



DESARROLLO DE ESTRUCTURA LAMINAR DEL SUELO EN SIEMBRA DIRECTA. FACTORES PREDISPONENTES Y EFECTOS SOBRE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS.

Tesis presentada para optar al título de Doctor en Ciencias Agrarias y Forestales, UNLP

Luis Alberto Lozano
Ing. Agr. UNLP. 2014

Director: Dr. Roberto R. Filgueira
Co-Director: Lic. Guillermo O. Sarli

Dedicatoria

A mis viejos. Llegué acá gracias a ustedes.

Agradecimientos

Al Dr. Roberto R. Filgueira, mi director, a quien le debo no solo la orientación durante este trabajo de tesis, sino también mi decisión de trabajar en investigación y docencia, los sabios consejos en cada momento de mi vida académica, y casi todo lo que sé al respecto. Un ejemplo como investigador y persona.

Al Profesor Guillermo O. Sarli, mi codirector, por el acompañamiento durante el desarrollo de esta tesis, por los consejos, y por la gran predisposición mostrada en todo momento.

A los evaluadores, por el tiempo y esmero dedicado a esta tesis, y los valiosos aportes y comentarios.

Al Dr. C. Germán Soracco, por la enseñanza diaria, por ser mi compañero y amigo en el trabajo, por ser la persona con la que pude contar en todo momento.

A Pablo Gelati, Rafael Villarreal, Vicente Buda, Agustín Oderiz, Francisco Mac Cormick, y todos los integrantes actuales y anteriores de la Cátedra de Física Aplicada, FCAyF, UNLP, porque trabajar en un ambiente cálido y solidario da buenos resultados.

A Emiliano Álvarez Zanelli, por su amistad y por su apoyo en el trabajo con SIG.

A los productores que brindaron sus campos para los ensayos. Especialmente al Ing. Agr. Julián Mangas.

A la FCAyF, UNLP, por el apoyo brindado. Al CONICET por el apoyo a través de una beca.

Al Dr. Donald Gabriels, de la Universidad de Gante, Bélgica, por recibirme, y permitirme investigar en su lugar de trabajo durante 6 meses, y obtener parte de los resultados que se presentan en esta tesis. A la Universidad de Gante, y en particular al Departamento de Suelos.

Al Centro de Investigaciones Geológicas (CIG CONICET) y al Dr. Daniel Poiré por los análisis de mineralogía de arcillas.

A Diana, Juan Felipe, Polito, a mi familia y amigos, por el aguante.

Publicaciones derivadas de la tesis

REVISTAS

Lozano, L.A., Soracco, C.G., Alvarez Zanelli, E., Sarli, G.O., Villarreal, R., Filgueira, R.R. 2014. Desarrollo de estructura laminar del suelo en siembra directa. Región afectada y superficie susceptible analizados en entorno SIG. En preparación.

Lozano, L.A., Soracco, C.G., Buda, V.S., Sarli, G.O., Filgueira, R.R. 2014. Stabilization of soil hydraulic properties under long term No-Till system. R. Bras. Ci. Solo, (Brasil). 38: 1281-1292.

Lozano, L.A., Soracco, C.G., Cornelis, W.M., Gabriels, D., Sarli, G.O., Villarreal, R. 2013. Anisotropy of pore size classes' connectivity related to soil structure under no tillage. Soil Science 178: 612-617.

Lozano, L.A., Oderiz, J.A., Soracco, C.G. 2012. Anisotropía del movimiento del agua en suelos bajo siembra directa de argentina. Suelos ecuatoriales (Colombia) 42 (1): 35-39.

Soracco, C.G., Lozano, L.A., Balbuena, R., Ressia, J.M., Filgueira, R.R. 2012. Macroporosity contribution to water flux of a soil under different tillage systems. R. Bras. Ci. Solo, (Brasil) 36: 1149-1155.

Soracco C.G., L.A. Lozano, P.R. Gelati, G.O. Sarli, R.R. Filgueira. 2011. Using tension disc infiltrometer to determine infiltration and water-conducting macro and mesoporosity relationships in an agricultural silty loam soil. Soil Science 176 (9): 459-463.

Soracco C.G., L.A. Lozano, G.O. Sarli, P.R. Gelati, R.R. Filgueira. 2010. Anisotropy of Saturated Hydraulic Conductivity in a soil under conservation and no-till treatments. Soil and Tillage Research 109: 18-22.

CONGRESOS

Lozano, L.A., Soracco, C.G., Gelati, P.R., Sarli, G.O., Villarreal, R. 2014. Estructura Laminar. Efecto sobre el sistema poroso y las propiedades hidráulicas. XXIV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Bahía Blanca 2014. Trabajo aceptado con referato..

Lozano, L.A., Soracco, C.G., Trabocchi, O., Sarli, G.O., Villarreal, R. 2014. Factores predisponentes de la estructura laminar del suelo en siembra directa. XXIV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Bahía Blanca 2014. Trabajo aceptado con referato.

Lozano L.A., R. Villarreal, C.G. Soracco. 2013. Estructura laminar en siembra directa. Factores predisponentes. Jornadas Argentinas De Conservación De Suelos: 50º Aniversario del Día Nacional de la Conservación del Suelo. 3 al 5 de Julio de 2013. Trabajo aceptado con referato.

Lozano L.A., C.G. Soracco, G.O. Sarli, R.R. Filgueira, D. Gabriels. 2012. Anisotropía de la porosidad del suelo. Su estudio en siembra directa. XIX Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo, XXII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Mar del Plata, Buenos Aires, Argentina. 16 al 20 de Abril de 2012. Trabajo aceptado con referato.

Soracco C.G., L.A. Lozano., V.S. Buda, P.R. Gelati, G.O. Sarli, R.R. Filgueira. 2012. Siembra directa continua: cultivo antecesor y propiedades hidráulicas. XIX Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo, XXII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Mar del Plata, Buenos Aires, Argentina. 16 al 20 de Abril de 2012. Trabajo aceptado con referato.

Lozano L.A., G.O. Sarli, R.R. Filgueira, D. Jorajuría Collazo, L. Draghi, C.G. Soracco. 2011. Degradación física de un suelo bajo siembra directa. V CISDA (V Congreso Iberoamericano sobre Desarrollo y Ambiente). Santa Fe, Argentina. 12 al 14 de septiembre de 2011. Trabajo aceptado con referato. Publicado en CD. ISBN: 978-987-657-708-3.

Lozano L.A., G.O. Sarli, R.R. Filgueira, D. Jorajuría Collazo, L. Draghi, C.G. Soracco. 2011. Efecto de la siembra directa sobre las propiedades hidráulicas y el sistema poroso de dos suelos de diferentes texturas. Séptima Reunión de Producción Vegetal y Quinta de Producción Animal del NOA. San Miguel de Tucumán, Tucumán, Argentina. 22 al 24 de Junio de 2011. Con referato.

