos tipos de materiales originarios: una capa loéssica de poco espesor (40-80 cm) depositada sobre la tosca; otro de textura más fina, depositado en el fondo de los valles y otro sedimento reciente franco arenoso a arenoso franco asociado a remoción y aporte de materiales en el sector distal de la planicie, sobre el que se han generando suelos de poca evolución. En la cima de las llanuras la costra calcárea esta muy próxima a la superficie, predominando los Paleustoles petrocálcicos de familia somera. La capa de tosca u horizonte petrocálcico es una paleosuperficie de edad Plío-pleistocena, en forma de plancha, de topografía ondulada y fuertemente cementada por carbonato de calcio. Es un rasgo heredado en los suelos de la región, que se desarrollan a partir de materiales eólicos de edad Holoceno (medio y reciente) de granulometría variable.

En los lugares adyacentes a los afloramientos rocosos se encuentran Argiudoles y Hapludoles líticos. Las posiciones planas y centrales de los valles, con mayor espesor de sedimentos, se encuentran ocupados por Hapludoles y Argiudoles típicos. En materiales recientes ubicados en posiciones distales del sistema serrano se desarrollan Paleustoles petrocálcicos, Calciustoles petrocálcicos y en algunos casos Ustipsammentes típicos.

Zona 2: Sierras escarpadas con loess sobre tosca. El paisaje corresponde a los pedemontes serranos, donde los materiales loéssicos suprayacen a un horizonte petrocálcico relíctico (tosca). El espesor de este sedimento es variable, presentando comúnmente valores entre 80 a más de 150 cm. Algunos suelos han evolucionado sobre sedimentos eólicos recientes de textura franco arenosa, también apoyados sobre tosca. Los suelos dominantes son los Paleudoles petrocálcicos y Argiudoles típicos y líticos, con fases por pendiente en los sectores adyacentes a las sierras. En las partes distales del pedemonte, donde el relieve se atenúa se observan Argiudoles típicos de familia fina y Argiudoles ácuicos. En las vías de escurrimiento que nacen en los faldeos y luego ingresan en otras unidades geomorfológicas, se hallan Argialboles ácuicos, Natracualfes típicos y Natracuoles típicos. En la zona de menor precipitación se pueden observar Paleustoles petrocálcicos, Haplustoles típicos, Ustipsammentes típicos y Ustifluventes mólicos.

Zona 3: Llanura suavemente ondulada. Amplia llanura cubierta por un manto de sedimentos loésicos de 60 a 150 cm, depositado sobre el horizonte petrocálcico relíctico. En sectores asociados a cubetas de deflación y antiguas vías de agua predomina un material eólico reciente de textura franco arenosa. El paisaje corresponde a planos recortados por numerosas vías de drenaje. En las lomas se desarrollan Paleudoles petrocálcicos, y cuando el espesor del sedimento loésico supera los 150 cm se observan Argiudoles típicos. Sobre los materiales recientes evolucionan Hapludoles típicos.

Zona 4: Llanura plano-cóncava. El paisaje corresponde a amplios planos con drenaje restringido, en los cuales se desarrollan suelos pocos profundos y/o alcalinos. Los suelos se originan a partir de limos y arcillas depositados por derrames de magnitud regional, retrabajados por acción eólica, así como arenas finas recientes. Todos estos depósitos yacen sobre la costra calcárea. En las lomas se ubican los mejores suelos, clasificados como Paleudoles petrocálcicos (con horizonte argílico) o, en contados casos, Argiudoles típicos (profundidad superior a 1.5 m). En los sectores que han sufrido acción hídrica y posterior depositación de materiales gruesos se observan Hapludoles thapto-árgicos y thapto-nátricos. En los sectores bajos donde el drenaje es deficiente se presentan Natracuoles y Natralboles típicos, así como Natrudalfes típicos.

2.4 Usos de los suelos

Los partidos de Bahía Blanca, Coronel de Marina Leonardo Rosales, Coronel Dorrego, Coronel Pringles, Coronel Suárez, General Lamadrid, Laprida, Puán, Saavedra, Tornquist y Tres Arroyos abarcan una superficie de $4,9 \cdot 10^6$ ha, de las cuales un 55 % corresponden a cultivos implantados y un 45 % a tierras no aradas. Respecto al uso del suelo se destacan los cultivos anuales, que cubren una superficie de $1,5 \cdot 10^6$ ha; las forrajeras anuales, con $0,42 \cdot 10^6$; las forrajeras perennes, que alcanzan las $0,55 \cdot 10^6$ ha y los pastizales, con $1,5 \cdot 10^6$ ha.

El partido con mayor proporción de superficie labrada es Tres Arroyos (83 % de sus tierras), mientras que el de menor proporción es Laprida (23 %). Asimismo, la mayor proporción de forrajeras perennes se observa en el partido de Coronel Suárez, con el 19 % de su territorio (INDEC, 2002).

2.5 Metodología

2.5.1 Metodología desarrollada para validar la hipótesis 1

2.5.1.1 Metodología de gabinete

Se recabó información cartográfica de diversas fuentes: mapa geomorfológico y mapa de suelos de la provincia de Buenos Aires, mapa nacional de regímenes de humedad y temperatura de los suelos, imágenes LANDSAT 5 y 7, archivos SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, alturas con 3 arco segundos de equidistancia), fotografías aéreas e imágenes Ikonos degradadas. Los productos de mayor utilidad fueron escaneados y georreferenciados, a fin de utilizarlos como documentos básicos, vinculándolos con las observaciones de campo. Para la confección de productos cartográficos se combinaron programas de visualización, gráficos, sistemas de posicionamiento e información geográfica, entre los que se incluye: Surfer, Google Earth, OzieExplorer, Track Maker y Global Mapper.

2.5.1.2 Metodología de campo

En el área de estudio se describieron 110 perfiles de suelo según las normas del Soil Survey Manual (Soil Survey Staff, 1993), procediendo al muestreo y caracterización físico-química de los mismos. El estudio regional alcanzó una densidad de 1 observación (perfil) cada 42,700 ha, correspondiendo al mismo una escala de 1:1.500,000 (exploratoria). En un estudio similar Batjes (1996), utilizando la base de datos mundial de FAO realizó un análisis global con una densidad de 1 observación cada 291,600 ha (escala de 1:3.820,000).

En cada sitio de muestreo se procedió a la geo-referenciación, tomando registro de las variables de sitio: Zona geomorfológica (Zo), geoforma (Geo), material parental (MP), uso de la tierra (Uso) y profundidad efectiva (PE). De cada perfil se identificaron los horizontes genéticos (sistema ABC), que luego fueron utilizados para establecer la diferenciación por morfología de los perfiles (Mpe). En cada horizonte se evaluó el espesor, color (seco y húmedo), estructura, consistencia en seco, húmedo o mojado, presencia y abundancia de cutanes y raíces, reacción al HCl al 10 % y descripción de formaciones especiales. La densidad aparente (Db) se determinó en los horizontes superficiales por el método del cilindro (Blake y Hartge, 1986). En los horizontes subsuperficiales se estimó a partir de la textura y el contenido de carbono orgánico (Rawls, 1983; Saxton et al., 1986), con factores de corrección en función de la granulometría (Bravo et al., 2007). Las características morfológicas y rasgos del suelo permitieron identificar los procesos

pedogenéticos (PP) ocurridos en cada individuo suelo analizado. En esta etapa se procedió además a la toma de muestras para determinaciones analíticas.

Las variables Zo, Geo, MP, Uso, Mpe y PP fueron aplicadas de dos maneras: como variables de clasificación cualitativas en los análisis de efectos fijos sobre el COS y parámetros afines, utilizándose aquí una denominación. Por otro lado, y con la finalidad de incluir a las mismas en modelos cuantitativos, se les asignó un valor numérico o atributo (Tablas 5 a 10).

Tabla 5. Designación y atributos de las zonas geomorfológicas (Zo).

Zonas Geomorfológicas	Denominación	Atributo
Llanuras disectadas y valles amplios	Zo 1	1
Sierras escarpadas con loess sobre tosca	Zo 2	2
Llanura suavemente ondulada	Zo 3	3
Llanura plano-cóncava	Zo 4	4

Tabla 6. Designación y atributos de las geoformas (Geo).

Geoforma	Denominación	Atributo
Plano Normal	PN	1
Lomada relíctica	LR	2
Ladera suavemente inclinada	LS	3
Ladera compleja	LC	4
Paleocauce	P	5
Plano Cóncavo	PC	6
Llanuras de inundación	LLI	6
Valle Interserrano	VI	7

Tabla 7. Designación numérica en función de los materiales parentales (MP).

Material parental	Atributo
Sedimentos eólicos recientes de textura moderadamente gruesa o gruesa	1
Sedimentos loésicos	2
Sedimentos aluviales	3
Sedimentos eólicos recientes sobre sedimentos loésicos y sedimentos eólicos recientes sobre aluviales	4

Los sedimentos loésicos corresponden a sedimentos modernos de origen eólico, de textura franca, franco limosa, franco arcillo limosa y franco arcillosa, con predominio de color pardo amarillento. Se diferencian de los sedimentos eólicos recientes de textura moderadamente gruesa a gruesa, que abarcan texturas franco arenosas a arenosa francas, presentan colores de pardo oscuro a pardo y un menor tiempo de residencia.

Tabla 8. Designación y atributos de los usos de la tierra (Uso)

	Denominación	Atributo
Agrícola	A	1
Agrícola-ganadero	AG	2
Ganadero-agrícola	GA	3
Campo Natural-Pastura	G	4
Monte Natural- Monte Forestal- Arboledas- Olivares	F	5

La variable Mpe surge de asignar un valor numérico a la morfología del perfil descrita en cada sitio, donde los valores crecientes indican una mayor diferenciación morfológica (Tabla 9). El valor 7 se reservó para suelos con evolución limitada por presencia de napa freática.

Tabla 9. Designación numérica en función de la morfología del perfil (Mpe).

Secuencia de horizontes	Atributo
Ap-Ck-2Ckm; Ap-C-Ck-2Ckm	1
Ap-AC-Ck-2Ckm	2
Ap-AC-C-2Ckm; Ap-AC-C1-C2; Ap-Bw-C-Ck	3
Ap-Bt-BC-Ck-2Ckm; Ap-Bt-BC/Ck-2Ckm	4
Ap-Btn-BC-C-Ck-2Ckm	5
Ap-E-Bt-BC-C-Ck-2Ckm	6
A1-A2-C-2Ab-2Cg; A1-A2-A3-Cg1-Cg2	7

Por otro lado, en cada pedón se consideraron como variables cualitativas a los procesos pedogenéticos observados, a fin de posteriormente agrupar a los mismos para su análisis (Tabla 10).

Tabla 10. Designación de procesos pedogenéticos (PP)

Proceso pedogenético	Designación
Melanización	m
Iluviación	i
Calcificación	k
Gleización	g
Sodificación	n
Paquización, Cumulización	pa

2.5.1.3 Metodología de laboratorio

Sobre las muestras secas al aire y tamizadas por 2 mm de todos los horizontes de los perfiles descriptos, se realizaron las siguientes determinaciones:

- Textura por el método de la pipeta, obteniéndose el contenido de arena (Are, fracción de 2000-50 μm), limo (li, fracción de 50-2 μm) y arcilla (a, fracción <2 μm). A partir de estos datos se obtiene la suma de arcilla más limo (a+li), que se calculó para los 25

cm superficiales del perfil (a+li0-25) y en la sección de control (SC) para familias (a+liSC). Estas fracciones se expresaron en g kg^{-1} . Con los contenidos de Are, li y a se estableció la familia por clase de tamaño de partícula (FCTP), como el promedio ponderado por los espesores de horizontes de las tres fracciones granulométricas dentro de la sección de control.

- Carbono orgánico del suelo (CO, en g kg^{-1}) por el método de combustión húmeda (Nelson & Sommers, 1982).
- Acidez actual (pH actual) por el método potenciométrico, en suspensión suelo: agua 1:2.5. Se realizó como determinación complementaria en todos los horizontes analizados. En el caso especial de los horizontes Bt, cuando el pH fue superior a 8,5 se determinó la relación de adsorción de sodio (RAS), a fin de verificar si correspondía a un endopedón argílico o nátrico.
- Contenido de carbonato de calcio (CaCO_3 , g kg^{-1}), por el método del calcímetro: Se realizó en los horizontes que presentaron reacción al HCl 10 % en la etapa de campo.

2.5.1.4 Cálculo del carbono orgánico almacenado

A partir de los datos de campo y laboratorio se calculó el carbono orgánico almacenado (COS) por cada perfil individual según la metodología propuesta por Batjes (1996):

$$\text{COS}_{0-\sum T_i} (\text{Mg ha}^{-1}) = \sum \text{CO}_i (\text{kg Mg}^{-1}) \text{Db}_i (\text{Mg m}^{-3}) \text{T}_i (\text{m}) 10,000 \text{ m}^2 \text{ha}^{-1} 0,001 \text{ Mg kg}^{-1}$$

(ecuación 4)

Donde:

$\text{COS}_{0-\sum T_i}$: Masa de COS en Mg ha^{-1} almacenada en el perfil del suelo

CO_i (kg Mg^{-1}): contenido de carbono orgánico para el horizonte i

Db_i (Mg m^{-3}): densidad aparente del horizonte i

T_i (m): espesor del horizonte i.

De la misma manera se determinó el CO almacenado en los 25 cm superficiales (CO0-25 en Mg ha^{-1}), así como el CO almacenado en la sección de control para familia (COSC, desde los 0,25 hasta 1 m de profundidad u horizonte 2Ckm, en Mg ha^{-1}) y el CO en 1 m de profundidad (CO1m, Mg ha^{-1}). El espesor de características mólicas (ECM, en m) corresponde a la variable que indica la profundidad máxima desde la superficie del suelo que cumple con todos los requisitos establecidos por el Soil Taxonomy para designar al epipedón mólico (Soil Survey Staff, 1999). Además se calculó la relación CO0-25/COSC,

para visualizar la distribución de C en el perfil, así como el contenido medio de carbono orgánico almacenado por decímetro de profundidad (COdm^{-1}).

2.5.1.5 Clasificación de los suelos y variables asociadas

A cada perfil del suelo se le asignó, en función de su ubicación espacial, un régimen de humedad (RHS) y de temperatura (Van Wambeke y Scoppa, 1976; INTA, 1989), así como la precipitación media anual (PMA) obtenida de estadísticas de la estación meteorológica más cercana (Servicio Meteorológico Nacional, 1990) o datos de precipitaciones obtenidas de los propios campos, cuando los registros superaron los 20 años.

Los pedones incluidos en el presente estudio fueron clasificados según Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999) en los niveles categóricos de Orden, Sub-orden, Gran Grupo (GG), Subgrupo (SG) y Familia (Flia). Los criterios para la segregación de familia incluyeron la clase por tamaño de partícula (Tabla 11) y el régimen de temperatura del suelo. En el caso particular de los suelos con horizonte petrocálcico a una profundidad menor de 1,5 m se utilizó la segregación por PE, con tres rangos de profundidad (Tabla 12).

Tabla 11. Familias por clase de tamaño de partículas (FCTP).

FCTP	Valor asignado
Arenosa	1
Franco gruesa	2
Franco fina	3
Arcillosa fina	4
Texturas contrastantes	5

Tabla 12. Familia por PE del suelo (adaptación propia a partir de Soil Survey Staff, 1999).

Denominación	Profundidad efectiva (m)
Somera	< 0,5
Moderadamente Profunda	0,51-1,00
Profunda	1,01-1,50

2.5.1.6 Análisis estadístico

El análisis de datos incluyó el cálculo de medidas de centralización y dispersión de las variables analizadas, así como el cálculo de probabilidad de ocurrencia de COS para el área de estudio completa y por zonas geomorfológicas.

Para la identificación de variables que puedan predecir el COS y presenten alto grado de reconstrucción en pocas dimensiones se realizaron análisis por componentes principales (CP) involucrando a todos los pedones analizados. Cada una de las CP es una combinación lineal de las variables originales. El modelo es el siguiente:

$$CP = a_1 * X_1 + a_2 * X_2 + \dots + a_n * X_n \quad (\text{ecuación 5})$$

donde:

CP: Componente principal

a_j : Coeficiente que corresponde a la variable X_j ($j=1\dots n$)

X_j : Variable

Se realizaron correlaciones y regresiones simples lineales, exponenciales y potenciales entre COS y el resto de las variables estudiadas, tanto para explicar la variabilidad espacial como vertical del C en los suelos.

Otro procedimiento estadístico aplicado fue la confección de regresiones múltiples, utilizando el procedimiento stepwise con un valor crítico $F = 4$ para la inclusión de variables en el modelo. Las regresiones fueron comprobadas en su ajuste por el estudio de las desviaciones y residuales (Steel y Torrie, 1981).

Para establecer los efectos de diversos factores (zonas, geoformas, materiales parentales, usos de la tierra, etc.) sobre el COS y variables asociadas se realizaron análisis de varianza (ANOVA) simples o dobles. En este último tipo de análisis se determinó el efecto de la interacción, considerándola como no significativa con $P > 0,25$ (Di Rienzo et al., 2013). En aquellos casos en los cuales se sospecharon efectos distorsivos generados por variables no incluidas como factores y por lo tanto, no controladas experimentalmente, se realizó un análisis de covarianza (ANCOVA). En este análisis se controlan estadísticamente las variables distorsivas, extrañas o covariables. La técnica consiste en realizar una corrección de los datos originales de la variable a estudiar por una regresión lineal con las covariables. A partir de los valores corregidos por regresión se realiza un nuevo ANOVA. Asimismo, se puede evaluar el efecto individual de cada una de las covariables incluidas en el modelo, determinando si las mismas presentan significación estadística. Las covariables

utilizadas en los distintos análisis fueron Geo, Uso, FCTP, PMA y PE, considerándose significativas cuando alcanzaban un valor de $P < 0,05$. El modelo de ANCOVA utilizado fue:

$$y_{ij} = \mu + \zeta_i + \sum(\beta x_{ij} - x..) + e_{ij}$$

(ecuación 6)

donde:

y_{ij} : observación i-ésima del j-ésimo tratamiento

μ : media poblacional

ζ_i : efecto del tratamiento ($i=1..n$)

$(\beta x_{ij} - x..)$: efecto de la covariable

e_{ij} : error experimental

Los valores medios de cada tratamiento corregidos por las covariables se calcularon como:

$$\hat{Y}_i = \tilde{Y}_i - b_{yu}(U_i - \tilde{U})$$

(ecuación 7)

donde:

\hat{Y}_i : Valor medio de la variable corregida por regresión para el tratamiento i-ésimo

\tilde{Y}_i : Valor original de la variable para el tratamiento i-ésimo

b_{yu} : pendiente de la recta de regresión y-u

U_i : valor original de la covariable para el tratamiento i-ésimo

\tilde{U} : valor medio de la covariable obtenido por regresión lineal

Cuando los ANOVA o ANCOVA detectaron diferencias entre tratamientos con una probabilidad de error menor al 5 % se efectuaron comparaciones de medias por el método de diferencias mínimas significativas (DMS) para modelos desbalanceados (Di Rienzo et al, 2013).

2.5.2 Metodología desarrollada para validar la hipótesis 2

2.5.2.1 Metodología para evaluar el efecto de diferentes usos de la tierra

El efecto por diferentes usos de la tierra (definidos en la Tabla 8) sobre CO0-25 y CO1m fue evaluado en casos seleccionados de los 110 pedones siguiendo los métodos explicitados en el ítem 2.5.1. Las medias de usos se compararon en función de los materiales parentales por el método DMS para modelos desbalanceados. En el caso de realizar comparaciones de factores agrupados (por ejemplo, usos con predominio de ganadería versus usos con predominio de agricultura) se realizaron contrastes *a priori*, en pruebas de DMS a 1 cola con un nivel de significación del 5 %.

2.5.2.2 Metodología para evaluar el efecto de diferentes intensidades de uso agrícola

2.5.2.2.1 Metodología de campo

En un ensayo realizado en forma independiente al anterior se tomaron muestras compuestas de horizontes superficiales de 0-10 cm (Ap) en 30 lotes de uso agrícola de establecimientos rurales distribuidos en el área de estudio. Los suelos incluidos abarcaron Paleudoles petrocálcicos (13 casos), Paleustoles petrocálcicos (8), Argiudoles típicos (5) y Haplustoles típicos (4). Las muestras fueron secadas al aire y tamizadas por una malla de 2 mm.

2.5.2.2.2 Metodología de laboratorio

Los análisis realizados incluyeron:

- Acidez actual (pH actual) por el método potenciométrico, en una suspensión suelo agua 1:2,5.
- Carbono orgánico del suelo (CO, en g kg⁻¹) por el método de combustión húmeda (Nelson & Sommers, 1982).
- Textura: análisis granulométrico por el método de la pipeta, obteniéndose el contenido de arena (Are, fracción de 2000-50 µm), limo (li, fracción de 50-2 µm) y arcilla (a, fracción <2 µm). A partir de estos datos se calculó la suma de arcilla más limo (a+li, g kg⁻¹) y se le asignó una clase textural a cada muestra (Schoeneberger et. al., 2002).

- % Fr: Porcentaje de la fracción residual $>100 \mu\text{m}$. Se agitaron 100 gramos de suelo con agua por una hora y luego se tamizó en húmedo por malla de $100 \mu\text{m}$, con vibraciones por ultrasonido bajo flujo de agua a presión constante durante 20 minutos. La fracción remanente corresponde mayoritariamente a partículas de arena, y en algunos suelos de texturas finas, a microagregados altamente estables.
- % ff: Porcentaje de la fracción $< 100 \mu\text{m}$. Es la suma complementaria de % Fr.
- COFr: Carbono orgánico por el método de combustión húmeda, determinada sobre muestra de % Fr.
- COff: Carbono orgánico en la fracción $<100 \mu\text{m}$, calculado por diferencia entre COS y COFr.
- Pe: Fósforo extractable del suelo por el método de Bray-Kurtz (1945).
- PeFr: Fósforo extractable en la fracción de 100 a $2000 \mu\text{m}$ por el método de Bray-Kurtz (1945).
- Peff: Fósforo extractable en la fracción $<100 \mu\text{m}$, por diferencia entre Pe y PeFr.
- Po y Pi: Fósforo orgánico e inorgánico, determinados por el método de ignición (Saunders y Willians, 1955).
- AM: Determinación de la actividad microbiana por el método de valoración del CO_2 desprendido en incubación.

2.5.2.2.3 Análisis estadístico

Las variables fueron analizadas por medidas de centralización y dispersión (medias, desvío estándar y coeficiente de variación). A partir de las fracciones granulométricas se confeccionó una matriz de asociación por el índice de Zcekanowsky, realizando agrupamientos por ligamiento completo. Los grupos texturales obtenidos presentaron una homogeneidad superior al 85 % en sus fracciones granulométricas. Las variables fueron sometidas a un ANOVA doble, estableciendo efectos por grupo textural (GT), intensidad de uso agrícola (Ag) e interacción. Cuando se establecieron diferencias con $P < 0,05$, se efectuaron comparaciones de medias por test de diferencias mínimas significativas (DMS) para modelos desbalanceados (Di Rienzo et al., 2013).

Para establecer la relación entre variables se realizaron correlaciones simples, siendo comprobadas en su ajuste con las desviaciones y estudio de residuales (Steell y Torrie, 1981).

CAPITULO 3. RESULTADOS Y DISCUSION

3.1 Factores que regulan el almacenamiento de carbono en la Pampa Austral

3.1.1 Análisis Regional

Los 110 pedones correspondientes a toda la región de estudio (Fig. 9) presentan una marcada variabilidad en cuanto a niveles de PMA, MP, PE, COS, morfologías de los perfiles y procesos pedogenéticos observados.

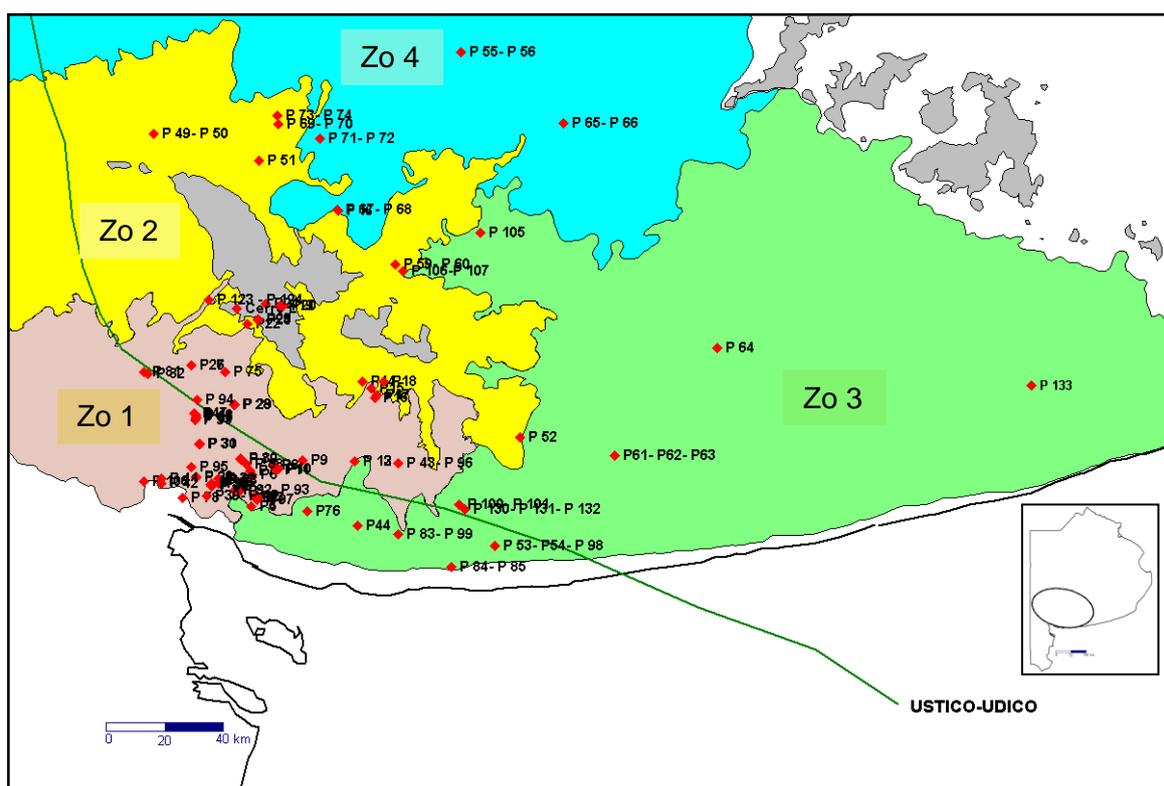


Figura 9. Zonas geomorfológicas y ubicación de suelos bajo estudio. P₆₄: perfiles de suelos.

La PMA osciló entre los 860 y los 580 mm año⁻¹. Los materiales parentales dominantes corresponden a los sedimentos loésicos, (71 % de los casos), seguidos de los sedimentos eólicos recientes de textura moderadamente gruesa (19 %) y los materiales aluviales (5 %). Se ha observado la presencia de materiales superpuestos (sedimentos recientes de textura moderadamente gruesa sobre sedimentos loésicos, sedimentos eólicos recientes moderadamente gruesos sobre aluviales) en las posiciones de paleocauces y llanuras de inundación, abarcando al 5 % de los suelos descritos. El uso dominante corresponde a la rotación agrícola ganadera, con 41 casos (37 %), mientras que el uso de menor representatividad ha sido el forestal, con el 6 % de los suelos bajo estudio.

El promedio de la PE alcanza a 1,03 m, con un mínimo 0,3 y máximos superiores a 1,5 m. En la Fig. 10 se presenta la distribución de probabilidad regional para la PE. La moda se sitúa en el rango 0,5 a 1 m, correspondiendo a los perfiles someros (<0,5 m) el 10 % de los casos analizados. Los valores de PE >1,5 m se localizan en las geoformas de valles aluviales y paleovalles, donde el horizonte petrocálcico está ausente.

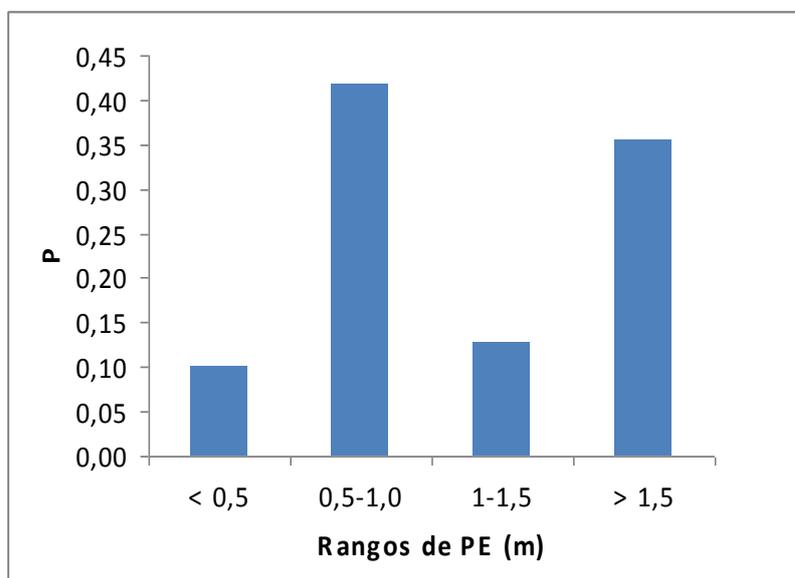


Figura 10. Distribución de probabilidad (P) de la profundidad efectiva del suelo (PE).

El COS presenta un valor medio de 107 Mg ha⁻¹, con un rango de 30 a 258. En la Fig. 11 se ilustra la probabilidad de almacenamiento de COS regional. La mayor posibilidad de retención se sitúa en el rango 50 a 75 Mg ha⁻¹.

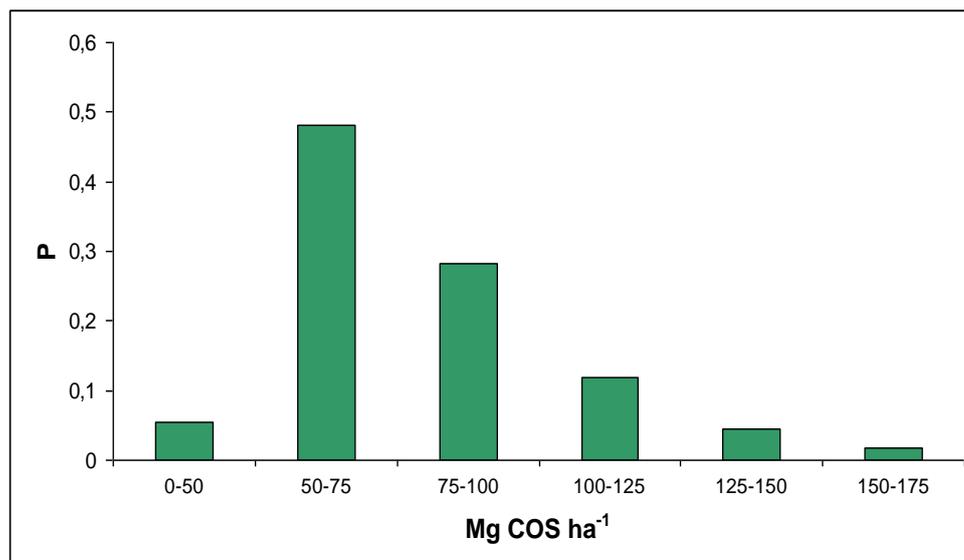


Figura 11. Distribución de probabilidad regional (P) de rangos de COS.

El contenido medio de a+liSC se sitúa en los 550 g kg⁻¹, con rango de 151 a 924. El espesor de suelo con características mólicas (ECM) exhibe un valor medio de 0,42 m, con rango de 0,1 a 1,1 y un coeficiente de variación (CV) del 45 %.

El área presenta una marcada diversidad pedológica (Tabla 13). El 89 % de los suelos analizados pertenecen al orden Molisol, seguido de Alfisoles (7 %), Inceptisoles (3 %) y Entisoles (1 %). Dentro de los Molisoles a nivel de familia dominan los Paleudoles petrocálcicos franco finos (21 individuos), seguido de los Paleustoles petrocálcicos franco finos (19), Paleustoles petrocálcicos franco gruesos (10) y Argiudoles típicos franco finos (7 casos).

La condición de extragrados -por la presencia del horizonte petrocálcico dentro de 1,5 m de profundidad- es dominante, con el 62 % de los casos analizados. La situación de zonalidad está representada por el 18 % de los individuos, mientras que los subgrupos intergrados abarcan un 20 % de la población. Los procesos pedogenéticos comunes a toda la región incluyen: la melanización, con una mayor expresión en los sectores que alcanzan las precipitaciones más elevadas; la iluviación y la sodificación, presentes en todas las áreas, aún en aquellas donde las precipitaciones son menores. La calcificación es importante en Molisoles de régimen tanto ústico como údico. La cumulización se asocia principalmente a posiciones del paisaje receptoras de material (llanuras de inundación, paleocauces y valles interserranos).

Tabla 13. Clasificación taxonómica de los suelos bajo estudio.

Orden	Suborden	GG	SG	Flia	Mpe	PP	N° casos
Entisol	Psamment	Ustipsamment	tpto-mólico	Textura	7	m-k	1
				contrastante			
Inceptisol	Ustept	Calciustept	petrocálcico	franco gruesa	1	k-m	2
	Acuept	Endoacuept	sódico	franco fina	1	g-n	1
Molisol	Ustol	Calciustol	típico	franco gruesa	1	k-m	1
			petrocálcico	franco gruesa	1	k-m	1
				franco gruesa	2	m-k	10
		Paleustol	Petrocálcico	franco fina	2-3-4-5	m-i-k	19
				arcilloso fina	4	m-i-k	1
				contrastante	2-3	m-k	3
		Haplustol	típico	franco fino	3	m-k	1
			éntico	franco fino	1	m-k	1
			fluvacuéntico	franco fino	7	m-k	1
			oxiácuico	franco gruesa	7	m-k	1
			acuico-cumúlico	franco gruesa	7	m-pa-g	1
		Natrustol	típico	franco fina	7	m-pa-g	1
				franco fina	5	m-i-n	1
				textura contrastante	5	m-i-n	1
		Molisol	Udol	Paleudol	petrocálcico	franco fina	3-4
	arcilloso fina				4-2	m-i-k	5
páquico-petrocálcico	franco fina				4	m-i-k	1
páquico	franco fina			4	m-pa	1	
típico	franco gruesa			3	m-k	1	
Hapludol	franco fina			3	m-k	1	
	cálcico			franco gruesa	3	m-k	1
	páquico			franco gruesa	3	m-pa	1
Argjudol	franco fina			3	m-pa	4	
	típico			franco fina	4	m-i-k	7
	páquico			franco fina	4	m-pa-i	2
				arcillosa fina	4	m-pa-i	2
Natrudol	típico			franco fina	4	m-i-k	1
				franco fina	5	n-i-m	1
				franco gruesa	7	m-pa-g	1
Acuol	Endoacuol	cumúlico	franco fina	7	m-pa-g	2	
			arcillosa fina	7	m-pa-g	1	
			Natracuol	típico	textura contrastante	5	m-i-n-g
Albol	Natralbol	típico	franco fina	6	m-i-n-g	1	
Alfisol	Ustalf	Paleustalf	petrocálcico	franco fina	7	m-i-k	1
			franco gruesa	5	m-i-n	2	
	Udalf	Natrudalf	típico	franco fina	5	m-i-n	3
	Acualf	Natracualf	mólico	franco fina	4	m-i-n	2

Al realizar un análisis por componentes principales incluyendo a todos los individuos bajo estudio se aprecia que las cuatro zonas geomorfológicas tienden a distanciarse ubicándose cada una en un cuadrante de las CP, alcanzando una reconstrucción del 97 % de la varianza total (Fig. 12). Las variables CO SC, EM y COS presentan una correlación positiva con CP 1, mientras que la correlación es negativa con FCTP. La CP 2 presenta correlaciones positivas con PMA, PE y MP. De tal forma los suelos de Zo 1 presentan en promedio respecto a la Zo 4 mayor retención de COS, menor PE, menor PMA y texturas más gruesas en la FCTP.

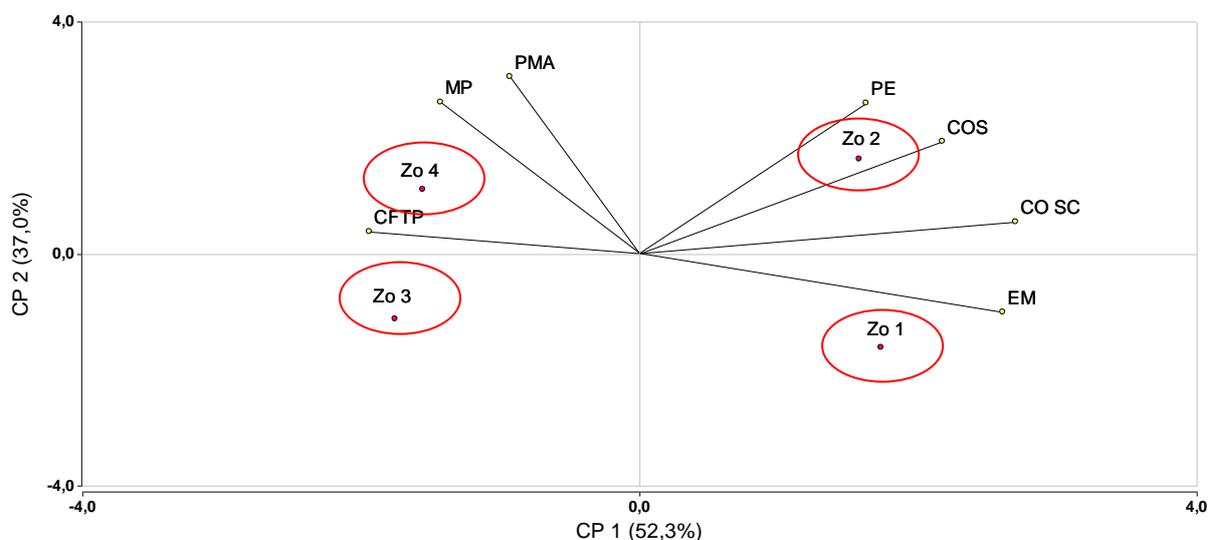


Figura 12. Distribución de las zonas geomorfológicas (puntos) y reconstrucción de las variables analizadas (líneas) en el plano de las dos primeras componentes principales ($n=110$). Zo: zonas geomorfológicas; COS: carbono orgánico del suelo; COSC: carbono orgánico en la sección de control; ECM: espesor con características mólicas; PE: profundidad efectiva; PMA: precipitación media anual; MP: material parental; FCTP: familia por clase de tamaño de partícula. Entre paréntesis en los ejes de las CP se indica el porcentaje de reconstrucción de la varianza total.

La discriminación entre zonas responde a diferencias en la PE y en la PMA de cada ambiente (Tabla 14). Al realizar un ANOVA doble considerando a zonas y geoformas como factores principales se han detectado diferencias estadísticas por zonas, geoformas e interacción zonas x geoformas (Anexo 1). En el caso del COS las zonas 1 y 2 presentan mayores contenidos que 3 y 4 ($P < 0,05$), mientras que en COSC la zona 1 supera a las zonas 2 y 3, correspondiendo a la zona 4 el menor nivel de almacenamiento en la sección de control ($P < 0,05$).

Tabla 14. Valores medios de PE, PMA, COS y COSC en las zonas geomorfológicas.

Zonas	N	PE	PMA	COS	COSC
		m	mm año ⁻¹	----- Mg ha ⁻¹ -----	
Zo 4	11	1,10 ± 0,43	777 ± 20	94,3 ± 43,1 a**	30,5 ± 21,6 a
Zo 3	23	0,74 ± 0,25	705 ± 59	94,7 ± 22,0 a	41,9 ± 13,1 b
Zo 1	51	1,01 ± 0,40*	612 ± 45	110,1 ± 54,9 b	51,5 ± 29,8 c
Zo 2	25	1,31 ± 0,31	780 ± 30	115,4 ± 50,4 b	44,1 ± 25,9 b

*: Valores medios ± desvío estándar; **: en las columnas, medias seguidas de distinta letra difieren por DMS (P < 0,05).

Estas diferencias entre zonas geomorfológicas indican que los niveles de retención de CO a escalas chicas son variables. Sin embargo, que los suelos de la zona 1 (con predominio de texturas gruesas y menor PMA) hayan almacenado más CO que los de la zona 4 (sedimentos loésicos predominantes con mayor PMA) parece ser contradictorio. Dentro de cada zona las geoformas presentes condicionan el almacenamiento de carbono. Por ejemplo las llanuras de inundación solamente se han descrito en las zonas 1 y 2, presentando a los sedimentos aluviales de textura fina como material parental, en condiciones de drenaje restringido, ausencia de horizonte petrocálcico y elevada retención de CO. En la zona 1 también son comunes los paleocauces, que alcanzan elevados niveles de acumulación de CO y no son escasos o ausentes en el resto de las zonas.