Soracco C.G., L.A. Lozano, G.O. Sarli, P.R. Gelati, L.L. Fournier, R.R. Filgueira. 2010. Anisotropía en la conductividad hidráulica saturada en un suelo con siembra directa y labranza conservacionista. XXII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Rosario, Santa Fé, Argentina. 31 de Mayo al 4 de Junio de 2010. Con referato.

Esquema de esta tesis

La presente tesis tiene 6 capítulos, los cuales han generado información de relevancia que fue publicada o será enviada para publicación en Revistas nacionales e internacionales con arbitraje, en forma de artículos individuales. El capítulo 1 es una introducción al estudio. Los capítulos 2 a 5 responden a los objetivos específicos planteados en el ítem 1.6.2. Tienen el formato de capítulos independientes con sus correspondientes secciones de introducción, materiales y métodos, resultados y discusión, y conclusiones. El capítulo 6 presenta las conclusiones generales de la tesis, sus alcances y limitaciones, y recomendaciones para futuros estudios.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA	II
AGRADECIMIENTOS	III
PUBLICACIONES DERIVADAS DE LA TESIS	IV
ESQUEMA DE ESTA TESIS	V
RESUMEN	3
1. ANTECEDENTES GENERALES	4
1.1. SIEMBRA DIRECTA	4
1.2. ESTRUCTURA LAMINAR DEL SUELO EN SD	8
1.3. PROPIEDADES FÍSICAS DEL SUELO EN SD	25
1.4. CARACTERÍSTICAS DE LA REGIÓN DE ESTUDIO. LA PAMPA HÚMEDA.	28
1.5. HIPÓTESIS	32
1.6. OBJETIVOS	32
2. ESTRUCTURA LAMINAR. SU EFECTO SOBRE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS.	34
2.1. INTRODUCCIÓN	34
2.2. MATERIALES Y MÉTODOS	36
2.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	47
2.4. CONCLUSIONES	54
3. ESTABILIZACIÓN DE LAS PROPIEDADES FÍSICAS DEL SUELO BAJO SIEMBRA DIRECTA	55
3.1. INTRODUCCIÓN	55
3.2. MATERIALES Y MÉTODOS	58
3.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	63
3.4. CONCLUSIONES	72
4. ANISOTROPÍA DE LA CONECTIVIDAD DE LAS DISTINTAS FAMILIAS DE POROS Y SU RELACION CON LA ESTRUCTURA DEL SUELO BAJO SIEMBRA DIRECTA	73
4.1. INTRODUCCIÓN	73
4.2. MATERIALES Y MÉTODOS	75
4.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	80
4.4. CONCLUSIONES	84
5. ESTRUCTURA LAMINAR EN SIEMBRA DIRECTA. FACTORES PREDISPONENTES.	86
5.1. INTRODUCCIÓN	86
5.2. MARCO TEÓRICO	86
5.3. MATERIALES Y MÉTODOS	91
5.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	95
5.5. CONCLUSIONES	113
6. DISCUSIÓN GENERAL Y PERSPECTIVAS	114
7. REFERENCIAS	116

INDICE DE TABLAS

Tabla 1.1. Ubicación, tipo de suelo, textura, años bajo SD, rotación e historia previa de los lotes bajo SD con y sin desarrollo de estructura laminar (EL) de la región pampeana argentina. La ausencia de información indica que ese dato no es reportado en el trabajo correspondiente. Algunos datos fueron obtenidos de otras bases de datos, como INTA.	12
Tabla 1.2. Ubicación, tipo de suelo, textura, años bajo SD, rotación e historia previa de los lotes bajo SD con desarrollo de estructura laminar de otros países. La ausencia de información indica que ese dato no es informado en el trabajo correspondiente, y no pudo obtenerse de otros trabajos o bases de datos.	18
Tabla 2.1. Ubicación, tipo de suelo, relieve, distribución de tamaño de partículas, años bajo SD, rotación, historia previa y estructura de los lotes estudiados bajo SD, con y sin estructura laminar (EL).	37
Tabla 2.2. Correlación (r de Spearman) entre las variables físicas K_0 , θ_{ma} , PT, y ϵ_{ma} , y los factores edáficos y de manejo.	47
Tabla 2.3. Conductividad hidráulica saturada (K_0), porosidad total (PT), Macro y mesoporosidad efectivas (ϵ_{ma} y ϵ_{me}), y aportes de los macro y de los mesoporos al flujo total (ϕ_{ma} y ϕ_{me}) para los distintos sitios estudiados, y valores medios para los sitios con y sin desarrollo de estructura laminar.	49
Tabla 2.4. Correlación (r de Pearson) entre las variables estudiadas (K_0 , PT, ϵ_{ma} , ϵ_{me} , θ_{ma}).	52
Tabla 3.1. Valores de densidad aparente (dap , $Mg.m^{-3}$), conductividad hidráulica saturada (K_0 , cmh^{-1}), macroporosidad total (θ_{ma} , %), macro y mesoporosidad conductora de agua (ϵ_{ma} y ϵ_{me} , %) calculadas con dos métodos (Watson y Luxmoore, 1986, WL; Reynolds et al., 1995, R), y radio medio de poro ponderado por flujo en el rango de los macroporos y en el rango de los mesoporos (R_{0ma} y R_{0me} , mm) dependiendo del año en la secuencia de cultivos para cada sitio.	64
Tabla 3.2. Parámetros del modelo de van Genuchten-Mualem obtenidos por parametrización inversa (PI) y predichos por ROSETTA para ambos sitios. Se presentan la suma de cuadrados residuales (RSS) y la bondad de ajuste (r^2) del procedimiento de PI.	70
Tabla 4.1. Porosidad total y distribución de tamaño de poros dependiendo de la dirección de muestreo para el sitio 1 con textura franca y estructura laminar y para el sitio 2 con textura franco arenosa y estructura en bloques.	81
Tabla 4.2. Índices de continuidad de poros basado en flujo, vertical y horizontal (Cw_v y Cw_h , respectivamente, $cm h^{-1}$) y anisotropía de Cw ($Cw A$), de la porosidad total (PT) y de las distintas familias de poros, para el sitio 1 con textura franca y estructura laminar, y para el sitio 2 con textura franco arenosa y estructura en bloques.	84
Tabla 5.1. Distribución de tamaño de partículas de los sitios estudiados.	100
Tabla 5.2. Parámetros de Folk y Ward, y dimensión fractal (D) calculados para los distintos sitios estudiados, y valores medios para los sitios con y sin desarrollo de estructura laminar.	102
Tabla 5.3. Correlación entre el nivel de desarrollo de estructura laminar (EL) y los distintos factores, para los datos propios, para los datos de reportes previos, y para los datos de ambas series de datos combinadas, de suelos desarrollados sobre la unidad geológica LLM.	107

INDICE DE FIGURAS

Figura. 1.1. Evolución del área bajo siembra directa en Argentina. (AAPRESID, 2012)	7
Figura. 1.2. Evolución de la superficie en SD por cultivos en Argentina. (AAPRESID, 2012)	7
Figura. 1.3. Evolución del área agrícola con soja, respecto a otros cultivos, para la Región Pampeana Argentina (Conte et al., 2008).....	7
Figura 1.4. Macrofotografía de agregados de suelos de la capa superficial (0-10 cm) de un suelo bajo siembra directa. La estructura laminar es evidente. Longitud del marco 70 mm x 24 mm (extraído de Soracco et al., 2010a).	9
Figura 1.5. Macrofotografía de agregados laminares formados sobre material parental expuesto a la acción climática, al cabo de 5 meses.	10
Figura 1.6. Morfología microscópica de los primeros 5 cm de un suelo cultivado en siembra directa, caracterizado por una fuerte laminación. Capa I: escaso desarrollo. Capa II: laminar fuerte. Alto total: 5 cm (extraído de Bonel et al., 2005).	10
Figura 1.8. Ubicación aproximada de reportes de desarrollo y no desarrollo de EL en suelos bajo siembra directa de Argentina.	12
Figura 1.9. Ubicación de la Región Pampeana o Pampas en Sudamérica.	28
Figura 1.10. Región Pampeana Argentina, mostrando el límite entre la Pampa húmeda y la Pampa seca.....	30
Figura 1.11. Zonas homogéneas de capacidad de productividad agrícola de suelos de la Región Pampeana húmeda.....	30
Figura 1.12. Subregiones de la Región Pampeana. 1. Pampa ondulada. 2. Pampa arenosa. 3. Pampa seca. 4. Sudeste y Sudoeste bonaerense. 5. Pampa mesopotámica y 6. Pampa deprimida.	31
Figura 2.1. Infiltrómetro de disco a tensión. Esquema mostrando sus partes (izquierda), y fotografía de infiltrómetro durante una medición a campo (derecha).	40
Figura 2.2. Infiltración acumulada (cm) vs. Tiempo (h), en un ensayo de uno de los sitios estudiados. 40	
Figura 2.3. Relación entre la conductividad hidráulica (K) y la carga de presión del agua del suelo (h). Adaptado de Ankeny et al. (1991).	43
Figura 2.4. Valores medios de K_0 ($\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$) para los tres grupos estudiados (suelos con EL, suelos de texturas finas sin EL, suelos de texturas gruesas sin EL), distinguiendo el aporte de los macro, meso y microporos al flujo total.....	52
Figura 2.5. Dependencia de la K_0 con la macroporosidad total, θ_{ma} (izquierda) y la macroporosidad efectiva, ϵ_{ma} (derecha). Se muestran las ecuaciones y la bondad de ajuste (R^2).....	53
Figura 2.6. Dependencia de la macroporosidad efectiva (ϵ_{ma}) con la macroporosidad total (θ_{ma}). Se muestra la ecuación y la bondad de ajuste (R^2).....	54
Figura 3.1. Radio medio de poro ponderado por flujo, R_0 versus carga de presión, h, en el rango de las mediciones del infiltrómetro de tensión. La línea llena muestra el radio de poro equivalente máximo, C. R_0 fue calculado usando el procedimiento de Reynolds et al. (1995). Se muestran también las curvas medias representativas por tratamiento para ambos sitios.	69
Figura 3.2. Puntos medidos de contenido hídrico θ ($\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$), curva de retención hídrica (CRH) ajustada al modelo de van Genuchten-Mualem (VGM) usando el programa RETC (RETC), y CRH predicha usando ROSETTA, para el suelo franco (Sitio 1) y el suelo franco arenoso (Sitio 2).	71
Figura 3.3. Puntos medidos de conductividad hidráulica K ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$), curva K(h) ajustada al modelo de van Genuchten-Mualem (VGM) usando el programa RETC (RETC), y curva K(h) predicha usando ROSETTA, para el suelo franco (Sitio 1) y el suelo franco arenoso (Sitio 2).....	71
Figura 4.1. Esquema del dispositivo utilizado (adaptado de Schindler et al., 2010).	77
Figura 4.2. Muestra preparada sobre balanza, y con dos minitensiómetros insertados a dos profundidades, para medición de conductividad hidráulica con el método Wind simplificado. ..	77
Figura 4.3. Cambio en el volumen de agua con el tiempo por evaporación, mostrando las curvas de ajuste, ecuaciones y bondades de ajuste (R^2) de una muestra representativa (volumen de la muestra: $98,17\text{ cm}^3$) del sitio 1 con textura franca y estructura laminar, y del sitio 2 con textura franco arenosa y estructura en bloques.	78
Figura 4.4. Conductividad hidráulica vs. carga de presión dependiendo de la dirección de muestreo para el sitio 1 con textura franca y estructura laminar (a) y el sitio 2 con textura franco arenosa y estructura en bloques (b). Las barras indican el desvío estándar medio. S, NS: diferencias significativas, o no significativas de K entre direcciones de muestreo.	82

Figura 5.1. Sistema eólico pampeano (extraído de Iriondo y Kröhling, 2007).....	87
Figura 5.2. Unidades eólicas del centro de Argentina: LLM, Mantos de Loess y loessoides; LMB, Mantos de Loess y loessoides y depresiones de deflación; SLM, Mantos de loess arenoso y mantos de arena loessica; CPD, Campos de dunas del centro de la pampa; WPSD, Mantos de arena y campos de dunas del oeste pampeano; WPD, campos de dunas del oeste pampeano; APD, campos de dunas del pedemonte andino; PPMD, Mantos de arena y campos de dunas del Norte de la Patagonia (extraído de Zárate y Tripaldi, 2012).	88
Figura 5.3. Mapa de la región de estudio mostrando la ubicación de los sitios, de reportes previos y del presente estudio, de suelos bajo siembra directa con y sin estructura laminar, y las zonas correspondientes a diferentes materiales parentales (adaptado de Iriondo y Kröhling, 2007, y de Zárate y Tripaldi, 2012).	96
Figura 5.4. Distribución mundial de los depósitos de loess.	96
Figura 5.5. Mapa de la región de estudio mostrando la ubicación de los sitios, de reportes previos y del presente estudio, de suelos bajo siembra directa con y sin estructura laminar, y las isohietas e isotermas de la región.	97
Figura 5.6. Zona con riesgo de desarrollo de EL. Se observan los puntos con desarrollo EL de reportes previos y estudiados en esta tesis, distinguiendo los que coinciden con la zona estimada y los que no coinciden.	110
Figura 5.7. Zona con riesgo de desarrollo de EL. Área ajustada con la sustracción de los cascos urbanos, cuerpos y cursos de agua, autopistas, rutas, y caminos rurales. Se observan los puntos con desarrollo de EL de reportes previos y estudiados en esta tesis, distinguiendo los que coinciden con la zona estimada y los que no coinciden.	112

Desarrollo de estructura laminar del suelo en siembra directa. Factores predisponentes y efectos sobre las propiedades hidráulicas.