Para eliminar las interferencias comentadas se ha realizado la comparación entre planos normales (PN), única geoforma presente en todas las zonas. En la Tabla 15 se muestran los valores de COS sin corregir y corregidos por covarianza. Las covariables incluidas en el análisis fueron la PMA (no significativa, F = 0,94, P > 0,32), la PE (F = 24,7, P < 0,001), el contenido de a+liSC (F = 16,4, P < 0,001) y el uso del suelo (F = 12,2, P < 0,001).

Tabla 15. Valores medios de COS en función de las zonas para planos normales.

Zonas	n	COS	COS corregido
		----- Mg ha ⁻¹ -----	
Zo 1	11	82,3 ± 43,1 a**	85,2 ± 21,6 a
Zo 3	21	91,4 ± 22,0 a	97,8 ± 13,1 ab
Zo 2	7	105,4 ± 54,9 ab	100,3 ± 29,8 ab
Zo 4	5	139,3 ± 50,4 b	115,9 ± 25,9 b

*: Valores medios ± desvío estándar; **: en las columnas, medias seguidas de distinta letra difieren por DMS (P < 0,05).

En los planos normales, y tomando como covariables significativas a la PE, a+liSC y uso del suelo, los valores de retención presentan un gradiente creciente de la zona 1 a la 4, con incrementos de COS en áreas con materiales loésicos y de mayor precipitación. Los valores de la Tabla 15 contrastan con los de la Tabla 14, pero responden de manera adecuada a la concepción genética. Aquí hay un control de la geoforma (PN que favorece la pedogénesis), una corrección por diferencias en la PE, por el uso del suelo y por diferencias en los materiales parentales (expresada por a+liSC). De tal forma, es posible comparar el COS de cada región geomorfológica conceptualizando planos normales, con similar profundidad al horizonte petrocálcico, desarrollados sobre sedimentos loésicos y en los cuales se han corregido las diferencias por uso de la tierra. Bajo este esquema, los suelos de la zona 1 (con sedimentos del mismo origen pero de menor tiempo de residencia y con una menor precipitación) presentan menor COS que los del área 4 (sedimentos loésicos mas finos y de mayor tiempo de residencia, bajo condición climática más húmeda), Las áreas 2 y 3 se presentan como transiciones entre los extremos descritos.

Al realizar un análisis por componentes principales considerando a las geoformas por zona que cuentan con al menos 4 pedones, se obtuvo una clara segregación espacial, tal como lo muestra la Fig. 13.

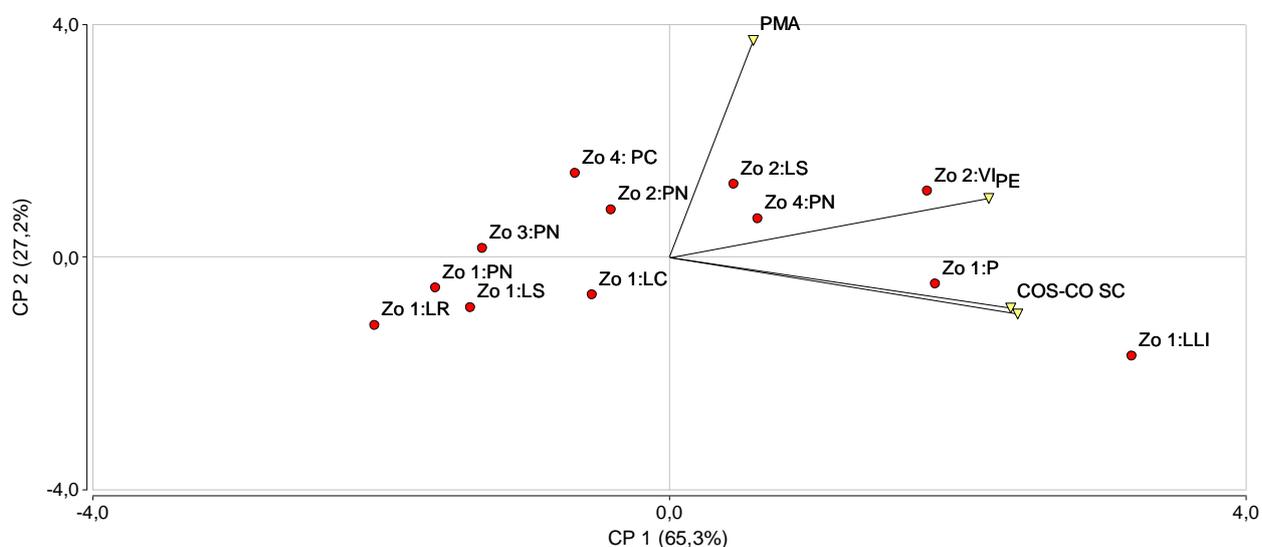


Figura 13. Distribución de las zonas-geoformas (puntos) y reconstrucción de las variables analizadas (líneas) en el plano de las dos primeras componentes principales (n= 102). Zo: zonas geomorfológicas; PN: planos normales; PC: planos cóncavos; LR: lomadas relícticas; LS: laderas simples; LC: laderas complejas; P: paleocauces; VI: valles interserranos; LLI: llanuras de inundación. Entre paréntesis en los ejes de las CP se indica el porcentaje de reconstrucción de la varianza.

La reconstrucción de la varianza total así como de las variables bajo análisis fue adecuada. COS, COSC y PE presentan una correlación positiva con CP 1, mientras que la CP 2 presenta una correlación positiva con PMA (Anexo 2). En la zona 1 las geoformas

tienden a diferenciarse en el eje longitudinal, donde aquellas de acumulación (LLI, P) presentan mayores contenidos de COS y COSC respecto a las geoformas menos activas (PN; PR) y de erosión (LS, LC). EL CP 2 refleja la PMA, con valores negativos para todas las geoformas de Zo 1 y positivos para el resto de las unidades experimentales.

Al realizar un ANOVA doble considerando a zonas y geoformas como factores principales (n= 102) se han detectado diferencias por zonas, geoformas e interacción no significativa entre zona-geoforma para COS y COSC (Anexo 3). Las comparaciones por geoformas se presentan en la Tabla 16.

Tabla 16. Valores medios PE, COS y COSC en función de las geoformas (4 zonas).

Geoforma	n	PE	COS	COSC
		M	----- Mg ha ⁻¹ -----	
PC	5	1,28 ± 0,31*	81,7 ± 33,1 a**	27,5 ± 9,0 a
LC	5	1,24 ± 0,48	92,2 ± 20,9 a	40,3 ± 18,8 a
LS	27	1,02 ± 0,36	91,5 ± 33,2 a	39,8 ± 20,6 a
LR	4	0,56 ± 0,01	98,1 ± 33,5 a	22,9 ± 6,6 a
PN	44	0,84 ± 0,31	96,8 ± 32,7 a	38,1 ± 15,7 a
P	6	1,50 ± 0,01	155,7 ± 46,3 b	77,8 ± 30,6 b
VI	5	1,50 ± 0,01	162,8 ± 48,1 b	63,0 ± 28,5 b
LLI	6	1,50 ± 0,01	217,3 ± 42,6 c	102,0 ± 17,4 c

*: Valores medios ± desvío estándar; **: en las columnas, medias seguidas de distinta letra difieren por DMS (P< 0,05).

Las diferencias obtenidas entre geoformas son concordantes con la separación observada en el análisis por componentes principales. LLI almacena en promedio 0,33 y 1,35 veces más de COS que P o VI y todo el resto de las geoformas, respectivamente. Este aspecto indica la importancia regional del relieve en el almacenamiento de COS. Las geoformas controlan la PE (por ausencia o presencia del horizonte petrocálcico) y el tipo de MP a partir de los cuales se generaron los suelos (sedimentos aluviales en LLI, sedimentos eólicos loésicos o más gruesos en el resto de las geoformas). Los relieves PN y PC (paisajes estables) no han presentado diferencias con LR, LS y LC (paisajes inestables). Estas últimas 5 geoformas son las que pueden contribuir más rápidamente a la retención regional de CO por PRM, dado que presentan menores valores de COS, abarcan una gran superficie y en ellas se desarrollan actividades agrícola-ganaderas. Las otras 3 geoformas son de superficie reducida o de limitada capacidad pecuaria.

En la tabla 17 se presenta la matriz de correlación de las variables analizadas. El COS presenta una correlación significativa con la Geo: las posiciones de acumulación (P, VI) almacenan más C que las geoformas de erosión LS, LC y LR). Los MP han presentado

una correlación positiva con el COS ($r= 0,28$, $P < 0,05$). Asimismo la FCTP alcanza una correlación positiva con el C en la sección de control, donde los suelos de familias más finas logran mayores niveles de COSC ($r= 0,22$, $P < 0,05$). La PMA muestra una correlación positiva con el CO0-25, así como con los contenidos de arcilla y limo en todo el perfil. La melanización (expresada por el ECM) se profundiza en áreas de mayor PMA, con altos contenido de a+liSC, suelos sin horizonte petrocálcico y con uso pastoril o forestal. El ECM puede explicar un 60 % del COSC ($P < 0,01$). Otro aspecto destacado es la correlación positiva entre MP y Mpe ($r= 0,57$, $P < 0,01$), de modo que en los materiales parentales más finos han ocurrido mayor cantidad e intensidad de procesos pedogenéticos, que se expresan mediante un aumento en la diferenciación de horizontes.

Tabla 17. Matriz de correlación entre variables analizadas.

	Zo	Geo	MP	PE	Uso	COS	CO025	COSC	CO1m	a+li0-25	a+liSC	PMA	ECM	FCTP	Mpe
Zo	1,00														
Geo	-0,11	1,00													
MP	0,29*	0,13	1,00												
PE	-0,08	0,55	0,09	1,00											
Uso	0,14	-0,39	-0,06	-0,16	1,00										
COS	0,09	0,34	0,28	0,55	-0,35	1,00									
CO0-25	-0,16	0,11	0,47	0,19	-0,37	0,71	1,00								
COSC	-0,16	-0,33	0,19	0,54	0,20	0,90	0,44	1,00							
CO1m	-0,04	0,26	0,36	0,46	-0,32	0,96	0,80	0,89	1,00						
a+li0-25	0,18	0,06	0,68	0,04	-0,03	0,21	0,45	0,09	0,29	1,00					
a+liSC	0,13	-0,03	0,62	0,12	-0,01	0,40	0,50	0,31	0,46	0,77	1,00				
PMA	0,63	-0,11	0,34	-0,26	0,13	0,13	0,28	0,07	0,18	0,35	0,36	1,00			
ECM	-0,08	-0,09	0,30	0,29	0,23	0,78	0,54	0,80	0,80	0,23	0,42	0,05	1,00		
FCTP	0,07	0,11	0,16	0,01	-0,12	0,17	0,17	0,22	0,23	0,27	0,49	0,14	0,13	1,00	
Mpe	-0,02	0,02	0,31	0,40	-0,05	0,45	0,18	0,44	0,38	0,22	0,37	0,09	0,29	0,26	1,00

*: en negrita, valores de correlación $\geq 0,19$ son significativos con $P < 0,05$ ($N= 110$).

Zo: Zonas Geomorfológicas; Geo: Geoforma; MP: Materiales Parentales; PE: Profundidad Efectiva (m); Uso: Uso del suelo; COS: Carbono Orgánico del Suelo; CO0-25: Carbono Orgánico en 0-25 cm (Mg); COSC: Carbono Orgánico de 25-100 cm o Sección de Control (Mg), CO1m: Carbono Orgánico en 1 m de profundidad; a+li0-25: arcilla+limo en 0-25 cm ($g\ kg^{-1}$); a+liSC: arcilla +limo en la Sección de Control ($g\ kg^{-1}$); PMA: Precipitación Media Anual ($mm\ año^{-1}$); ECM: Espesor con Características Mólicas (m); FCTP: Clase de Familia por Tamaño de Partícula; Mpe: Morfología del perfil.

La PE presenta influencia regional sobre el COS, COSC, CO1m y CO0-25 ($P < 0,05$). El mayor nivel de explicación por PE se alcanza en el COS ($r^2= 0,30$, rango 0,3 a 1 m). Esta relación ha sido más estrecha a nivel de predio en suelos de la región semiárida bonaerense, alcanzando un $r^2= 0,61$ en rango 0,2 a 1 m de profundidad y $n= 10$ (Galantini y Rosell, 2002). Por otro lado, Quiroga et al. (2012) informan que la PE no influye en los

niveles de CO en 0 a 20 cm de suelos de la región semiárida pampeana (n= 120), para un rango de 0,4 a 2,5 m de profundidad.

Los bajos valores de predicción de COS en modelos simples pueden mejorarse con el uso de modelos de regresión múltiple. Un análisis de este tipo por método Stepwise ha descartado las variables PMA, MP, a+li0-25, a+liSC y FCTP (P >0,67, 0,79, 0,88, 0,63 y 0,34, respectivamente). Se ha obtenido un modelo múltiple (F= 83,6, P <0,001) que incluye las variables ECM (F=135,2, P <0,001), PE (F= 25,7, P <0,001), Uso (F= 11,6, P <0,001) y Mpe (F= 10,5, P <0,001), presentado en la ecuación 8. El estudio de residuales y desvíos exhibe un ajuste adecuado, con un coeficiente de determinación del 76 %, indicando la confiabilidad del modelo para la comprensión de la variabilidad del COS en toda la región de estudio.

$$\text{COS (Mg ha}^{-1}\text{)} = -31,01 + 132,7 \cdot \text{ECM (m)} + 6,22 \cdot \text{Mpe} + 32,6 \cdot \text{PE} + 7,31 \cdot \text{Uso}$$

(ecuación 8)

$$R^2 = 0,76 \quad R^2 \text{ ajustado} = 0,75 \quad N = 110$$

El modelo múltiple incorpora a la explicación individual de ECM ($R^2 = 0,60$), los aportes de PE ($R^2 = 0,11$), del Uso ($R^2 = 0,03$) y de la morfología del perfil ($R^2 = 0,02$). De las cuatro variables seleccionadas, ECM y Mpe son el reflejo de los procesos pedogenéticos (PP) dominantes de la región. En el área el ECM se vincula con la disolución y movilización de CaCO_3 , desarrollo de estructura y melanización, a los que se agrega, en ciertos casos, la cumulización. La Mpe expresa una mayor diferenciación de horizontes genéticos con un incremento en los valores de COS.

Si consideramos el COSC el análisis descarta las variables PMA, MP, a+li0-25, a+liSC y Uso del suelo (P > 0,68, 0,90, 0,25, 0,64 y 0,87, respectivamente). Se ha obtenido un modelo de regresión múltiple (F= 84,4, P <0,001) que incluye las variables ECM (F= 156,6, P <0,001), PE (F= 33,0, P <0,001), FCTP (F= 7,55, P <0,001) y Mpe (F= 4,5, P <0,05), presentado en la ecuación 9. El estudio de residuales y desvíos no muestra problemas de ajuste, alcanzando un porcentaje de explicación del 77 %.

El comportamiento múltiple es similar al caso anterior, perdiendo significación la variable Uso, asociada a un efecto de la misma solo en los primeros 25 cm del perfil. Asimismo la FCTP adquiere peso en el control del CO entre los 25-100 cm de profundidad. La primer variable incorporada es ECM ($R^2 = 0,60$), seguida de la adición de PE ($R^2 = 0,12$), luego FCTP ($R^2 = 0,02$) y por último Mpe ($R^2 = 0,01$). El modelo seleccionado para estimar la acumulación sub-superficial de CO responde a los PP dominantes en la región, donde los suelos desarrollados sobre MP de texturas medias a finas que no tienen una PE limitante, con epipedones mólicos desarrollados (melanización), horizontes subsuperficiales con translocación de complejos húmico-arcillosos (iluviación) y un horizonte profundo de

acumulación de CaCO_3 (calcificación) alcanzan los mayores niveles de COSC, de manera independiente del factor Uso del suelo.

$$\text{COSC (Mg ha}^{-1}\text{)} = -30,2 + 3,58 \cdot \text{FCTP (g kg}^{-1}\text{)} + 77,5 \cdot \text{ECM (m)} + 1,76 \cdot \text{Mpe} + 20,6 \cdot \text{PE (m)}$$

(ecuación 9)

$$R^2 = 0,77 \quad R^2 \text{ ajustado} = 0,76 \quad N = 110$$

La explicación del COS o del COSC tiene como elementos comunes al ECM, la PE y la Mpe (ecuaciones 8 y 9). Los porcentajes de explicación aportados en forma individual por cada parámetro son similares en ambas situaciones (R^2 de 0,60, 0,11 a 0,12 y 0,02 a 0,01 para ECM, PE y Mpe, en COS y COSC, respectivamente). Los modelos múltiples expresan que la melanización (ECM) se profundiza en suelos de textura fina (altos contenido de a+liSC), profundos (PE), con mayor cantidad e intensidad de procesos pedogenéticos (PP) que se expresan por un aumento en la diferenciación de horizontes (Mpe), preferentemente bajo uso pastoril o forestal. Esto ratifica que en la escala regional son las interacciones entre factores formadores y no alguno de ellos "per se" las que explican la acumulación de carbono en los suelos.

Los modelos determinísticos seleccionados dejan de manifiesto la necesidad de incluir la metodología de estudio pedológico en la estimación del COS. Una variable taxonómica como el ECM permite explicar una gran proporción de la variabilidad del C. Otra variable regional como la PE, asociada al relieve-paleorelieve, condiciona el espesor del suelo en el cual se dan los procesos pedogenéticos que retienen C. Finalmente, la Mpe -que expresa el desarrollo pedológico de los suelos- permite un mejor ajuste en los modelos de estimación de COS.

3.1.2 Análisis por zonas geomorfológicas

3.1.2.1. Zona 1: Llanuras disectadas y valles amplios

3.1.2.1.1 Paisaje completo

Con una superficie aproximada de $8 \cdot 10^5$ ha, este sector fue modelado por la dinámica fluvial, en el cual las sierras de Ventania (Positivo bonaerense) y el antiguo paleovalle -hoy colmatado por sedimentos eólicos de textura gruesa- de la Cuenca del Río Colorado se combinaron para desarrollar un paisaje de rasgos morfológicos muy conspicuos: planos relictos disectados por vías de agua que conducían los excesos hídricos de las sierras, con una altura de 400 metros sobre el nivel del mar (msnm) en el pedemonte, al paleocauce del Colorado o directamente al mar (Fig. 14). De tal manera se han labrado profundos valles y paleo-valles con numerosos cauces secundarios. La morfogénesis dominó ampliamente el área, eliminando o truncando suelos y materiales (Laya Sanchez, 1975). González Uriarte (1984) denominó al sector “nivel de planación general”, el cual se encuentra profusamente recortado por “valles extraserranos”.

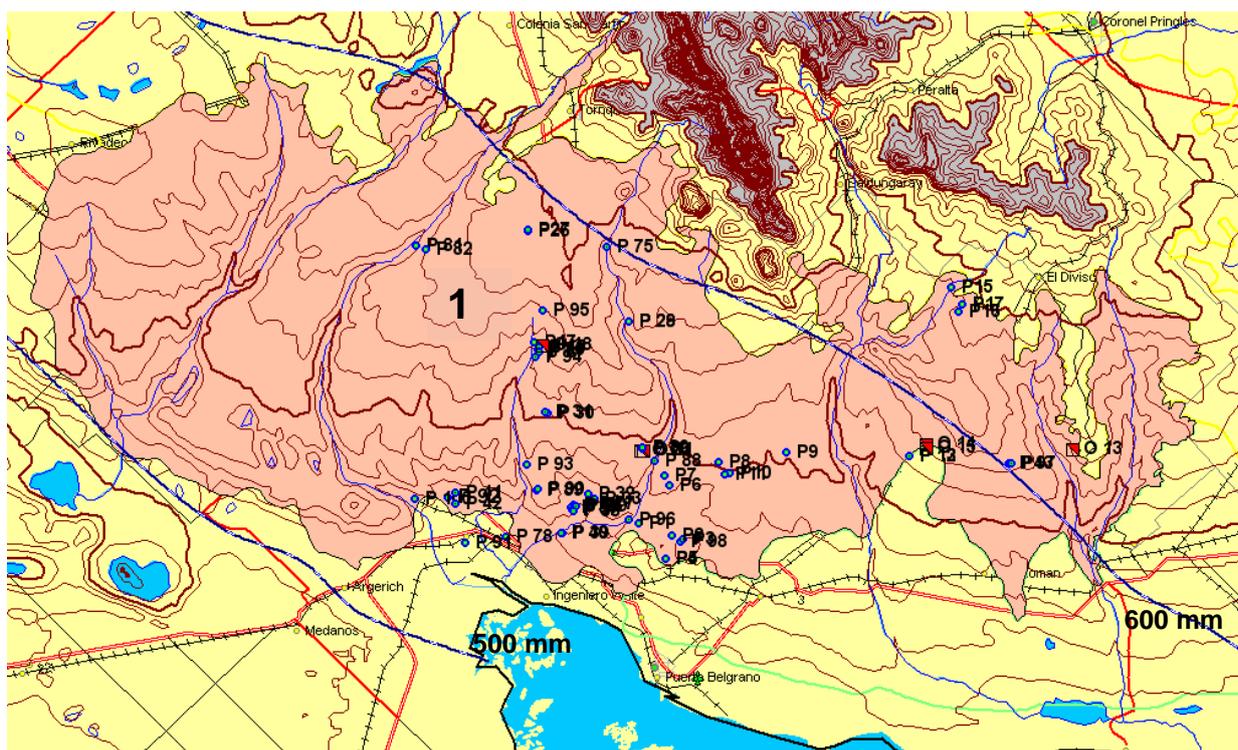


Figura 14. Zona 1: Llanuras disectadas y valles amplios (color natural). P₉: perfiles analizados. O₁₃: perfiles descritos sin datos de laboratorio. En gris sistema de Ventania. En azul punteado grueso: isohietas. Azul continuo fino: cursos de agua. Equidistancia de curvas de nivel: 25 m.

El paleorelieve es un factor con marcada influencia en la génesis de los suelos, al cuál se le adosa la variabilidad climática. A partir de reconstrucciones paleoambientales, estudios polínicos y biosecuencias de grandes mamíferos se ha determinado que hace unos 12 Ka (1 Ka= 1000 años) el clima era más húmedo y cálido que el actual, situación que se

mantuvo hasta 6 Ka antes del presente. Desde ese momento, períodos secos alternaron con períodos húmedos hasta 1 Ka, donde se instala la actual condición de semiaridez y se estabiliza un clima frío y seco, desde aproximadamente 0,45 Ka a la fecha (Prieto et al., 1996). Durante episodios de precipitación intensa la morfogénesis hídrica erosionó los suelos, dejando en superficie horizontes petrocálcicos con edad estimada de 100 a +1000 Ka, desarrollados en posiciones planas en las cuales dominaban los procesos de pedogénesis, con movilización y precipitación de CaCO_3 . Los suelos que dieron origen a estos horizontes con acumulación de CaCO_3 secundario fueron decapitados por el agua que escurría del sistema serrano al mar o al paleo-valle del Colorado. La intrincada paleo-red de drenaje dendrítica y extendida a lo largo de todo el sector occidental de la llanura subventánica ha generado numerosas geoformas (Laya y Sánchez, 1975), entre las que se citan:

- relictos del nivel plano superior (planos extendidos en el noreste, planos residuales y lomadas suaves al oeste).
- laderas: aquí se incluyen laderas con pendiente suaves, del 1 al 3 %; laderas con pendientes marcadas, del 3 al 7 %, y laderas recortadas con pendientes complejas.
- cañadones o paleocauces semicolmatados.
- Llanuras aluviales, abanicos de derrame y terrazas marinas

Sobre este complejo mosaico geomórfico se ha depositado durante los períodos secos material eólico, en distintos “pulsos” (Amiotti et al., 2000) que han suavizado los conspicuos rasgos generados por la dinámica fluvial. En los fondos de valle y laderas bajas no se produjo la estabilidad necesaria para la génesis del horizonte petrocálcico (Laya y Sánchez, 1975; Amiotti et al., 2000), o la paleo costra cálcica cementada fue erosionada por acción fluvial durante el labrado de los valles (Zarate y Folguera, 2009), estando la tosca ausente en dichas geoformas. En posición de lomadas o laderas altas el horizonte petrocálcico aflora o se encuentra a poca profundidad. Asimismo, en las laderas medias puede presentar profundidad variable, desde superficial hasta varios decímetros, con tosca en plancha o coluviada de las partes altas. En todo caso, la posición en el paisaje es el factor que define la profundidad efectiva del suelo y el tipo y edad del material parental, siendo en general de mayor edad y más finos aquellos asociados a posiciones estables y planas.

Para la comprensión de las características edáficas de la Zo 1 se efectuaron 51 descripciones de perfiles de suelo. La clasificación taxonómica y características de los mismos se presentan en la Tabla 18.

Tabla 18. Clasificación taxonómica y características de los suelos de la zona 1.

Orden	Suborden	GG	SG	FCTP	Mpe	PP	Casos						
Molisol	Entisol	Psamment	Ustipsamment	thapto-mólico	arenosa/ franco fina	1	m-k	1					
				Calcicustol	típico	franco gruesa	1	m-k	1				
	Ustol				Paleustol	petrocálcico	arenosa	2	m-k	1			
							franco gruesa	3	m-k	8			
							franco fina	4	m-i-k	13			
							franco gruesa/ arcillosa	3	m-k	3			
							éntico	arenosa	1	m-k	1		
								franco gruesa	1	m-k	1		
					típico	franco gruesa	3	m-k	1				
						franco fina	3	m-k	1				
					Haplustol				fluvacuéntico	franco fina	7	m-g	1
									ácuico- cumúlico	franco gruesa	7	m-g	1
									ácuico	franco fina	7	m-g	1
										franco gruesa	7	m-g	1
	Udol				Natrustol	típico	franco fino	5	m-i-n	1			
							franco gruesa/ arcillosa	5	m-i-n	1			
					Paleudol	petrocálcico	franco fina	3/4	m-k/m-i-k	6			
							arcillosa fina	4	m-i-k	1			
					Hapludol	páquico	franco fina	4	m-pa	1			
							franco fina	4	m-i-pa	1			
							Argiudol	páquico	arcillosa fina	4	m-i-pa	1	
									franco gruesa	7	m-pa	1	
					Acuol	Endoacuol	cumúlico	franco fina	7	m-pa-g	1		
								franco gruesa/ arcillosa	7	m-pa-g	1		
	franco fina	7	m-pa-g	1									
Alfisol	Udalf	Natrudalf	típico	franco fina	5	m-i-n	1						

El área exhibe una marcada diversidad pedológica, representada por la identificación de 25 taxones en el nivel de Familia, 14 SG, 10 taxones en GG, 5 Subórdenes y 3 Ordenes. El 96 % de las observaciones pertenecen al orden Molisol. El régimen de humedad dominante es el ústico (72 % de las observaciones), seguido del údico (22 %) y ácuico (6 %). En la categoría de SG dominan los Paleustoles petrocálcicos (25 individuos), seguido de los Paleudoles petrocálcicos (7), Endoacuoles cumúlicos (3) y Argiudoles páquicos, Haplustoles típicos, Haplustoles énticos, Haplustoles ácuicos cumúlicos y Natrustoles típicos (2 individuos observados). El resto de las taxas (Calcicustol típico, Haplustol ácuico, Hapludol páquico, Haplustol fluvacuéntico, Ustipsamment thapto-mólico y Natrudalf típico) están

representados por solo un perfil. La condición de extragrado es la dominante (63 %), seguido de los intergrados (25 %) y en menor proporción los subgrupos típicos (12 %).

Los materiales parentales (en todos los SG identificados) y la profundidad al horizonte petrocálcico (dentro de los Paleustoles y Paleudoles petrocálcicos) son los parámetros responsables de la segregación de la mayor cantidad de taxas en el nivel de familia. La taxa dominante corresponde a los Paleustoles petrocálcicos familia franco-fina, moderadamente profundos (14 % de las observaciones), mientras que los Paleustoles petrocálcicos familia franco-fina, profundos representan el 8 % de los suelos clasificados. Los Paleustoles petrocálcicos familia franco-gruesa, moderadamente profundos alcanzan un 10 % y los Paleustoles petrocálcicos franco-gruesa, someros un 6%. Asimismo, los Paleudoles petrocálcicos franco finos, moderadamente profundos corresponden a un 12 % de los suelos analizados. El resto de las taxas abarca entre el 4 y el 2 %. La marcada pedodiversidad descrita tiene su correlato en los niveles de retención de carbono en los suelos: el contenido promedio de almacenamiento es de 109 Mg ha^{-1} , con un mínimo de 45 y un máximo de 258. La curva de almacenamiento de carbono en los suelos presenta la mayor probabilidad de ocurrencia en los 80 Mg ha^{-1} (Fig. 15). El CV del COS es muy elevado, alcanzando un valor del 49 %.

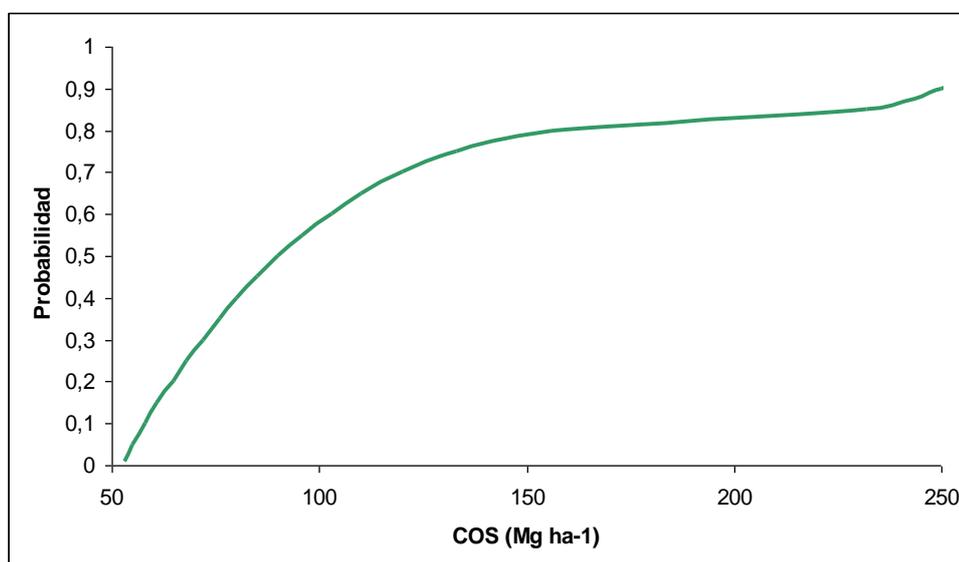


Figura 15. Probabilidad acumulada de almacenamiento de COS para suelos de la zona 1.

Según los criterios del IPCC en los suelos de la zona es muy "probable" alcanzar valores de COS de 58 Mg ha^{-1} ($P > 0,9$), siendo "muy poco probable" que superen los 250 ($P < 0,1$). A una valor de $P = 0,5$ el COS presenta un contenido de 90 Mg ha^{-1} .

El análisis por componentes principales permite diferenciar en CP 1 a los individuos suelo agrupados por geoformas (Fig. 16), donde los valores positivos presentan el mayor nivel de almacenamiento de C (correlación directa entre CP 1 y COS-COSC). Los valores medios de cada grupo indican que el COS sigue un orden decreciente: LLI > P > PN = LR = LS = LC. En algunas situaciones de LC se han observado pedones que presentan poligénesis, con paleosuelos truncados (2Bt) sepultados por materiales recientes, sobre los que se diferencian nuevos suelos con limitado desarrollo (A-C), Estos suelos presentaron elevados niveles de COS.

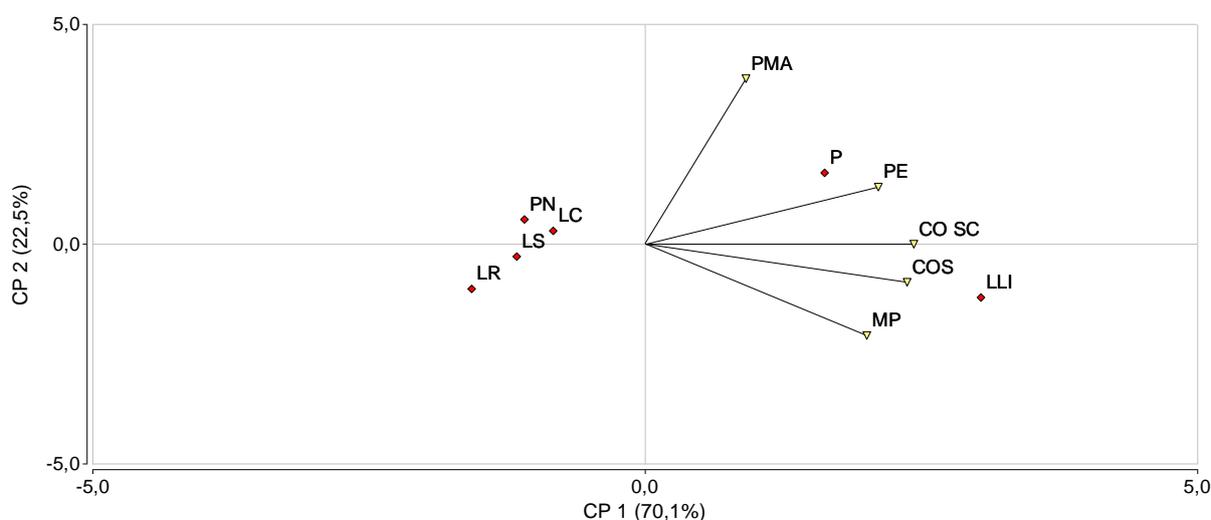


Figura 16. Distribución de las geoformas (rombos) y reconstrucción de las variables analizadas (líneas) en el plano de las dos primeras componentes principales (n= 51). PN: planos normales; PR: planos relictos; LR: lomadas relícticas; LS: laderas simples; LC: laderas complejas; P: paleocauces; LLI: llanuras de inundación. Entre paréntesis se indica el porcentaje de reconstrucción de varianza por componente principal.

UN ANOVA simple ha detectado diferencias entre las geoformas ($P < 0,001$), presentándose las comparaciones para COS y COSC el mismo patrón observado en el gráfico de CP (Tabla 19).

Tabla 19. Valores medios PE, COS y COSC en función de las geoformas para Zo 1

Geoforma	n	PE	COS	COSC
		m	----- Mg ha ⁻¹ -----	
PN	11	0,77 ± 0,26	82,2 ± 20,3 a	31,4 ± 7,1 a
LS	19	0,87 ± 0,29	83,1 ± 29,2 a	36,5 ± 17,0 a
LC	5	1,24 ± 0,48*	92,2 ± 20,9 a**	40,3 ± 18,8 a
LR	4	0,56 ± 0,21	98,1 ± 33,5 a	22,9 ± 6,6 a
P	6	1,50 ± 0,01	155,7 ± 46,3 b	77,8 ± 30,6 b
LLI	6	1,50 ± 0,01	217,3 ± 42,6 c	102,0 ± 17,4 c

*: Valores medios ± desvío estándar; **: en las columnas, medias seguidas de distintas letras difieren por DMS (P < 0,05).

La geoforma LLI presenta los niveles de COS más altos, superando en 2,4 veces el valor medio zonal que corresponde a PN. Los P presentan muy elevados niveles de retención, constituyendo áreas reducidas promisorias para los cultivos. El resto de la geoformas (PN, LR, LS y LC) no presenta diferencias entre sí, con menor influencia de la PE y mayor efecto del tipo de material parental. Para el mantenimiento y ganancia de CO en los suelos sería conveniente desarrollar distintas estrategias de gestión por geoformas. Las LLI deberían funcionar como áreas de reserva, excluyéndolas de usos agrícolas u hortícolas, con pastoreo ocasional del pastizal natural o implantado. Los paleocauces pueden ser integrados a sistemas agrícolas en los cuales se realice un adecuado uso de insumos y sistemas de labranza. Asimismo, las áreas de menor retención de carbono (PN, LR y LS-LC) deben ser gestionadas con PMR adecuadas al recurso, siendo estos sectores los que presenten mayor posibilidad de mitigación en el corto plazo.

Para determinar que parámetros regulan el COS se ha confeccionado una matriz de correlación entre las variables analizadas (Tabla 20).

Tabla 20. Matriz de correlación entre variables (Zo 1)

Geo	1,0												
MP	0,33*	1,0											
PE	0,62	0,4	1,0										
Uso	0,01	-0,01	0,10	1,0									
COS	0,60	0,52	0,59	0,12	1,0								
CO0-25	0,18	0,21	0,05	0,24	0,68	1,0							
COSC	0,61	0,54	0,63	-0,02	0,94	0,44	1,0						
CO1m	0,51	0,48	0,47	0,09	0,98	0,77	0,91	1,0					
a+li0-25	0,08	0,43	0,05	-0,05	0,43	0,48	0,32	0,45	1,0				
PMA	0,04	0,13	0,20	-0,20	0,42	0,18	0,41	0,38	0,35	1,0			
ECM	-0,01	0,02	-0,01	-0,11	-0,03	-0,01	-0,02	-0,02	0,19	0,31	1,0		
Mpe	0,46	0,65	0,34	-0,12	0,53	0,33	0,53	0,53	0,57	0,19	0,04	1,0	
	Geo	MP	PE	Uso	COS	CO0-25	COSC	CO1m	a+li0-25	PMA	ECM	Mpe	

*: en negrita, valores de correlación superiores a 0,30 son significativos ($P < 0,05$, $N = 51$).

Geo: Geoforma; MP: Materiales Parentales; PE: Profundidad Efectiva (m); Uso: Uso del suelo; COS: Carbono Orgánico del Suelo; CO0-25: Carbono Orgánico en 0-25 cm (Mg); COSC: Carbono Orgánico de 25-100 cm (Mg), CO1m: Carbono Orgánico en 1 m de profundidad; a+li0-25: arcilla+limo en 0-25 cm ($g\ kg^{-1}$); a+liSC: arcilla +limo en la Sección de Control ($g\ kg^{-1}$); PMA: Precipitación Media Anual ($mm\ año^{-1}$); ECM: Espesor con Características Mólicas (m); Mpe: Morfología del perfil.

El COS presenta correlaciones con la Geo ($r = 0,60$, $P < 0,05$), con la PE ($r = 0,59$, $P < 0,05$), con MP ($r = 0,53$, $P < 0,05$) y con PMA ($r = 0,42$, $P < 0,05$), La explicación de COS a partir de regresiones simples es baja, oscilando entre un 17 y 36 %, Un modelo múltiple que incluya las variables Geo, MP, PMA y Uso aumenta el porcentaje de predicción a un 64 %, con buen ajuste (ecuación 10).

$$\text{COS} = -245,9 + 10,7 * \text{Geo} + 16,2 * \text{MP} + 0,4 * \text{PMA} + 9,1 * \text{Uso}$$

(Ecuación 10)

$$R^2 = 0,64$$

$$R^2 \text{ ajustado} = 0,61$$

$$N = 51$$

El modelo múltiple aumenta la predicción lograda a partir del mejor modelo uniparamétrico, que corresponde a la geoforma. De tal forma, el COS no puede ser analizado desde un enfoque reduccionista, considerando que un modelo uniparamétrico puede explicar su variabilidad. Por el contrario, debe establecerse un enfoque sistémico, resaltando la interacción entre los factores que regulan el equilibrio almacenamiento-pérdida de carbono en el suelo. En el modelo obtenido los mayores niveles de explicación corresponden a la geoforma, seguido de la PMA, el MP y el Uso del suelo, con aportes individuales del 20, 14, 9 y 5 % de explicación, respectivamente, de la variabilidad del COS.

3.1.2.1.2 Paisaje diferenciado en función de las geoformas

Los resultados obtenidos en el estudio de los individuos de la zona 1 (3.1.2.1.1) indican la importancia de la Geo como factor regulador del COS, pudiendo utilizarse dicho factor para agrupar los suelos, de manera de reducir la variabilidad general del área y mejorar la predicción en cada geoforma. En la Fig. 17 se presenta un área representativa ubicada al sudoeste del sistema serrano, con la distribución de las distintas geoformas identificadas en la llanura sub-Ventánica.