La siembra directa (SD) es en la actualidad el principal sistema de manejo de suelos de la Argentina, y en particular de la Región Pampeana. Su adopción trajo aparejada una modificación de la estructura del suelo y de las propiedades físicas. Uno de los efectos más llamativos es el desarrollo de estructura laminar (EL) superficial, que fue observado por varios autores. Sin embargo no ha sido determinada de forma concluyente el área con riesgo de desarrollo de este tipo de estructura en SD, ni el efecto sobre la configuración del sistema poroso, con énfasis en la conectividad de las distintas familias de poros. Los objetivos principales de esta tesis fueron: investigar el sistema poroso de suelos de la región pampeana bajo SD continua, caracterizar su relación con la textura y las prácticas de manejo; determinar el efecto de estos factores sobre las propiedades hidráulicas de los mismos; y cuantificar el área con riesgo de desarrollo de EL. Se hizo una revisión y sistematización de los antecedentes, y se estudiaron varios sitios de la región, en los que se determinaron propiedades hidráulicas y propiedades del sistema poroso, incluyendo estimaciones de la porosidad efectiva en la conducción de agua, de forma novedosa. Además se propuso un nuevo índice de conectividad de poros, el cual fue utilizado exitosamente para determinar la anisotropía de la conectividad de las distintas familias de poros. Paralelamente se analizó la importancia de los distintos parámetros físicos en el diagnóstico de estos suelos, su relación, y dependencia. Se pudo demostrar la necesidad de incluir mediciones de parámetros relacionados a la conectividad de poros en el diagnóstico de estos suelos. Además se mostró que las propiedades físicas de estos suelos no se estabilizan luego de un largo periodo bajo SD, determinando su dependencia con el cultivo antecesor en la rotación. Se analizaron procedimientos de determinación de la porosidad efectiva en la conducción de agua, así como la eficiencia de una función de transferencia edafológica muy difundida. Al respecto se obtuvo información concluyente que permite recomendar cautela al momento de utilizarla. Finalmente se pudo delimitar, mapear, y cuantificar el área con riesgo de desarrollo de EL en la región de estudio con el uso de Sistemas de Información Geográfica, proveyendo información crucial y original para futuros estudios de estrategias de mitigación del fenómeno.

Palabras clave: infiltración, porosidad efectiva, Conectividad de poros, Estabilización, SIG.

1. ANTECEDENTES GENERALES

1.1. SIEMBRA DIRECTA

La siembra directa (SD) es un tipo de labranza conservacionista (LCv) que consiste en una sola pasada de sembradora, en la cual el suelo y los residuos superficiales son mínimamente disturbados. En este sistema se eliminan todas las preparaciones previas de la cama de siembra a excepción de la apertura de un surco delgado, u hoyos, para colocar las semillas, y lograr un adecuado contacto semilla-suelo. El control de malezas es generalmente alcanzado con el uso de herbicidas y, en algunos casos, mediante la rotación de cultivos. La SD tiene una definición variable entre autores, así como el término usado para referirse a la misma. Se entenderá como definición de SD (en inglés *direct sowing, direct drilling, o direct seeding*) a la dada más arriba, más allá de que los autores se hayan referido a la misma con otros términos como “no labranza” (del inglés *no tillage*), y a la labranza cero (del inglés *zero tillage*).

La FAO aclara que la SD por sí sola no es una práctica de agricultura conservacionista. Para que lo sea, toda la superficie del suelo o su mayoría, debe estar cubierta por los residuos de los cultivos previos, con el fin de permitir el desarrollo de una estructura del suelo favorable para el desarrollo de los cultivos (FAO, 2012). Derpsch y Friedich (2009) dieron una definición similar de SD, que también será considerada como válida. Estos autores definen a la SD como un sistema de siembra de cultivos en suelos no labrados, abriendo un surco estrecho, de ancho y profundidad suficientes para obtener una adecuada cobertura de las semillas, sin que otra labranza del suelo se lleve a cabo. Esta práctica debe ser continua en el tiempo, sin labranzas ocasionales del suelo. La superficie del suelo debe estar permanentemente cubierta por residuos de los cultivos previos, o por cultivos de cobertura, y la mayoría de esos residuos deben permanecer sin disturbar sobre la superficie del suelo luego de la siembra.

La SD, así entendida, es una práctica relativamente reciente. La misma surgió como una alternativa o solución a problemas ocasionados por el sistema de manejo de suelo que incluye labranzas. A continuación se hace una breve reseña de la historia de la agricultura y el contexto en que surge la SD.

El inicio de la agricultura se encuentra en el período neolítico, alrededor de 10000 años A.C. y el arado surgió posiblemente en Mesopotamia alrededor de 3500 años AC. El arado de madera evolucionó al “arado romano”, con una reja de hierro, el cual fue descrito por Virgilio alrededor del siglo I DC, y su uso en Europa estuvo muy extendido en el siglo V. Más adelante, entre los siglos VIII y X evolucionó a un arado capaz de invertir el suelo. En Estados Unidos, un arado de reja y vertedera fue diseñado por Thomas Jefferson en el año 1784, patentado por Charles Newfold en 1796, y comercializado en la década de 1830s, como un arado de hierro fundido, por un herrero llamado John Deere. El uso del arado se expandió rápidamente, primero tirado con tractores a máquina a vapor (Lal et al., 2007), y luego, con tractores con motores nafteros, que se volvieron populares a partir de la década de 1920. En Europa el arado llegó a un diseño acabado en el siglo XVIII, capaz de invertir el suelo y controlar especies de malezas muy expandidas (Derpsch, 1998). Su uso por un lado facilitó el control de malezas y el desarrollo de los cultivos, pero por otro lado trajo aparejados grandes problemas ambientales. La materia orgánica (MO) del suelo se redujo, debido a un incremento en la tasa de mineralización de la misma. Asociado a esto se redujo la calidad estructural del suelo, y se incrementó la susceptibilidad a la erosión, la compactación y el encostramiento. Su uso incrementó la susceptibilidad del suelo a la erosión hídrica (por ej. en la pampa ondulada argentina) y eólica (por ej. El cuenco de polvo en EEUU en la década de 1930s).

Fruto de estos problemas asociados al sistema de siembra que incluye la labranza del suelo con arado (comúnmente denominado labranza convencional (LC)), surgieron los primeros cuestionamientos al paradigma de la necesidad de arar el suelo destinado a la producción agrícola. Edward Faulkner es probablemente el más notorio de los primeros detractores de la labranza, e impulsores de un nuevo sistema de manejo de suelo sin labranza. En su libro “Plowman’s Folly” (“La necesidad del que ara” “La locura del arador”) publicado en 1942 (Faulkner, 1942), critica duramente la práctica de arar el suelo, cuestionando su validez científica. Sin embargo, en esos tiempos donde la fertilización no era una práctica habitual, la mineralización de la MO proveía nutrientes a los cultivos, y así incrementaba los rendimientos. Por otro lado, el

control de malezas en suelos no arados fue un problema hasta el desarrollo de los primeros herbicidas.

En la década de 1960s la aparición del herbicida 2,4-D, y el desarrollo del herbicida paraquat por la compañía inglesa ICI permitió comenzar con la SD en EEUU. En la Universidad Estatal de Ohio, David Van Doren y Glover Triplett iniciaron ensayos de largo plazo de SD en 1962. Estos son los ensayos activos de SD más longevos del mundo.

Sin embargo, es bueno aclarar que la práctica de sembrar sin labrar el suelo estuvo y está presente en muchas culturas (Derpsch, 1998), siguiendo un sistema de manejo de suelos y cultivos completamente diferentes a los que aquí se hará mención. Incluso se han desarrollado y propuesto métodos de manejo de suelos y cultivos de modo completamente diferente a los convencionales en nuestro medio, en los que se utilizan los términos *no tillage* y *direct seeding* como parte fundamental de los mismos (Fukuoka, 1985). Estos ejemplos son dignos de mencionar, ya que se podría asumir que la SD surgió solo como respuesta a los problemas originados por labrar el suelo, cuando la realidad es que en muchas partes del mundo esta fue la forma original de cultivar.

En nuestro país la primer experiencia en SD se llevó a cabo en el año 1964, aunque con varios inconvenientes (AAPRESID, 2013).

Una vez superados los mismos, y con el auge de agroquímicos y variedades adaptadas, el área manejada en SD en el país creció exponencialmente hasta el año 2000. A partir de este año el área siguió aumentando, pero de forma lineal (ajustes no presentados).

Entre el año 1990 y el 2000 ésta aumentó más del 1000 %. En la última década (2002-2012) pasó de 15 a 28 Mha (un 200 %) (figura 1.1). Su crecimiento estuvo fuertemente asociado a la “sojización” de la agricultura en el país (figura 1.2). En particular, el cultivo de soja creció hasta alcanzar un predominio importante en la Región Pampeana Argentina (figura 1.3). Este crecimiento está fuertemente asociado a la SD, ya que el paquete tecnológico de SD, que incluye variedades adaptadas, resistentes a herbicidas totales, fue en primer lugar desarrollado para esta especie.

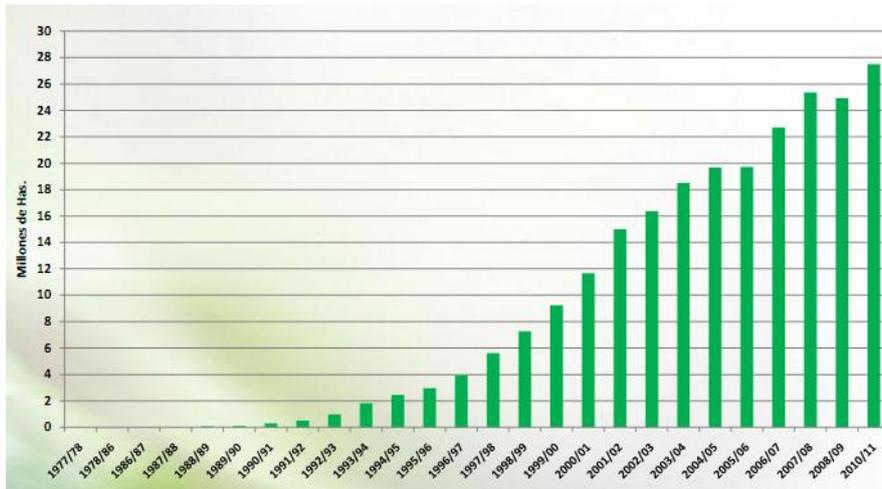


Figura. 1.1. Evolución del área bajo siembra directa en Argentina. (AAPRESID, 2012)

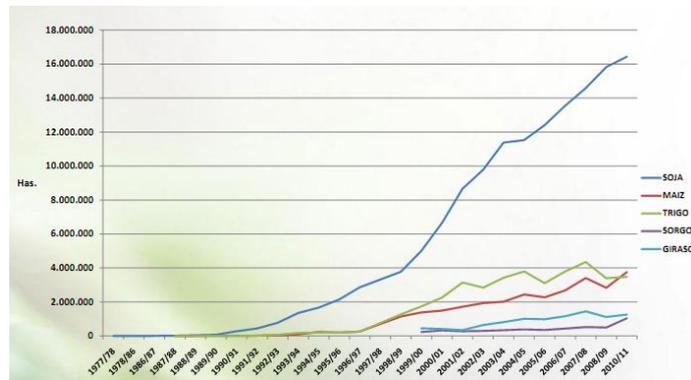


Figura. 1.2. Evolución de la superficie en SD por cultivos en Argentina. (AAPRESID, 2012)

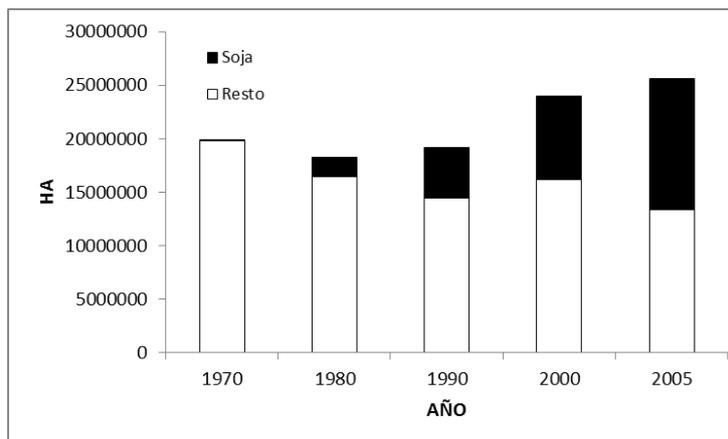


Figura. 1.3. Evolución del área agrícola con soja, respecto a otros cultivos, para la Región Pampeana Argentina (Conte et al., 2008).