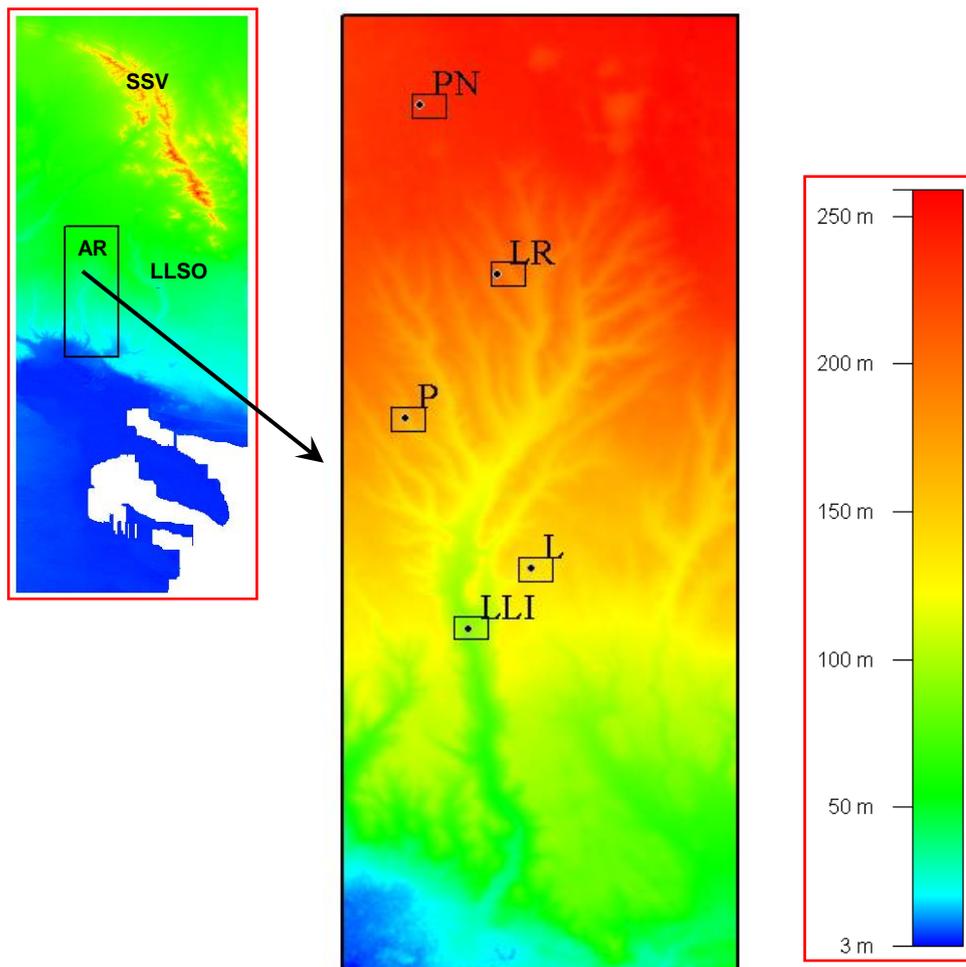


Figura 17. Distribución de las geoformas en el paisaje. SSV: Sistema Serrano de Ventania; LLSO: Llanura subventánica Occidental; AR: Área representativa; PN: planos normales; LR: lomadas relícticas; L: laderas; P: paleocauces; LLI: llanura de inundación.

3.1.2.1.2.1 Planos normales

Estas geoformas se ubican en sectores altos (entre 300 y 200 msnm) contiguos al piedemonte serrano, con gradientes menores al 1 % (Fig. 18). En la Tabla 21 se presentan las principales características de los suelos evolucionados en PN de la zona 1.

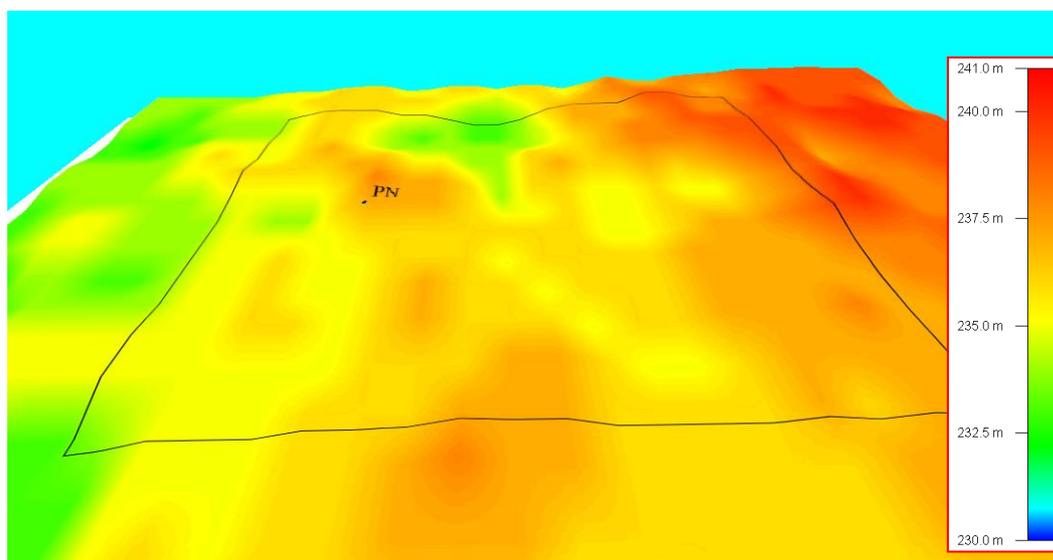


Figura 18. Modelo tridimensional de la geoforma planos normales (PN).

Tabla 21. Características de los suelos ubicados en planos normales (n= 10).

MP	PE	Uso	COS	CO0-25	COSC	CO1m	a+liSC	PMA	ECM	Mpe	PP	Clasificación Taxonómica
1	1,50	5	134,1	82,6	32,7	115,3	153	584	0,41	2	m-k	Haplustol éntico franco gruesa
1	0,80	4	82,6	42,5	40,1	82,67	225	584	0,42	3	m-k	Paleustol petrocálcico franco gruesa, mod. profunda
1	0,64	2	60,7	33,1	27,6	60,7	434	653	0,42	2	m-k	
2	0,50	2	71,7	48,1	23,6	71,7	747	653	0,50	2	m-k	Paleustol petrocálcico franco fina, somera.
2	0,85	4	91,3	80,4	40,9	91,3	618	584	0,42	3	m-k	Paleustol petrocálcico franco fina, mod. profunda
2	0,63	2	69,3	40,7	28,6	69,3	482	653	0,34	3	m-k	
1	0,75	3	74,4	41,4	33,0	74,4	416	615	0,33	2	m-k	
2	0,80	2	82,4	46,8	35,6	82,4	766	720	0,41	4	m-i-k	Paleudol petrocálcico franco fina, mod. profunda
2	0,59	2	79,8	58,5	21,3	79,8	64,7	670	0,41	4	m-i-k	
2	0,65	3	95,5	56,3	39,2	95,5	481	576	0,50	4	m-i-k	

Los sedimentos loésicos son los materiales parentales dominantes en un 60 % de los suelos descriptos, correspondiendo el 40 % restante a sedimentos eólicos recientes de textura moderadamente gruesa. El 80 % de los perfiles presentan una profundidad entre 0,5 a 1 m, un caso llega a 1,5 m y el restante corresponde a familias someras (< 50 cm). El nivel

medio de COS es de 84 Mg ha⁻¹, con un rango de 61 a 134. Desde el punto de vista taxonómico dominan los Paleustoles petrocálcicos y los Paleudoles petrocálcicos de familia franco fina, moderadamente profunda, ambos taxones con el 30 % de los casos. Con 2 pedones se identifican a los Paleustoles petrocálcicos franco gruesa moderadamente profunda. La geoforma analizada es la de mayor estabilidad en la región, donde se ha producido la depositación de sedimentos eólicos sobre un horizonte petrocálcico relíctico, desarrollando suelos de espesores menores a 1 m, con lavado, movilización y reprecipitación de CaCO₃, génesis de estructura, melanización marcada y, en numerosos casos, iluviación de arcillas. El proceso de melanización genera espesores de caracteres mólicos que oscilan entre 0,33 y 0,50 m, superando ampliamente los 0,18 m requeridos por el Soil Taxonomy para la designación de epipedón mólico. En el 37 % de los perfiles se ha observado el proceso de iluviación, indicado por la presencia de horizontes Bt. Las mayores acumulaciones de CO se producen en 0-25 cm, superando en un 64 % al contenido de COSC. La calcificación ocurrida en el presente ciclo pedogenético (lixiviación en los horizontes A, AC, Bt y C) se suma a calcificación relíctica desarrollada en horizontes 2Ck (30 Ka) y 2/3Ckm (100 o más Ka).

Los Paleustoles petrocálcicos franco finos, generados a partir de sedimentos loésicos en discordancia con el horizonte petrocálcico, corresponden al concepto central de los suelos de los planos normales. La influencia de la vegetación y el clima se expresa por la agregación y melanización de los primeros 50 cm de suelo, con un horizonte petrocálcico heredado que ondula por encima de 1,5 m de profundidad. En sectores localizados de los planos el manto loésico fue en parte removido y reemplazado por sedimentos eólicos recientes de textura franco arenosa, generando suelos de menor desarrollo clasificados como Paleustoles petrocálcicos franco gruesos, con morfología A-AC-Ck-2Ckm. Finalmente, en el sector occidental del área analizada, donde se almacena más humedad en la sección de control, los suelos se clasifican como Paleudoles petrocálcicos franco finos, con presencia de horizontes Bt conspicuos.

En la Tabla 22 se presenta la matriz de correlación de los suelos identificados en los planos.

Tabla 22. Matriz de correlación entre variables de suelos ubicados en planos normales.

MP	1,0										
PE	-0,47	1,0									
Uso	-0,47	0,82	1,0								
COS	-0,16	0,88	0,81	1,0							
CO0-25	-0,01	0,74	0,60	0,93	1,0						
COSC	-0,14	0,34	0,62	0,36	0,02	1,0					
CO1m	-0,05	0,81	0,80	0,98	0,90	0,46	1,0				
a+liSC	0,76	-0,64	-0,71	-0,50	-0,32	-0,32	-0,42	1,0			
PMA	0,34	-0,39	-0,79	-0,51	-0,34	-0,58	-0,55	0,65	1,0		
ECM	0,34	-0,17	-0,02	0,15	0,21	0,06	0,22	0,23	-0,15	1,0	
Mpe	0,64	-0,26	-0,24	0,01	0,06	0,21	0,15	0,36	0,21	0,20	1,0
	MP	PE	Uso	COS	CO0-25	COSC	CO1m	a+liSC	PMA	ECM	Mpe

*: en negrita, valores de correlación superiores a 0,64 son significativos ($P < 0,05$; $n = 10$).

MP: Materiales Parentales; PE: Profundidad Efectiva (m); Uso: Uso del suelo; COS: Carbono Orgánico del Suelo; CO0-25: Carbono Orgánico en 0-25 cm (Mg); COSC: Carbono Orgánico de 25-100 cm (Mg), CO1m: Carbono Orgánico en 1 m de profundidad; a+liSC: arcilla + limo en la Sección de Control ($g\ kg^{-1}$); PMA: Precipitación Media Anual ($mm\ año^{-1}$); ECM: Espesor con Características Mólicas (m); Mpe: Morfología del perfil.

En los PN las variables MP y PMA no presentan relaciones con COS ($P > 0,66$ y $P > 0,14$, respectivamente). El COS presenta correlaciones positivas con la PE, el Uso de los suelos, CO0-25 y CO1m (correlaciones con $P < 0,01$). La mejor predicción se obtiene a partir del CO1m, indicando que en estas geoformas la acumulación de COS por debajo de dicha profundidad es mínima. La PE explica un 77 % de la variabilidad del COS. Asimismo, los usos pastoriles o forestales favorecen el aumento de COS, con un coeficiente de determinación superior al 65 %.

3.1.2.1.2.2 Lomadas relícticas

Las lomadas relícticas corresponden a geoformas generadas a partir de la erosión y redistribución de MP de los planos normales, ubicándose como zona de transición entre estos últimos y las laderas (Fig. 19).

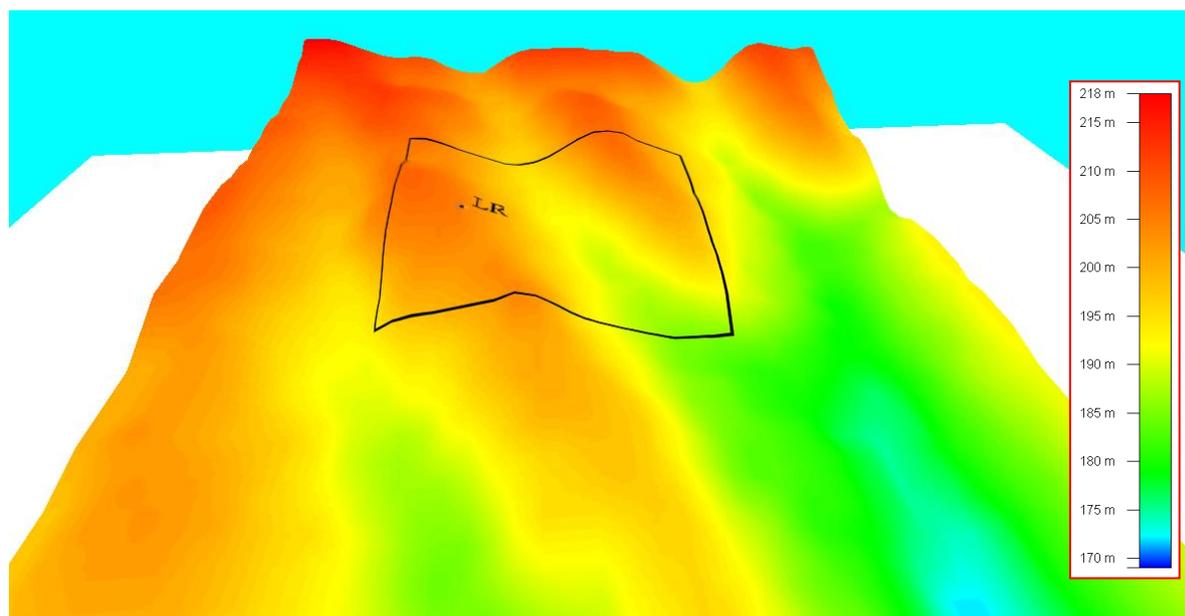


Figura 19. Modelo tridimensional de la geoforma lomadas relícticas (LR).

La principal característica de los suelos de estas geoformas es su limitada PE por la presencia de horizontes petrocálcicos relícticos a menos de 1 m de profundidad, en discordancia con materiales eólicos recientes de textura franco arenosa. En el tope de lomadas son comunes sectores con tosca aflorante. Los suelos identificados corresponden a Paleustoles petrocálcicos, de someros a moderadamente profundos, con CFTP variable en función de la granulometría de los materiales parentales (Tabla 23).

Tabla 23. Características de los suelos ubicados en lomadas relícticas (n= 4).

MP	PE	Uso	COS	CO0-25	COSC	CO1m	a+liSC	PMA	ECM	Mpe	PP	Clasificación Taxonómica
1	0,58	3	81,1	51,4	29,7	81,1	395	660	0,40	2	m-k	Paleustol petrocálcico franco gruesa, mod. profunda
2	0,55	5	110,1	95,0	15,1	110,1	824	584	0,32	3	m-k	
2	0,56	2	65,3	45,10	20,20	65,30	873	584	0,38	3	m-k	Paleustol petrocálcico franco fina, mod. profunda
2	0,56	4	103,2	76,50	26,80	103,20	846	584	0,38	3	m-k	

Es común el contraste entre los sedimentos recientes, de textura moderadamente gruesa, y los horizontes 2Ck de textura más fina. El COS oscila en 98 Mg ha^{-1} , con mayor acumulación de carbono en superficie: del 63 al 86 % del COS se encuentra en 0 a 25 cm. Los ECM fluctúan entre 0,3-0,4 m, con marcado desarrollo en aquellos suelos que presentan como dominante al proceso de melanización (perfiles con morfología A-AC-2Ck-3Ckm).

3.1.2.1.2.3 Laderas

Las laderas corresponden a las geoformas de mayor extensión superficial, pudiendo dividirse en suavemente inclinadas (pendientes simples, largas con gradientes del 1 al 3 %) y complejas (pendientes cortas, formas complejas con gradientes superiores al 3%, Fig. 20). Aquí se observa la mayor complejidad edáfica, asociada a cambios en los materiales parentales, profundidad al horizonte petrocálcico, edad de los depósitos que dan origen a los suelos y posición (cuspidal o terminal) ocupada dentro de dicha geoforma. Se han identificado suelos poligenéticos, con presencia de rasgos edáficos que evidencian episodios de morfogénesis hídrica y eólica. Las principales características de los pedones descritos se presentan en la Tabla 24.

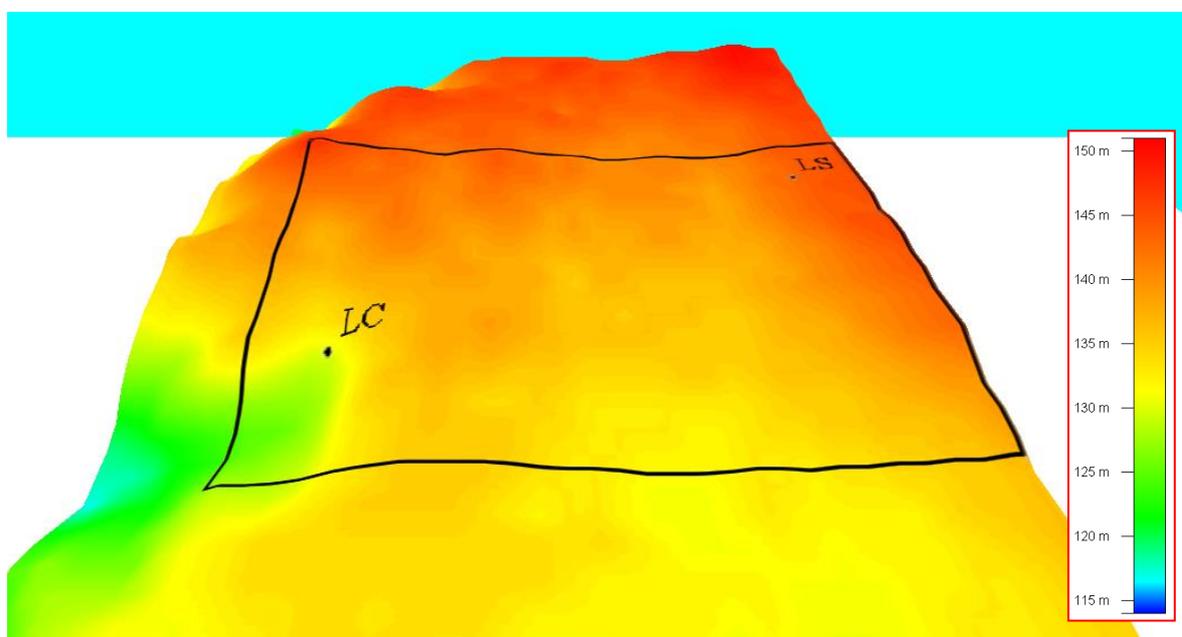


Figura 20. Modelo tridimensional de las geoformas laderas simples (LS) y complejas (LC).

Tabla 24. Características de los suelos ubicados en posición de laderas (n= 25).

MP	PE	Uso	COS	CO0-25	COSC	CO1m	a+liSC	PMA	ECM	Mpe	PP	Clasificación Taxonómica
1	0,50	2	45,6	36,4	9,2	45,6	423	584	0,29	3	m-k	Paleustol petrocálcico franco gruesa, somera
1	0,32	2	44,5	36,7	7,7	44,4	273	584	0,32	1	m-k	
1	0,40	4	84,9	61,1	23,8	84,9	420	584	0,4	1	m-k	
1	0,60	4	76,9	49,4	27,5	76,9	365	584	0,37	3	m-k	Paleustol petrocálcico franco gruesa, mod. profunda
1	0,68	3	57,3	29,6	27,7	57,3	243	584	0,14	2	m-k	
1	0,72	2	70,2	43,8	26,3	70,1	379	584	0,3	2	m-k	
1	0,81	3	78,8	37,8	41	78,8	348	584	0,28	2	m-k	
2	0,50	2	62,1	43,1	19,0	62,1	475	584	0,34	4	m-i-k	Paleustol petrocálcico franco fina, somera
2	0,88	3	88,2	46,5	41,7	88,2	477	584	0,35	3	m-k	Paleustol petrocálcico franco fina, mod. profunda
2	0,80	4	99,3	65,2	33,5	99,3	596	584	0,47	4	m-i-k	
2	0,91	2	111,4	54,9	56,5	111,4	625	653	0,54	4	m-i-k	
2	1,07	2	65,5	30,1	38,3	63,4	592	615	0,42	3	m-k	Paleustol petrocálcico franco fina, profunda
2	1,06	1	57,8	27,0	29,0	55,9	513	584	0,36	4	m-i-k	
2	1,08	2	156,3	65,1	77,4	142,5	511	584	0,69	5	m-i-k	
1	1,25	4	118,6	59,4	49,1	108,4	485	584	0,28	5	m-i-k	
2	1,25	4	126,4	60,2	58,2	118,4	627	584	0,62	4	m-i-k	
1	0,93	2	61,6	31,4	30,1	61,6	502	584	0,22	3	m-k	Paleustol petrocálcico franco fina/arcillosa, mod. profunda
1	1,30	3	126,9	47,9	71,2	119,1	489	660	0,96	3	m-k	Calciustol petrocálcico franco gruesa, profunda
1	1,50	2	82,1	34,3	34,9	69,2	291	660	0,21	1	m-k	Haplustol éntico franco gruesa
1	1,50	2	82,0	35,5	30,9	66,4	314	615	0,38	7	m-k	Haplustol oxiácuico franco gruesa
2	0,78	4	81,3	39,1	42,2	81,3	478	584	0,59	2	m-k	Paleudol petrocálcico, franco fina, mod. profunda
2	0,81	3	94,8	45,8	49,0	94,8	561	700	0,37	4	m-i-k	
1	1,50	3	72,5	32,0	28,2	60,2	488	584	0,27	5	m-i-n	Natrustol típico franco fina
2	1,50	3	94,4	32,6	43,2	75,8	516	584	0,43	5	m-i-n	
2	0,79	2	62,6	39,9	22,8	62,5	474	670	0,28	5	m-i-n	Natrudalf típico, franco fina mod. profunda

Los sedimentos eólicos recientes moderadamente gruesos y los sedimentos loésicos, presentan proporciones similares (13 y 12 casos, respectivamente). La taxa predominante dentro de los SG corresponde a los Paleustoles petrocálcicos (68 % de los casos), con familias franco gruesas a franco finas y marcada variabilidad en la profundidad al horizonte petrocálcico (0,3 a 1,5 m). Se han detectado en menor proporción Paleudoles petrocálcicos, Haplustoles énticos, Natrustoles típicos y Calciustoles petrocálcicos. Asimismo, en sectores donde la pendiente es larga, de escaso gradiente y en los cuales la erosión ha truncado la parte superior de los suelos desarrollados, se encuentran Paleustoles

petrocálcicos con horizonte Bt o Btn y FCTP de textura contrastante. Estos últimos funcionan como inclusiones dentro de la geoforma analizada. La relación entre variables edáficas se presenta en la Tabla 25.

Tabla 25. Matriz de correlación entre variables de suelos ubicados en laderas.

MP	1,0											
PE	0,11	1,0										
Uso	0,06	0,04	1,0									
COS	0,38	0,45	0,37	1,0								
CO0-25	0,31	0,13	0,53	0,74	1,0							
COSC	0,40	0,51	0,22	0,92	0,48	1,0						
CO1m	0,41	0,28	0,41	0,98	0,81	0,90	1,0					
a+liSC	0,73	-0,21	0,13	0,47	0,39	0,50	0,51	1,0				
PMA	0,22	0,12	-0,25	0,02	-0,06	0,10	0,03	0,13	1,0			
ECM	0,28	0,21	0,21	0,71	0,48	0,73	0,72	0,48	0,13	1,0		
Mpe	0,46	0,10	-0,10	0,25	0,10	0,18	0,17	0,39	0,12	0,02	1,0	
	MP	PE	Uso	COS	CO0-25	COSC	CO1m	a+liSC	PMA	ECM	Mpe	

*: en negrita, valores de correlación superiores a 0,40 son significativos ($P < 0,05$, $n = 25$).

MP: Materiales Parentales; PE: Profundidad Efectiva (m); Uso: Uso del suelo; COS: Carbono Orgánico del Suelo; CO0-25: Carbono Orgánico en 0-25 cm (Mg); COSC: Carbono Orgánico de 25-100 cm (Mg), CO1m: Carbono Orgánico en 1 m de profundidad; a+liSC: arcilla + limo en la Sección de Control ($g\ kg^{-1}$); PMA: Precipitación Media Anual ($mm\ año^{-1}$); ECM: Espesor con Características Mólicas (m); Mpe: Morfología del perfil.

Las variables PMA ($P > 0,92$), y en menor grado, MP y Uso ($P > 0,07$ y $0,08$, respectivamente) no presentan influencia sobre el COS. El COS alcanza correlaciones positivas con PE, CO0-25, COSC, CO1m, a+liSC y ECM. El mayor porcentaje de explicación se alcanza con el CO1m ($r^2 = 0,96$). En esta geoforma la PE solo puede explicar un 20 y 25 % de la variabilidad del COS y del COSC, respectivamente. Por otro lado, el ECM alcanza un nivel del 50 % en ambos parámetros. Los suelos de las laderas muestran diferencias en el contenido de COSC, donde aquellos que tienen MP más finos alcanzan una mayor diferenciación de horizontes y acumulación de CO en el perfil. El valor medio de COS alcanza a $84\ Mg\ ha^{-1}$, con rango de 45 a 156. La mayoría de los suelos desarrollados sobre sedimentos eólicos recientes de textura moderadamente gruesa presentan pedogénesis limitada (A-C-Ck), mientras que aquellos generados sobre sedimentos loésicos desarrollan un horizonte de transición AC. Finalmente, la base de los suelos truncados que han resistido los pulsos erosivos presenta horizontes iluviales y/o cálcicos relícticos. Es en ésta posición del paisaje donde existe la mayor probabilidad de identificar rasgos paleo-edafogenéticos. Así, la variabilidad paleo-climática puede ser confirmada por la presencia de horizontes Ck conspicuos, así como por horizontes Bt y Btn, cuyo desarrollo no se corresponde con la condición ambiental actual. Estos suelos con horizontes iluviales de fuerte estructura han

evolucionado bajo condiciones de edafogénesis relacionadas a una situación más húmeda que la presente (Amiotti et al., 2006). En todos los casos los perfiles han perdido los horizontes superficiales, siendo cubiertos por distintos espesores de sedimentos eólicos recientes sobre los que se reinicia la edafogénesis, que determina morfología del tipo A-C en los nuevos sedimentos, para continuarse con sucesiones del tipo 2Bt-2BC-2Ck-3Ckm pertenecientes al antiguo pedón. En suelos poligenéticos es factible lograr niveles de COS superiores a 120 Mg ha^{-1} , en lugares de reducida superficie dentro del mosaico de laderas.

3.1.2.1.2.4 Paleocauces

Los paleocauces corresponden a antiguas vías de drenaje suavizadas por depositación y estabilización de sedimentos eólicos. Algunos de estos cauces vuelven a ser parcialmente activos en períodos de intensas precipitaciones (Fig. 21).

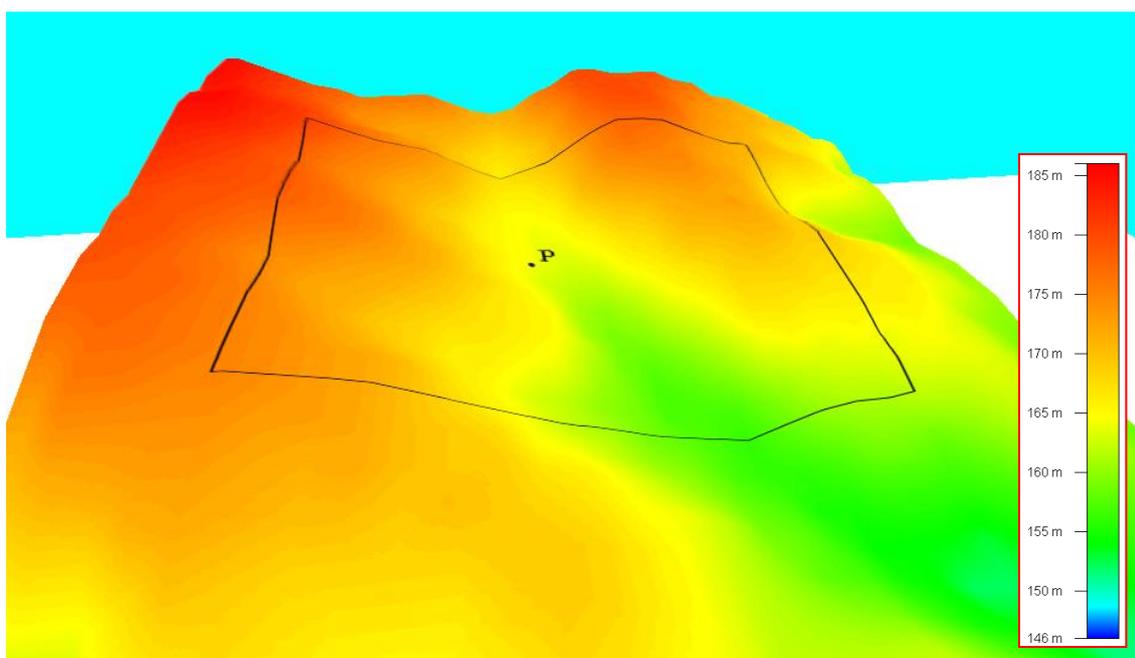


Figura 21. Modelo tridimensional de la geofoma paleocauces (P).

Los suelos asociados a los paleocauces se caracterizan por ser profundos, con contenidos de COS medios a altos y con caracteres mólicos que alcanzan varios decímetros de espesor (Tabla 26).

Tabla 26. Características de los suelos ubicados en paleocauces (n= 6).

MP	PE	Uso	COS	CO0-25	COSC	CO1m	a+liSC	PMA	ECM	Mpe	PP	Clasificación Taxonómica
1	1,5	3	105,3	32,6	45,6	78,2	257	615	0,27	3	m-k	Haplustol típico, franco gruesa
2	1,5	4	96,8	43,4	40,7	84,1	451	584	0,42	3	m-k	Haplustol típico, franco fina
2	1,5	4	180,4	85,1	67,7	152,7	734	720	0,73	4	m-i-pa	Argiudol páquico, franco fina
2	1,5	3	185,2	59,3	108,2	167,5	503	700	0,97	4	m-i-pa	
2	1,5	2	212,4	80,3	107,6	187,9	923	720	0,81	4	m-i-pa	Argiudol páquico, arcilloso fina
4	1,5	3	154,1	23,4	97,2	116,2	511	660	0,26	7	m-k	Ustipsamment thapto mólico, arenosa sobre franco fina

En esta posición del paisaje, donde se suma al agua pluviométrica un adicional de humedad por escurrimiento, se manifiestan con mayor intensidad los procesos de melanización, paquización e iluviación. Los paleocauces se comportan en forma distinta a PN y L, tendiendo a aumentar el CO acumulado en el pedón. Así, el COSC supera en 39 % al CO0-25. En la Tabla 27 se presenta la matriz de correlación entre variables edáficas.

Tabla 27. Matriz de correlación entre variables de suelos ubicados en paleocauces.

MP	1,00											
PE	0,00	1,00										
Uso	0,32	0,00	1,00									
COS	0,54	0,00	-0,28	1,00								
CO0-25	-0,42	0,00	0,31	0,71	1,00							
COSC	0,31	0,00	-0,60	0,86	0,29	1,00						
CO1m	0,37	0,00	-0,22	0,98	0,78	0,83	1,00					
a+liSC	0,64	0,00	0,10	0,83	0,81	0,56	0,84	1,00				
PMA	0,44	0,00	-0,20	0,97	0,75	0,76	0,94	0,78	1,00			
ECM	0,50	0,00	-0,01	0,77	0,81	0,58	0,87	0,61	0,75	1,00		
Mpe	0,32	0,00	0,50	-0,22	-0,46	-0,58	-0,10	0,05	-0,14	0,27	1,00	
	MP	PE	Uso	COS	CO0-25	COSC	CO1m	a+liSC	PMA	ECM	Mpe	

*: en negrita, valores de correlación superiores a 0,81 son significativos ($P < 0,05$, $n = 6$).

MP: Materiales Parentales; Uso: Uso del suelo; COS: Carbono Orgánico del Suelo; CO0-25: Carbono Orgánico en 0-25 cm (Mg); COSC: Carbono Orgánico de 25-100 cm (Mg), CO1m: Carbono Orgánico en 1 m de profundidad (Mg); a+liSC: arcilla +limo en la Sección de Control (g kg^{-1}); PMA: Precipitación Media Anual (mm año^{-1}); ECM: Espesor con Características Mólicas (m); Mpe: Morfología del perfil.

El COS muestra correlaciones positivas con PMA, COSC, CO1m a a+liSC ($r = 0,97$, $0,86$, $0,98$ y $0,83$ respectivamente, $P < 0,05$). Los MP y Uso no ejercen influencia en el almacenamiento de CO en los Paleocauces ($P > 0,27$ y $0,58$, respectivamente). La PE no es un factor limitante por ausencia del horizonte petrocálcico. Un incremento de la PMA de 50 mm permite lograr acrecentamientos de $43 \pm 6 \text{ Mg ha}^{-1}$ de COS en la geoforma estudiada, para un rango de precipitación de 580 a 720 mm año^{-1} . De tal forma, al no haber limitaciones en la PE, ni influencia de los MP y Uso, el clima regula la acumulación de COS.

Los suelos con epipedones páquicos superan los 150 Mg ha^{-1} de COS. Las tasas más comunes en la geoforma analizada corresponde a los Haplustoles típicos y Argiudoles páquicos.

3.1.2.1.2.5 Llanuras de inundación

Los suelos ubicados en las llanuras de inundación de valles actuales son los que presentan mayor COS, asociado a un régimen de humedad ácuico, materiales aluviales finos y ocurrencia de poligénesis (Fig. 22). Los perfiles analizados presentan cumulización y gleización, con napa freática a menos de 1,5 m de profundidad. En todos los pedones se observaron horizontes Ab, sepultados por sedimentos modernos sobre los que se reinicia la pedogénesis. De tal forma es común aquí superar los valores de 200 Mg ha^{-1} de COS (Tabla 28).

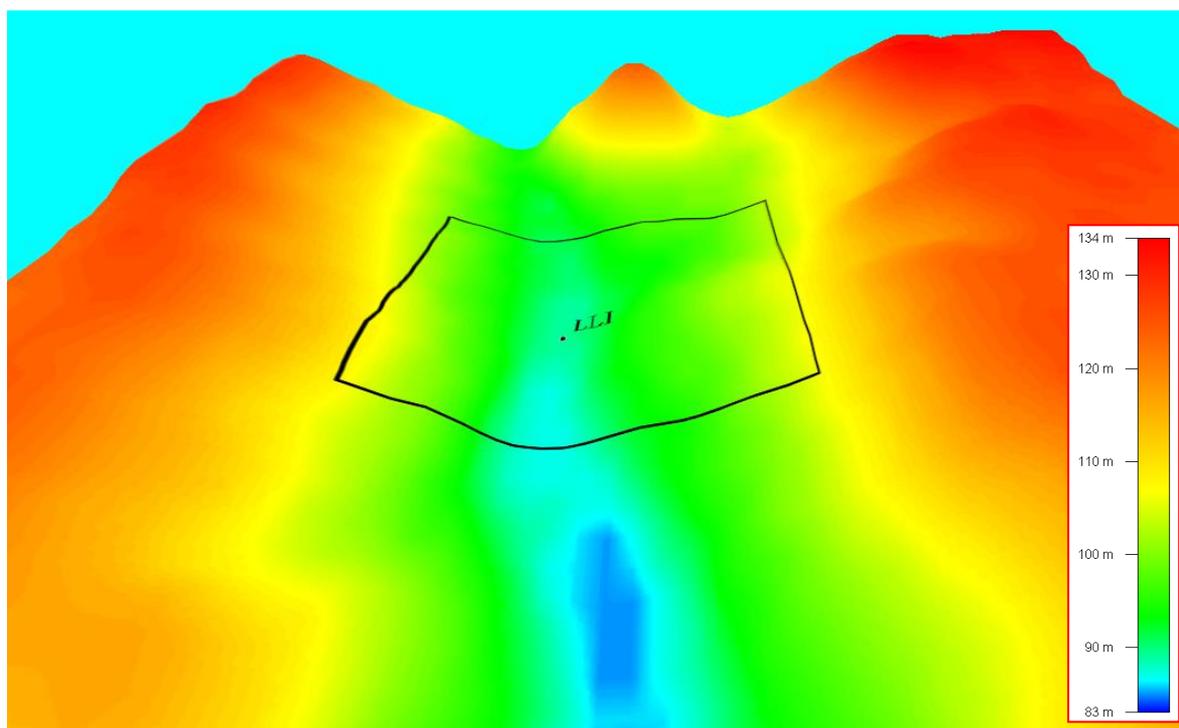


Figura 22. Modelo tridimensional de la geoforma llanura de inundación (LLI).

La taxa dominante se identifica como Endoacuol cumúlico, con diferencias en FCTP relacionadas a la granulometría de los materiales parentales. En posiciones distales de la llanura de inundación se presentan Haplustoles acuicos-cumúlicos y Haplustoles fluvacuénticos. En algunos casos los materiales aluviales fueron sepultados por sedimentos

eólicos recientes de textura moderadamente gruesa a gruesa. El desarrollo de características mólicas se extiende en profundidad, superando el espesor del epipedón los 100 cm en repetidas ocasiones. La única variable que influye sobre el COS es el Uso de los suelos ($r^2= 0,74$, $P < 0,05$), vinculado a una reducción del CO bajo producción de cultivos.

Tabla 28. Características de suelos ubicados en llanuras de inundación (n= 6).

MP	PE	Uso	COS	CO0-25	COSC	CO1m	a+lISC	PMA	ECM	Mpe	PP	Clasificación Taxonómica
3	1,1	4	218,3	85,5	114,6	200,1	780	660	1,1	7	m-pa-g	Endoacuol cumúlico, franco gruesa
3	1,1	3	208,1	100,1	98,4	198,5	796	660	1,1	7	m-pa-g	Endoacuol cumúlico, franco fina
4	1,4	3	206,5	52,8	128,7	181,5	745	690	1,07	7	m-pa-g	Endoacuol cumúlico, franco gruesa/arcillosa fina
4	1,5	4	290,7	38	97,7	135,7	392	584	0,65	7	m-pa-g	Haplustol ácuico cumúlico, franco gruesa
3	1,3	1	163,7	76	83,1	159,1	708	584	0,69	7	m-pa-g	Haplustol ácuico cumúlico, franco fina
3	1,3	1	160,5	65,6	83,3	148,9	628	584	0,41	7	m-g	Haplustol fluvacuéntico, franco fina

3.1.2.1.2.6 Síntesis del análisis por geoformas

En el análisis integral de la zona 1 se ha determinado que el COS puede ser explicado por un modelo múltiple que incluya las variables Geo, MP, PMA y Uso ($r^2= 0,64$, $P < 0,01$), siendo la geoforma el factor de mayor importancia. Un análisis jerárquico tomando a dicha variable como elemento de segregación ha permitido reducir la variabilidad pedológica y obtener una mayor certidumbre en la predicción de los valores de COS, manifestando que los factores pedogenéticos que regulan el balance de CO varían su incidencia en clara subordinación a la porción del paisaje considerada. Así, en los planos normales el COS responde en forma lineal a la PE y al Uso. En las lomadas relícticas la acumulación de COS presenta marcada influencia del material parental. En las laderas, el COS es regulado por el ECM y, en menor grado, por la PE. En los paleocauces el incremento de la PMA permite aumentar el COS asociado a una mayor profundidad de la melanización, obteniéndose una relación significativa entre CO1m y ECM. Finalmente, en las llanuras de inundación, donde se alcanzan los mayores niveles de COS, se aprecia una respuesta de esta variable al Uso. La comprensión de las interacciones de los factores formadores que regulan la pedogénesis permite reducir la incertidumbre de las estimaciones de COS, tanto en estudios regionales (zonas), como locales (geoformas).