Este sistema de siembra de cultivos es sin dudas el más importante en Argentina, y en particular en la Región Pampeana, donde se ubica casi el 80 % del área (alrededor de 20 Mha) del total nacional (AAPRESID, 2012). Ante esta realidad, es pertinente realizar algunas preguntas:

-¿Cuánto crecieron los estudios sobre el tema? ¿Son suficientes? ¿Se llegó a un conocimiento cabal del comportamiento físico del suelo en SD, y su relación con factores edáficos y de manejo?

En esta tesis se parte de la premisa de que los estudios realizados hasta el momento no son suficientes, en cuanto no se ha logrado establecer claramente cuál es la respuesta del suelo a la SD en lo que respecta a las propiedades físicas, y en particular su relación con factores edáficos y de manejo. Esta tesis aporta información al respecto, e intenta acortar la brecha existente entre la evolución de la superficie manejada bajo SD, y la cantidad de información existente sobre las modificaciones de las propiedades físicas del suelo que ésta genera.

1.2. ESTRUCTURA LAMINAR DEL SUELO EN SD

El suelo es un cuerpo natural compuesto de sólidos (minerales y materia orgánica), líquidos, y gases que se encuentra en la superficie de la Tierra, ocupa espacio, y se caracteriza por tener horizontes o capas que son distinguibles del material inicial como un resultado de adiciones, pérdidas, transferencias, y transformaciones de energía y materia, y/o por su habilidad para soportar plantas con raíces en un ambiente natural (SSSA, 2011).

Desde el punto de vista agronómico se puede definir al suelo simplemente como el material mineral y/u orgánico no consolidado, ubicado sobre la superficie de la Tierra, que sirve como medio natural para el crecimiento de las plantas terrestres.

Se define estructura del suelo como la combinación o arreglo de las partículas primarias del suelo en unidades o pedones secundarios que se caracterizan en base a su tamaño, forma y grado, sobre la base de la adhesión, cohesión o estabilidad inter e intra agregados (SSSA, 1996). La estructura del suelo afecta el movimiento de agua y aire a través del mismo, condicionando la habilidad del suelo para sostener vida, y llevar a cabo otras funciones vitales del mismo (USDA, 2008). Los cambios en la estructura del suelo afectan sus funciones, ya

que al modificarse la estructura del suelo se modifica la configuración del sistema poroso, y es en los poros donde ocurren los procesos antes mencionados.

El manejo del suelo, considerado éste como la combinación de todas las operaciones de labranza (o su ausencia), prácticas de cultivo, fertilización, encalado, y otros tratamientos conducidos sobre el suelo, o aplicados al mismo para la producción de vegetales y/o animales; tiene un impacto mayor sobre la estructura del suelo, a través de la fragmentación, compactación, mezcla y deterioro de los procesos que promueven la agregación. Esto es debido a su aplicación repetitiva, el rango de profundidad donde tiene acción y su influencia sobre el manejo de los residuos de cosecha (Strudley et al., 2008). Los diferentes sistemas de manejo afectan de forma diferencial la estructura del suelo y las propiedades asociadas a la misma (Dörner y Horn, 2009). En suelos bajo SD ha sido frecuentemente citado el desarrollo de estructura laminar (EL). La EL se caracteriza por presentar unidades o agregados planos y en forma de láminas. Por lo general, están orientados horizontalmente y las caras son en su mayoría horizontales (Figuras 1.4, 1.5 y 1.6). Este tipo de estructura determina huecos planares entre agregados, orientados en paralelo a la superficie del suelo.



Figura 1.4. Macrofotografía de agregados de suelos de la capa superficial (0-10 cm) de un suelo bajo siembra directa. La estructura laminar es evidente. Longitud del marco 70 mm x 24 mm (extraído de Soracco et al., 2010a).



Figura 1.5. Macrofotografía de agregados laminares formados sobre material parental expuesto a la acción climática, al cabo de 5 meses.

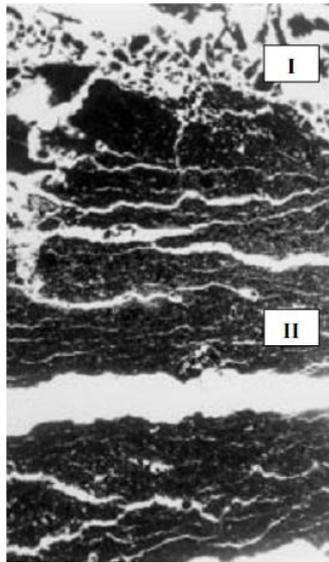


Figura 1.6. Morfología microscópica de los primeros 5 cm de un suelo cultivado en siembra directa, caracterizado por una fuerte laminación. Capa I: escaso desarrollo. Capa II: laminar fuerte. Alto total: 5 cm (extraído de Bonel et al., 2005).

Existen reportes de desarrollo de EL superficial y/o presencia de huecos planares orientados horizontalmente en suelos bajo SD, tanto en el ámbito internacional como en suelos de la región pampeana argentina. Este tipo de reportes creció mucho en la última década. Sin embargo en el año 1982 investigadores del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) habían observado desarrollo de EL en suelos bajo SD, a pocos años de su implementación (Hansen y Zelkovich, 1982; Lattanzi y Marelli, 1982).

En la tablas 1.1 y 1.2 se presenta un resumen de los reportes de aparición de EL en suelos bajo SD del ámbito nacional e internacional respectivamente, mostrando propiedades del suelo y algunos factores de manejo. En las figuras

1.7 y 1.8 se muestra la ubicación aproximada de los reportes en el mundo, y en detalle para la región pampeana argentina.