3.1.2.2. Zona 2: Sierras escarpadas con loess sobre tosca

Este sector abarca una superficie de 1,6 Mha, de las cuales 0,17 Mha corresponden a las sierras, con cotas por encima de los 400 msnm (Fig. 23). Los valles interserranos presentan suelos profundos con predominio de loess como MP. Existen sectores muy recortados al oeste y al este de las sierras, siendo la génesis del primero explicada en el ítem anterior. En el caso del sector oriental de las sierras el recorte de los planos se produce por acción hídrica, con excesos pluviales encausados por los cambios de pendiente entre esta geoforma y su contacto con la Depresión de Laprida. En los planos interfluviales tendidos se observan suelos con espesores menores de 1 m, limitados por la presencia del horizonte petrocálcico relíctico. En el área se han estudiado 25 perfiles, cuya clasificación se presenta en la Tabla 29.

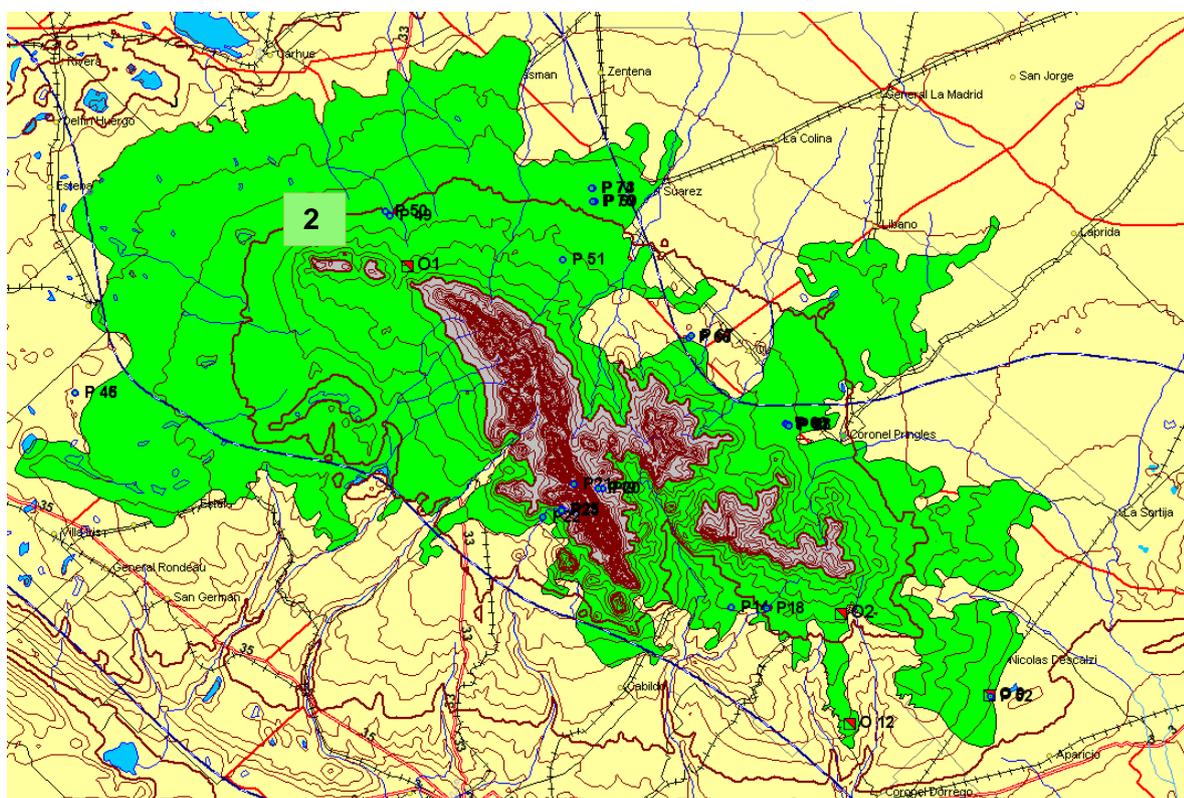


Figura 23. Zona 2: Sierras escarpadas con loess sobre tosca (color verde). P₅₁: perfiles analizados. En gris sistema de Ventania. Equidistancia de curvas de nivel: 25 m.

Tabla 29. Clasificación taxonómica y características de los suelos de la zona 2.

Orden	Suborden	GG	SG	FCTP	Mpe	PP	Casos	
Inceptisol	Ustept	Calciustept	petrocálcico	franco gruesa	1	k-m	1	
Molisol	Udol	Paleudol	petrocálcico	franco fina	3-4	m-i-k	4	
			páquico-petrocálcico	franco fina	4	m-pa-i	1	
			páquico	franco fina	4	m-pa-i	1	
			típico	franco fina	3	m-k	1	
			cálcico	franco gruesa	3	m-k	1	
		Hapludol	franco	3	m-pa-k	1		
			páquico gruesa	franco fina	3	m-pa-k	2	
			típico	franco fina	4	m-i-k	7	
			Argiudol	páquico	franco fina	4	m-i-pa	2
				arcillosa fina	4	m-i-pa	1	
	oxiácuico	franco fina	4	m-i-k	1			
Alfisol	Udalf	Natrudalf	típico	franco gruesa	5	m-i-n	1	
				franco fina	5	m-i-n	1	

Se han identificación 14 taxones en el nivel de Flia, 11 SG, 5 GG, 3 Subórdenes y 3 Órdenes: Molisoles (22 pedones), Alfisoles (2) e Inceptisoles (1 caso). En los Grandes Grupos predominan los Argiudoles (50 % de las observaciones), seguido de los Paleudoles (27 %) y Hapludoles (23 %). Los materiales parentales dominantes son los sedimentos loésicos (92 % de las observaciones). El suelo zonal se clasifica como Argiudol típico franco fino. En algunos casos el epipedón mólico presenta un espesor superior a los 60 cm (subgrupos páquicos). Cuando el horizonte petrocálcico heredado limita la profundidad a menos de 1,5 m los suelos se clasifican como Paleudoles petrocálcicos franco finos profundos (entre 1 y 1,5 m), con presencia de horizontes Bt sobre un 2Ckm. Los suelos predominantes son muy profundos (>1,5 m en el 68 % de los casos), seguidos de suelos moderadamente profundos (20 %) y profundos (12 %). No se ha observado la condición somera.

Los niveles de retención de COS oscilan entre 29 y 245 Mg ha⁻¹, con un CV elevado (42 %). El valor de almacenamiento medio alcanza los 119 Mg ha⁻¹. Para determinar que parámetros regulan el COS se ha confeccionado una matriz de correlación entre las variables analizadas (Tabla 30).

Tabla 30. Matriz de correlación entre variables (Zo 2).

Geo	1,00												
MP	0,13	1,00											
PE	0,51*	0,40	1,00										
Uso	0,67	0,23	0,27	1,00									
COS	0,22	0,30	0,42	0,40	1,00								
CO0-25	0,27	0,31	0,36	0,45	0,90	1,00							
COSC	0,12	0,22	0,28	0,30	0,93	0,72	1,00						
CO1m	0,20	0,28	0,33	0,41	0,99	0,91	0,94	1,00					
A+liSC	0,05	0,37	0,21	-0,01	0,37	0,37	0,38	0,40	1,00				
PMA	0,32	0,00	0,21	0,27	0,44	0,38	0,41	0,43	0,17	1,00			
ECM	0,15	0,33	0,26	0,32	0,82	0,60	0,92	0,83	0,47	0,43	1,00		
Mpe	0,21	0,24	0,14	0,01	0,04	0,12	0,05	0,09	0,69	0,10	0,07	1,00	
	Geo	MP	PE	Uso	COS	CO0-25	COSC	CO1m	a+liSC	PMA	ECM	Mpe	

*: en negrita, valores de correlación superiores a 0,40 son significativos ($P < 0,05$, $n = 25$).

Geo: geoformas; MP: Materiales Parentales; Uso: Uso del suelo; COS: Carbono Orgánico del Suelo (Mg ha^{-1}); CO0-25: Carbono Orgánico en 0-25 cm (Mg ha^{-1}); COSC: Carbono Orgánico de 25-100 cm (Mg ha^{-1}); CO1m: Carbono Orgánico en 1 m de profundidad (Mg ha^{-1}); a+liSC: arcilla +limo en la Sección de Control (g kg^{-1}); PMA: Precipitación Media Anual (mm año^{-1}); ECM: Espesor con Características Mólicas (m); Mpe: Morfología del perfil.

El COS presenta correlaciones con la PE ($r = 0,42$, $P < 0,05$) y con PMA ($r = 0,44$, $P < 0,05$). Los materiales parentales no presentan correlación con el COS ($P > 0,98$), debido a que en el área de estudio dominan ampliamente los sedimentos loésicos. La correlación positiva entre a+liSC y Mpe ($r = 0,69$, $P < 0,01$) indica que los suelos generados sobre sedimentos loésicos más finos desarrollan perfiles con marcado desarrollo morfológico.

La mayor explicación de COS se logra a partir del CO1m, con un coeficiente de determinación superior al 97 % ($P < 0,001$). Esto indica que el contenido de COS hasta 1,5 m puede ser estimado adecuadamente a partir del acumulado en el primer metro, siendo dicha profundidad la que debe tomarse como límite práctico para la evaluación de COS.

ECM puede explicar un 68 % de la variabilidad del COS, observándose un comportamiento similar al de la zona 1. El ECM es un indicador de la intensidad del proceso de melanización: en su evaluación se considera la génesis de estructura, el contenido de carbono orgánico y la transformación del mismo en fracciones más finas y estables, expresadas en el color del suelo por valores bajos. Si consideramos los casos de perfiles profundos desarrollados sobre sedimentos loésicos podemos apreciar que el contenido de COSC es el resultado del proceso de melanización (expresado como ECM), alcanzándose un elevado nivel de explicación (Fig. 24).

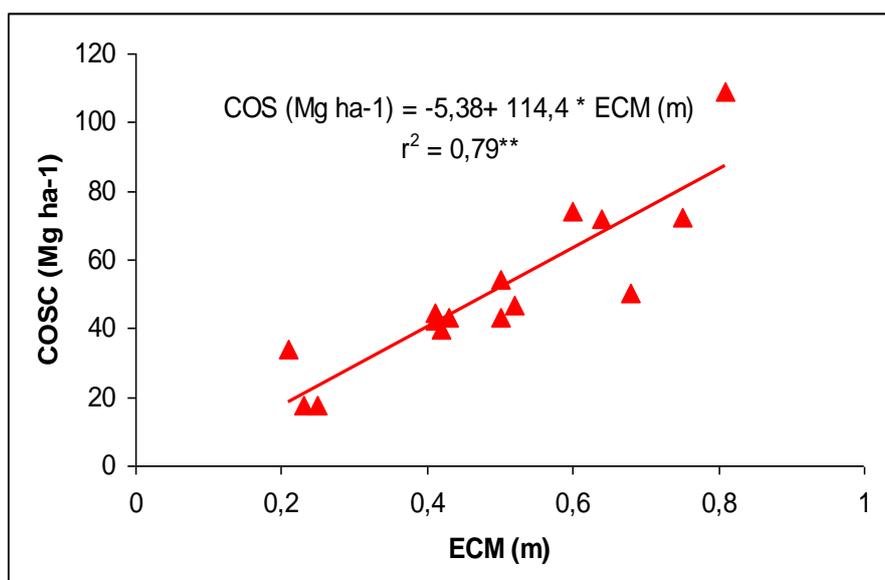


Figura 24. Relación entre COSC - ECM.

En la Fig. 24 se consideraron 15 casos con materiales parentales homogéneos, sin limitación por PE y con similar PMA. En estas situaciones el ECM explica casi el 80 % del COCS. Si realizamos un agrupamiento en función del uso de la tierra se aprecia que la melanización regula la acumulación de CO en la sección de control a tasa diferencial en función del Uso (Fig. 25). De tal forma, por cada decímetro de ECM se logran incrementos de 3,4; 11,4 y 16,7 Mg ha⁻¹ de COSC para uso agrícola, ganadero y forestal, respectivamente.

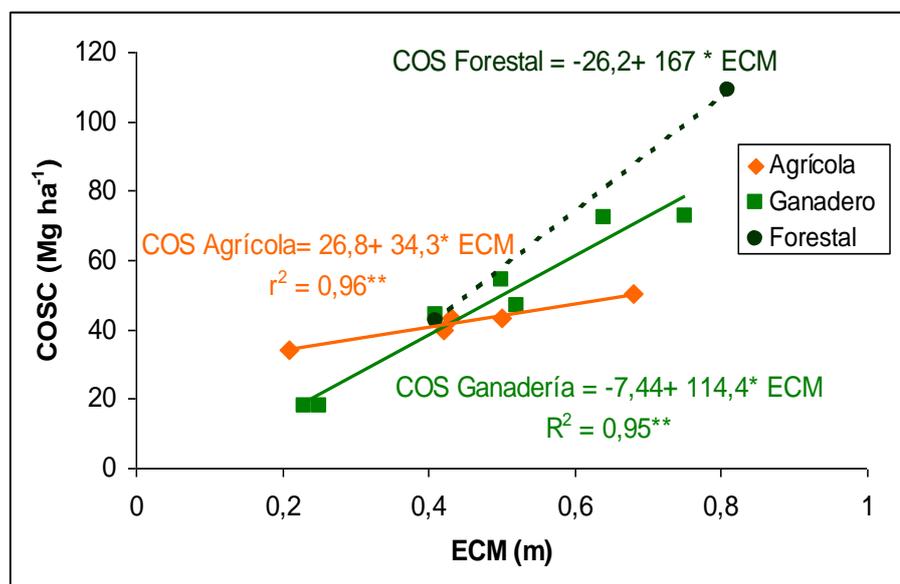


Figura 25. Relación entre COSC - ECM en función del uso del suelo.

La intervención antrópica sobre la vegetación puede reducir hasta 3 veces (uso agrícola) o acelerar hasta 1,5 veces (uso forestal) la tasa de acumulación de COSC respecto a la condición de referencia (uso ganadero, con predominio de pastizal natural). Las

condiciones ambientales del uso Forestal parecen haber sido sumamente favorables para promover la actividad de los microorganismos y de la mesofauna permitiendo un incremento del COSC. Así, se observa una mayor eficiencia en el proceso de transformación del CO bajo bosque (Amiotti et al., 2012).

Los mayores niveles de la mediana de COS en esta región respecto a la zona 1 (107 vs 88 Mg ha⁻¹) pueden ser explicados por una mayor PMA y por el predominio de sedimentos loésicos, con diferencias marcadas en función del tipo de vegetación (uso de la tierra), aspectos que condicionan la intensidad de la melanización (ECM). Este parámetro presenta un alto coeficiente de determinación con el COS y con el COSC. Los modelos multiparamétricos no aumentan los porcentajes de explicación obtenidos a partir del ECM.

observaciones). El uso predominante de los suelos corresponde a la agricultura (70 %), seguido de la ganadería (17 %) y forestal (13 %).

Tabla 31. Clasificación taxonómica y características de los suelos de la zona 3.

Orden	Suborden	Gran grupo	Subgrupo	Cl. tamaño de partícula	Morfol. del perfil	Procesos pedogen.	N° casos
Inceptisol	Acuept	Endoacuept	sódico	franco fina	1	m-g-n	1
	Ustep	Calciustept	petrocálcico	Arenosa	2	k-m	1
Molisol	Ustol	Paleustol	petrocálcico	franco gruesa	2	m-k	2
				franco fina	3-4	m-i-k	4
	Udol	Paleudol	petrocálcico	arcilloso fina	4	m-i-k	1
				franco fina	3-4	m-i-k	12
			arcilloso fina	1-4	m-i-k	2	

Los niveles de retención de COS oscilan entre 49 y 138 Mg ha⁻¹, con un coeficiente de variación medio (CV= 33 %). El valor de almacenamiento al 50 % de probabilidad corresponde a 91 Mg ha⁻¹. La PE dominante corresponde al rango de 0,5 a 1 m (Fig. 27), con un promedio de 0,75 m y un rango de 0,46 a 1,41. Ninguno de los perfiles observados alcanzó una PE de 1,5 m, limitando la segregación de Argiudoles y Hapludoles típicos.

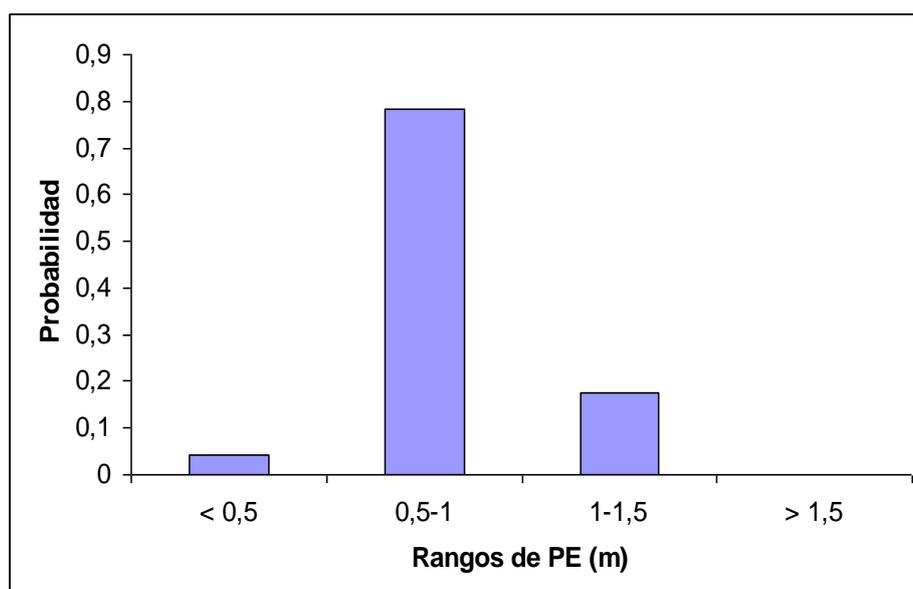


Figura 27. Distribución de la PE.

Para determinar que parámetros regulan el COS se ha confeccionado una matriz de correlación entre las variables analizadas (Tabla 32). El COS no presentó relación con la geoforma ni con la PE ($P > 0,99$ y $0,84$, respectivamente), asociado a la homogeneidad de dichas variables: el 91 % de los casos analizados se ubican en planos, mientras que el 78 % de los mismos presentan una profundidad entre 0,5 a 1 m. Asimismo, las variables MP, Uso y PMA no permiten explicar el COS ($P > 0,19$, $0,27$ y $0,12$ respectivamente).

Tabla 32. Matriz de correlación entre variables (Zo 3).

Geo	1,00											
MP	0,57	1,0										
PE	-0,22	-0,53	1,0									
Uso	0,23	0,21	-0,30	1,0								
COS	0,01	0,29	0,04	0,24	1,0							
CO0-25	-0,07	0,39	-0,31	0,23	0,86	1,0						
COSC	0,15	0,05	0,36	0,20	0,75	0,33	1,0					
CO1m	0,02	0,31	-0,05	0,26	0,99	0,87	0,75	1,0				
A+liSC	0,23	0,62	-0,35	0,09	0,43	0,64	-0,04	0,44	1,0			
PMA	-0,05	0,07	0,11	-0,31	0,33	0,32	0,17	0,32	0,46	1,0		
ECM	0,07	0,24	-0,14	0,34	0,68	0,59	0,58	0,73	0,33	0,24	1,0	
Mpe	-0,27	0,04	-0,07	-0,21	0,07	0,18	-0,17	0,06	0,46	0,42	0,02	1,0
	Geo	MP	PE	Uso	COS	CO0-25	COSC	CO1m	a+liSC	PMA	ECM	Mpe

*: en negrita, valores de correlación superiores a 0,42 son significativos ($P < 0,05$, $n = 23$).

Geo: Geoformas; MP: Materiales Parentales; Uso: Uso del suelo; COS: Carbono Orgánico del Suelo; CO0-25: Carbono Orgánico en 0-25 cm (Mg); COSC: Carbono Orgánico de 25-100 cm (Mg), CO1m: Carbono Orgánico en 1 m de profundidad (Mg); a+liSC: arcilla +limo en la Sección de Control (g kg^{-1}); PMA: Precipitación Media Anual (mm año^{-1}); ECM: Espesor con Características Mólicas (m); Mpe: Morfología del perfil.

La mayor explicación de COS se logra a partir del CO1m, con un coeficiente de determinación superior al 98 % ($P < 0,001$). Esto indica que, del mismo modo que en la zona 1, el contenido de COS hasta 1,5 m puede ser estimado adecuadamente a partir del acumulado en el primer metro.

El ECM puede explicar un 46 % de la variabilidad del COS ($P < 0,01$). Las relaciones COS-CO1m y COS-ECM aquí descriptas presentan un comportamiento similar al observado en las zonas 1 y 2. La utilización de un modelo de regresión múltiple que incluya las variables ECM, FCTP y PE permite alcanzar un porcentaje de predicción del 58 %, con buen ajuste (ecuación 11).

$$\text{COS} = -20,6 + 117,45 * \text{ECM} + 13,3 * \text{FCTP} + 27,1 * \text{PE}$$

(Ecuación 11)

$$R^2 = 0,58$$

$$R^2 \text{ ajustado} = 0,52$$

$$N = 23$$

Los mayores niveles de explicación corresponden al espesor del suelo con características mólicas, seguido de PE y FCTP, con aportes individuales del 46, 7 y 5 % de explicación de la variabilidad del COS ($P < 0,001$, $P < 0,09$ y $P < 0,05$, respectivamente). El estudio de residuales y desviaciones indican la conveniencia de incluir dentro del modelo múltiple a la variable PE.

3.1.2.4. Zona 4: Llanura plano-cóncava

El área analizada corresponde aproximadamente a 1 Mha, y presenta como límite sur la zona 3, al norte el sistema de lagunas encadenadas, al este el sistema de Tandilia y al oeste el sistema de Ventania (Fig. 28).

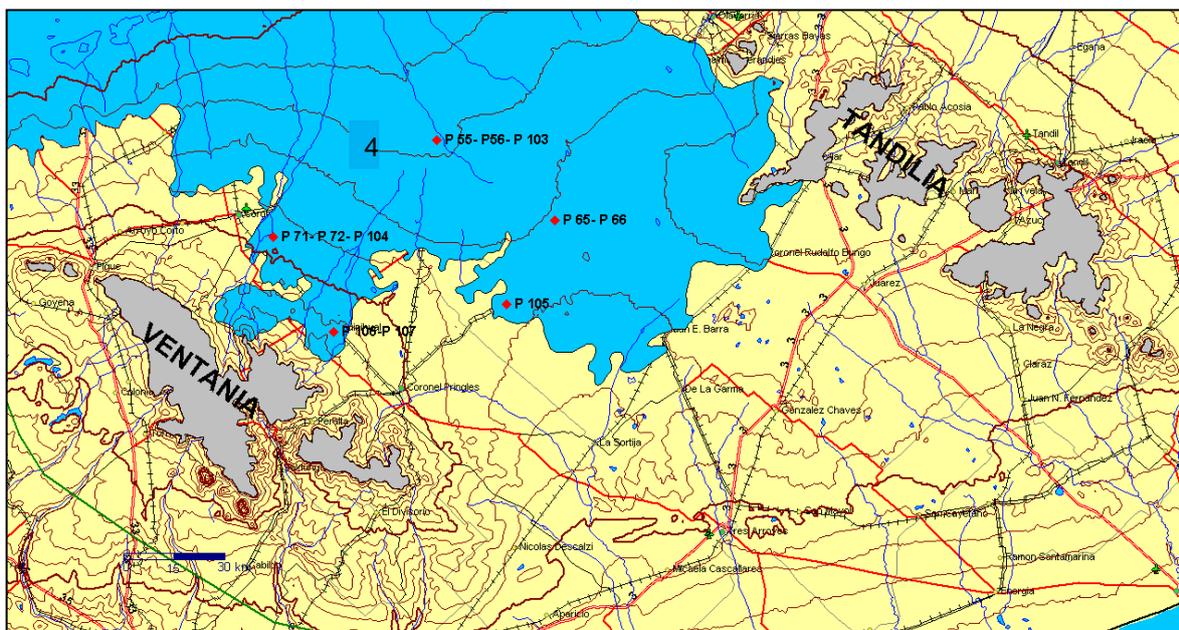


Figura 28. Zona 4: Llanura plano-cóncava (color celeste). P₆₅: perfiles analizados. Equidistancia de curvas de nivel: 25 m. En verde: límite Ústico-Údico. En rojo: vías de comunicación.

La mayor parte de este dominio está representado por áreas planas con drenaje deficiente y suelos limitados en su profundidad por la capa de tosca. Este sector es denominado "Depresión de Laprida", ubicándose sobre la unidad estructural definida como "Positivo Bonaerense", que separa las cuencas tectónicas de los ríos Salado y Colorado. La geoforma corresponde a un gran plano endorreico con cotas entre 200 a 150 msnm y un gradiente regional de 0,5 a 0,1 %, que determina un ambiente con lagunas poco profundas y sectores aledaños con alto riesgo de inundación. Los materiales originarios dominantes corresponden a sedimentos loésicos de origen eólico, con posterior redistribución fluvial asociada a cambios climáticos (Zárate y Folguera, 2009), depositados sobre la costra calcárea de mayor antigüedad. En las pequeñas y escasas lomadas es factible encontrar los suelos con mejores características productivas. En los sectores bajos donde el drenaje es deficiente pueden presentarse Natracuoles, Natralboles o Natrudalfes típicos (INTA, 1989). En este sector se han analizado 11 perfiles, cuya clasificación se presenta en la Tabla 33.

Tabla 33. Clasificación taxonómica y características de los suelos de la zona 4

Orden	Suborden	GG	SG	FCTP	Mpe	PP	Casos
Alfisol	Udalf	Paleudalf	petrocálcico	Franco fina	4	m-i-k	2
		Natrudalf	típico	Franco fina	4	m-i-n	1
	Acualf	Natracualf	mólico	Franco fina	4	m-i-n-g	2
Molisol	Udol	Paleudol	petrocálcico	Franco fina	4	m-i-k	1
				Arcilloso fina	4	m-i-k	1
	Hapludol	páquico	Franco fina	3	m-pa-k	1	
		Natrudol	típico	Franco fina	5	m-i-n	1
	Albol	Natralbol	típico	Franco fina	6	m-i-n-g	1
	Acuol	Natracuol	típico	Franco fina	5	m-i-n-g	1

Los suelos identificados reflejan la situación de drenaje restringido en las tasas con régimen de humedad ácuico. Otros procesos asociados a la zona son la iluviación marcada y sodificación subsuperficial. Los materiales parentales identificados son sedimentos loésicos de granulometría fina, ubicado en planos, laderas y depresiones. La PE media es de 1,10 m, con rango entre 0,32 a 1,5 m. Los usos dominantes corresponden a la ganadería (65 %) y la agricultura (35 %). Los niveles de retención de COS oscilan entre 43 y 185 Mg ha⁻¹, con un coeficiente de variación medio (CV= 40 %). El valor de almacenamiento al 50 % de probabilidad corresponde a 100 Mg ha⁻¹. Para determinar que parámetros regulan el COS se ha confeccionado una matriz de correlación entre las variables analizadas (Tabla 34).

Tabla 34. Matriz de correlación entre variables (Zo 4)

Geo	1,0										
PE	0,26	1,0									
Uso	0,27	0,42	1,0								
COS	-0,65*	0,37	0,31	1,0							
CO0-25	-0,53	0,08	0,26	0,86	1,0						
COSC	-0,68	0,43	0,19	0,90	0,58	1,0					
CO1m	-0,69	0,30	0,18	0,99	0,87	0,90	1,0				
a+liSC	-0,30	0,03	0,26	0,31	0,02	0,50	0,27	1,0			
PMA	0,13	0,28	0,21	-0,01	-0,06	0,04	-0,05	0,22	1,0		
ECM	-0,72	0,04	0,27	0,81	0,65	0,83	0,80	0,54	0,10	1,0	
Mpe	0,55	0,18	0,05	-0,15	0,25	-0,06	-0,12	-0,66	-0,01	-0,39	1,0
	Geo	PE	Uso	COS	CO0-25	COSC	CO1m	a+liSC	PMA	ECM	Mpe

*: en negrita, valores de correlación superiores a 0,60 son significativos (P <0,05, n= 11).

Geo: Geoforma; PE: Profundidad efectiva (m); Uso: Uso del suelo; COS: Carbono Orgánico del Suelo; CO0-25: Carbono Orgánico en 0-25 cm (Mg); COSC: Carbono Orgánico de 25-100 cm (Mg), CO1m: Carbono Orgánico en 1 m de profundidad (Mg); a+liSC: arcilla +limo en la Sección de Control (g kg⁻¹); PMA: Precipitación Media Anual (mm año⁻¹); ECM: Espesor con Características Mólicas (m); Mpe: Morfología del perfil.

El COS presenta relación negativa con la geoforma ($r^2= 0,40$, $P <0,05$), exhibiendo los planos mayor almacenamiento de carbono que las laderas y planos cóncavos. La PE no presenta relación con el COS ($P >0,27$). Nuevamente la mayor explicación de COS se logra a partir del CO1m, con un coeficiente de determinación superior al 97 % ($P < 0,001$) pudiendo el COS hasta 1,5 m ser estimado a partir del acumulado en el primer metro. El ECM puede explicar un 66 % de la variabilidad del COS ($P < 0,01$). Las relaciones COS-CO1m y COS-ECM aquí descriptas presentan un comportamiento similar al observado en las zonas 1, 2 y 3.

La utilización de un modelo de regresión múltiple ($F= 11$, $P <0,01$) que incluya ECM, PE y Geo permite alcanzar un porcentaje de predicción del 83 % con ajuste adecuado (ecuación 12).

$$\text{COS} = 38,5 + 88,6 * \text{ECM} + 46,6 * \text{PE} - 5,7 * \text{Geo}$$

(ecuación 12)

$$R^2 = 0,83$$

$$R^2 \text{ ajustado} = 0,79$$

$$N = 11$$

Los mayores niveles de explicación corresponden al espesor con características mógicas, seguido de PE y Geo, con aportes individuales del 66, 10 y 7 % sobre la variabilidad del COS ($P < 0,05$, $P < 0,03$ y $P < 0,15$, respectivamente). El estudio de residuales y desviaciones indican la conveniencia de incluir dentro del modelo múltiple a la variable Geo.

3.2 Casos de estudio seleccionados para establecer en la ecuación de estado la principal influencia de un factor sobre el carbono orgánico del suelo

Los resultados obtenidos en los apartados 3.1.2.1 y 3.1.2.4 indican que la interacción entre los factores formadores permite explicar adecuadamente la variabilidad del COS. Los modelos elaborados a nivel regional combinan 2 o más factores para alcanzar una mayor explicación del COS: en la zona 1 un modelo múltiple incluye Geo, MP, PMA y Uso como factores significativos (ecuación 9). Para poder establecer la influencia individual o principal de un factor sobre el contenido de carbono con la menor interferencia del resto se hace necesario establecer comparaciones entre individuos que presenten una alta homogeneidad en el resto de los factores de formación. Estos casos seleccionados son los que se presentan a continuación, con la finalidad de establecer efectos por clima, material parental y acción del hombre sobre el CO almacenado, tanto en el perfil como en la capa superficial del suelo.

3.2.1 Influencia del clima (PMA) sobre el almacenamiento de carbono orgánico del suelo

En base a los resultados presentados en 3.1.1 se ha establecido que a nivel regional los individuos suelo tienden a segregarse en función de PMA y PE (Tabla 14). Asimismo, la PMA presenta efecto directo sobre el COS en las zonas 1 y 2 (Tablas 21 y 29) y realiza aportes significativos a la explicación de dicho parámetro en modelos múltiples (ecuación 9). Para establecer la influencia de la PMA sobre el COS se han seleccionado suelos ubicados en PN que presentan como MP a sedimentos loésicos (Tabla 35).

En los casos bajo estudio el COS no presenta influencia del Uso ni del contenido de a+liSC ($P > 0,98$ y $0,87$, respectivamente) y muestra una correlación altamente significativa con la PE ($r = 0,64$, $P < 0,01$) y con la PMA ($r = 0,46$, $P < 0,01$). Un modelo múltiple que incluya estas dos variables ($F = 16,1$, $P < 0,01$), puede explicar un 49 % de su variabilidad (ecuación 13). El mayor aporte de dicha explicación corresponde a la PE ($r^2 = 0,41$, $P < 0,01$), seguida de la PMA ($r^2 = 0,08$, $P < 0,05$).

Tabla 35. Características de suelos ubicados en planos con materiales loésicos (n= 37).

Perfil	Zona	PE	Uso	COS	COS0-25	a+li SC	PMA	ECM	FCTP	Mpe
9	1	0,50	2	71,7	48,1	747	653	0,50	3	2
10	1	0,63	2	69,3	40,7	482	653	0,34	3	3
43	1	0,59	2	79,8	58,5	647	670	0,41	3	4
96	1	0,79	2	62,6	39,9	474	670	0,28	3	5
16	1	0,80	2	82,4	46,8	766	720	0,42	3	4
95	1	0,65	3	95,5	56,3	481	567	0,50	3	4
1	1	0,85	4	91,3	50,4	618	584	0,42	3	3
14	2	0,87	2	86,9	56,3	619	720	0,35	3	4
45	2	0,93	2	104,0	59,8	617	720	0,51	3	3
49	2	0,55	1	75,1	46,1	728	760	0,33	4	4
46	2	1,50	2	176,3	74,5	644	810	0,60	3	4
69	2	1,50	1	99,3	56,8	615	760	0,21	3	4
125	2	1,07	2	165,8	87,1	572	800	0,58	3	4
44	3	0,71	1	72,7	42,4	395	670	0,41	3	2
12	3	0,75	1	90,8	51,2	528	730	0,41	3	4
13	3	0,57	1	67,3	39,7	407	730	0,37	3	4
61	3	0,81	3	111,9	66,8	678	720	0,59	3	4
63	3	0,50	3	48,9	39,0	669	720	0,32	3	4
53	3	0,56	2	105,0	56,2	422	670	0,56	3	3
54	3	0,62	5	111,7	72,8	558	670	0,45	3	4
98	3	0,50	5	96,2	63,5	538	670	0,50	3	4
100	3	0,85	3	99,0	59,0	530	670	0,35	3	4
101	3	1,19	1	69,0	39,0	558	670	0,19	3	4
64	3	0,50	1	104,2	76,1	668	765	0,38	4	4
130	3	1,07	2	106,6	56,6	528	870	0,55	3	4
131	3	0,62	2	110,1	68,6	564	670	0,43	3	3
132	3	0,50	2	89,9	69,7	557	670	0,50	4	1
76	3	0,70	2	69,6	39,4	666	700	0,48	3	4
52	3	0,88	1	106,4	60,4	613	670	0,60	3	4
133	3	0,89	1	138,0	86,4	867	870	0,56	4	4
85	3	0,70	5	109,4	68,5	480	670	0,58	3	3
102	3	0,65	4	64,1	47,5	496	670	0,38	3	3
66	4	0,73	2	129,0	82,4	677	780	0,56	4	4
56	4	1,50	3	153,4	79,9	572	780	0,44	3	4
103	4	1,50	4	185,4	85,4	704	780	0,92	3	3
71	4	1,07	2	118,8	58,0	654	750	0,65	3	4
106	4	0,63	2	110,0	60,0	685	800	0,63	4	4

$$\text{COS} = -47.8 + 52.3 * \text{PE} + 0.15 * \text{PMA}$$

(ecuación 13)

R²= 0.49**R² ajustado= 0.49**

n= 37

Los resultados indican que por cada 10 cm de aumento de profundidad para una misma precipitación, el COS almacenado se incrementa en 5,3 Mg ha⁻¹. Considerando una profundidad homogénea, un incremento en la precipitación de 50 mm año⁻¹ produce un aumento de 7,5 Mg ha⁻¹ de COS. En la ecuación 13 se aprecia la interacción entre PE y PMA, donde los dos factores asociados regulan el COS. La influencia de PMA sobre el carbono almacenado sin la interferencia de la profundidad efectiva puede apreciarse en la relación CO0-25 vs. PMA ($r = 0,47$, $P < 0,01$, Fig. 29), en la cual un aumento de 50 mm en PMA produce un diferencial positivo de $5,2 \pm 5$ Mg ha⁻¹ de CO en los 25 cm superiores del suelo.

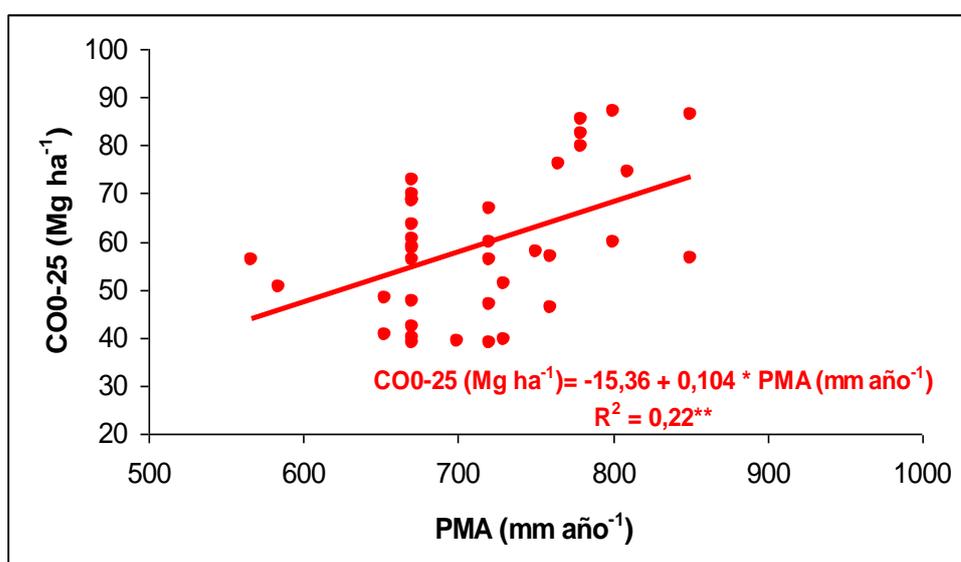


Figura 29. Relación CO0-25 vs. PMA en materiales loésicos ubicados en PN (n= 37).

3.2.2 Influencia de los materiales parentales (MP) sobre el almacenamiento del carbono orgánico del suelo

La variabilidad regional de los materiales parentales ha sido presentada en el punto 3.1.1, apartado en el cual se han descrito sedimentos loésicos, sedimentos eólicos recientes de textura moderadamente gruesa, sedimentos aluviales y materiales contrastantes por granulometría. Los materiales parentales tienden a ser más finos hacia el noroeste del área de estudio, indicado por la correlación positiva entre MP y Zo ($r= 0,29$; $P < 0,05$ Tabla 17). Este comportamiento coincide con los modelos de transporte, selección granulométrica y deposición por el viento aplicada para loess y materiales loésicos del tipo "pampeano" (Teruggi, 1957; Iriondo, 1999). Un aspecto que favorece particularmente la edafización de los materiales finos es el aumento de las precipitaciones en dirección sudoeste-noreste (correlación de 0,34 entre MP-PMA; $P < 0,05$). En la Tabla 17 se han establecido las relaciones entre MP y COS ($r=0,28$ $P < 0,05$), así como MP-CO0-25 ($r= 0,47$; $P < 0,05$) y MP con a+li0-25 y a+liSC ($r= 0,68$ y $0,62$ respectivamente, $P < 0,01$). Estas relaciones señalan que los materiales de texturas finas presentan mayor capacidad de secuestro de carbono (Fig. 30). El MP ejerce una marcada influencia sobre el COS, manifestado aún con la interferencia por cambios en la geoforma, en la PE o en la PMA.

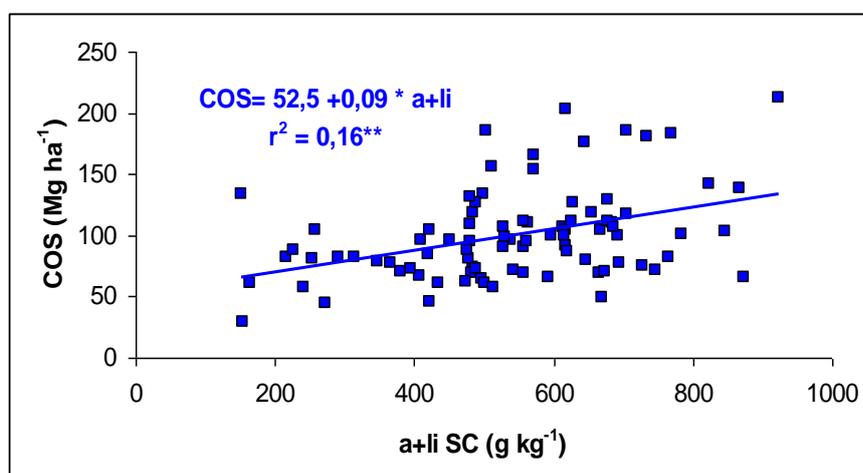


Figura 30. Relación entre COS - a+liSC (n= 110).

En el mismo sentido los aumentos de COS en los materiales parentales de texturas más finas se expresan por un incremento de la profundidad de melanización ($r= 0,30$ $P < 0,05$, para MP-ECM), así como por una mayor diferenciación de horizontes ($r= 0,31$ para MP-Mpe, $P < 0,05$).

Al realizar contrastes a priori se han detectado diferencias entre los tres materiales parentales comparados ($P < 0,05$). Los sedimentos eólicos recientes, sedimentos loésicos y sedimentos aluviales presentan valores de 76, 107 y 193 Mg ha^{-1} en COS y 71, 100 y 156 Mg ha^{-1} para CO1m ($n = 21, 81$ y 8 , respectivamente, $P < 0,01$). De tal forma los sedimentos aluviales presentan un aumento del 80 % y 154 % en el nivel de COS respecto a los sedimentos loésicos y eólicos recientes. La brecha entre estos dos últimos materiales es del 40 %. Si comparamos a los MP bajo un mismo Uso y tomando a la PE como covariable se detectan diferencias entre MP para COS, COSC y CO1m (Anexo 4). En la Tabla 36 se presentan la comparación de medias.

Tabla 36. Valores medios de COS, COSC y CO1m en función de los usos y MP.

	MP	n	COS	COSC	CO1m
			-----Mg ha ⁻¹ -----		
A	1	--	--	--	--
	2	12	90,2	35,5	85,95
	3	--	--	--	--
AG	1	10	61,8 a*	26,2 a	58,4 a
	2	28	97,2 b	39,4 b	93,7 b
	3	3	157,2 c	82,0 c	146,4 c
GA	1	7	91,9 a	42,9 a	81,8 a
	2	17	115,3 a	49,7 a	115,3 a
	3	--	--	--	--
G	1	3	127,1 a	50,5 a	110,5 a
	2	18	112,6 ab	45,3 ab	103,8 a
	3	5	182,0 b	75,9 b	140,1 a
F	1	1	86,9 a	10,0 a	70,8 a
	2	6	153,4 a	53,0 a	142,7 a
	3	--	--	--	--

*; en las columnas y dentro de cada uso, medias seguidas por distinta letra difieren por DMS con ($P < 0,05$): MP: materiales parentales; n: número de réplicas; --: ausencia de datos; A: uso agrícola; AG: agrícola-ganadero; GA: ganadero-agrícola; G: ganadero; F: forestal.

Desde el punto de vista taxonómico los perfiles incluidos en la comparación presentada se diferencian a nivel de familia. De tal forma, los suelos desarrollados sobre sedimentos eólicos recientes de textura moderadamente gruesa se clasifican como Paleustoles petrocálcicos franco gruesos, térmicos, moderadamente profundos, con sucesión de horizontes Ap-A2-AC-2Ck-3Ckm. Los suelos evolucionados sobre sedimentos loésicos corresponden a Paleustoles petrocálcicos franco finos, térmicos, moderadamente profundos, con perfiles del tipo Ap-A2-AC-C-2Ck-3Ckm, o con mayor evolución: Ap-A2-Bt-BC-C-2Ck-3Ckm. En los dos grupos el proceso pedogenético dominante es la melanización, a lo que se le suma la iluviación en algunos sedimentos loésicos, permitiendo la

diferenciación de horizontes Bt. El ECM tiende a ser mayor en los sedimentos loésicos (47 cm) respecto a los sedimentos eólicos recientes franco arenosos (39 cm). Las mayores diferencias en CO se observan en los 25 cm superficiales, donde los sedimentos loésicos retienen un 25 % más que los materiales eólicos recientes. Asimismo, considerando los horizontes AC de las dos situaciones y tomando un mismo espesor de referencia para los individuos de ambos grupos, los sedimentos eólicos recientes presentan un 11 % menos de retención de CO que los sedimentos loésicos. Por cada decímetro de espesor del horizonte AC en sedimentos eólicos recientes franco arenosos se almacena $10,3 \pm 0,2 \text{ Mg ha}^{-1}$ de CO, mientras que los materiales loésicos presentan una ganancia de $11,4 \pm 0,1$. En definitiva, estas relaciones observadas en casos acotados permiten validar el comportamiento general presentado en la Fig. 30.

3.2.3 Influencia antrópica (uso y manejo) sobre el almacenamiento del carbono orgánico del suelo

La acción del hombre se manifiesta sobre el COS principalmente a través del uso y/o cambios de uso ejercidos a lo largo del tiempo, y en menor medida, por manejos diferenciales dentro de cada uso. A continuación se analizan casos seleccionados para determinar el efecto antrópico por distintos usos sobre el COS y sobre la distribución vertical del CO. Asimismo, se evalúa el efecto del manejo en suelos agrícolas con distintos MP sobre fracciones particuladas del CO y otros indicadores de calidad edáfica en la capa arable.

3.2.3.1 Influencia del uso sobre el almacenamiento del carbono orgánico del suelo

El uso y el cambio de uso de la tierra se incluyen dentro del factor organismos en el modelo multiestado de Jenny. Para establecer la influencia del Uso del suelo sobre CO0-25 y CO1m con la menor interferencia del resto de los factores, se ha realizado la comparación entre individuos que presentan un mismo tipo de material parental. Se consideró como covariable a la Geo, que no presentó significación estadística (P entre 0,37 a 0,94), indicando que las diferencias entre medias expresan los efectos del Uso. En la tablas 37 y 38 se presentan las comparaciones de medias por Usos para CO0-25 y CO1m. Los ANOVA correspondientes se pueden visualizar en el Anexo 5.

Tabla 37. Comparación de medias de CO0-25 por uso del suelo en función de los MP.

Uso del suelo	Sedimentos eólicos	Sedimentos loésicos	Sedimentos aluviales
	recientes		
Agrícola (A)	--	50,9 ± 15,1* a	--
Agrícola-ganadero (A-G)	33,1 ± 7,4 a**	54,6 ± 15,5 a	64,8 ± 11,6 a
Ganadero-agrícola (G-A)	38,9 ± 8,3 a	56,5 ± 17,5 a	--
Ganadero (G)	51,1 ± 9,4 b	60,0 ± 17,4 a	68,9 ± 24,6 a
Forestal (F)	82,6 ± 0,1 c	86,1 ± 23,7 b	--

*: Desvío estándar; **: en las columnas, medias seguidas de distinta letra difieren por test de DMS con $P < 0,05$.

Tabla 38. Comparación de medias de CO1m por uso del suelo en función de los MP.

Uso del suelo	Sedimentos eólicos	Sedimentos loésicos	Sedimentos aluviales
	recientes		
Agrícola (A)	--	85,9 ± 23,3* a	--
Agrícola-ganadero (A-G)	58,8 ± 16,2 a**	91,7 ± 30,5 a	164,1 ± 15,6 a
Ganadero-agrícola (G-A)	78,4 ± 20,2 b	107,3 ± 33,1 a	--
Ganadero (G)	81,4 ± 4,2 b	105,4 ± 40,9 a	151,6 ± 45,7 a
Forestal (F)	115,3 ± 0,5 b	135,3 ± 46,1 b	--

*: Desvío estándar; **: en las columnas, medias seguidas de distinta letra difieren por test de DMS con $P < 0,05$.

Se han observado diferencias en CO0-25 entre A-G y el resto de los usos (G-A, G y F) en los sedimentos eólicos recientes ($P < 0,05$). En el caso de los sedimentos loésicos F ha presentado mayor carbono que A, A-G, G-A y G ($P < 0,05$), mientras que no se han detectado diferencias entre usos en sedimentos aluviales ($P > 0,84$).

En CO1m solamente se han establecido diferencias entre A-G y F para los sedimentos eólicos recientes y entre F y el resto de los tratamientos para los sedimentos loésicos ($P < 0,05$). No se encontraron diferencias entre usos para los sedimentos aluviales ($P > 0,95$). Los cambios en CO1m amortiguan las variaciones observadas en CO0-25: el COSC no difiere por uso tanto en los sedimentos recientes ($P > 0,16$) como en los sedimentos loésicos ($P > 0,59$), indicando que subsuperficialmente el CO es regulado por el tipo de MP y la PE. Al calcular en CO1m contrastes a priori entre los usos donde predomina la agricultura (A y A-G) y aquellos donde hay una mayor proporción de verdes y pasturas (G-A y G), se detectan diferencias significativas a favor de las últimas en los sedimentos loésicos ($P < 0,05$), sin que se observen diferencias al realizar la misma comparación para sedimentos eólicos recientes ($P > 0,25$). El contraste A y A-G versus F detecta diferencias en ambos materiales a favor de los árboles ($P < 0,01$).

Si consideramos al uso con predominio de pasturas o campo natural (G) como línea base del CO0-25 y un período de 60 años (edad media de las masas forestales analizadas), se pueden calcular para los sedimentos eólicos recientes tasas de liberación de 0,2 y 0,3 Mg ha⁻¹año⁻¹ de CO al cambiar el uso a G-A y A-G respectivamente. Para el mismo MP el cambio de G a F permite obtener una ganancia de 0,52 Mg ha⁻¹año⁻¹ de CO.

En los sedimentos loésicos el cambio de G a G-A, A-G y A produce tasas de liberación de 0,06; 0,09 y 0,15 Mg ha⁻¹año⁻¹ de CO, respectivamente. Por otro lado, el cambio de G a F permite alcanzar una tasa de retención de 0,43 Mg ha⁻¹año⁻¹. Estos resultados indican que los sedimentos eólicos recientes liberan CO a una tasa 3 veces mayor a los sedimentos loésicos por intensificación del uso, mientras que la retención por forestación es un 20 % superior.

En CO1m la tendencia es similar: tomando como línea de base de CO a G, los valores de referencia se ubican en 81 y 106 Mg ha⁻¹ para sedimentos eólicos recientes y sedimentos loésicos. La forestación aumenta el almacenamiento en 35 Mg ha⁻¹ para los primeros y en 30 Mg ha⁻¹ en loess, indicando una capacidad de secuestro de 0,58 y 0,5 Mg ha⁻¹año⁻¹. Asimismo, las reducciones de los niveles de base en A y AG son en promedio de 21 y 17 Mg ha⁻¹ para sedimentos recientes y loésicos, estableciendo tasas de liberación de CO que alcanzan a 0,35 y 0,28 Mg ha⁻¹. Al comparar el stock de CO1m en suelos de la región pampeana Berhongaray et al. (2010) informan contenidos de 131, 90 y 86 Mg ha⁻¹ de COS para uso forestal, ganadero y agrícola, resultando similares a los observados en el presente estudio (niveles de 135, 105 y 85 Mg ha⁻¹, respectivamente). En suelos de Europa no se han observado diferencias en el carbono almacenado en el subsuelo (0,3 a 0,8 m) por cambios de uso entre agricultura, praderas y forestales. En el mismo informe se observan reducciones de 17 Mg ha⁻¹ de CO en 0-30 cm al pasar de G a A, en un período de 120 años (Poupleau y Don, 2012). Este valor correspondería a una liberación de 0,12 Mg ha⁻¹año⁻¹ de CO0-25, similar a la liberación bajo uso agrícola estimada en el presente estudio. El uso forestal de la tierra es el único que modifica el contenido de CO almacenado en un metro de profundidad. El efecto se manifiesta principalmente en los primeros 25 cm. Riestra et al. (2012) han informado una tendencia similar en los 12 cm superficiales del suelo, con aumentos marcados de CO bajo uso Forestal respecto a la agricultura.

Nuestros resultados indican que los sedimentos eólicos recientes bajo uso agrícola liberan CO a mayor velocidad que los sedimentos loésicos. Sin embargo, con cambios de uso los mismos pueden alcanzar mayores tasas de retención, aspecto que confirma una menor resistencia y mayor resiliencia de los materiales recientes de texturas moderadamente gruesas respecto a los sedimentos loésicos. Así, las prácticas de manejo recomendadas deberían focalizarse sobre suelos agrícolas desarrollados a partir de este tipo de materiales parentales, pudiendo alcanzar tasas de secuestro de carbono de 0,1 a 0,5 Mg ha⁻¹año⁻¹ para cambio a usos pastoriles y forestales, respectivamente.

3.2.3.2 Influencia del uso sobre la distribución vertical del carbono orgánico del suelo

Para establecer la influencia del Uso sobre la distribución vertical del COS se han seleccionado 2 pedones por uso agrícola, ganadero y forestal, todos generados a partir de sedimentos loésicos (Fig. 31). El uso forestal presenta una alta acumulación en los 25 cm superficiales, alcanzando los 112 Mg ha⁻¹, mientras que el uso ganadero presenta 78 y el agrícola llega a 48 Mg ha⁻¹. Esto indica un incremento del 44 y 133 % del CO₀₋₂₅ para usos forestales respecto a ganadero u agrícola, respectivamente. En un estudio global de perfiles de suelos para un rango de precipitaciones de 500 a 1000 mm año⁻¹, Jobbágy y Jackson (2000) observaron que el uso forestal presenta mayor retención de COS que las pasturas y éstas que los arbustos, en los 20 cm superficiales del suelo.

La distribución vertical presenta niveles bajos de COS con poca variabilidad en el uso agrícola (41 a 16 Mg ha⁻¹). El uso ganadero tiene niveles medios a altos de COS con acumulación subsuperficial y decrecimiento en profundidad (92 a 22 Mg ha⁻¹). Los mayores niveles de acumulación con marcada asimetría se producen bajo el uso Forestal (117 a 4 Mg ha⁻¹). Resultados similares son informados por Jobbágy y Jackson (2000), quienes indican que el tipo de vegetación altera la distribución vertical del COS, siendo más profunda y homogénea en arbustos, intermedia en praderas y con gran acumulación superficial bajo árboles.

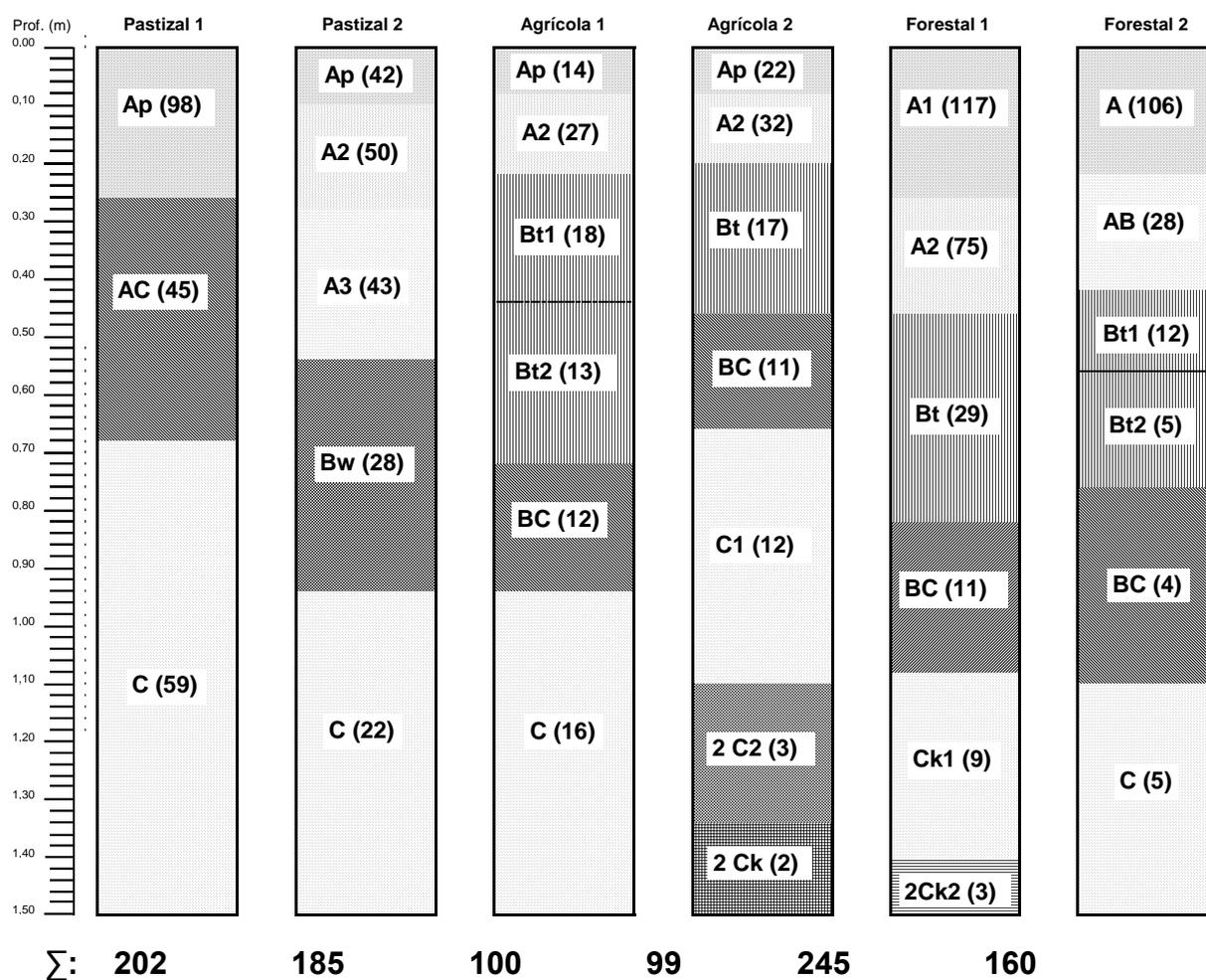


Figura 31. Distribución de COS en función de horizontes morfológicos y uso de la tierra. Entre paréntesis figura la retención de CO en Mg ha⁻¹ por horizonte. Σ : sumatoria de CO en 1,5 m.

La mayor acumulación de COS en los horizontes A bajo uso forestal y la drástica reducción del carbono en subsuperficie podrían relacionarse a la morfología de los pedones, con sucesión A-Bt-BC-C. La misma sucesión se presenta en los perfiles con uso agrícola (clasificados como Argiudoles típicos franco finos), que a partir de los 30 cm se estabilizan en niveles de 20 Mg ha⁻¹ de COS. Asimismo, el uso ganadero exhibe mayores niveles de retención en profundidad, asociado al efecto de crecimiento radicular continuo de las gramíneas nativas en perfiles morfológicamente favorables (A-AC-C) y con epipedones mólicos engrosados (Hapludoles páquicos franco finos). Las asimetrías observadas para COS entre usos y profundidades están condicionadas por la forma de cálculo, en el cual variaciones en los espesores de horizontes, en las texturas y/o en las densidades aparentes generan cambios en COS. Estas desviaciones pueden ser atenuadas al analizar la variación vertical del carbono expresado como masa del suelo o CO (g kg⁻¹, Fig. 32).

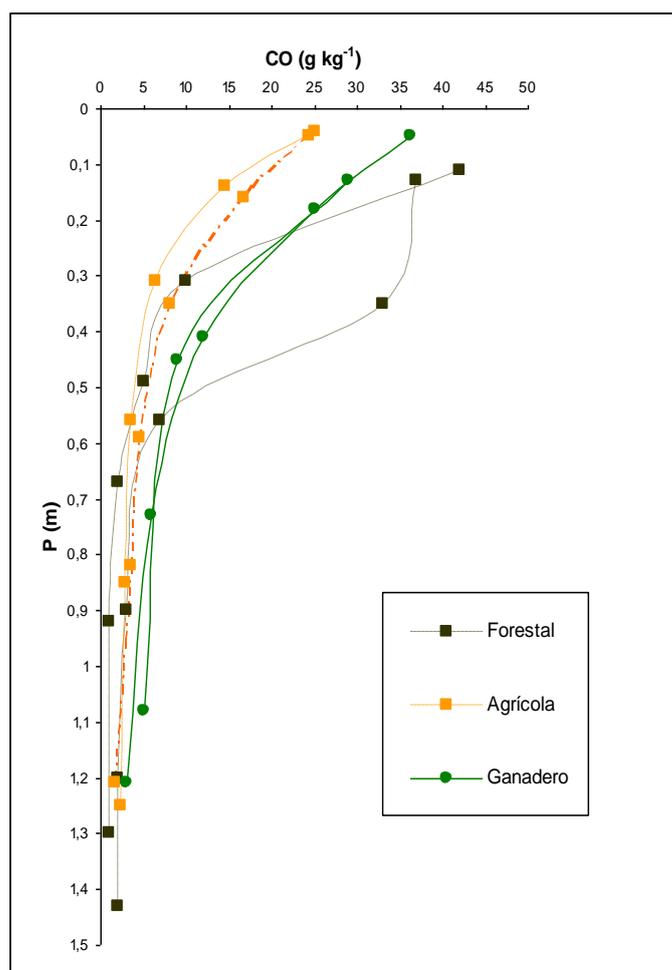


Figura 32. Distribución vertical de CO en función de horizontes morfológicos y uso de la tierra.

Los valores de CO presentan un decrecimiento regular con la profundidad. Si se considera el uso ganadero (pastizal natural) como la condición de referencia, el uso agrícola muestra una reducción en el almacenamiento de CO, mientras que el forestal favorece la acumulación. Las mayores diferencias se observan hasta una profundidad de 0,5 m. El comportamiento de la reducción del CO con la profundidad bajo los distintos usos puede ser ajustado a modelos exponenciales negativos (Fig. 33). Este tipo de ajuste, junto con logarítmicos y/o polinomiales son frecuentemente utilizados para estudiar la acumulación y distribución del CO en profundidad (Arrouays y Pelissier, 1994; Jobbágy y Jackson, 2000; Berhongaray y Alvarez, 2010).

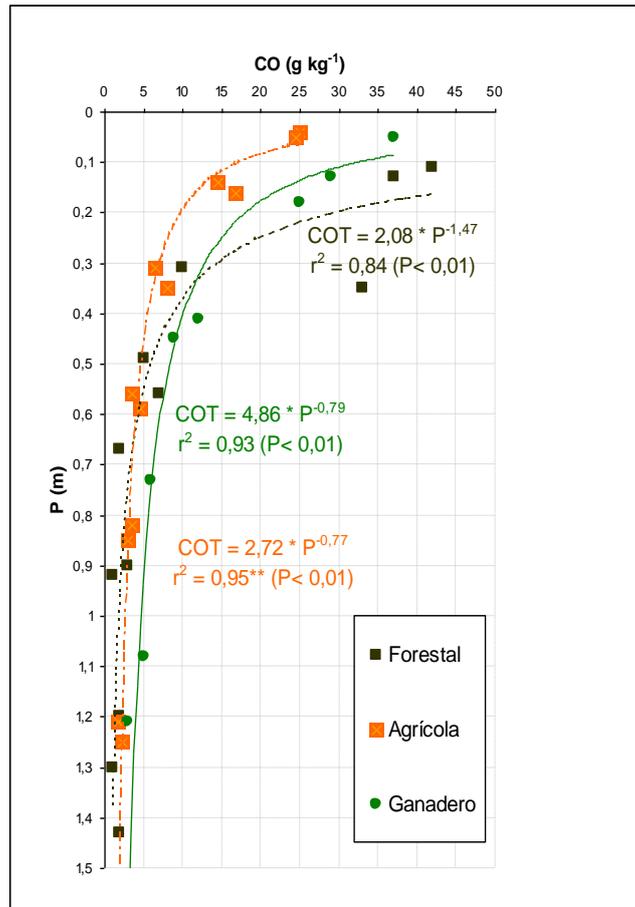


Figura 33. Modelos de distribución vertical de CO bajo distintos usos.

Los modelos de regresión muestran que el valor de 6 g kg⁻¹ de CO se alcanza a profundidades de 0,5, 0,8 y 0,4 m para los Usos agrícola, ganadero y forestal, respectivamente. La forma de compartimentalización del CO con la profundidad es asimétrica y poco estable bajo árboles implantados, debido a la existencia de elevadas cantidades de carbono en la zona que puede ser rápidamente intervenida por el hombre (0 a 30 cm). Los pastizales permiten almacenar el CO en profundidades con menor riesgo de ser alteradas por labranzas, y por lo tanto, de compartimentalización más estable.

3.2.3.3 Influencia de la textura e intensidad de uso agrícola sobre fracciones del carbono y otros parámetros en la capa superficial de los suelos

En el apartado 3.2.3.2 se ha comparado el efecto de distintos usos de la tierra sobre la variabilidad espacial y vertical del COS en pedones de alta homogeneidad granulométrica. En el presente ítem se analiza la influencia de diferentes intensidades de uso agrícola (Ag) sobre parámetros químicos y biológicos en suelos de granulometría variable. El estudio se realizó sobre horizontes Ap (0-10 cm) de 30 establecimientos agrícolas puros o mixtos (producción agrícola-ganadera) ubicados dentro del área de estudio (Fig. 34). Para establecer grupos texturalmente homogéneos (GT) se ha calculado una matriz de asociación por el Índice de Czekanowsky y se confeccionó un agrupamiento por ligamiento completo (Fig. 35).

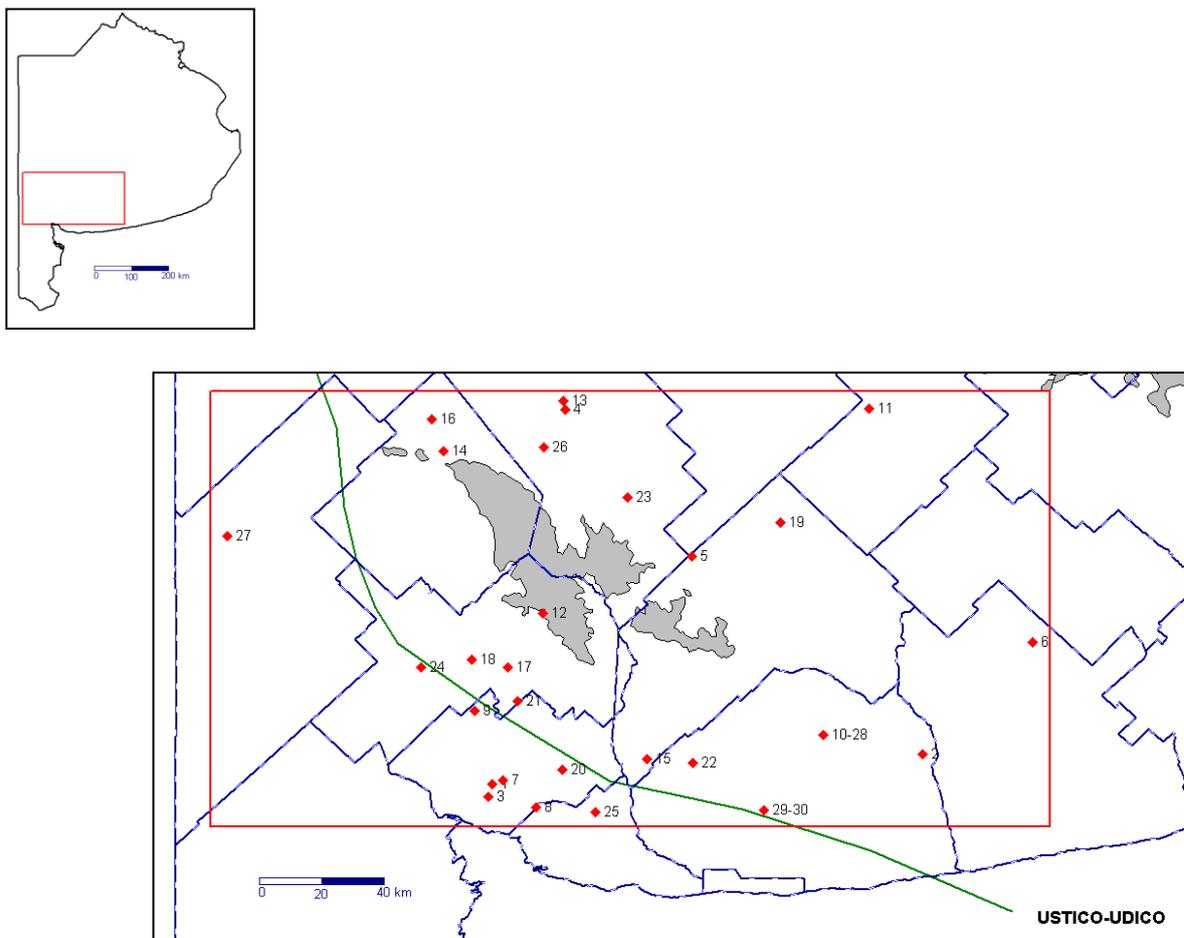
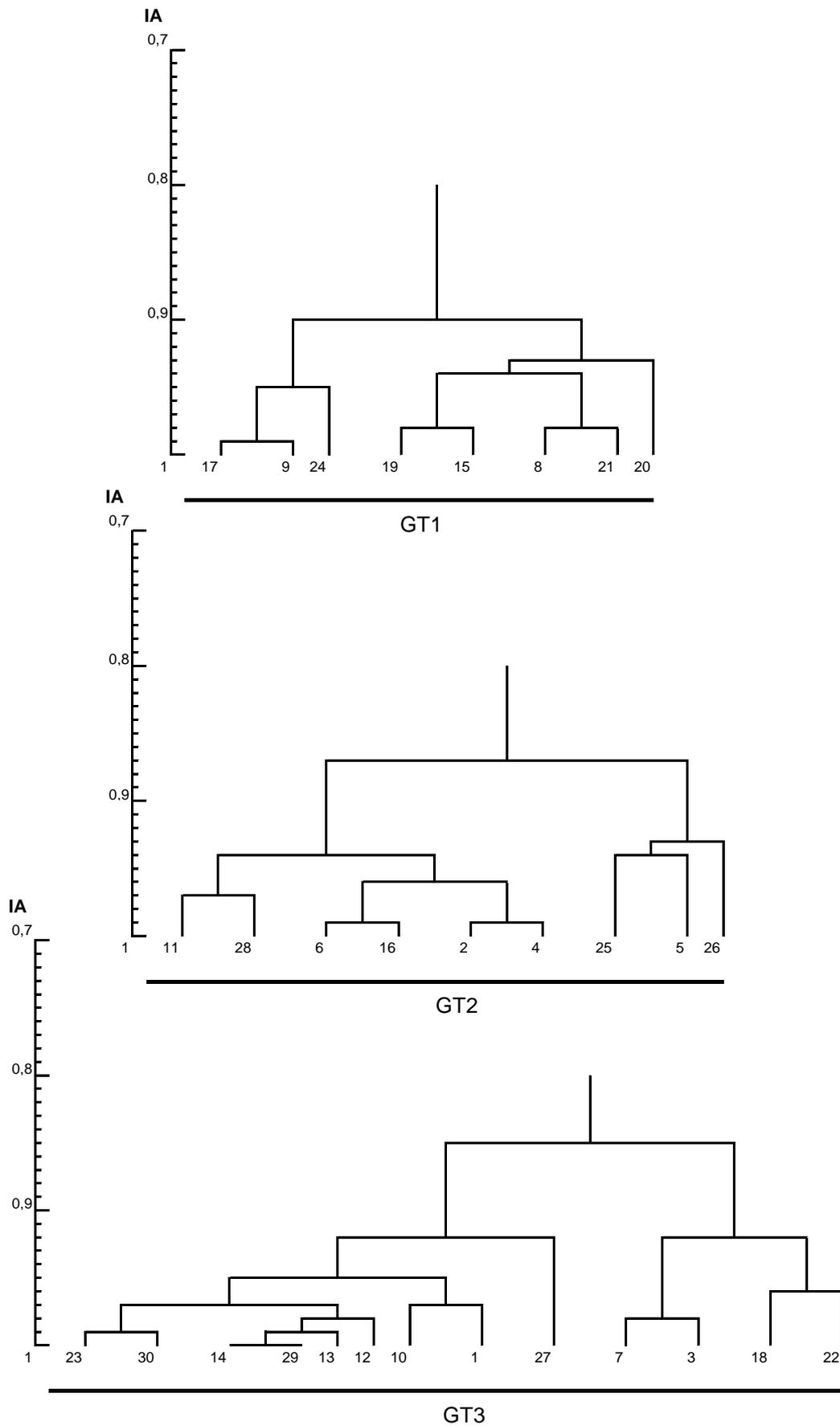


Figura 34. Ubicación de los sitios de estudio.

Figura 35. Agrupamientos con similitud textural superior al 85 % (IA: Índice de Asociación).



Se generaron tres grupos con homogeneidad textural superior al 85 %. El grupo textural 1 (GT1) incluye suelos de textura franco arenosa gruesa, con más de 70 % de arena. Los suelos dominantes en este grupo se clasifican como Paleustoles petrocálcicos y Haplustoles típicos. Los materiales parentales dominantes son sedimentos eólicos recientes. El grupo textural 2 (GT2) incluye texturas franco arenosas hasta franco arcillo arenosas (50 a 65 % de arena). Los suelos dominantes corresponden a Paleudoles petrocálcicos, seguidos de Argiudoles típicos. Los materiales parentales predominantes son sedimentos loésicos, con menor proporción de sedimentos eólicos recientes de textura moderadamente gruesa. Finalmente, el grupo 3 (GT3) agrupa suelos de texturas franca, franco arcillo arenosa y franco arcillosa, con 40 a 55 % de arena. Las taxas incluidas aquí presentan mayor variabilidad: Paleudoles petrocálcicos, Paleustoles petrocálcicos, Argiudoles típicos y Hapludoles y Haplustoles típicos. En todos los casos los materiales originarios descriptos corresponden a sedimentos loésicos.

Dentro de cada grupo segregado se evaluó el efecto de la intensidad del uso agrícola sobre los parámetros edáficos considerando tres sistemas de producción:

- Agrícola 1 (**Ag1**): uso agrícola puro, cultivos de cosecha en labranza convencional (LC, últimos 20 años). El uso de tecnología de insumos es bajo.
- Agrícola 2 (**Ag2**): uso agrícola puro, cultivos de cosecha en siembra directa (SD), en los últimos 5 a 15 años; uso previo en LC. El uso de tecnología de insumos es medio.
- Agrícola 3 (**Ag3**): situación de uso mixto, donde se rotan cultivos de cosecha y verdes de invierno para pastoreo, ambos en LC durante los últimos 20 años. El uso de insumos es bajo.

Las variables del suelo se sometieron a un análisis factorial doble de 3x3, considerando los efectos de las texturas (GT1 a GT3), las intensidades de usos agrícolas (Ag1, Ag2 y Ag3) y la interacción textura-intensidad de uso. En la tabla 39 se presentan los valores de probabilidad obtenidos.

Tabla 39. Valores de probabilidad para el ANOVA de los parámetros estudiados (n= 30).

	a+li	Db	pH	AM	CO	Fr	COFr	COff	Po	Pi	Po/(Po+Pi)	Pe	PeFr	Peff	Pe ff/Pe	COFr/CO	CO/Po
Grupo	0.01*	0.34	0.22	0.60	0.01	0.01	0.01	0.01	0.19	0.50	0.26	0.80	0.04	0.52	0.02	0.34	0.38
textural																	
Intensidad	0.90	0.47	0.40	0.80	0.05	0.85	0.94	0.25	0.84	0.35	0.42	0.05	0.23	0.05	0.85	0.04	0.22
de uso																	
Interacción	0.65	0.23	0.50	0.69	0.15	0.68	0.63	0.33	0.51	0.73	0.60	0.14	0.80	0.12	0.83	0.01	0.36

*: efectos altamente significativos ($P < 0,01$) y significativos ($P < 0,05$) de los factores analizados. a+li: contenido de arcilla más limo (Mg ha^{-1}); Db: densidad aparente (Mg m^{-3}); pH: acidez actual; AM: actividad biológica ($\text{mg CO}_2 \text{ kg suelo}^{-1} \text{ día}^{-1}$); CO: contenido de carbono orgánico en 0-10 cm (Mg ha^{-1}); Fr: fracción residual $> 100 \mu$ (Mg ha^{-1}); COFr: contenido de carbono orgánico en la fracción residual (Mg ha^{-1}); COff: diferencia entre CO y COFr (Mg ha^{-1}); Po: contenido de fósforo orgánico (kg ha^{-1}); Pi: contenido de fósforo inorgánico (kg ha^{-1}); Po/(Po+Pi): relación entre fósforo orgánico e inorgánico; Pe: fósforo extractable (kg ha^{-1}); PeFr: contenido de fósforo extractable en la fracción residual (kg ha^{-1}); Peff: diferencia entre Pe y PeFr (kg ha^{-1}); COFr/CO: proporción de COFr respecto a CO; CO/Po: relación entre carbono orgánico y fósforo orgánico.

Tabla 40. Comparación de medias en función de los grupos texturales.

	a+li	Db	pH	AM†	CO	Fr	COFr	COff	COFr/CO	Po	Pi	Po/(Po+Pi)	Pe	PeFr	Pe ff	Peff/Pe	CO/Po
	Mg ha^{-1}	Mg m^{-3}					Mg ha^{-1}			kg ha^{-1}			kg ha^{-1}				
GT1 (n= 8)	366 a*	1.36 a	6.7 a	53 a	16.9 a	393 a	2.9 a	14.1 a	0.21 a	82 a	127 a	0.39 a	28 a	5.5 a	22.5 a	0.76 a	246 a
GT3 (n= 13)	563 b	1.31 a	6.5 a	65 a	27.3 b	218 b	5.4 ab	21.9 b	0.20 a	89 a	144 a	0.40 a	24 a	4.5 ab	19.5 a	0.77 a	330 a
GT2 (n= 9)	679 c	1.29 a	6.1 a	63 a	33.8 b	133 b	8.3 b	25.5 b	0.24 a	115 a	112 a	0.51 a	23 a	2.9 b	20.1 a	0.88 b	306 a
DMS	72	0.09	0.7	28	9.8	142	3.5	7.1	0.07	44	70	0.19	16	2.5	15	0.10	137

*: en las columnas, medias seguidas de distinta letra difieren por test de DMS ($P < 0,05$); †: $\text{mg CO}_2 \text{ kg suelo}^{-1} \text{ día}^{-1}$
a+li: contenido de arcilla más limo; Db: densidad aparente; pH: acidez actual; AM: actividad biológica; CO: contenido de carbono orgánico en 0-10 cm; Fr: fracción residual $> 100 \mu$; COFr: contenido de carbono orgánico en la fracción residual; COff: diferencia entre CO y COFr; COFr/CO: proporción de COFr respecto a CO; Po: contenido de fósforo orgánico; Pi: contenido de fósforo inorgánico; Po/(Po+Pi): relación entre fósforo orgánico e inorgánico; Pe: fósforo extractable; PeFr: contenido de fósforo extractable en la fracción residual; Peff: diferencia entre Pe y PeFr; CO/Po: relación entre carbono orgánico y fósforo orgánico.

Tabla 41. Comparación de efectos por intensidad de uso (Ag) en función de los grupos texturales (GT).

	CO			CoFr/CO			Pe			Peff		
	GT1	GT2	GT3	GT1	GT2	GT3	GT1	GT2	GT3	GT1	GT2	GT3
Ag1	8.2 a	32.9 a	25.8 a	0,37 a	0,19 a	0,21 a	14 a*	14 a	21 a	10 a	11 a	16 a
Ag2	21.6 b	29.2 a	29.3 a	0,10 b	0,29 a	0,21 a	31 a	44 b	19 a	27 a	42 b	14 a
Ag3	21.1 b	39.4 a	26.7 a	0,15 b	0,23 a	0,18 a	26 a	20 a	27 a	20 a	17 a	25 a

*: en las columnas, medias seguidas de distinta letra difieren por test de DMS ($P < 0,05$). CO: contenido de carbono orgánico en 0-10 cm (Mg ha^{-1}); COFr/CO: proporción de COFr respecto a CO; Pe: fósforo extractable (kg ha^{-1}); Peff: diferencia entre Pe y PeFr (kg ha^{-1}).

Tabla 42. Matriz de correlación entre variables edáficas en 0 a 10 cm.