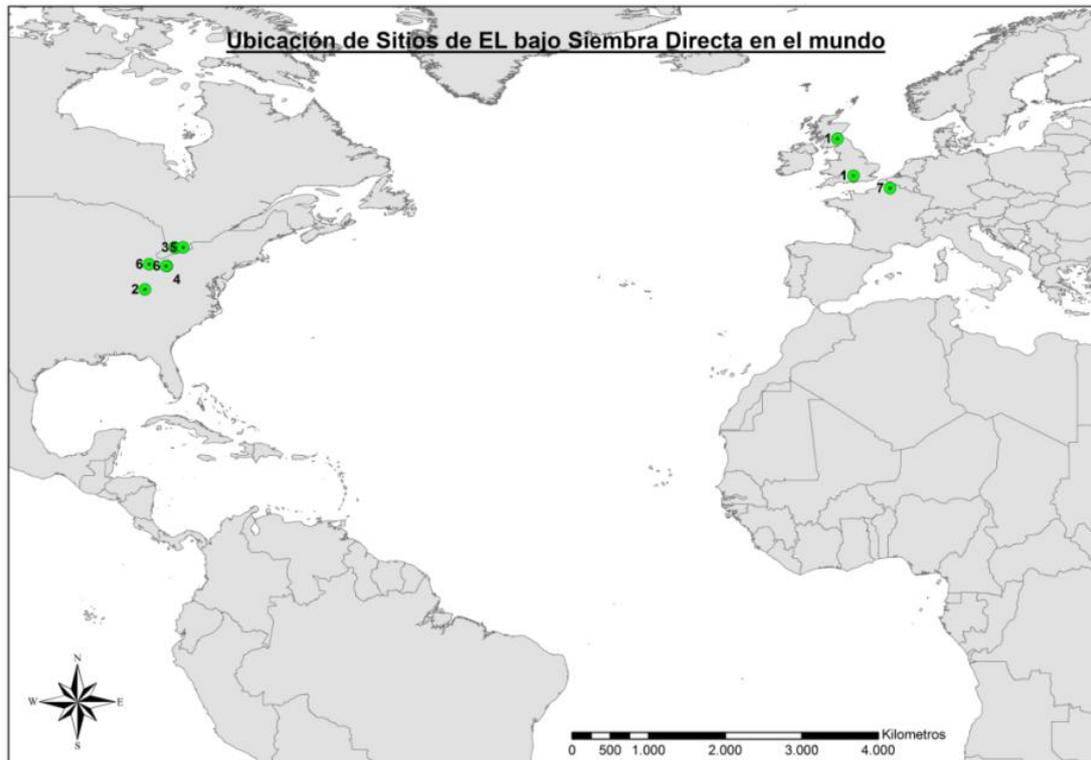


Figura 1.7. Ubicación aproximada de reportes de aparición de estructura laminar en suelos bajo siembra directa, reportes extrapampeanos. Autor: 1. Ball y Robertson (1994). 2. Drees et al. (1994). 3. VandenBygaart et al. (1999a). 4. Lal et al. (1994). 5. Shipitalo y Protz (1987). 6. Mestelán (2008). 7. Boizard et al. (2013).

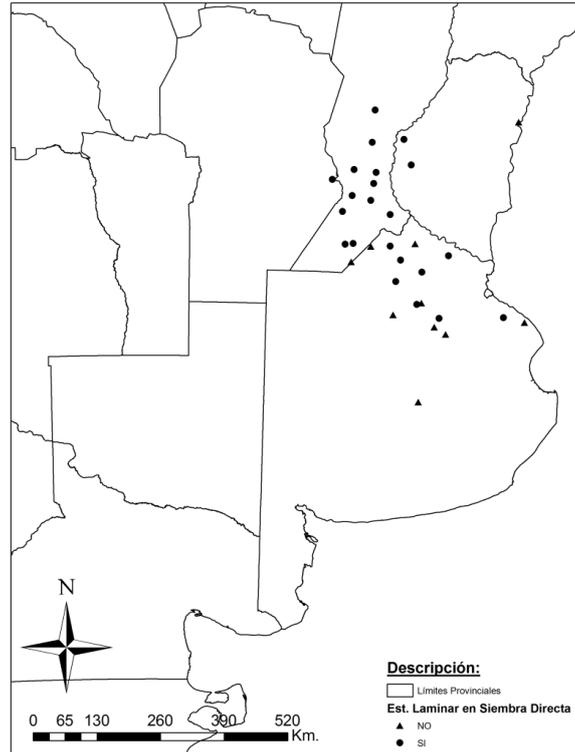


Figura 1.8. Ubicación aproximada de reportes de desarrollo y no desarrollo de EL en suelos bajo siembra directa de Argentina.

Tabla 1.1. Ubicación, tipo de suelo, textura, años bajo SD, rotación e historia previa de los lotes bajo SD con y sin desarrollo de estructura laminar (EL) de la región pampeana argentina. La ausencia de información indica que ese dato no es reportado en el trabajo correspondiente. Algunos datos fueron obtenidos de otras bases de datos, como INTA.

Autor *	Ubicación	Suelo	Relieve	Limo (%) arcilla (%) (tipo)	Años bajo SD continua	Rotación**	Historia previa***	EL
1	Serie Los cardos 32° 28' S 61° 32' O	Argiudol típico arcilloso fino, térmico	93 msnm Suavemente ondulado	70.5-26.5 (N/D)	4	T-S (75%S)	LC (7)	Sí
1	Serie Los cardos 32° 28' S 61° 32' O	Argiudol típico arcilloso fino, térmico	93 msnm Suavemente ondulado	70.5-26.5 (N/D)	4	T-S (75%S)	LC (6)	Sí
1	Serie Humboldt	Argiudol típico	47 msnm Planicie	67-29	4	T-S	Mixto	Sí

	31° 21' S 61° 08' O	arcilloso fino término.	extendid a	(N/D)		(75%S)		
1	Serie Loma Alta 31° 57' S 61° 10' O	Argiudol típico	25 msnm	60-25 (N/D)	4	T-S (80%S)	LC	Sí
1	Serie Clason 32° 30' S 61° 03' O	Argiudol típico arcilloso fino término.	42 msnm	60-25 (illítica)	5	T-S (80%S)	LC	Sí
2	Serie Marcos Juarez 32° 40' S 62° 00' O	Argiudol típico limoso fino, mixto, término.	107 msnm Lomas planas	69-25 (mixta)	10	S-T-M (orden y proporción no explicitado s)	LC	Sí
3	Serie Pergamino 33° 51' S 60° 40' O	Argiudol típico fino, illítico, término.	76 msnm Lomas y pendient es hasta 3 %	64 – 23 (illítica)	13	M-S-T/S	LC (+10)	Sí
3	Serie Pergamino 33° 51' S 60° 40' O	Argiudol típico fino, illítico, término.	76 msnm Lomas y pendient es hasta 3 %	64 – 23 (illítica)	8	M-S-T/S	LC (+30)	Sí
3	Serie Pergamino 33° 51' S 60° 40' O	Argiudol típico fino, illítico, término.	76 msnm Lomas y pendient es hasta 3 %	64 – 23 (illítica)	20	M-S-T/S	Mixto	No
4	34° a 35°S 59° a 61° O	Argiudole s		57 – 26	Entre 5 y 18	M-S-M - T/S-S	LC	Sí
5	Serie Río Tala 34° 18' S	Paleudol Petrocál cico, Fina, illítica,	15 msnm Lomas pendient	64 – 23	7	M-S-T/S	LC	Sí