	CO	COFr	COff	COFr/CO	Po	Pi	Po/(Po+Pi)	Pe	PdFr/Pe	Pdff	CO/Po	a+li	Fr	AM	pH	Db
CO	1															
COFr	0,85*	1														
COff	0,96	0,68	1													
COFr/CO	0,28	0,69	0,04	1												
Po	0,55	0,39	0,57	0,12	1											
Pi	0,20	0,24	0,15	0,13	-0,39	1										
Po/(Po+Pi)	0,25	0,13	0,28	0,03	0,86	-0,77	1									
Pe	0,34	0,40	0,27	0,11	-0,33	0,71	-0,60	1								
PeFr/Pe	-0,51	-0,40	-0,51	-0,05	-0,12	-0,18	0,01	-0,42	1							
Peff	0,40	0,46	0,33	0,12	-0,27	0,68	-0,54	0,99	-0,53	1						
CO/Po	0,29	0,24	0,28	-0,02	-0,59	0,53	-0,68	0,69	-0,34	0,67	1					
a+li	0,72	0,69	0,66	0,42	0,42	-0,02	0,31	0,06	-0,50	0,14	0,16	1				
Fr	-0,48	-0,37	-0,48	-0,13	-0,44	0,07	-0,37	0,18	0,62	0,05	0,15	-0,68	1			
AM	0,32	0,32	0,28	0,23	-0,02	0,20	-0,11	0,13	-0,08	0,14	0,23	0,33	-0,09	1		
pH	-0,37	-0,42	-0,31	-0,42	-0,25	-0,03	-0,13	-0,06	-0,05	-0,05	-0,09	-0,43	-0,07	-0,15	1	
Db	0,17	0,20	0,13	-0,01	-0,07	0,27	-0,20	0,51	-0,03	0,47	0,27	-0,15	0,46	0,14	-0,08	1

*: en negrita, valores de correlación $\geq 0,37$ son significativos con $P < 0,05$ ($n=30$). CO: contenido de carbono orgánico en 0-10 cm; Fr: fracción residual $> 100 \mu$; COFr: contenido de carbono orgánico en la fracción residual; COff: contenido de CO en la fracción fina; COFr/CO: proporción de COFr respecto a CO; Po: contenido de fósforo orgánico; Pi: contenido de fósforo inorgánico; Po/(Po+Pi): relación entre fósforo orgánico e inorgánico; Pe: fósforo extractable; PeFr: contenido de fósforo extractable en la fracción residual; Peff: contenido de fósforo extractable en la fracción residual; Peff/Pe: proporción de Peff respecto a Pe; CO/Po: relación entre carbono orgánico y fósforo orgánico. a+li: contenido de arcilla más limo Db: densidad aparente; pH: acidez actual; AM: actividad biológica;

Se han establecido efectos significativos y altamente significativos de la textura sobre las variables CO, Fr, COFr, COff, PeFr y Peff/Pe. La intensidad de uso se refleja sobre CO, CO Fr/CO, Pe y Peff/Pe ($P < 0,05$) con comportamiento diferencial en función de los grupos texturales (interacciones de con $P < 0,15$ a $0,01$). Las variables Db, Po, Pi, Po/(Po+Pi), AM, pH y CO/Po no presentaron influencia ni de la textura ni de la intensidad de uso ($P > 0,21$ a $0,94$). En la Tabla 40 se presenta la comparación de medias para los grupos texturales segregados. En la Tabla 41 se presentan los valores medios por intensidad de uso (Ag1 a Ag3) dentro de cada grupo (GT). Finalmente, en la Tabla 42 se presenta la matriz de correlación entre variables analizadas.

Los valores medios de a+li (Tabla 41) difieren entre los grupos texturales inicialmente segregados. Los contenidos de CO fueron mayores en los suelos de texturas más finas (GT3 y GT2), superando en un 61 y 100 % a GT1. Los almacenamientos de carbono aquí obtenidos son concordantes con los informados en trabajos regionales. En suelos de textura franco arenosa con un contenido de 198 Mg ha^{-1} de a+li, Kiessling (2012) determinó niveles de 21,6; 21,5 y $23,2 \text{ Mg ha}^{-1}$ de CO para sistemas de labranza convencional, reducida y directa en una profundidad similar a la del presente estudio. En los 10 cm superficiales de suelos agrícolas de la región pampeana húmeda Ciampitti et al. (2011) informan niveles de 25,3; 29,4 y 39 Mg ha^{-1} de CO para tenores de 607, 917 y 1128 Mg ha^{-1} de a+li.

La relación entre los valores medios de a+li y CO es lineal positiva, similar a lo informado por otros autores (Quiroga et al., 1996; Hassink, 1997; Galantini et al., 2004). El mayor nivel de CO en suelos con niveles crecientes de arcilla+limo puede relacionarse con la protección física del CO, que pasa a formar parte de microagregados cuyos tamaños de poros reducen drásticamente la actividad biológica (Hassink, 1997; Six et al., 2004; Galantini et al., 2008; Follet et al., 2012). En nuestro estudio un incremento de 10 Mg de a+li genera un aumento de $0,50 \text{ Mg ha}^{-1}$ de CO. De tal forma la expresión de los efectos derivados de la intensidad de uso sobre los contenidos de CO puede verse enmascarada por ligeros cambios en la composición granulométrica. Esto concuerda con lo expresado por Galantini et al. (2008) quienes comentan que en la región semiárida pampeana la concentración de las fracciones orgánicas es afectada por variaciones en la textura de los suelos.

La Fr es mayor en los suelos de textura gruesa, con elevado contenido de arenas finas y medias ($>100 \mu\text{m}$) y limitada cantidad de microagregados. Esto se condice con los reducidos valores de COFr y PeFr encontrados en GT1. El COff presenta un comportamiento especular respecto al CO, alcanzando una proporción del 79 al 84 % del mismo.

El Po presenta tenores de 82 (GT1) a 115 (GT3) kg ha^{-1} , en concordancia con valores 75 (agricultura continua) a 136 (natural) encontrados por Krüger et al. (2005), e inferiores a valores de 103 a 130 kg ha^{-1} para suelos agrícolas informados por Galantini y

Rosell (1997) o los 129 a 170 kg ha⁻¹ bajo LC y SD comentados por Hevia et al. (2008). Los resultados obtenidos son muy lejanos a los valores de 229 a 232 kg ha⁻¹ para suelos similares bajo labranza convencional y siembra directa obtenidos por Kiessling (2012). Estas diferencias pueden tener relación con lo advertido por Suñer et al. (2008), que resaltan la dificultad de estimación del Po, influenciado tanto por la variabilidad espacial de las muestras como por la variabilidad de los métodos de análisis, que utilizan diferentes soluciones ácidas extractoras. En este sentido, Zalba et al. (2007) informan que en suelos del sur y centro de la región pampeana cambios en la condición de humedad y temperatura en muestras superficiales producen variabilidad en la determinación de las fracciones fosfatadas, de diferente magnitud en función de la composición granulométrica.

Los contenidos de Po+Pi fueron de 209, 233 y 227 kg ha⁻¹ para GT1, GT2 y GT3. En una rotación de 10 años sin uso de fertilizantes se establecieron contenidos de 378, 395 y 331 kg ha⁻¹ de Po+Pi para la condición no labrado, rotación trigo-pasturas y trigo-girasol, respectivamente (Galantini y Rosell, 1997). Estos valores fueron sensiblemente menores a los obtenidos por Kiessling (2012), quien informa un rango de 596 a 633 kg ha⁻¹ para la misma profundidad de estudio en sistemas de labranza convencional, reducida y directa con fertilización fosfórica a la siembra y aportes de distintas dosis de nitrógeno en macollaje. Las relaciones Po/(Po+Pi) en 0-2 mm no presentaron diferencias en función de las texturas, oscilando entre 0,39, 0,40 y 0,51 para GT1, GT3 y GT2, respectivamente. En estudios regionales se han informado relaciones de 0,56 en testigos sin cultivar, a 0,31 en rotaciones trigo-pastura o trigo-girasol-sorgo (Galantini y Rosell, 1997), o aquellas de 0,37 (suelo sin cultivar) a 0,22 (trigo continuo de 9 a 12 años) encontrados por Suñer (2007).

Las relaciones CO/Po para los tres grupos texturales fueron muy altas (246 a 330), superando a valores de 76 a 108 en rotaciones agrícolas (Galantini y Rosell, 1997), o 100 a 130 indicadas como adecuadas para los suelos de la región (García et al., 2005). Dado las altas relaciones encontradas, que indican una inmovilización del Po, los aportes de Pe por mineralización de dicha fracción serán reducidos. Los valores de Po determinados (de 25 a 140 mg kg⁻¹) son menores a los niveles medios de 200 mg kg⁻¹ informados a nivel regional (Picone et al., 2007; Cacharelli et al., 2008; Suñer, 2007). Los suelos analizados han sufrido una intensificación agrícola con exigua reposición de nutrientes, produciéndose pérdidas muy marcadas tanto de Po como Pi. Los 30 suelos utilizados en el presente análisis corresponden a lotes en producción, mientras que la mayor parte de citas incluidas en la presente discusión corresponden a experiencias realizadas en parcelas experimentales.

Las intensidades de uso analizadas presentan un comportamiento diferencial para los grupos texturales (tabla 41). Los sistemas agrícolas bajo LC (Ag1) presentan menor retención de carbono que aquellos bajo SD (Ag2) y mixtos (Ag3) para el grupo de textura más gruesa (P < 0,05). En GT1, se observaron reducciones del 61 % en el carbono

almacenado bajo Ag1 respecto de Ag2 y Ag3. Para GT2 y GT3 no se han encontrado diferencias por intensidad de uso, siendo las reducciones menos marcadas. Así, en GT2 el sistema Ag1 presentó una reducción del 15 % en CO respecto a Ag2, mientras que en GT3 Ag1 y Ag2 fueron similares, con reducciones del 7 % respecto de Ag3.

GT3 y GT2 presentaron una menor reducción de CO por acción de labranzas. Si calculamos para GT1 retenciones de CO en un período de 15 años (mayor longitud de SD en nuestro estudio), observamos que en las texturas gruesas Ag2 (agricultura en SD) y Ag3 (uso mixto) producen retenciones 0,8 y 0,7 Mg ha⁻¹ año⁻¹ de CO respecto a Ag1 (agricultura en LC). En GT2 Ag3 ha presentado retenciones de CO superiores a 0,43 Mg ha⁻¹ año⁻¹ respecto a Ag1, mientras que en GT3 estas diferencias son casi nulas (0,06 Mg ha⁻¹ año⁻¹ a favor de la inclusión de pasturas). En este último grupo textural la agricultura en SD (Ag2) alcanza retenciones superiores en 0,23 Mg ha⁻¹ año⁻¹ respecto a Ag1 (agricultura en LC). Galantini et al. (2007) informan que en un ensayo de 18 años sobre un Argiudol típico, la SD ha presentado en 0-10 cm un contenido en CO de 28,1 Mg ha⁻¹, mientras que LC alcanzó los 22,7 Mg ha⁻¹. Esto indica un retención de 0,3 Mg ha⁻¹ año⁻¹ de SD respecto a LC en un horizonte A de textura franco-arcillosa. Los mismos autores presentan datos de CO en 0-20 cm en el período de estudio, mediante los cuales puede calcularse que las pérdidas anuales de CO son de un orden de magnitud 4 veces superiores en LC respecto a SD (0,32 y 0,08 Mg ha⁻¹ año⁻¹, respectivamente). En un período de 5 años Hevia et al. (2008) han registrado retenciones de 0,65 Mg ha⁻¹ año⁻¹ de CO en SD respecto a LC (0-10 cm), para un suelo clasificado como Haplustol éntico (similar a los de GT1). Asimismo, Krüger et al. (2005) informan que la inclusión de pasturas en sistemas agrícolas permiten retenciones de 0,35 Mg ha⁻¹ año⁻¹ de CO en un lapso de 15 años en suelos de textura gruesa.

Los resultados obtenidos confirman que la granulometría de los materiales parentales define el nivel de almacenamiento máximo de CO en los sistemas analizados. En función de la intensidad de uso (cantidad de años de cultivos y sistemas de labranza) esos niveles de equilibrio se reducen, con mayor resistencia en los suelos con mayor proporción de arcilla y limo. La siembra directa puede elevar los niveles de CO con mayor eficiencia en los suelos de textura gruesa, esperándose una respuesta menor en suelos de texturas medias a finas. Los suelos de textura gruesa (GT1) presentaron menor resistencia y mayor resiliencia que aquellos con menor proporción de arena, tal como se comentó en la comparación de usos de la tierra sobre los distintos materiales parentales. Las buenas prácticas de manejo (uso de SD e inclusión de ganadería en sistemas agrícolas) serían más efectivas en suelos de texturas gruesas, con tasas de retención de CO más elevadas respecto a suelos más finos.

El Pe responde a la intensidad de uso, con menor contenido en LC que SD para GT2 ($P < 0,05$). La mayor disponibilidad fosfórica en SD se relaciona a una mayor tasa de

reposición por uso de fertilizantes en este sistema, donde es común la aplicación de una dosis de reposición (40 a 60 kg ha⁻¹) utilizando fosfato diamónico al momento de la siembra. En los otros dos grupos se observó la misma tendencia (P < 0,10). El comportamiento es similar para la relación Peff/Pe, indicando que la mayor reposición de Pe en suelos agrícolas proviene de la fracción fosfatada inorgánica, dado que el Po sufre una rápida mineralización (Galantini y Rosell, 1997; Suñer, 2007).

El análisis realizado indica claramente que los suelos de la Pampa Austral presentan marcada variabilidad granulométrica, debiendo ser agrupados en función de la textura para una correcta comparación de efectos diferenciales por manejos. Gran proporción de las variables seleccionadas responden a cambios texturales, siendo menos eficaces para detectar variaciones por los sistemas de manejo comparados. La reducida cantidad de réplicas por tratamiento dentro de los agrupamientos texturales, sumado a la variabilidad espacial y metodológica pueden ser algunas de las causas que limitan la sensibilidad de los parámetros analizados.

La relación entre variables (Tabla 42) muestra que el CO presenta un alto coeficiente de determinación con el COff (r²= 0,92, P < 0,001). Un comportamiento similar tiene el Pe respecto al Peff (r²= 0,98, P < 0,001). Ambos casos indican que los contenidos de CO y Pe son regulados por el carbono y fósforo retenidos en microagregados y partículas menores a 100 µm. Los resultados obtenidos son coincidentes con los de Suñer (2007), quien concluye que Pe es principalmente inorgánico, extraído de la fracción fina del suelo.

Una relación inversa significativa ocurre entre el Pe y la relación Po/(Po+Pi). En un ajuste potencial, el 67 % de la variabilidad del Pe puede ser explicado por la relación entre las fracciones orgánicas e inorgánicas de P (ecuación 14).

$$Pe = 8,2 * [Po/(Po + Pi)]^{-1,01}$$

(ecuación 14)

$$r = 0,82^{**}$$

$$r^2 = 0.67^{**}$$

$$n = 30$$

donde

Pe: fósforo extractable en 0- 2 mm (kg ha⁻¹)

Po fósforo orgánico en 0- 2 mm (kg ha⁻¹)

Pi fósforo inorgánico en 0- 2 mm (kg ha⁻¹)

Suñer et al. (2007) indican que cuanto mayor fue la proporción de Po menor fue el Pe. En el mismo trabajo se han establecido relaciones similares con coeficientes de determinación de 0,6 (profundidad de 0 a 5 cm) y 0,5 (profundidad de 5 a 10 cm). En función de la ecuación 14 los horizontes agrícolas analizados tendrán buena disponibilidad de

fósforo cuando la relación $Po/(Po+Pi)$ sea inferior a 0,4, una deficiencia moderada con relaciones 0,4 a 0,6 y deficiencias marcadas con valores menores a 0,6.

Los valores de CO presentan una correlación altamente significativa con el Po, pudiendo el primero explicar un 30 % de la variabilidad observada en la fracción orgánica del fósforo. Hevia et al. (2008) han comentado que dicha relación es significativa bajo LC, sin que se observe en SD. Concluyen que Po y CO presentan un comportamiento paralelo en los sistemas labranza con mayor remoción.

Los elevados valores obtenidos para la relación CO/Po en el presente estudio indican una limitada capacidad de los microorganismos edáficos para mineralizar la fracción orgánica, aspecto que puede asociarse a la AM. Los niveles de mineralización de carbono bajo condiciones controladas oscilan entre 200 a 650 mg CO₂ kg suelo⁻¹ día⁻¹ en suelos francos con 20 g kg⁻¹ de CO de región sub-húmeda (Montero, 2000). El mismo autor informa niveles de actividad de 250 a 970 mg CO₂ kg⁻¹día⁻¹ en suelos franco arcillosos con 55 g kg⁻¹ de CO en la región húmeda (Paraná, Entre Ríos). En otro trabajo se informan niveles de 40 a 55 mg CO₂ kg⁻¹ día⁻¹ en suelos bajo siembra directa y labranza convencional en la región semiárida de Canadá (Flanzluebbbers y Arshad, 1996). En suelos del Sudoeste Bonaerense Gómez et al. (1996) determinaron mayores niveles de mineralización en cultivos de trigo (215 a 273 mg CO₂ kg suelo⁻¹ día⁻¹) respecto a soja (97 a 238 mg CO₂ kg suelo⁻¹ día⁻¹), sin detectar diferencias en los sistemas de labranza (237, 235 y 250 mg CO₂ kg suelo⁻¹ día⁻¹ para siembra directa, barbecho mecánico y barbecho mecánico intensivo, respectivamente). En horizontes bajo uso agrícola sostenido en la transición húmeda-subhúmeda se han determinado tasas de mineralización de 55 mg CO₂ kg suelo⁻¹ día⁻¹ (localidades de Tandil, Tres Arroyos) a 30 mg CO₂ kg⁻¹ día⁻¹ (Tornquist, Coronel Dorrego. Rossi, 2010). El rango del presente estudio es de 35 a 100 mg CO₂ kg suelo⁻¹ día⁻¹, con un valor medio de 60, confirmando una reducción de la actividad microbiana en los suelos bajo estudio, posiblemente relacionada a una menor resiliencia de las fracciones orgánicas al uso agrícola en ambientes subhúmedos a semiáridos.

En la Fig. 36 se presentan los valores de CO en relación a la sumatoria de arcilla y limo de los suelos para LC y SD. La relación entre CO y a+li sigue un comportamiento que puede ser explicado por un polinomio de segundo grado, con excelente ajuste y similar en los dos sistemas de labranza comparados ($P < 0,001$). A partir de estos modelos pueden definirse umbrales para el CO que varían en función del contenido de fracción <50 μ m, definiendo al horizonte Ap como "degrado", "preservado o conservado" o "con acumulación" en CO (Tabla 43). De tal forma, para realizar un diagnóstico de la modalidad de manejo utilizada se necesita como datos el CO y el contenido de arcilla y limo en los 10 cm superiores del suelo.

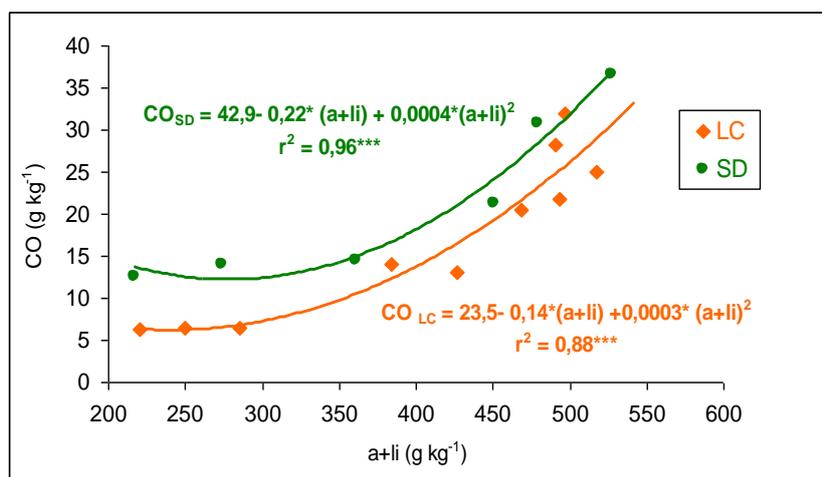


Figura 36. Relación CO vs a+li bajo manejos agrícolas analizados.

Tabla 43. Valores umbrales de CO en función del contenido de a+li.

a+li (g kg ⁻¹)	Umbrales de CO (g kg ⁻¹)		
	Degradado	Preservado	Acumulación
200	< 7	7-12	> 12
250	< 9	9-14	> 14
300	< 12	12-16	> 16
350	< 13	13-18	> 18
400	< 16	16-21	> 21
450	< 19	19-24	> 24
500	< 22	22-27	> 27
550	< 26	26-31	> 31
600	< 30	30-36	> 36

Un modelo similar, pero de relación lineal fue propuesto por Quiroga (2002) para los suelos de la región semiárida pampeana, tomando como elemento de segregación la relación $MO/(a+li)$, denominando al mismo índice estructural (IE). Si calculamos los IE a partir de los modelos de regresión observamos que los valores del índice ajustado para los suelos de nuestra región deben ser más altos que los propuestos por su autor (Tabla 44).

Tabla 44. Valores umbrales de índice estructural (IE) para suelos agrícolas del área de estudio.

a+li (g kg ⁻¹)	Umbrales de IE		
	Degradado	Preservado	Acumulación
200	< 6,5	6,5-9	> 9
250	< 6,5	6,5-9	> 9
300	< 6,5	6,5-9	> 9
350	< 6,5	6,5-9	> 9
400	< 6,5	6,5-9	> 9
450	< 7	7-9	> 9
500	< 7,5	7,5-9,5	> 9,5
550	< 8	8-9,5	> 9,5
600	< 8,5	8,5-10	> 10

Para validar el modelo propuesto se han considerado 21 situaciones de horizontes superficiales bajo distintos manejos definidas "a priori" por especialistas como "degradado", "conservado" o con "acumulación" de CO los cuales se comparan con el modelo regional obtenido (Fig. 37). Al analizar la distribución de los datos se observa que 4 valores se ubican por debajo del valor esperado, mientras que 5 valores definidos por especialistas están por encima de los valores predichos por el modelo. Si consideramos como errores de riesgo aquellos que subestiman el contenido de CO, la confiabilidad de los rangos propuestos alcanza un valor del 80 %.

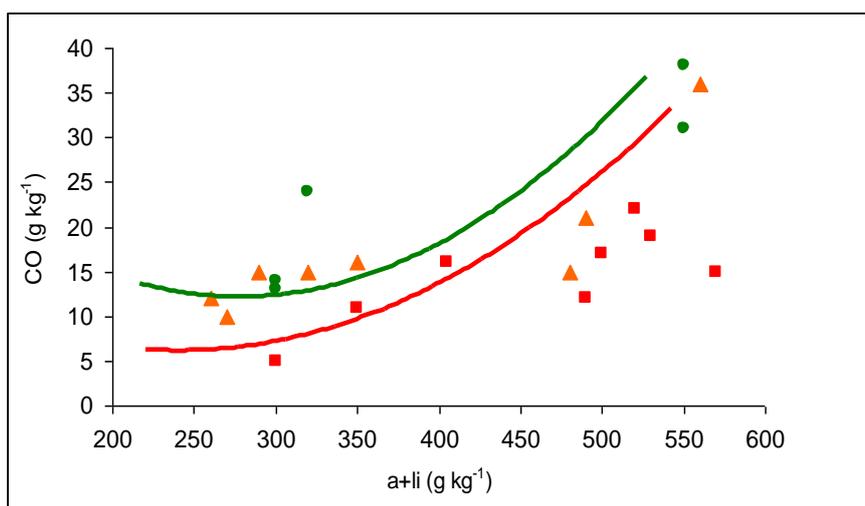


Figura 37. Validación del modelo con datos externos (círculos en verde: acumulan CO; triángulos naranja: conservan CO y cuadros en rojo: degradados en carbono).

3.3 Relación entre almacenamiento de carbono y procesos pedogenéticos

En los apartados precedentes se ha discutido como los *factores formadores* afectan el almacenamiento de carbono orgánico en el área de estudio general (3.1.1), así como en cada una de las zonas geomorfológicas en particular (puntos 3.1.2.1 a 3.1.2.4). Por otro lado se ha analizado la influencia del factor clima (3.2.1), del factor material parental (3.2.2) y del factor biótico (vegetación-hombre) sobre el almacenamiento del COS (3.2.3.1). En los ítems comentados se ha establecido la influencia de los factores formadores sobre las propiedades de los suelos, con énfasis en el CO. Otro tipo de análisis puede realizarse desde el punto de vista de los *procesos pedogenéticos*, considerando la formación y evolución de los suelos y sus propiedades como derivados de la interacción de los factores, estableciendo que el suelo es el resultado de la combinación de procesos de adición, remoción, transferencia y transformación de los materiales parentales (Simonson, 1959). Esto representa un balance de masa y energía, con combinaciones que aceleran o retardan la diferenciación de horizontes. En este sentido, Hole (1961) clasifica a los procesos como anisotrópicos (aquellos que permiten la diferenciación de horizontes) e isotrópicos (aquellos que disturban o impiden la diferenciación de horizontes). El COS almacenado puede ser explicado por la utilización de este tipo de esquemas.

En el presente estudio se ha establecido una correlación significativa entre COS y PE ($r= 0,55$, $n= 110$, Tabla 17), indicando que los suelos más profundos son capaces de almacenar mayor cantidad de carbono. Si el COS de cada pedón es dividido por su PE en decímetros (dm) se obtiene la retención de COdm^{-1} , un indicador de “eficiencia de retención de carbono”, pudiéndose de tal forma comparar suelos de distintas profundidades (Harden, 1982). Se han realizado análisis de varianza de COS y COdm^{-1} , considerando como factores principales a la PE (4 rangos definidos a partir de sus cuartiles) y MP (3 niveles), detectándose efectos por PE ($P < 0,01$), por MP ($P < 0,001$) e interacción nula entre PE y MP ($P > 0,52$, Anexo 6). En la Tabla 45 se presenta la comparación de COS y COdm^{-1} .

Tabla 45. Comparación de COS y COdm^{-1} en función de la PE

PE (m)	n	COS (Mg ha^{-1})	COdm^{-1} (Mg dm^{-1})
< 0,6	20	78,9 ± 23,6* a	15,7 ± 4,3 a**
0,6-0,9	33	87,2 ± 22,6 a	11,7 ± 3,3 b
0,9-1,2	14	98,7 ± 44,2 a	9,4 ± 4,1 c
> 1,2	43	139,2 ± 54,3 b	9,4 ± 3,6 c

*: Desvío estándar; **: en las columnas, medias seguidas de distinta letra difieren por test de DMS con $P < 0,05$. PE: profundidad efectiva (m), n: cantidad de réplicas; COS: carbono orgánico del suelo; CO dm^{-1} : carbono orgánico por decímetro.

Los suelos que superan 1,2 m de profundidad retienen mayores cantidades de CO. Sin embargo, los suelos someros son más eficientes en la retención que los suelos profundos. Cada decímetro de un suelo somero retiene un 67 % más de CO que los suelos que presentan una profundidad mayor a 1,2 m. Si se considera el material parental, los suelos originados sobre sedimentos eólicos recientes presentan eficiencias de 14,2; 8,9; 6,2 y 6,8 Mg COdm⁻¹ para los 4 rangos de PE, mientras que los sedimentos loésicos alcanzan valores de 16,2; 12,3; 9,9 y 8,1 Mg COdm⁻¹, respectivamente. Los sedimentos aluviales (n= 8) presentan mayores niveles de retención y eficiencia que los sedimentos loésicos (n= 81) y los sedimentos eólicos recientes (n= 21), con valores COS de 156,7; 103,4 y 72,8 Mg ha⁻¹ y 15,2; 11,9 y 9,1 Mg COdm⁻¹, respectivamente (P< 0,001). En estudios locales, Blanco et al. (2012) han observado que los contenidos de CO en horizontes superficiales de materiales aluviales son superiores a los sedimentos eólicos recientes y a los sedimentos loésicos. A partir de datos presentados por Galantini y Rosell (2002) pueden calcularse valores de COdm⁻¹ que alcanzan a 13; 9,3 y 6,8 Mg ha⁻¹ para suelos de 0,3, 0,5 y 1 m de PE, respectivamente.

Los valores COdm⁻¹ muestran una reducción exponencial con la profundidad ($r^2= 0,90$ y $0,99$, $P < 0,01$ entre COdm⁻¹ y PE, para sedimentos eólicos recientes y sedimentos loésicos) correspondiendo a 1 m el espesor de suelo al cual la eficiencia se estabiliza. Este comportamiento es similar a los planteados en los modelos pedogenéticos de evolución, donde la tasa de formación declina exponencialmente con la profundidad. Dichos modelos consideran que la máxima meteorización física y química de los materiales parentales ocurre en la cercanía de la superficie, donde el agua actúa como el principal agente de formación, regulando la acción de la fauna y la flora (biomanto) como elementos generadores de suelo (Stockmann et al., 2011).

Los procesos pedogenéticos (PP) observados en los suelos bajo estudio se han designado según la Tabla 46. Para establecer el efecto de PP sobre el COS se han considerado como covariables a la PMA ($P > 0,34$), Geo ($P > 0,33$), PE ($P < 0,001$), FCTP ($P < 0,001$) y Uso ($P < 0,001$, Anexo 7). La PE influye sobre los PP, en relación a la profundidad al horizonte petrocálcico (paleorelieve). Asimismo, la CFTP (que refleja al MP) y el Uso (principalmente forestal) podrían condicionar la interpretación de los resultados. Se han detectado diferencias en COS atribuidas a la acción de los diferentes PP ($P < 0,001$), presentándose las mismas en la tabla 47.

Tabla 46. Designación de procesos pedogenéticos regionales.

Designación	Procesos Pedogenéticos
k-m	Decalcificación leve y melanización incipiente
m-k	Decalcificación, melanización marcada y calcificación
m-i-k	Decalcificación, melanización, iluviación y calcificación
i-m-k	Decalcificación, melanización, Iluviación marcada y calcificación
m-i-n	Melanización, iluviación y sodificación
m-g	Melanización y gleización
m-g-n	Melanización, gleización y sodificación
m-pa	Melanización marcada y paquización
m-pa-g	Melanización, paquización y gleización

Tabla 47. Valores de COS en función de PP (n= 110).

Procesos	n	COS Mg ha ⁻¹ (media±DE*)	
m-i-n	2	34,4 ± 25,2	a*
m-g-n	10	79,3 ± 25,1	b
k-m	3	89,2 ± 25,8	bc
m-k	36	90,3 ± 26,2	bc
m-i-k	16	106,9 ± 25,2	c
i-m-k	24	110,5 ± 27,4	c
m-g	2	123,6 ± 25,3	d
m-pa	12	150,1 ± 27,9	d
m-pa-g	5	206,4 ± 25,8	e

*: medias seguidas de distinta letra indican diferencias por DMS (P< 0,05).
DE: Desvío estándar

Considerando a todos los suelos de la región, los balances entre procesos pedogenéticos presentan comportamientos diferenciales. La sodificación reduce drásticamente el almacenamiento de carbono. La melanización se manifiesta aun cuando el lavado de CaCO₃ es incipiente, incrementando levemente la retención cuando el suelo es más evolucionado (A-AC-C-Ck). La iluviación (en los procesos m-i-k con presencia de horizontes Bt y en i-m-k con horizonte E) no presentan diferencias estadísticas (P> 0,21) con la melanización (m-k), pese a retener un 17 a 22 % más de COS. En regímenes de humedad ácuicos sin presencia de sodio (m-g) se produce un aumento del 37 % en COS respecto a la condición m-k (P< 0,001), mientras que el engrosamiento de los horizontes superficiales (m-pa-g) eleva a más del doble el COS almacenado en m-k.

Al analizar los PP dominantes, se observa que en PE <0,6 m predomina la melanización (m-k), abarcando el 60 % de los casos analizados, mientras que la iluviación (m-i-k e i-m-k) se manifiesta en el 25 % de los suelos. En el rango 0,6 a 0,9 m de PE las proporciones son de 39 % para la melanización y 45 % para la iluviación. En los suelos de 0,9 a 1,2 m la iluviación se presenta en un 57 % de los casos, mientras que la m-k alcanza al 21 %. Finalmente, en los suelos de más de 1,2 m de PE se reducen la proporción de

iluviación (21 % de los casos), la melanización (18 %) y toman importancia otros procesos como la gleización (30 %) y el engrosamiento de los epipedones (37 %).

La profundidad efectiva de los suelos direcciona el balance y la intensidad de los procesos pedogenéticos. Este aspecto tiene gran importancia en la perspectiva regional, donde más de 4 Mha presentan suelos con PE condicionada por el horizonte petrocálcico (Pazos y Mestalan, 2002). El proceso pedogenético que regula la acumulación de carbono es la melanización, que se expresa dominante en suelos someros y paulatinamente se equilibra con la iluviación en suelos de mayor profundidad, para ceder su preeminencia a partir de 1 m de PE. A medida que los suelos ganan profundidad, la melanización es menos eficiente en la retención de carbono. Así, la m-k presenta eficiencias de 15,6; 11,1; 6,2 y 7,41 Mg COdm⁻¹ para 0,3-0,6, 0,6-0,9, 0,9-1,2 y >1,2 m de PE (n= 12, 13, 3 y 8, respectivamente). A su vez, m-i-k presenta valores de 13,2; 11,4; 11,8 y 9,8 Mg COdm⁻¹ para los mismos rangos de PE (n= 5, 6, 5 y 2, respectivamente). Estos valores indican que la iluviación comienza a realizar un aporte significativo de CO cuando los suelos superan los 90 cm de PE. Cuando la PE es menor, la melanización domina, posiblemente asociada a que las raíces de las gramíneas alcanzan rápidamente la base del perfil en períodos húmedos y crean condiciones favorables para el ascenso-descenso de la macrofauna, generando una importante bioturbación que limita o enmascara la iluviación. En algunos de los perfiles analizados de más de 1 m de profundidad con iluviación reconocible (presencia de abundantes cutanes en el Bt), la transición entre A y Bt corresponde a un horizonte transicional AB o BA, posiblemente generado a partir de una importante actividad biológica que destruiría los rasgos de iluviación. Es factible que bajo la vegetación de estepa gramínea y con profundidad de exploración limitada por la capa de tosca la melanización se vea incrementada por la bioturbación, acción ejercida por las lombrices y claramente identificable por la estructura granular de los numerosos perfiles analizados. En estas condiciones horizontes iluviales desarrollados en los suelos de menor PE pueden ser destruidos por la acción de la fauna al generar el "biomanto" (Johnson, 1990; Soil Survey Staff, 1999). La bioturbación por lombrices ocurre principalmente en el horizonte A, pudiendo extenderse hasta los 60 cm de profundidad (Simonson, 1959; Jenny, 1946). Las tasas de bioturbación por lombrices pueden alcanzar los 10 a 50 Mg ha⁻¹ año⁻¹, produciendo un marcado aumento en la velocidad de acumulación de los materiales orgánicos dentro del perfil, enmascarando a los rasgos de iluviación (Stokmann et al., 2011).

El mismo tipo de proceso se observa en la paquización, asociado a posiciones del paisaje en los que se recibe una mayor cantidad de agua, generando perfiles con características vérmicas. Por ende, la paquización no es más que una melanización catalizada por los factores formadores (relieve, edafoclima, material parental y organismos).

En la Tabla 48 se presenta una interpretación de los procesos dominantes e intensidad de los mismos para cada rango de profundidad, así como los suelos dominantes en los grupos analizados y la esperanza de retención de CO en Mg ha^{-1} para el valor central de los rangos por profundidad.

Tabla 48. Procesos pedogenéticos, suelos asociados y valores de retención de carbono esperado en función de la PE.

PE (m)	Procesos	Aumenta acumulación CO	Reduce acumulación CO	Suelos dominantes	COS (Mg ha^{-1})*
04-06 (med=0,5)	Decarbonatación			Paleustoles petrocálcicos (sin AC)	98
	Melanización			Paleustoles petrocálcicos (con AC)	66,5
	Iluviación			Paleustoles petrocálcicos (con Bt)	71,5
	Gleización				
06-1,0 (med=0,8)	Decarbonatación			Calciustoles petrocálcicos	68
	Melanización			Paleustoles petrocálcicos (con AC)	78,4
	Iluviación			Paleustoles petrocálcicos (con Bt)	92
	Gleización			Natrudoles ácuicos	60,8
1,0-1,5 (med= 1,25)	Decarbonatación			Calciustoles petrocálcicos	68,8
	Melanización			Haplustoles típicos	77,5
	Iluviación			Argiudoles típicos- Paleudoles petroc.(con Bt)	71,2
	Gleización			Natracuoles típicos	68,7

Los máximos niveles de COS almacenados se producen en Paleustoles petrocálcicos moderadamente profundos sin presencia de horizonte AC ($\text{COS}= 98 \text{ Mg ha}^{-1}$), seguidos de Paleustoles petrocálcicos moderadamente profundos con Bt (92), en un mismo nivel los Paleustoles petrocálcicos con AC y los Hapludoles típicos (77). Luego siguen los Argiudoles típicos y los Paleudoles petrocálcicos profundos (71 Mg ha^{-1}), para llegar a los menores niveles de almacenamiento en los Calciustoles petrocálcicos y Natrudoles ácuicos (68), con valores mínimos en los Natracuoles típicos ($60 \text{ Mg COS ha}^{-1}$).

En la Fig. 38 se puede apreciar la distribución entre COS, MP, PMA y PE en el plano de las dos primeras componentes principales, tomando a PP como factor de agrupamiento. Los suelos que muestran una limitada melanización (k-m o m-g-n) presentan menores niveles de COS que aquellos suelos donde dicho proceso es favorecido (m-pa).

La distribución observada a partir de los procesos es simétrica con la distribución de variables y agrupamiento obtenidos para la clasificación de los suelos a nivel de subgrupo (Figura 39). Se puede apreciar que los suelos ubicados en los valores negativos de las abscisas (CP 1, valores de -2 a 0) corresponden a aquellos que presentan como dominantes a los procesos de calcificación y sodificación en PE reducidas. Luego los siguen los taxones en los cuales dominan la melanización y la iluviación (valores 0 a 1 de abscisas) y los suelos profundos donde se combinan la melanización y paquización (1 a 2 en CP 1). De tal forma el primer grupo descripto abarca a los Calciusteps petrocálcicos, Natrudalfes y Natrustoles típicos, con niveles de almacenamiento de $45 \text{ a } 83 \text{ Mg ha}^{-1}$ ($n= 8$). El segundo grupo corresponde a los Paleudoles y Paleustoles petrocálcicos, Haplustoles típicos y énticos y Argiudoles típicos, con rangos de retención $85 \text{ a } 110 \text{ Mg ha}^{-1}$ de COS ($n= 72$). Finalmente,

las tasas de mayor COS involucran a los Argiudoles páquicos, Haplustoles cumúlicos y Endoacuoles cumúlicos, con valores entre 211 A 237 Mg ha⁻¹ (n= 15).

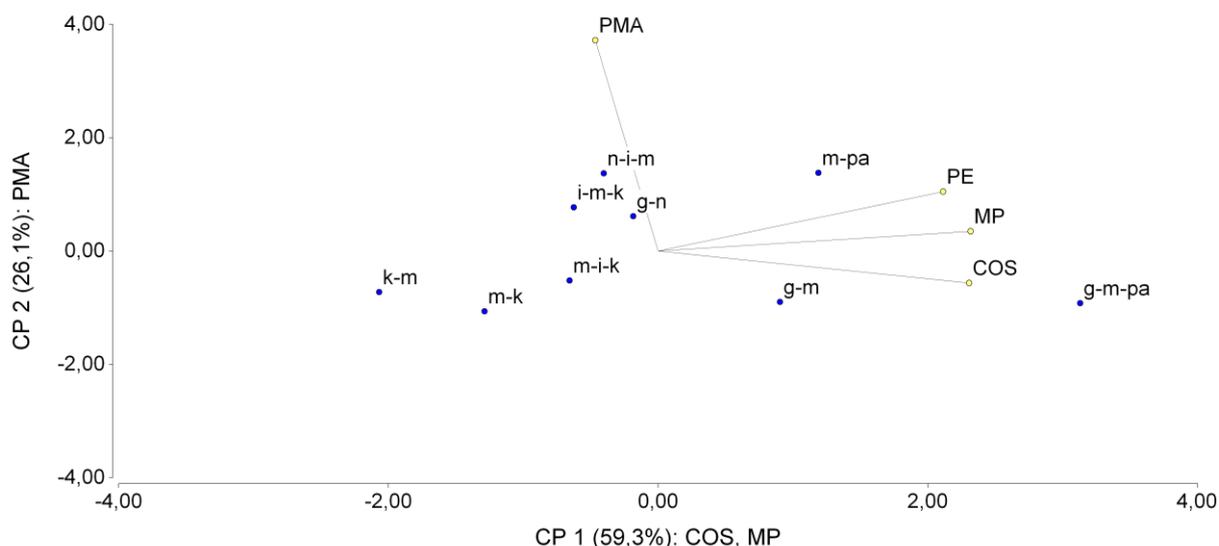


Figura 38. Distribución de los procesos pedogenéticos (puntos) y reconstrucción de las variables analizadas (líneas) en el plano de las dos primeras componentes principales (n= 110). k: calcificación; m: melanización; i: eluviación; g: gleización; n: sodificación; pa: cumulización o paquización; COS: carbono orgánico del suelo; PE: profundidad efectiva; MP: material parental; PMA: precipitación media anual. Entre paréntesis en los ejes de las CP se indica el porcentaje de reconstrucción de la varianza total.

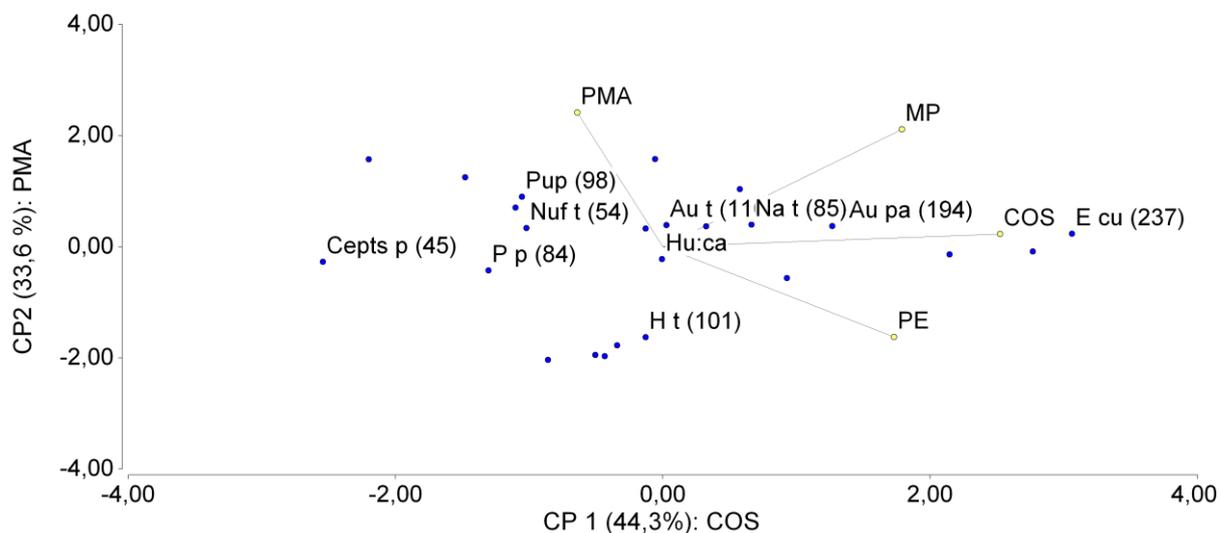


Figura 39. Distribución de los subgrupos de suelos (puntos) y reconstrucción de las variables analizadas (líneas) en el plano de las dos primeras componentes principales (n= 110). CEpts p: Calciusteps petrocálcico; Pup: Paleudol petrocálcico; Pp: Paleustol petrocálcico; Nuf t: Natrudalf típico; H t: Haplustol típico; Hu ca: Hapludol cálcico; Au t: Argiudol típico; Au pa: Argiudol páquico; Na t: Natrustol típico; E cu: Endoacuol cumúlico; COS: carbono orgánico del suelo; PE: profundidad efectiva; MP: material parental; PMA: precipitación media anual. Entre paréntesis retención media de COS (Mg ha⁻¹) para cada taxa. Entre paréntesis en los ejes de las CP se indica el porcentaje de reconstrucción de la varianza total.

CAPITULO 4. CONCLUSIONES

H1.1 Cuantificar los niveles de almacenamiento del COS en regiones geográficas homogéneas y establecer su variación a través del paisaje (hetero e isoformas).

- El análisis regional que incluyó 110 pedones permitió identificar una marcada variabilidad en COS, PMA, MP, PE, Mpe y PP. El COS presentó un rango de 29 a 258 Mg ha⁻¹, con 50 a 75 Mg ha⁻¹ como valores más probable de almacenamiento.
- El análisis por zonas geomorfológicas (macroescala), incluyendo a todas las geoformas, permitió establecer que los individuos de las zonas 1 y 2 presentan mayores niveles de COS que los de las zonas 3 y 4 (110,1 y 115,4 vs. 94,3 y 94,7 Mg ha⁻¹, respectivamente. $P < 0,05$). Parece contradictorio que la zona 1 presente más COS que la 4, pues los factores formadores son más favorables para la pedogénesis en este último sector. Para eliminar distorsiones se realizó la comparación considerando solo los suelos de las geoformas más estables (PN), estableciendo como covariables a PMA ($P > 0,32$), uso del suelo ($P < 0,001$), a+liSC ($P < 0,001$) y PE ($P < 0,001$). Los valores de COS corregidos presentan incrementos de la zona 1 a la 4 (85,2; 100,3; 97,8 y 115,9 Mg ha⁻¹, respectivamente), con diferencias en COS entre los valores extremos ($P < 0,05$) y en un gradiente de almacenamiento que responde a la concepción pedogenética clásica.
- Al establecer la variación del carbono edáfico en función de las geoformas (mesoescala) se aprecia que LLI presentó los mayores contenidos de COS y COSC, superando a VI y P. Asimismo, las geoformas menos estables (PN, PR, PC, LS y LC) mostraron los menores contenidos de carbono almacenado. Las LLI almacenan en promedio 0,33 y 1,35 veces más de COS que P-VI y todo el resto de las geoformas, respectivamente. Geo controla la PE, el tipo de MP y modifica el régimen de humedad regional determinando el edafoclima. El COS presenta correlaciones significativas con PE ($r = 0,55$, $P < 0,05$), con Geo ($r = 0,34$, $P < 0,05$) y con MP ($r = 0,28$, $P < 0,05$). Los valores de predicción uniparamétricos pueden mejorarse a través de modelos de regresión múltiple, que incluyan ECM, PE, uso y Mpe ($R^2 = 0,76$, $n = 110$, $P < 0,01$).
- El análisis individual para cada zona indica que 1 presenta una influencia significativa de Geo, PE, MP y PMA sobre COS ($r = 0,60$, $0,59$, $0,53$ y $0,42$, respectivamente, $P < 0,05$). La predicción del COS puede aumentarse a partir de un modelo múltiple que incluya Geo, MP, PMA y Uso ($R^2 = 0,64$, $n = 51$, $P < 0,01$). La geoforma como elemento de segregación (mesoescala) permitió una mayor certidumbre en la predicción del COS. En PN el COS respondió en forma lineal al ECM. En LR hay influencia marcada de los MP. En las laderas, las fluctuaciones del horizonte

petrocálcico condicionaron la PE, y por ende, el nivel de COS. En los paleocauces la elevada retención de C fue asociada a la ausencia de tosca, presencia de sedimentos loésicos y acción del clima, generando incrementos en la profundidad de melanización. En LLI se obtuvo una respuesta del COS al material parental, régimen de humedad y uso del suelo.

- En la zona 2 se registraron altos niveles de COS, vinculados a suelos profundos, presencia de sedimentos loésicos y al aumento de la PMA. El ECM puede explicar un 68 % de la variabilidad del COS. Este valor alcanzó el 80 % en casos de alta homogeneidad (n= 15) en la relación ECM-COSC.
- En la zona 3 dominaron los extragrados, por presencia del petrocálcico a <1,5 m (Paleudoles petrocálcicos franco finos). Las variables PE, Geo, Uso, MP y PMA no presentaron influencia individual sobre el COS ($P > 0,84, 0,65, 0,27, 0,19$ y $0,12$). La mayor predicción del COS se logró a partir del ECM ($r = 0,68, n = 25, P < 0,05$).
- En la zona 4 el COS presentó una correlación inversa con Geo ($r = -0,63, P < 0,05$), indicando que los PN exhiben mayor retención que LS y PC. El COS y ECM presentaron una relación adecuada ($r^2 = 0,66, P < 0,01$). Un modelo de regresión múltiple que incluyó ECM, PE y Geo pudo predecir un 83 % de la variabilidad del COS (n= 11, $P < 0,01$).

H1.2 Evaluar el efecto de cambios en la condición climática sobre el contenido de COS en pedones con similar composición granulométrica que evolucionen en posiciones geomórficas estabilizadas.

- La relación entre COS y PMA no puede ser claramente visualizada por los efectos de interacción ejercidos por factores tales como el paleorelieve, material parental y uso de la tierra. COS y PMA presentaron correlaciones significativas en las zonas 1 y 2 ($r = 0,42$ y $0,44, P < 0,05$). PMA ha mostrado un efecto indirecto sobre COS, al influenciar positivamente el ECM ($r = 0,31$ y $0,43, P < 0,05$, para las zonas 1 y 2). En ciertos sitios la PMA ha permitido un marcado desarrollo del perfil ($r = 0,51$ y $0,42$ entre PMA-Mpe para las zonas 1 y 3, $P < 0,05$). En suelos ubicados en PN y con sedimentos loésicos como MP, PMA y PE interactuaron para alcanzar una explicación del 49 % en la variabilidad del COS (n= 37, $P < 0,01$). Para las mismas condiciones se ha definido una relación positiva entre CO0-25 y PMA ($r = 0,47, n = 37, P < 0,01$). La mayor influencia de PMA sobre COS se observó en los paleocauces de la zona 1, donde el valor de correlación entre dichas variables fue de 0,94 ($P < 0,01$).

H1.3 Evaluar el efecto de diferentes materiales parentales sobre la capacidad de almacenamiento de COS, en similares condiciones de relieve y clima.

- Se han detectado diferencias en COS y CO1m por efecto de los materiales parentales ($P < 0,01$). Los sedimentos aluviales alcanzaron los 193 Mg ha^{-1} de COS, superando en un 80 y 153 % a los sedimentos loésicos ($\text{COS} = 107 \text{ Mg ha}^{-1}$) y sedimentos eólicos recientes de textura moderadamente gruesa ($\text{COS} = 76 \text{ Mg ha}^{-1}$). Los sedimentos loésicos presentaron un valor de COS superior en un 40 % a los sedimentos eólicos recientes. Estas diferencias fueron similares en CO1m. Los materiales de texturas más finas presentaron mayor capacidad de secuestro de carbono, asociado a una mayor profundidad de melanización ($\text{ECM} = 47 \text{ cm}$ para sedimentos loésicos y 39 cm para sedimentos eólicos recientes) y a una mayor diferenciación de horizontes ($r = 0,31$ para MP-Mpe; $P < 0,05$).

H2.1 Evaluar el efecto de diferentes usos de la tierra sobre el contenido de COS.

- Se han detectado diferencias en los contenidos de CO0-25 y CO1m por efecto del uso. En suelos que presentan como MP a sedimentos eólicos recientes de textura moderadamente gruesa se midieron niveles de 33 y 39 Mg ha^{-1} en CO0-25 para A-G y G-A, presentando diferencias con 51 y 82 Mg ha^{-1} obtenidos para G y F, respectivamente ($P < 0,05$). En sedimentos loésicos F logró un nivel de 86 Mg ha^{-1} , superando ($P < 0,05$) valores de 60 , 56 , 54 y 51 Mg ha^{-1} correspondientes a G, GA, AG y A. Estos 4 últimos usos no difirieron entre sí ($P > 0,16$ a $0,53$). En los sedimentos aluviales no se apreciaron cambios al comparar los usos A-G versus G (65 y 69 Mg ha^{-1} , $P > 0,84$). En CO1m se han detectado diferencias entre A-G y F para los sedimentos eólicos recientes, así como entre F y el resto de los tratamientos en los sedimentos loésicos ($P < 0,05$). El COSC no presenta diferencias por usos ($P > 0,16$ para sedimentos eólicos recientes y $P > 0,59$ en sedimentos loésicos), indicando que los cambios en CO1m se relacionan al CO0-25. Los valores observados indican que $F > G > A$ con valores de 115 , 81 y 69 Mg ha^{-1} para sedimentos eólicos recientes y 135 , 105 y 89 Mg ha^{-1} para sedimentos loésicos. Al calcular en CO1m contrastes a priori entre los usos donde predominaba la agricultura (A y A-G) y aquellos donde hubo presencia de verdes y pasturas (G-A y G), se detectaron diferencias a favor de los últimos en los sedimentos loésicos ($P < 0,05$), sin observar cambios en los sedimentos eólicos recientes ($P > 0,25$).
- El Uso ejerce una marcada influencia en la distribución vertical del COS. F ha presentado una alta acumulación en 0-25 cm con incrementos del 44 y 133 % respecto a A y G, respectivamente. La distribución vertical muestra bajos niveles de COS con poca variabilidad en A (27 a 12 Mg ha^{-1}), mientras que en G presentó

acumulación subsuperficial y decrecimiento leve (98 a 22 Mg ha⁻¹). F exhibe los mayores niveles de acumulación y marcada asimetría (117 a 4 Mg ha⁻¹). La relación CO-profundidad puede ser ajustada a modelos exponenciales negativos (r^2 de 0,84 a 0,96, $P < 0,01$). La forma de compartimentalización del CO con la profundidad es asimétrica y poco estable bajo árboles implantados, debido a que presenta elevadas cantidades de C en la zona que puede ser rápidamente intervenida por el hombre (0 a 30 cm). Los pastizales permiten almacenar el CO en profundidades mayores de compartimentalización estable.

H2.2 Evaluar el efecto de prácticas de manejo recomendadas para un mismo uso sobre el contenido de COS.

- Sobre muestras superficiales de lotes bajo uso agrícola se han establecido efectos de la granulometría (GT), sobre CO, Fr, COFr, COff, PeFr y Peff/Pe ($P < 0,05$ a $0,01$), así como efectos de la intensidad de uso (Ag) sobre CO, COFr/CO, Pe y Peff ($P < 0,05$). Las variables Db, pH, AM, Po, Pi, Po/(Po+Pi) y CO/Po no presentaron respuesta a estos factores ($P > 0,22$ a $0,85$). La textura ha condicionado el comportamiento de los parámetros. Así, GT3 y GT2 presentaron un 47 y 79 % más de CO que GT1, mientras que este último supera a los anteriores en COFr/CO. Los parámetros CO y Pe han sido sensibles a la intensidad de uso. Se han detectado efectos de Ag sobre el CO de GT1, con reducciones del 37 % en Ag1 respecto a Ag2 y Ag3. Dentro de GT2 los sistemas bajo siembra directa (Ag2) han presentado aumentos en Pe y Peff.
- La granulometría de los materiales parentales define el umbral de almacenamiento máximo de CO en los sistemas analizados. En función de la intensidad de uso dichos niveles de equilibrio se reducen, presentando mayor resistencia los suelos con mayor proporción de a+li. La siembra directa puede elevar los niveles de CO con mayor eficiencia en los suelos de textura gruesa, esperándose una menor respuesta en suelos de texturas medias a finas. De tal manera las buenas prácticas de manejo serían más efectivas en suelos de texturas gruesas, con tasas de retención de CO más elevadas.
- La relación entre CO y a+li sigue un comportamiento que puede ser explicado por un polinomio de segundo grado, con excelente ajuste y similar en los sistemas Ag1 y Ag2 (r^2 de 0,91 y 0,86, $P < 0,001$). Se han establecido umbrales para el CO que varían en función del contenido de fracción menor a 50 μm , definiendo al horizonte Ap como "degrado", "conservado" o "con acumulación" de CO. Los umbrales propuestos han demostrado un alto grado de confiabilidad al ser validados con datos externos.

CAPITULO 5. CONSIDERACIONES FINALES.

5.1 Relación entre factores y procesos pedogenéticos, clasificación taxonómica y retención de carbono orgánico en los suelos de la Pampa Austral

Durante el desarrollo del presente trabajo se investigó con un enfoque pedogenético el almacenamiento de carbono orgánico, analizando los factores y procesos que regulan su variación en suelos de la Pampa Austral. El estudio fue jerárquico, abarcando grandes zonas geomorfológicas, para luego analizar las diferentes geoformas y dentro de ellas focalizar el estudio a nivel de pedón (macro a mesoescala). La condición idealizada de "zonalidad", esgrimida como un ambiente estable en el cual la pedogénesis prospera en equilibrio con el clima y la vegetación asociada, no es dominante en la región. Por el contrario, la inestabilidad geomórfica es el escenario más frecuente, expuesta por la presencia de suelos inmaduros, la existencia de paleosuelos y la identificación de numerosos horizontes relícticos.

Siguiendo la metodología de estudio clásica de la pedología, y tratando de establecer la influencia principal de los factores formadores de la ecuación de estado sobre el COS, se planteó el análisis por secuencias simples: topo, clima y litosecuencia. Los resultados derivados de este enfoque reduccionista no fueron coherentes con la realidad del terreno, que puntual o regionalmente reflejó la interacción de los factores formadores. Así se han identificado en este trabajo interacciones de segundo grado (tiempo-relieve; relieve-material parental; relieve-clima edáfico), interacciones triples (tiempo-relieve-material parental) y aún de cuarto orden (tiempo-relieve-clima/edafoclima-material parental).

Como un resultado del presente estudio puede postularse que, en la región, el relieve es el principal factor formador que condiciona la evolución de los suelos y los niveles de CO almacenados. Tanto el relieve actual como el paleo-relieve regulan la profundidad efectiva, el tipo de material parental y la cantidad de agua que circula a través del perfil (edafoclima). Desde el punto de vista jerárquico el relieve ha presentado mayor importancia que el factor clima. Las paleosuperficies cálcicas y petrocálcicas presentes en la base de los suelos son claros rasgos de pedogénesis pasada. Sobre las mismas se han depositado materiales modernos en los que se identifican procesos de edafización recientes. El relieve influye particularmente en los niveles de carbono de la parte superior de los pedones (remoción y/o depositación de materiales con altos niveles de CO, por erosión, aluvionamiento, cumulización). Tanto en la macroescala como en la mesoescala, este factor explicó una buena parte de la variabilidad del COS. Asimismo el relieve controla la ocurrencia e intensidad de los distintos procesos pedogenéticos que ocurren en la escala regional. Se

estableció claramente que el proceso que ejerce mayor influencia en la acumulación de COS es la melanización y que los PP cambian su relación en función de la PE de los suelos. Así los suelos someros presentan una clara tendencia a la melanización intensa, con mayor acumulación de CO en superficie, mientras que los suelos profundos reducen la melanización a favor de la expresión de otros procesos como la iluviación y la alcalinización.

La distribución espacial de los materiales parentales también fue condicionada por el relieve. En situaciones planas o de escaso gradiente predominaron los sedimentos loésicos. En las geformas inestables dominaron los sedimentos eólicos recientes de textura moderadamente gruesa (lomadas relícticas, laderas) o sedimentos aluviales (planicies de inundación). Asociado a los MP se verifican importantes divergencias en los contenidos de COS. Cuando se corrigieron las diferencias por PE y uso de la tierra, los sedimentos aluviales (de escaso uso agropecuario) mostraron los valores de COS más elevados (171 Mg ha^{-1}). Los sedimentos loésicos presentaron un valor medio (108 Mg ha^{-1}) mientras que los sedimentos eólicos recientes de textura moderadamente gruesa tuvieron el menor contenido (81 Mg ha^{-1}). Las diferencias señaladas se vinculan al balance de procesos pedogenéticos que dejan su impronta en la morfología de los perfiles para cada tipo de MP. Los suelos de sedimentos aluviales reflejaron una morfología poligenética (atributo 7 de Mpe), presentando como procesos dominantes a la melanización, gleización y cumulización. Los suelos de sedimentos loésicos mostraron otro tipo de evolución, con presencia de horizontes iluviales desarrollados (atributos 4, 5 y 6 de Mpe). Los procesos dominantes fueron la melanización, iluviación y en algunas posiciones del paisaje paquización y sodificación. Finalmente los sedimentos eólicos más recientes presentaron el menor grado de evolución morfológica (Mpe que alcanza valores de 1 a 3), con casos en los cuales aún se conserva el CaCO_3 primario o bien presentan decarbonatación incipiente y melanización.

El clima puede expresarse en la escala regional con un rango de 580 a 860 mm año^{-1} de PMA, que determina el cambio de un régimen de humedad del suelo ústico al údico. De este modo, los suelos del sector sudoeste (zona 1) tienden a presentar menores valores de COS que los suelos del noreste (zona 4). En los pocos suelos zonales identificados, evolucionados a partir de sedimentos loésicos, el aumento de la precipitación media anual ha permitido un mayor desarrollo pedológico (mayor valor de Mpe) y aumentos en el COS. En algunos de los perfiles estudiados se han detectado evidencias de un paleoclima más húmedo que el actual, expresado por la presencia de horizontes 2Bt o 2Btk subyaciendo a sedimentos eólicos más recientes.

El tiempo manifiesta su impronta en la configuración del paisaje: paleo-pedones evolucionados coexisten con suelos más jóvenes. En otros casos, la paleosuperficie petrocálcica presenta por encima endopedones cálcicos de menor edad, los que son coronados con sedimentos eólicos recientes (lomas), o bien por sedimentos loésicos que

subyacen a los materiales eólicos más modernos, indicando al menos cuatro pulsos de sedimentación con ocurrencia de pedogénesis (posición de laderas). Las discontinuidades temporales y litológicas también son detectables en geformas con ausencia de tosca.

Dentro de los organismos, la acción del hombre se manifiesta con menor intensidad que el resto de los factores formadores. Su intervención en la parte superior de los pedones solamente fue detectable cuando produce un cambio drástico de la cobertura vegetal, ya sea por forestaciones de más de 60 años de implantadas o por uso agrícola extractivo. En la sección de control para familia los niveles de CO no evidenciaron diferencias por cambio de uso de las tierras. Los suelos que integran sistemas agrícolas mixtos o puros presentaron un fuerte control textural, y en función del mismo, una respuesta diferencial a la intensidad de uso.

Los aspectos hasta aquí enunciados tienen su correlato en la clasificación taxonómica de los suelos. En la tabla 49 se presentan las familias identificadas y sus valores de COS y COSC para las taxas cuyo número de pedones fue al menos cuatro.

Tabla 49. Valores de COS y COSC y relación COSC/COS de taxas regionales.

Familia	n	COS*	COSC*	COSC/COS
Hapludol páquico, franco fino	4	175±31**	68±11	0,39
Argiudol páquico, franco fino	4	158±30	76±24	0,48
Paleudol petrocálcico, franco fino, profundo	5	129±46	61±35	0,47
Argiudol típico franco fino	7	109±28	38±10	0,35
Paleudol petrocálcico, arcilloso fino, moderadamente profundo	5	101±23	38±12	0,38
Paleudol petrocálcico, franco fino, moderadamente profundo	15	97±16	41±7	0,42
Paleustol petrocálcico, franco fino, profundo	4	92±35	44±13	0,48
Paleustol petrocálcico, franco fino, moderadamente profundo	11	91±25	31±12	0,35
Paleustol petrocálcico, franco grueso, moderadamente profundo	9	70±8	30±4	0,42

*: Mg ha⁻¹; **: Desvío estándar.

La relación entre retención de CO y procesos pedogenéticos se refleja claramente en la clasificación a nivel de familia. Los taxones que retienen mayor cantidad de COS son aquellos donde ocurrió paquización. Los Paleudoles petrocálcicos profundos superaron en contenido de COS a los Argiudoles típicos, pese a tener menos de 1,5 m de profundidad. Esto se relaciona a que en los primeros predominó la melanización, mientras que la iluviación que caracteriza a los Argiudoles determinó un menor almacenamiento de CO. El clima expresó su impronta sobre el COS cuando se compararon Paleudoles y Paleustoles de similar familia por clase de tamaño de partícula y profundidad efectiva. Finalmente, el material parental se expresa al comparar Paleustoles generados a partir de sedimentos eólicos recientes (familia franco gruesa) y Paleustoles generados a partir de sedimentos loésicos (familia franco fina), presentando los primeros un 23 % menos de COS.

5.2 Recomendaciones de uso y manejo tendientes a aumentar los niveles de COS en la región

Los resultados obtenidos en el presente estudio evidencian que en aquellos suelos que pueden desarrollarse actividades agropecuarias las recomendaciones de prácticas de uso y manejo que mantengan y/o aumenten el nivel de CO₀₋₂₅ deben realizarse en función del tipo de materiales parentales. Los suelos evolucionados a partir de sedimentos aluviales presentan elevados valores de CO₀₋₂₅ y limitada capacidad agrícola. La recomendación de buenas prácticas para este grupo incluye pastoreos racionales intensivos de la vegetación natural, con tiempos largos de recuperación y clausuras bianuales de áreas degradadas. En los sectores de mayor calidad edáfica pueden sembrarse especies forrajeras tolerantes a exceso de agua y sales.

En las tierras con capacidad agrícola, mixta o ganadera se diferencian aquellos suelos generados a partir de sedimentos eólicos recientes (texturas franco arenosas), que presentan una menor resistencia a la reducción del CO de los originados a partir de sedimentos loésicos (texturas franco a franco arcillosas). Tomando como referencia al uso ganadero, los usos G-A y A-G han producido mermas 24 y 35 % en CO₀₋₂₅ para sedimentos eólicos recientes. En los sedimentos loésicos la reducción es de 6, 9 y 15 % para usos G-A, A-G y G, respectivamente. Por su parte, F incrementa el valor de CO₀₋₂₅ en 62 y 44 % para los materiales recientes y loésicos. Los sedimentos eólicos recientes bajo uso agrícola liberan CO a mayor velocidad que los sedimentos loésicos, pudiendo a su vez alcanzar mayores tasas de retención. Los cambios de uso recomendados deben focalizarse sobre los suelos de mayor fragilidad, dado su alta proporción de componentes resistentes a la meteorización y desfavorable capacidad de retención hídrica, pudiéndose lograr en los mismos tasas de secuestro de carbono del orden de 0,1 a 0,5 Mg ha⁻¹año⁻¹ para cambio a usos pastoriles y forestales, respectivamente.

Respecto a la intensidad del uso agrícola, se estableció que la misma impacta de manera diferente sobre el CO en función de la textura del suelo. Los contenidos de CO fueron mayores en los suelos de texturas más finas, superando en un 61 y 100 % a aquellos de texturas gruesas. Este último grupo fue el único que presentó reducción de CO en 0-10 cm por una mayor intensidad de uso, con mermas del 60 % por LC respecto a SD o LC con inclusión de pasturas o verdes. El uso de buenas prácticas como la inclusión de pasturas y sistema en siembra directa permitiría alcanzar en suelos de texturas gruesas tasas de secuestro de 0,8 y 0,7 Mg ha⁻¹ año⁻¹ de CO respecto sistemas agrícolas con labranza convencional. Los niveles de secuestro serían más erráticos en las texturas finas, oscilando entre 0,23 a 0,43 Mg ha⁻¹ año⁻¹. La recomendación es priorizar a los suelos de textura

gruesa en la incorporación de buenas prácticas para las tierras agrícolas de la región, ya que son capaces de lograr elevadas tasas de retención de carbono.

5.3 Modelo Conceptual y probabilístico de COS

En el diagrama conceptual presentado en la Fig. 40 se jerarquiza el impacto de los factores formadores sobre los procesos pedogenéticos que regulan el nivel de COS de la región, tal como fue explicitado en el ítem 5.1.

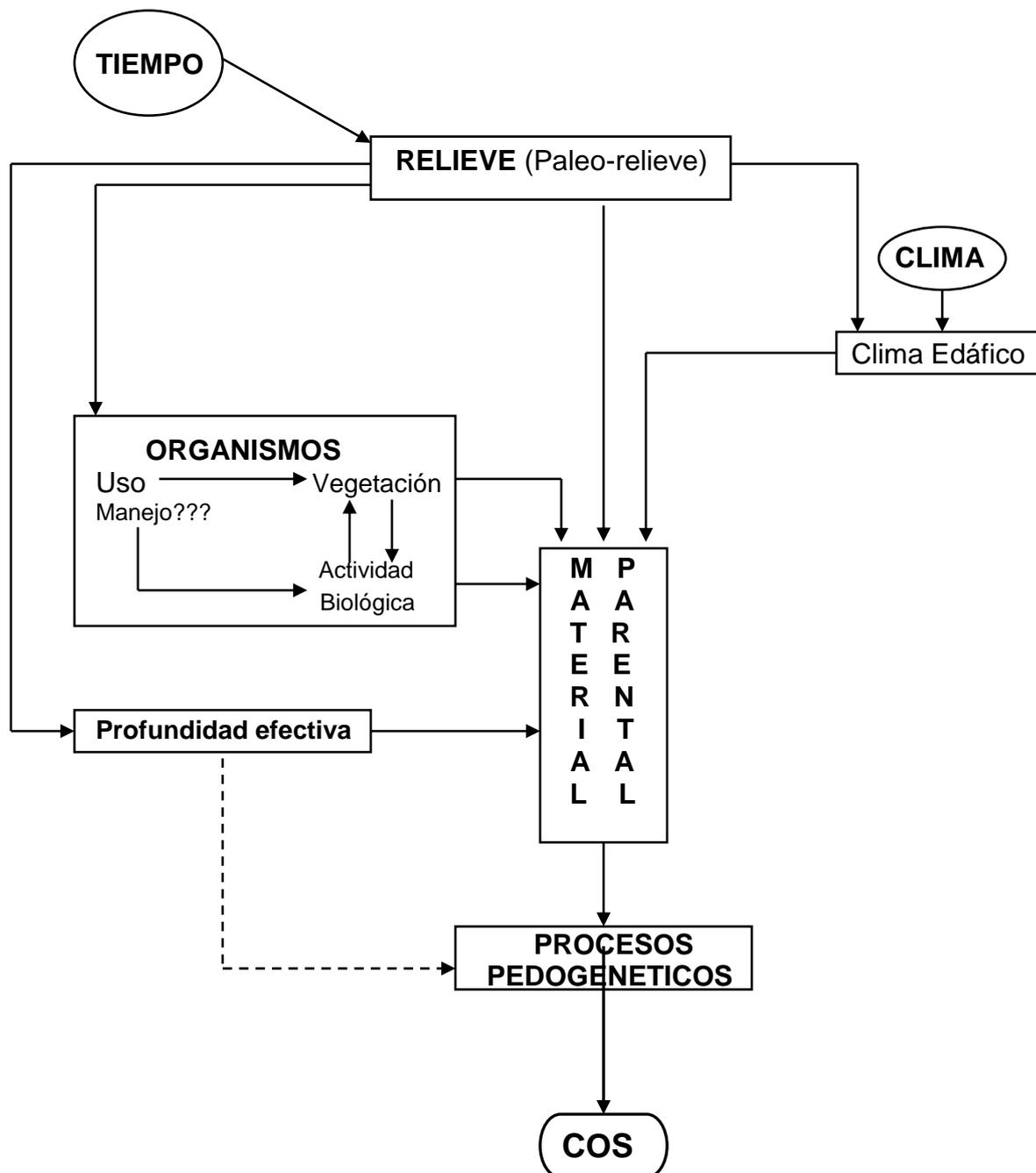


Figura 40. Diagrama conceptual de Factores y Procesos que regulan el COS.

A partir de la jerarquización realizada, es factible determinar las probabilidades de ocurrencia de cada taxa a nivel de familia y estimar el nivel de COS que es posible alcanzar en las diversas geoformas que integran el paisaje de la Pampa Austral (Tabla 50).

Tabla 50. Distribución de probabilidades (valores entre paréntesis) de familias y COS en función de Zo, Geo y MP.

Zo	Geo	MP	Familia	COS	
Zo1 (0,13)	PN (0,20)	SER (0,30)	Haplustol éntico, franco grueso (0,35)	134	
			Paleustol petrocálcico franco grueso, mod. profundo (0,35)	61	
			Paleustol petrocálcico franco grueso, profundo (0,30)	83	
		SL (0,70)	Paleustol petrocálcico franco fino, somero (0,14)	72	
			Paleustol petrocálcico franco fino, mod. profundo (0,42)	69-91	
			Paleudol petrocálcico franco fino, mod. profundo (0,30)	82-95	
	Paleudol petrocálcico arcilloso fino, mod. profundo (0,14)		80		
	LR (0,10)	SER (0,25)	Paleustol petrocálcico franco grueso, mod. profundo (0,95)	81	
		SL (0,75)	Paleustol petrocálcico franco fino, mod. profundo (0,95)	66-142	
	LS (0,35)	SER (0,40)	Paleustol petrocálcico franco grueso, somero (0,25)	45-46	
			Paleustol petrocálcico franco grueso, mod. profundo (0,63)	62-79	
			Paleustol petrocálcico franco grueso, profundo (0,12)	156	
		SL (0,60)	Paleustol petrocálcico franco fino, somero (0,12)	62	
			Paleustol petrocálcico franco fino, mod. profundo (0,20)	99-111	
			Paleudol petrocálcico franco fino, mod. profundo (0,30)	81-95	
	LC (0,14)	SER (0,50)	Calciustol típico franco grueso (0,30)	127	
			Haplustol éntico franco grueso (0,40)	82	
			Paleustol petrocálcico franco grueso, somero (0,30)	85	
		SL (0,50)	Natrustalf típico franco fino (0,33)	94	
			Natrustol típico franco fino (0,67)	63-73	
			P (0,10)	SER (0,17)	Haplustol típico franco grueso (0,50)
	Haplustol ácuico, franco grueso (0,50)	82			
	SL (0,83)	Ustipsamment thapto mólico (0,20)		154	
Haplustol típico franco fino (0,20)		97			
Haplustol páquico franco fino (0,20)		180			
LII (0,11)	SA (0,95)	Argiudol páquico franco fino (0,20)	185		
		Argiudol páquico arcilloso fino (0,20)	212		
		Endoacuol cumúlico franco grueso (0,33)	211-255		
		Endoacuol cumúlico franco fino (0,17)	246		
	SER (0,20)	Hapludol cumúlico franco fino (0,33)	166-258		
		Hapludol fluvacuéntico franco fino (0,17)	168		
		Calciusteps petrocálcico arenoso, mod. profundo (0,95)	30		
		PN (0,34)	SL (0,80)	Paleudol petrocálcico franco fino, mod. profundo (0,38)	77-104
				Paleudol petrocálcico franco fino, profundo (0,13)	166
				Paleudol petrocálcico arcilloso fino, mod. profundo (0,12)	75
Argiudol típico, franco fino (0,13)	99				
Argiudol páquico, franco fino (0,12)	176				
Zo2 (0,22)	LS (0,28)	SL (0,95)	Hapludol páquico, franco fino (0,12)	202	
			Paleudol petrocálcico franco fino, profundo (0,15)	183	
			Argiudol típico franco fino (0,57)	71-107	
			Argiudol páquico franco fino (0,14)	117	
			Hapludol páquico franco fino (0,14)	134	
	LC (0,05)	SL (0,95)	Hapludol cálcico franco grueso (0,95)	96	
	P (0,02)	SL (0,95)	Hapludol páquico franco fino (0,95)	131	
	LII (0,05)	SL (0,95)	Natrudalf típico franco fino (0,45)	48	
			Natrudol típico franco fino (0,45)	64	
	VI (0,26)	SL (0,95)	Hapludol típico franco fino (0,20)	128	
Argiudol típico franco fino (0,40)			128-160		
Argiudol páquico franco fino (0,20)			128-160		
Argiudol páquico arcilloso fino (0,20)			245		

Tabla 50. Continuación.

Zo	Geo	MP	Familia	COS
Zo3 (0,49)	SER (0,15)		Calciusteps petrocálcico, arenoso, profundo (0,20)	61
			Paleustol petrocálcico franco grueso, mod. profundo (0,60)	70
			Paleustol petrocálcico franco grueso, profundo (0,20)	88
	PN (0,70)		Paleustol petrocálcico franco fino, mod. profundo (0,19)	64-109
			Paleudol petrocálcico franco fino somero (0,06)	96
	SL (0,85)		Paleudol petrocálcico franco fino mod. profundo (0,50)	67-138
			Paleudol petrocálcico franco fino profundo (0,13)	69-167
			Paleudol petrocálcico arcilloso fino, somero (0,12)	90-104
	LS (0,18)	SL (0,95)	Paleudol petrocálcico franco fino, somero (0,60)	49-72
			Paleudol petrocálcico arcilloso fino, mod. profundo (0,40)	112
LII (0,12)	SA (0,95)		Endoacuepts sódico, franco fino (0,95)	108
Zo4 (0,16)	PN (0,40)	SL (0,95)	Natrudol típico, franco fino (0,20)	153
			Paleudol petrocálcico franco fino profundo (0,20)	120
			Paleudol petrocálcico arcilloso fino mod. profundo (0,40)	110-129
	LS (0,15)	SL (0,95)	Hapludol páquico, franco fino (0,20)	185
			Paleudalf petrocálcico, franco fino, somero (0,90)	62
	PC (0,45)	SL (0,95)	Natrustalf típico, franco fino (0,20)	43
Natracuulf mólico, franco fino (0,40)			66-99	
Natracuol típico, franco fino (0,20)			73	
			Natralbol típico, franco fino (0,20)	129

Zo: zonas geomorfológicas; Geo: geoformas; MP: materiales parentales; COS: carbono orgánico de suelo en Mg ha⁻¹; PN: planos normales; LR: lomadas relícticas; LS: laderas simples; LC: laderas complejas; P; paleocauces; LII: llanuras de inundación; VI: Valles interserranos; PC: planos cóncavos; SER: sedimentos eólicos recientes; SL: sedimentos loésicos; SA: sedimentos aluviales.

El gran número de taxas segregadas a nivel de familia deja en evidencia la complejidad pedológica de la Pampa Austral. La información aquí presentada, correspondiente a las distintas unidades de paisaje, constituye una adecuada base para la actualización de la cartografía edafológica regional. Las taxas de suelos y los valores de COS se asocian según la escala jerárquica propuesta. Asimismo este tipo de producto permite a los potenciales usuarios interesados conocer la distribución relativa de los suelos y su comportamiento en los distintos escenarios (zonas-geoformas), logrando una mayor certidumbre en la toma de decisiones sobre el uso y prácticas recomendadas que permitan mantener e incrementar el nivel de carbono orgánico en las tierras de la región estudiada.

CAPITULO 6. BIBLIOGRAFIA

- Aapresid. 2012. Evolución de la superficie bajo Siembra Directa en Argentina (Campañas 77/78 – 10/11). RL: <http://www.aapresid.org.ar/superficie/>
- Abel T & J Stepp. 2003. A New Ecosystems Ecology for Anthropology. *Conservation Ecology* 7 (3): 12. [online] URL: <http://www.consecol.org/vol7/iss3/art9>.
- Alvarez R & R S Lavado. 1998. Climate, organic matter and clay content relationships in the Pampa and Chaco soils, Argentina. *Geoderma* 83: 127–141.
- Alvarez R. 2002. Stocks de carbono en suelos pampeanos: modelo estimativo de niveles de equilibrio. *Actas del XVIII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. Puerto Madryn, Chubut. 5 p.
- Amelung W, Flach K W & W Zech. 1999. Lignin in particle-size fractions of native grassland soils as influenced by climate. *Soil Science Society of America Journal* 63: 1222–1228.
- Amiotti N, Blanco M C & L F Sanchez. 2001. Complex pedogenesis related to differential aeolian sedimentation in microenvironments of the southern part of the semiarid region of Argentina. *Catena* 43: 137–156.
- Amiotti N, Bravo O & L Lageyre. 2006. Levantamiento edafológico de alta intensidad en paisajes poligenéticos. *Actas XX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. 19 al 22 de Septiembre de 2006. Salta-Jujuy, Argentina.
- Amiotti N, Bravo O, Zalba P & N Peinemann. 2007. Effect of landscape position on the acidification of loess-derived soils under *Pinus radiata*. *Austral Ecology* 32: 534-540.
- Amiotti N, Villalba V, Zalba P & E Schmidt. 2012. Cantidad y Calidad de la materia orgánica en ecosistemas forestales antrópicos. *Actas XIX Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo*. 16 al 20 de Abril 2012, Mar del Plata, Argentina.
- Amiotti N, Zalba P, Sánchez L F & N Peinemann. 2000. The impact of single trees on properties of loess-derived grassland soils in Argentina. *Ecology* 81: 283-290.
- Amundson R & H Jenny. 1991. The place of humans in the state factor theory of ecosystems and their soils. *Soil Science* 151: 99-109.
- Arnold, R W. 1983. Concepts of soils and pedology. In: *Pedogenesis and Soil Taxonomy: I. Concepts and Interactions*. Wilding L P, Smeck N E & Hall G F Eds. Elsevier, Amsterdam. Chapter 1: 1–21.

- Arrouays D & P Pelissier. 1994. Changes in carbon storage in temperate humic loamy soils after clearing and continuous corn cropping in France. *Plant and Soil* 160: 215-223.
- Austin A, Piñeiro G, & M Gonzalez Polo. 2006. More is less: agricultural impacts on the N cycle in Argentina. *Biogeochemistry* 79: 45–60.
- Barker T, Bashmakov I, Bernstein L, Bogner J E, Bosch P R, Dave R, Davidson O R, Fisher B S, Gupta S, Halsnaes K, Heij G J, Kahn Ribeiro S, Kobayashi S, Levine M D, Martino D L, Masera O, Metz B, Meyer L A, Nabuurs G J, Najam A, Nakicenovic N, Rogner H H, Roy J, Sathaye J, Schock R, Shukla P, Sims R E, Smith P, Tirpak D A, Urge-Vorsatz D & D Zhou. 2007. Technical Summary. In: *Climate Change 2007: Mitigation. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. B Metz, O R Davidson, P R Bosch, R Dave & L A Meyer Eds. Cambridge University Press, NY, USA. 420 p.
- Batjes N H. 1998. Mitigation of atmospheric CO₂ concentrations by increased carbon sequestration in the soil. *Biology and Fertility of Soils* 27: 230–235.
- Batjes, N H. 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science* 47, 151-163.
- Berhongaray G & R Alvarez. 2010. Modelización de los contenidos de carbono de los suelos pampeanos según el tipo de uso y vegetación. *Actas XXII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. Rosario, Santa Fe.
- Berhongaray G, R Alvarez & R Cantet. 2010. Cambios en los contenidos de carbono de los suelos pampeanos por el uso. *Actas XXII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. Rosario, Santa Fe.
- Bidart, S. 1993. Textural characterization and stratigraphic aspects of the late pleistocene-holocene eolian sediments in the Sierra de la Ventana Area, Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary International* 17: 39-47.
- Birkeland P W. 1999. The soil profile, horizon nomenclature, and soil characteristics. In: *Soil and Geomorphology*. P W Birkeland Ed. Oxford University Press. NY, USA. Chapter 1: 24-38.
- Blake, G R, K H Hartge. 1986. Bulk Density. In: *Methods of Soil Analysis, Part I. Physical and Mineralogical Methods*. A. Klute editor. Agronomy Monograph N° 9 (2nd ed.). 363-375.
- Blanco M C & G Stoops. 2007. Genesis of pedons with discontinuous argillic horizons in the Holocene loess mantle of the southern Pampean landscape, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 23: 30–45.
- Blanco, M C, Amiotti, N M & E Schmidt. 2012. Variabilidad pedogenética y materia orgánica en la cuenca del Sauche Chico. *Actas XIX Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo*. 16 al 20 de Abril 2012, Mar del Plata, Argentina.

- Bockheim J G, Gennadiyev A N, Hanner R D & J P Tandarich. 2005. Historical development of key concepts in pedology. *Geoderma* 124: 23-36.
- Bockheim, J G & A N Gennadiyev. 2000. The role of soil-forming processes in the definition of taxa in Soil Taxonomy and the World Soil Reference Base. *Geoderma* 95: 53-72.
- Bockheim, J G & A N Gennadiyev. 2009. The value of controlled experiments in studying soil-forming processes: A review. *Geoderma* 152: 208-217.
- Brantley S L, Goldhaber M B & K V Ragnarsdottir. 2007. Crossing disciplines and scales to understand the critical zone. *Elements* 3: 307-314.
- Bravo O & J C Silenzi. 2002. Strip cropping in the semi-arid region of Argentina: control of wind erosion and soil water accumulation. *Soil Science* 167: 346-352.
- Bravo O & N Amiotti. 2010. Incidencia de los factores pedogenéticos sobre el almacenamiento de carbono en la Llanura Sub-Ventánica Occidental. *Actas XXII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. Rosario, Santa Fe.
- Bravo O, Blanco M C & N Amiotti. 2007. Control factors in the segregation of Mollisols and Aridisols of the semiarid-arid transition of Argentina. *Catena* 70: 220-228.
- Bray R H & L T Kurtz. 1945. Determination of total, organic and available forms of phosphorous in soils. *Soil Science* 59: 39-45.
- Bredja J J, Mausbach M J, Goebel J J, Allan D L, Dao T H, Karlen D L, Moorman TB & J L Smith. 2001. Estimating surface organic carbon content at regional escale using the national resource inventory. *Soil Science Society of America Journal* 65: 842-849.
- Brejda J, T Moorman, D Karlen & T Dao. 2000. Identification of Regional Soil Quality Factors and Indicators: I. Central and Southern High Plains. *Soil Science Society of America Journal* 64: 2115-2124.
- Buol S W, Southard R J, Graham R C & P A Mc Daniel. 2003. *Soil Genesis and Classification*. Iowa State Univ. Press, Ames, USA. 494 p.
- Buschiazzo D E, Hevia G G, Hepper E N, Urioste A, Bono AA & F Babinec. 2001. Organic C, N and P in size fractions of virgin and cultivated soils of the semi-arid pampa of Argentina. *Journal Arid Environmental* 48: 501-508.
- Buytaert W, Deckers J & G Wyseure. 2007. Regional variability of volcanic ash soils in south Ecuador: the relation with parent material, climate and land use. *Catena* 70: 143-154.
- Cacchiarelli J, J A Galantini & R A Rosell. 2008. Estabilidad estructural y P en fracciones de agregados en la cuenca del Aº El Divisorio (Coronel Pringles, BA). *Ciencia del Suelo*, 26: 71-79.
- Carbone M E, Píccoli M C & G M E Perillo. 2003. Caracterización climática de la cuenca del arroyo Claromecó, Argentina. *Papeles de Geografía*. 38: 41-60.

- Ciampitti I A, García F O, L I Picone & G Rubio. 2011. Soil carbon and phosphorus pools in field crop rotations in pampean soils of Argentina. *Soil Science Society of America Journal*, 75: 616-625.
- Cosentino V R N & M A Taboada. 2012. Emisiones de N₂O: efectos de la temperatura, los nitratos y el cultivo. *Actas XIX Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo*. 16 al 20 de Abril 2012, Mar del Plata, Argentina.
- Crespo M B & R A Rosell. 1990. Change of properties of humic substances in an edaphic climosequence. *Agrochimica* 34: 193-200.
- De Deyn G B, Cornelissen H C & R D Bardgett. 2008. Plant functional traits and soil carbon sequestration in contrasting biomes. *Ecology Letters* 11: 516-561.
- Di Rienzo J.A., Casanoves F., Balzarini M.G., Gonzalez L., Tablada M., Robledo C.W. *InfoStat versión 2013*. Grupo InfoStat, FCA, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. URL <http://www.infostat.com.ar>
- Diaz-Zorita M & D E Buschiazzo. 2006. The Potential for Soil Carbon Sequestration in the Pampas. In: *Carbon Sequestration in Soils of Latin America*. Lal R, Cerri C, Bernoux M, Etchevers J & E Cerri Eds. Haworth Press, New York, USA. Cap.16: 369-382.
- Eswaran H, Beinroth F & P Reich. 1999. Global land resources and population supporting capacity. *America Journal Alternative Agricultural* 14:129-136.
- Eswaran H, Lal R & P F Reich. 2001. Land Degradation: an overview. In: *Responses to Land Degradation*. Bridges, E.M., I.D. Hannam, L.R. Oldeman, F.W.T. Pening de Vries, S.J. Scherr, and S. Sompatpanit (eds.) Proc. 2nd. International Conference on Land Degradation and Desertification, Khon Kaen, Thailand. Oxford Press, New Delhi, India. [online] URL: <http://soils.usda.gov/use/worldsoils/papers/land-degradation-overview.html>.
- Eswaran H, Van Der Berg C & P Reich. 1993. Organic carbon in soils of the world. *Soil Science Society of America Journal* 57: 192-194.
- Eswaran H. 2008. Land Degradation and Agricultural Productivity. En: *Linking Land Quality, Agricultural Productivity, and Food Security*. AER-823, USDA Economic Research Service. Cap. 4: 8-34. [online] URL: <http://soils.usda.gov/use/worldsoils/papers/land-degradation-overview.html>.
- Fanning D S & M C B Fanning. 1989. *Soil Morphology, Genesis and Classification*. J Wiley & Sons Ed., NY. 395 pp.
- FAOSTAT. 2006. Statistical Database. URL: <http://faostat.fao.org>.
- Ferrer J A. 1998. Alfisoles de Argentina. *Actas del XVI Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo* (Relato): 389-402.

- Follett R F, Stewart C E, Pruessner E G & J M Kimble. 2012. Effects of climate change on soil carbon and nitrogen storage in the US Great Plains. *Journal of Soil and water Conservation* 67: 331-342.
- Franzluebbers A J & M A Arshad. 1996. Soil organic matter pools with conventional and zero tillage in a cold, semiarid climate. *Soil & Tillage Research* 39: 1-11.
- Galantini J A. 1994. Modelos de simulación de la dinámica de la materia orgánica en la región semiárida bonaerense. *Tesis Magíster en Ciencias Agrarias*. Departamento de Agronomía, Universidad Nacional del Sur. 75 p.
- Galantini J A & R A Rosell. 1997. Organic fractions, N, P and S changes in an Argentine semiarid Haplustoll under different cropSequences *Soil & Tillage Research* 42: 221-228.
- Galantini J A & R A Rosell. 2002. Secuestro de carbono en suelos de la región semiárida bonaerense. *Actas XIII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. 16 al 19 de Abril de 2004, Puerto Madryn, Chubut, Argentina. 16 p.
- Galantini J A, Senesi N, Brunetti G & R A Rosell. 2004. Influence of texture on organic matter distribution and quality and nitrogen and sulphur status in semiarid Pampean grassland soils of Argentina. *Geoderma* 123: 143-152.
- Galantini J, Iglesias J, Landriscini M, Suñer L & G Minoldo. 2008. Calidad y dinámica de las fracciones orgánicas en sistemas naturales y cultivados. *En: Estudio de las fracciones orgánicas en suelos de la Argentina*. Edi UNS. Pag. 71-95.
- Galantini J, Iglesias J, Mainero C & C Kleine. 2007. Efecto de largo plazo sobre la materia orgánica del suelo. *En: La siembra directa en sistemas productivos del Sur y Sudoeste bonaerense*. Editor: J A Galantini. Revista técnica especial Aapresid: 11-15.
- García F, Picone L & A Berardo. 2005. Fósforo. *En: Fertilidad de suelos y fertilización de cultivos*. H Echeverría y F García Editores. Ediciones INTA, Balcarce. Cap. 5: 99-121.
- García-Pausas J, Casals P, Camarero L, Huguet C, Sebastiá M T, Thompson R & J Romanyá. 2007. Soil organic carbon storage in mountain grasslands of the Pyrenees: effects of climate and topography. *Biogeochemistry* 82: 279-289.
- Gomez M, H Krüger & M Sagardoy. 1996. Actividad biológica en un suelo de la zona semiárida bonaerense cultivado con la secuencia soja-trigo bajo tres prácticas culturales. *Ciencia del suelo* 14: 37-41.
- Gonzalez Uriarte M & E Navarro. 2005. Geomorfología, relación suelo paisaje y Composición pedial. *En: Geoambiente y evaluación de las aguas freáticas del Partido de Coronel Dorrego (Provincia de Buenos Aires)*. Editorial Edi-UNS, Bahía Blanca. Cap. 2: 27-52.
- Gonzalez Uriarte M. 1984. Características geomorfológicas de la porción continental que rodea a la Bahía Blanca. *Actas del IX Congreso Geológico Argentino*, Bariloche. Vol. III: 556-576.

- Grau, H R & M Aide. 2008. Globalization and land-use transitions in Latin America. *Ecology and Society* 13(2): 16. <http://www.ecologyandsociety.org/vol13/iss2/art16>.
- Guo Y, Gong P, Amundson R & Q Yu. 2006. Analysis of factors controlling soil carbon in the conterminous United States. *Soil Science Society of America Journal* 70: 601-612.
- Harden J. 1982. A quantitative index of soil development from field descriptions: examples from a chronosequence in central California. *Geoderma* 28: 1-28.
- Hassink J. 1997. The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. *Plant and Soil* 191: 77-87.
- Heimann M & M Reichstein. 2008. Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedbacks. *Nature* 451: 289-292.
- Hevia G G, Buschiazzi D E & M Diaz Raviña. 2008. Variación estacional de compuestos orgánicos del suelo en diferentes sistemas de labranza. *En: Estudio de las fracciones orgánicas en suelos de la Argentina*. Edi UNS. Pag. 147-170.
- Hevia G G, Buschiazzi D E, Hepper E N, Urioste A M & E L Antón. 2003. Organic matter in size fractions of soil of the semiarid Argentina. Effects of climate, soil texture and management. *Geoderma* 116: 265-277.
- Hall G F, Daniels R B & J E Foss. Rate of Soil Formation and Renewal in the USA. In: *Determinants of Soil Loss Tolerance*. Schmid B L, Allmaras R R, Mannering J V & R I Papendick Eds. ASA and SSSA Special Publication Number 45. Madison, WI, USA. Chapter 3: 23-39.
- Hole F. 1961. A classification of pedoturbations and some other processes and factors of soil formation in relation to isotropism and anisotropism. *Soil Science* 91: 375-377.
- INDEC. 2002. Censo Nacional Agropecuario 2002. <http://www.indec.gov.ar>.
- INTA. 1989. Mapa de Suelos de la Provincia de Buenos Aires 1:500.000. 525 p.
- IPCC. 2006. Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. Volume 4 Agriculture, Forestry and Other Land Use. Chapter 5: Cropland, 66 p.
- IPCC. 2007a. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC. 2007b. Climate Change 2007: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment. Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [B. Metz, O.R. Davidson, P.R. Bosch, R. Dave, L.A. Meyer (eds)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., 851 pp.

- IPCC. 2001. Climate Change 2001: Impacts, Adaptation & Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) James J. McCarthy, Osvaldo F. Canziani, Neil A. Leary, David J. Dokken and Kasey S. White Eds. Cambridge University Press, UK. 1000 p.
- Iriondo M. 1999. Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. *Quaternary International* 57/58: 93-112.
- Izaurrealde R C, Rosenberg N & R Lal. 2000. Mitigation of climate change by soil carbon sequestration: issues of science, monitoring and degraded land. *Advances in Agronomy*, 70: 1-75.
- Jenny H. 1941. Factors of Soil Formation. A System of Quantitative Pedology. ED. Mc. Graw-Hill, USA. 281 p.
- Jenny H. 1946. Arrangement of soil series and types according to functions of soil-forming factors. *Soil Science* 61, 375-391.
- Jobágy E G, Vasallo M, Farley K A, Piñeiro G, Garbulsky M F, Noretto M D, Jackson R B & J M Paruelo. 2006. Forestación en pastizales: hacia una visión integral de sus oportunidades y costos ecológicos. *Agrociencia* 10: 109-124.
- Jobágy E G & R B Jackson. 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications* 10(2): 423-436.
- Jobágy E G & R B Jackson. 2003. Patterns and mechanisms of soil acidification in the conversion of grasslands to forests. *Biogeochemistry* 64: 205-229.
- Johnson D L. 1990. Biomantle evolution and the redistribution of earth materials and artifacts. *Soil Science* 149: 84-102.
- Kiessling, R J. 2012. Cambios en algunas propiedades químicas y físicas del suelo en sistemas productivos del sudoeste bonaerense: efecto del sistema de labranza, nivel de fertilización nitrogenada y pastoreo directo. *Tesis Magíster en Ciencias Agrarias*. Departamento de Agronomía, Universidad Nacional del Sur. 120 p.
- Krüger H, Venanzi S & J A Galantini. 2005. Rotación y cambios en propiedades químicas de un hapludol típico del sudoeste bonaerense bajo labranza. *Boletín Informativo EEA INTA Bordenave*. 8 p.
- Lal R, Follet F, Stewart B A & J M Kimble. 2007. Soil Carbon Sequestration to mitigate climate change and advance food security. *Soil Science* 172 (12): 943-967.
- Lal R. 2000. World cropland soils as a source of sink for atmospheric carbon. *Advances in Agronomy* 71: 145-191.
- Lal R. 2003. Global potential of soil C sequestration to mitigate the greenhouse effect. *Critical Review of Plant Science* 22: 151-184.
- Lal R. 2004. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma* 123: 1-22.

- Lal R. 2006. Soil Carbon Sequestration in Latin America. En: *Carbon Sequestration in Soils of Latin America*. R Lal, C Cerri, M Bernoux, J Etchevers & E Cerri (Eds). The Haworth Press Inc. NY, USA. Chapter 3: 49-64.
- Lal R. 2007. Anthropogenic influences of world soils and implications to global food security. *Advances in Agronomy* 93: 69-93.
- Lal R. 2009a. Soils and world food security. *Soil & Tillage Research* 102: 1-4.
- Lal R. 2009b. Soil quality impacts of residue removal for bioethanol production. *Soil & Tillage Research* 102 : 233–241.
- Langohr R, Scoppa C O & A Van Wambeke. 1976. The use of a comparative particle size distribution index for the numerical classification of soil parent materials: application to Mollisols of the Argentinean Pampas. *Geoderma* 15: 305-312.
- Laya H A & L F Sanchez. 1975. Cartografía semidetallada de los suelos de la región de Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires. *Suplemento IDIA: Actas de la 7a Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo*. Bahía Blanca, Buenos Aires. 444-454.
- Legrende, L & P Legrende. 1984. *Écologie numerique*. Vol 2, 2nd ed. Masson and Presses ed. Université du Québec. 335 pp
- Leifeld L. 2006. Soils as sources and sinks of greenhouse gases. En: *Function of Soils for Human Societies and the Environment*. E Frossard, W E Blum & B P Warkentin Eds. Geological Society, London, Special Publications N° 266: 23–44.
- León R J & S E Burkart. 1998. El pastizal de la Pampa Deprimida: estados alternativos. *Ecotrópicos* 11 (2): 121-130.
- Lin H. 2005. From the Earth's Critical Zone to Mars Exploration: can Soil Science enter its Golden Age?. *Soil Science Society of America Journal* 69: 1351-1353.
- Miglierina A M, Iglesias J O, Landriscini M R, Galantini J A & R A Rosell. 2000. The effects of crop rotation and fertilization on wheat productivity in the Pampean semiarid region of Argentina.1: Soil physical and chemical properties. *Soil & Tillage Research* 53: 129-135.
- Miller A, Amundson R, Burke IC & C Yonker. 2004. The effect of climate and cultivation on soil organic C and N. *Biogeochemistry* 67: 57-72.
- Montero, F. 2000. Microbiología y bioquímica de suelos cultivados bajo siembra directa. *Tesis Magíster en Ciencias Agrarias*. Departamento de Agronomía, Universidad Nacional del Sur. 348 p.
- Moreno I S. 2000. La materia orgánica y el uso del suelo. Su impacto sobre propiedades físicas. *Tesis Magíster en Ciencias Agrarias*. Departamento de Agronomía, Universidad Nacional del Sur. 88 p.

- Nelson D W & L E Sommers. 1982. Total carbon, organic carbon and organic matter. In: *Methods of soil analysis, Part 2. Chemical and Microbiological properties*. A L Page, R H Miller and D R Keeny (Editors), ASA and SSSA, Madison, WI. 539-579.
- NRCS-USDA. 2008. Soil Organic Carbon Map. In: World Soil Resources Map Index. <http://soils.usda.gov/use/worldsoils/mapindex>.
- Oades J M. 1984. Soil organic matter and structural stability, mechanisms and implications for management. *Plant and Soil* 76: 319-337.
- Oldeman, L R. 1994. The global extent of soil degradation. In: *Soil Resilience and Sustainable Land Use*. Greenland D J & I Szabolcs Editors. CAB International, Wallingford, pp 99-118.
- Olson K R. 2007. Soil Organic Carbon Storage in Southern Illinois Woodland and Cropland. *Soil Science* 172: 623-630.
- Parton W J, Schimel D S, Cole C V & D S Ojima. 1987. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in great plains grasslands. *Soil Science Society of America Journal* 51: 1173-1179.
- Paul K I, Polglase P J, Nyakuengama J G & P K Khanna. 2002. Change in soil carbon following afforestation. *Forest Ecology and Management* 168: 241–257.
- Pazos M S & S A Mestalan. 2002. Variability of Depth to Tosca in Udolls and Soil Classification, Buenos Aires Province, Argentina. *Soil Science Society of America Journal* 66: 1256–1264.
- Picone L, I Capozzi, E Zamuner, H Echeverria & H Sainz Rozas. 2007. Transformaciones de fósforo en un Molisol bajo sistemas de labranza contrastantes. *Ciencia del Suelo*, 25: 99-107.
- Poeplau C & A Don. 2012. Sensitivity of soil organic carbon stocks and fractions to different land-use changes across Europe. *Geoderma* 192: 189–201
- Prieto A R. 1996. Late Quaternary Vegetational and Climatic Changes in the Pampa Grassland of Argentina. *Quaternary Research* 45: 73-88.
- Quiroga A R, D E Buschiazzi & N Peinemann. 1996. Soil organic matter particle size fractions in soils of semiarid Argentinian pampas. *Soil Science* 161:104-108.
- Quiroga A R. 2002. Indicadores de calidad de suelos en Mollisoles de la región semiárida pampeana. Relación con el manejo y productividad de cultivos. *Tesis Doctor en Agronomía*. Departamento de Agronomía, Universidad Nacional del Sur. 189 p.
- Quiroga A, Bono A & I Frasier. 2012. Materia orgánica del suelo. En: *Manual de fertilidad y evaluación de suelos*. Quiroga A & A Bono Eds. EEA INTA Anguil. Cap. 3: 26-38.
- Ramos V. 1999. Las provincias geológicas del territorio Argentino. En: *Geología Argentina. Anales N° 29*. Caminos R Ed. Cap. 3: 41-96.

- Rawls, W J. 1983. Estimating soil bulk density from particle size analysis and organic matter content. *Soil Science*, 135: 123-125.
- Riestra D, Noellemeyer E & A Quiroga. 2012. Soil texture and forest species condition the effect of afforestation on soil quality parameters. *Soil Science*, 177: 279-287.
- Rosenzweig C & D Hill. 2000. Soils and Global climate change: challenges and opportunities. *Soil Science* 165: 47-56.
- Rossi J M. 2008. Secuestro de Carbono, dinámica de nutrientes y patrón de acidificación en suelos de dunas forestados con coníferas. *Trabajo de Intensificación en Ingeniería Agronómica*. Departamento de Agronomía, Universidad Nacional del Sur. 66 p.
- Rossi M C. 2010. Estudio Comparativo de Udoles de la Región Pampeana: factores que influyen en la producción de granos. *Trabajo de Intensificación en Ingeniería Agronómica*. Departamento de Agronomía, Universidad Nacional del Sur. 42 p.
- Salazar Lea Plaza J C. 1979. Inventario del Recurso Suelo de la Provincia de Buenos Aires. Carta Geomorfológica de la Provincia de Buenos Aires, escala 1: 500.000. Consultado en: http://eusoils.irc.ec.europa.eu/esdb_archive/eudasm/latinamerica.
- Saunders W M H & E G Williams. 1955. Observations on the determination of total organic phosphorus in soils. *Journal of Soil Science* 6: 254-267.
- Saxton K E, Rawls W J, Romberger J S & R I Papendick. 1986. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Science Society of America Journal* 50: 1031-1036.
- SAyDS. 2006. Segunda Comunicación Nacional de la República Argentina a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático. 200 p.
- Schimel D, Stillwell M A & R G Woodmansee. 1985. Biogeochemistry of C, N and P in a soil catena of the shortgrass steppe. *Ecology* 66: 276-282.
- Schoeneberger P J, Wysocki D A, Benham E C, W D Broderson. 2002. *Field book for describing and sampling soils (V. 2.0)*. NRCS, NSSC. Lincoln, NE.
- Simonson R. W. 1959. Modern concepts of soil genesis. Outline of a generalized theory of soil genesis. *Soil Science Society of American Proceedings* 23: 152-156.
- Sims J T & G M Pierzynsky. 2005. Chemistry of phosphorus in Soils. In: *Chemical processes in Soils*. Edited by M A Tabatabai and D L Sparks. SSSA, Wisconsin, USA. Chapter 2: 151-192.
- Six J, Bossuyt H, Degryze S & K Denef. 2004. A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil & Tillage Research* 79: 7-31.
- Smith G D. 1983. Historical development of soil taxonomy-background. In: *Pedogenesis and Soil Taxonomy: I. Concepts and Interactions*. Wilding L P, Smeck N E & G F Hall Eds Elsevier, Amsterdam. Chapter 2:n23-49.

- Smith P, Martino D, Cai Z, Gwary D, Janzen H, Kumar P, McCarl B, Ogle S, O'Mara F, Rice C, Scholes B & O Sirotenko. 2007: Agriculture. In *Climate Change 2007: Mitigation. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. B. Metz, O.R. Davidson, P.R. Bosch, R. Dave, L.A. Meyer Eds. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Chapter 8: 499-532.
- SMN. 1960-1990. *Estadísticas Climatológicas de la República Argentina*.
- Soil Survey Staff, 1993. *Soil Survey Manual. Handbook N° 18*. USDA. 437 pp.
- Soil Survey Staff, 1999. *Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. 2nd ed. Agric. Handbook N° 436. USDA. 869 pp.
- Steell R G & J H Torrie. 1981. *Principles and Procedures of Statistics*. McGraw-Hill. 2nd ed. 622 pp.
- Stockman U, B Minasny & H B McBratney. 2011. Quantifying Processes of Pedogenesis. *Advances in Agronomy* (113): 1-71.
- Sudgen A, Stone R & C Ash. 2004. Ecology in the underworld. *Science* 304: 1613.
- Suñer L G. 2007. Dinámica del fósforo en suelos agrícolas de la región semiárida pampeana. *Tesis Magíster en Ciencias Agrarias*. Departamento de Agronomía, Universidad Nacional del Sur. 125 p.
- Suñer L G, Galantini J A & R A Rosell. 2008. Transformaciones del fósforo en las fracciones orgánicas en suelos naturales y cultivados. *En: Estudio de las fracciones orgánicas en suelos de la Argentina*. Edi UNS, 181-198.
- Suñer L, Galantini J, Varela P & R Rosell. 2007. Estratificación de las formas de fósforo en siembra directa y su relación con la disponibilidad para los cultivos. *En: La siembra directa en sistemas productivos del Sur y Sudoeste bonaerense*. Editor: J A Galantini. Revista técnica especial Aapresid 28-31.
- Tate R L. 2000. Soil Science: An Essential Discipline for a New Millenium. *Soil Science* 165: 5-12.
- Teruggi M. 1957. The nature and properties of Argentinian loess. *Journal of Sedimentology and Petrology* 27: 323-332.
- Tisdall J M & J M Oades. 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science* 33: 141-163.
- Torn M, Trumbore S, Chadwick O A, Vitousek P M & D H Hendricks. 1997. Mineral control of soil organic carbon storage and turnover. *Nature* 389: 170-173.
- Trumbore S. 1997. Potential responses of soil organic carbon to global environmental change. *Proceedings National Academic Sciences USA* 94: 8284-8291
- U S Census Bureau. 2013. U.S. and world population clock. [http: www.census.gov](http://www.census.gov). Fecha de consulta: 08-07-2013.

- Van den Bygaart A J, Yang X M, Kay B D & J D Aspinall. 2002. Variability in carbon sequestration potential in no-till soil landscapes of southern Ontario. *Soil Tillage Research* 65: 231-241.
- Van Wambeke A & C O Scoppa. 1976. Las tasas climáticas de los suelos argentinos. *Revista de Investigaciones Agropecuarias. Serie 3 Clima y Suelo*, XIII (1):7-39.
- Viglizzo E F, Frank F C & L Carreño. 2006. Situación ambiental en las ecoregiones Pampa y Campos y Malezas. En: *Situación ambiental Argentina 2005*. A D Brown, U Martínez-Ortiz, M Acerbi, & J Corcuera Editores. Fundación Vida Silvestre, Buenos Aires, Argentina. 263-273.
- Viglizzo E F, Lértora F A, Pordomingo A J, Bernardos J, Roberto Z E, & H Del Valle. 2001. Ecological lessons and applications from one century of low external-input farming in the pampas of Argentina. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 81: 65–81.
- Viglizzo E F, Pordomingo A J, Castro M G, Lértora F A & J Bernardos. 2004. Scale-dependent controls on ecological functions in agroecosystems of Argentina. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 101: 39-51.
- Viglizzo E F, Roberto Z E, Lértora F, López Gay L & J Bernardos. 1997. Climate and land-use change in field-crop ecosystems of Argentina. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 66: 61-70.
- Villalba V. 2008. Impacto de la introducción de *Pinus radiata* Don sobre la materia orgánica y el pH de los suelos del área de Ventania. *Trabajo de Intensificación en Ingeniería Agronómica*. Departamento de Agronomía, Universidad Nacional del Sur. 50 p.
- Villamil M B 2000. Cambios del suelo asociados a la dinámica de la vegetación en el ecosistema natural de la zona sur del caldenal. *Tesis Magíster en Ciencias Agrarias*. Departamento de Agronomía, Universidad Nacional del Sur. 148 p.
- Volkoff B & M Bernoux. 2006. Soil Ecoregions in Latin America. In: *Carbon Sequestration in Soils of Latin America*. Lal R, Cerri C, Bernoux M, Etchevers J & E Cerri Eds. Haworth Press, New York, USA. Cap.1: 3-38.
- WEHAB. 2002a. A Framework for Action on Agriculture. Johannesburg, Sudáfrica. United Nations, 31 p.
- WEHAB. 2002b. A Framework for Action on Health and the Environment. Johannesburg, Sudáfrica. United Nations, 35 p.
- Wilding L P & H Lin. 2006. Advancing the frontiers of soil science towards a geoscience. *Geoderma* 131: 257-274.
- Woodruff N P & F H Siddoway. 1965. A wind erosion equation. *Soil Science Society America Proceedings* 29: 602-608.
- Yaalon D H & R W Arnold. 2000. Attitudes Toward Soils and Their Societal Relevance: Then and Now. *Soil Science* 165: 5-12.

Zalba P, Bravo O, Garay M & N Peinemann. 2007. Moisture and temperature effect on soil phosphorus availability. *Agrochimica* 51(1-2): 55-63.

Zárate M & A Folguera. 2009. On the Formations of the Pampas in the footsteps of Darwin: South of the Salado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 124-136.

CAPÍTULO 7. ANEXOS

Anexo 1. Cuadros de ANOVA para COS y COSC (n= 110). Factores principales: zonas y geoformas.

Cuadro de Análisis de la Varianza COS (n= 110).

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor
Modelo.	153834,65	18	8546,37	8,07	<0,0001
Zona	9733,50	3	3244,50	3,06	0,0320
Geo	52987,24	6	8831,21	8,34	<0,0001
Zona*Geo	91113,91	9	10123,77	9,56	<0,0001
Error	96387,43	91	1059,20		
Total	250222,09	109			

Cuadro de Análisis de la Varianza COSC

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor
Modelo.	42334,66	18	2351,93	7,27	<0,0001
Zona	2661,02	3	887,01	2,74	0,0477
Geo	14508,09	6	2418,02	7,48	<0,0001
Zona*Geo	25165,54	9	2796,17	8,65	<0,0001
Error	29424,55	91	323,35		
Total	71759,21	109			

Anexo 2. Análisis por componentes principales. Variables de clasificación: zonas y geoformas

Autovalores

Lambda	Valor	Proporción	Prop Acum
1	2,61	0,65	0,65
2	1,09	0,27	0,93
3	0,27	0,07	0,99
4	0,03	0,01	1,00

Autovectores

Variables	e1	e2
COS	0,58	-0,21
CO SC	0,59	-0,24
PE	0,54	0,25
PMA	0,14	0,92

Correlaciones con las variables originales

Variables	CP 1	CP 2
COS	0,94	-0,22
CO SC	0,96	-0,25
PE	0,88	0,26
PMA	0,23	0,95

Correlación cofenética= 0,990

Anexo 3. Cuadros de ANOVA para COS, COSC y PE (n= 102). Factores principales: zonas y geoformas.

Cuadro de Análisis de la Varianza COS

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor
Modelo.	135348,06	11	12304,37	11,50	<0,0001
Zo	9900,61	3	3300,20	3,09	0,0312
Geofo	125382,48	7	17911,78	16,75	<0,0001
Zo*Geofo	64,97	1	64,97	0,06	0,8059
Error	96254,59	90	1069,50		
Total	231602,65	101			

Cuadro de Análisis de la Varianza COSC

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor
Modelo.	37537,00	11	3412,45	10,44	<0,0001
Zo	2768,13	3	922,71	2,82	0,0432
Geofo	34768,70	7	4966,96	15,20	<0,0001
Zo*Geofo	0,18	1	0,18	5,4E-04	0,9816
Error	29413,97	90	326,82		
Total	66950,97	101			

Cuadro de Análisis de la Varianza PE

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor
Modelo.	8,85	11	0,80	10,77	<0,0001
Zo	2,98	3	0,99	13,29	<0,0001
Geofo	5,70	7	0,81	10,88	<0,0001
Zo*Geofo	0,18	1	0,18	2,38	0,1263
Error	6,73	90	0,07		
Total	15,58	101			

Anexo 4. Cuadros de ANCOVA para COS, COSC y COLm, particionados por Uso Factor principal: material parental. Covariable: profundidad efectiva.

Uso: A

Cuadro de Análisis de la Varianza COS

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	450,75	1	450,75	0,87	0,3732	
MP	0,00	0	0,00	sd	sd	
PE	450,75	1	450,75	0,87	0,3732	18,12
Error	5187,26	10	518,73			
Total	5638,01	11				

Cuadro de Análisis de la Varianza COSC

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	12,86	1	12,86	0,12	0,7333	
MP	0,00	0	0,00	sd	sd	
PE	12,86	1	12,86	0,12	0,7333	3,06
Error	1047,78	10	104,78			
Total	1060,65	11				

Cuadro de Análisis de la Varianza COLm

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	15,03	1	15,03	0,03	0,8771	
MP	0,00	0	0,00	sd	sd	
PE	15,03	1	15,03	0,03	0,8771	3,31
Error	5971,88	10	597,19			
Total	5986,91	11				

Uso: A-G**Cuadro de Análisis de la Varianza COS**

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	41290,55	3	13763,52	18,57	<0,0001	
MP	20876,87	2	10438,44	14,08	<0,0001	
PE	8401,59	1	8401,59	11,33	0,0018	41,05
Error	27426,52	37	741,26			
Total	68717,08	40				

Cuadro de Análisis de la Varianza COSC

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	18073,81	3	6024,60	28,21	<0,0001	
MP	6327,62	2	3163,81	14,81	<0,0001	
PE	4987,51	1	4987,51	23,35	<0,0001	31,63
Error	7902,99	37	213,59			
Total	25976,80	40				

Cuadro de Análisis de la Varianza CO1m

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	30671,01	3	10223,67	16,08	<0,0001	
MP	18634,22	2	9317,11	14,66	<0,0001	
PE	4436,06	1	4436,06	6,98	0,0120	29,83
Error	23520,07	37	635,68			
Total	54191,08	40				

Uso: G-A**Cuadro de Análisis de la Varianza COS**

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	11012,83	2	5506,42	5,24	0,0143	
MP	2516,02	1	2516,02	2,39	0,1369	
PE	5617,60	1	5617,60	5,34	0,0311	42,15
Error	22083,65	21	1051,60			
Total	33096,48	23				

Cuadro de Análisis de la Varianza COSC

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	2073,68	2	1036,84	1,87	0,1796	
MP	213,10	1	213,10	0,38	0,5424	
PE	1406,20	1	1406,20	2,53	0,1266	21,09
Error	11671,21	21	555,77			
Total	13744,89	23				

Cuadro de Análisis de la Varianza CO1m

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	5495,71	2	2747,85	3,11	0,0656	
MP	2692,44	1	2692,44	3,05	0,0955	
PE	1349,88	1	1349,88	1,53	0,2301	20,66
Error	18555,62	21	883,60			
Total	24051,33	23				

Uso: G**Cuadro de Análisis de la Varianza COS**

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	55970,72	3	18656,91	10,14	0,0002	
MP	18196,94	2	9098,47	4,95	0,0168	
PE	20388,48	1	20388,48	11,08	0,0030	87,53
Error	40468,55	22	1839,48			
Total	96439,27	25				

Cuadro de Análisis de la Varianza COSC

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	10938,98	3	3646,33	7,22	0,0015	
MP	3523,20	2	1761,60	3,49	0,0484	
PE	3906,31	1	3906,31	7,73	0,0109	38,32
Error	11118,04	22	505,37			
Total	22057,02	25				

Cuadro de Análisis de la Varianza COLm

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	19718,54	3	6572,85	5,06	0,0082	
MP	4933,66	2	2466,83	1,90	0,1736	
PE	8278,09	1	8278,09	6,37	0,0193	55,78
Error	28594,69	22	1299,76			
Total	48313,23	25				

Uso: F**Cuadro de Análisis de la Varianza COS**

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	9340,19	2	4670,10	3,83	0,1178	
MP	2959,23	1	2959,23	2,43	0,1944	
PE	9228,14	1	9228,14	7,56	0,0514	92,59
Error	4880,91	4	1220,23			
Total	14221,10	6				

Cuadro de Análisis de la Varianza COSC

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	2410,67	2	1205,34	1,72	0,2884	
MP	1250,56	1	1250,56	1,79	0,2520	
PE	2177,79	1	2177,79	3,12	0,1523	44,98
Error	2795,78	4	698,95			
Total	5206,45	6				

Cuadro de Análisis de la Varianza COLm

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	8547,33	2	4273,66	7,03	0,0491	
MP	3462,60	1	3462,60	5,69	0,0755	
PE	8203,90	1	8203,90	13,49	0,0213	87,30
Error	2432,45	4	608,11			
Total	10979,78	6				

Anexo 5. Cuadros de ANCOVA para CO0-25 y CO1m. Factor principal: Uso, comparando los mismos dentro de cada material parental. Covariable: Geoforma.

Cuadro de ANOVA CO0-25 (MP: Sedimentos eólicos recientes)

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	2708,51	4	677,13	10,42	0,0002	
Uso	2705,00	3	901,67	13,87	0,0001	
Geo	53,92	1	53,92	0,83	0,3759	1,40
Error	1039,76	16	64,99			
Total	3748,28	20				

Cuadro de ANOVA CO0-25 (MP: Sedimentos loésicos)

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	5910,80	5	1182,16	4,09	0,0024	
Uso	5888,35	4	1472,09	5,10	0,0011	
Geo	135,28	1	135,28	0,47	0,4959	-0,78
Error	21664,82	75	288,86			
Total	27575,62	80				

Cuadro de ANOVA CO0-25 (MP: Sedimentos aluviales)

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	38,47	2	19,24	0,04	0,9651	
Uso	37,47	1	37,47	0,07	0,8022	
Geo	7,56	1	7,56	0,01	0,9102	1,03
Error	2685,73	5	537,15			
Total	2724,20	7				

Cuadro de ANOVA CO1m (MP: Sedimentos eólicos recientes)

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	4238,22	4	1059,56	3,54	0,0297	
Uso	4180,42	3	1393,47	4,66	0,0159	
Geo	82,02	1	82,02	0,27	0,6076	1,72
Error	4783,06	16	298,94			
Total	9021,29	20				

Cuadro de ANOVA CO1m (MP: Sedimentos loésicos)

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	13252,26	5	2650,45	2,27	0,0472	
Uso	11556,36	4	2889,09	2,47	0,0416	
Geo	7,04	1	7,04	0,01	0,9383	-0,18
Error	87633,67	75	1168,45			
Total	100885,92	80				

Cuadro de ANOVA CO1m (MP: Sedimentos aluviales)

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	1742,59	2	871,30	0,59	0,5894	
Uso	26,52	1	26,52	0,02	0,8987	
Geo	1451,81	1	1451,81	0,98	0,3674	14,20
Error	7400,07	5	1480,01			
Total	9142,66	7				

Anexo 6. Cuadro de ANOVA DOBLE para COS y CODm⁻¹. Factores principales: materiales parentales y profundidad efectiva.

Cuadro de ANOVA COS

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor
Modelo.	126459,08	9	14051,01	11,35	<0,0001
PE	74113,30	3	24704,43	19,96	<0,0001
MP	48365,83	2	24182,91	19,54	<0,0001
PE*MP	3979,95	4	994,99	0,80	0,5255
Error	123763,01	100	1237,63		
Total	250222,09	109			

Cuadro de Análisis de la Varianza CODm⁻¹

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor
Modelo.	911,06	9	101,23	8,78	<0,0001
PE2	602,81	3	200,94	17,42	<0,0001
MP	300,32	2	150,16	13,02	<0,0001
PE2*MP	7,94	4	1,98	0,17	0,9523
Error	1153,56	100	11,54		
Total	2064,63	109			

Anexo 7. Cuadro de ANCOVA para COS. Factor principal: procesos pedogenéticos. Covariables: geoformas, precipitación media anual, profundidad efectiva, uso de la tierra y clase de familia por tamaño de partícula.

Cuadro de ANCOVA COS

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor	Coef
Modelo.	191934,85	13	14764,22	24,32	<0,0001	
PP	87982,17	8	10997,77	18,11	<0,0001	
PMA	554,56	1	554,56	0,91	0,3416	0,04
Geo	596,55	1	596,55	0,98	0,3241	-1,70
Uso	17566,44	1	17566,44	28,93	<0,0001	13,52
PE	10693,96	1	10693,96	17,61	0,0001	33,88
CFTP	5000,20	1	5000,20	8,24	0,0051	9,63
Error	58287,24	96	607,16			
Total	250222,09	109				