	59° 56' O	térmica	e 0-1 %	(illítica)				
6	Serie Villa Eloisa 32° 57' S 61° 33' O	Argiudol típico	93 msnm Ondulado 0-3 %	N/D	4	S-T/S-S-T/S(75%S)	Mixto	Sí
6	Serie Villa Eloisa 32° 57' S 61° 33' O	Argiudol típico	93 msnm Ondulado 0-3 %	N/D	9	PPPP-T/S-S-T/S(33%S)	Mixto	Sí
7	Serie Casilda 33° 2' S 61° 9' O	Argiudol típico fino, illítico, térmico	72 msnm Suavemente ondulado	70-20 (illítica)	6	T/S-S-M-T/S-M-S (67%)	LC	Sí
8	Serie Pergamino 33° 51' S 60° 40' O	Argiudol típico fino, illítico, térmico	76 msnm Lomas y pendientes hasta 3 %	64 – 23 (illítica)	9	T-P-P-S-T/S-S-M-S-S-T-P-P-S-T/S-S-M-S-M (56%S)	LC	Sí
8	Serie Pergamino 33° 51' S 60° 40' O	Argiudol típico fino, illítico, térmico	76 msnm Lomas y pendientes hasta 3 %	64 – 23 (illítica)	9	S-M (44%S)	LC	Sí
8	Serie Pergamino 33° 51' S 60° 40' O	Argiudol típico fino, illítico, térmico	76 msnm Lomas y pendientes hasta 3 %	64 – 23 (illítica)	11	T-P-P-S-T/S-S-M-S-S-S-S-T-P-P-S-T/S-S-M(64%)	LC	Sí
8	Serie Pergamino 33° 51' S 60° 40' O	Argiudol típico fino, illítico, térmico	76 msnm Lomas y pendientes hasta 3 %	64 – 23 (illítica)	11	S-M-T/S-M(45%)	LC	Sí
8	Serie Pergamino 33° 51' S 60° 40' O	Argiudol típico fino, illítico, térmico	76 msnm Lomas y pendientes hasta	64 – 23 (illítica)	19	S(100 %S)	LC	Sí

			3 %					
8	Serie Pergamino 33° 51' S 60° 40' O	Argiudol típico fino, illítico, térmico	76 msnm Lomas y pendientes hasta 3 %	64 – 23 (illítica)	22	S(100 %S)	LC	Sí
8	Serie Pergamino 33° 51' S 60° 40' O	Argiudol típico fino, illítico, térmico	76 msnm Lomas y pendientes hasta 3 %	64 – 23 (illítica)	24	S(100 %S)	LC	Sí
8	Serie Pergamino 33° 51' S 60° 40' O	Argiudol típico fino, illítico, térmico	76 msnm Lomas y pendientes hasta 3 %	64 – 23 (illítica)	26	M-T/S(50 %S)	LC	Sí
8	Serie Pergamino 33° 51' S 60° 40' O	Argiudol típico fino, illítico, térmico	76 msnm Lomas y pendientes hasta 3 %	64 – 23 (illítica)	29	M-T/S(52%S)	LC	Sí
8	Serie Tezanos Pinto 31° 51' S 60° 31' O	Argiudol ácuico fino, illítico, térmico	110 msnm	66-27 (illítica)	11	M-T/S (55%S)	LC	Sí
8	Serie Tezanos Pinto 31° 51' S 60° 31' O	Argiudol ácuico fino, illítico, térmico	110 msnm	66-27 (illítica)	12	S (100%S)	LC	Sí
8	Serie Tezanos Pinto 31° 51' S 60° 31' O	Argiudol ácuico fino, illítico, térmico	110 msnm	66-27 (illítica)	12	M-T/S (50%S)	LC	Sí
8	Serie Tezanos Pinto	Argiudol ácuico fino,	110 msnm	66-27 (illítica)	12	T/S (100%S)	LC	Sí

	31° 51' S 60° 31' O	illítico, térnico						
8	Serie Don Yrés 32° 20' S 60° 18' O	Argiudol típico		65-25 (N/D)	11	S-M (55%S)	Mixto	Sí
8	Serie Granero 32° 20' S 60° 18' O	Argiudol típico	(N/D)	(N/D)	12	M-T/S (50 % S)	Mixto	Sí
8	Serie Hansen 33° 15' S 61° 45' O	Argiudol típico	92 msnm	61-25 (N/D)	16	M-T/S (50 % S)	LC	Sí
8	Serie Hansen 33° 15' S 61° 45' O	Argiudol típico	92 msnm	61-25 (N/D)	25	M-T/S (50 % S)	Mixto	Sí
9	Serie Venado Tuerto 33° 50' S 61° 29' O	Argiudol típico	111 msnm	60- 25.1 (N/D)	Más de 10	T/S-M-S	N/D	Sí
9	Serie Venado Tuerto 33° 50' S 61° 29' O	Argiudol típico	111 msnm	60- 25.1 (N/D)	Más de 10	T/S-M-S	N/D	Sí
9	Serie Rojas 34° 11' S 61° 31' O	Argiudol Típico, Limosa fina, mixta, térnica	80 msnm Lomas planas 0- 1 %	49.4- 22.9 (mixta)	Más de 10	T/S-M-S	N/D	No
9	Serie Rojas 34° 11' S	Argiudol Típico, Limosa fina,	80 msnm Lomas planas 0-	49.4- 22.9	Más de 10	T/S-M-S	N/D	No

	61° 31' O	mixta, térmica	1 %	(mixta)				
9	Serie Rojas 33° 53' S 61° 06' O	Argiudol Típico, Limosa fina, mixta, térmica	80 msnm Lomas planas 0- 1 %	49.4- 22.9 (mixta)	Más de 10	T/S-M-S	N/D	No
9	Serie Rojas 33° 53' S 61° 06' O	Argiudol Típico, Limosa fina, mixta, térmica	80 msnm Lomas planas 0- 1 %	49.4- 22.9 (mixta)	Más de 10	T/S-M-S	N/D	No
10	Serie Bragado 35°7' S 60°31' O	Hapludol Típico, Limosa fina, mixta, térmica	Lomas planas 0- 1 %	19,71- 25,34 (mixta)	Más de 4	Avena o T/S	Predomi nanteme nte agricultu ra	No
10	Serie Peyrano 33°16' S 60°42' O	Argiudol Vértico, Fina, illítica, térmica		61,93- 26,76 (illítica)	9	Avena o T/S	Predomi nanteme nte agricultu ra	Sí
10	Serie Ramallo 33°47' S 60°7' O	Argiudol Vértico, Fina, illítica, térmica		53,87- 34,43 (illítica)	11	Avena o T/S	Predomi nanteme nte agricultu ra	No
10	Serie Yerúa 31°25' S 58°3' O	Hapluder t típico fino, esmectíti co		56,1- 32,1 (esme ctítico)	4	Avena o T/S	Predomi nanteme nte agricultu ra	No
11	Serie Pergamino 33°51'50'' S 61°40'05'' O	Argiudol típico fino, illítico, térmico	76 msnm	64,8- 22,7 (illítico)	3	T/S-M	LC	Sí

12	Serie Marcos Juarez 32°42'58'' S 61°06'01'' O	Argiudol típico limoso fino, mixto, térmico	107 msnm	68,9-25,1 (mixto)	3 a 5	T/S T/S-M	LC	Sí
13	Serie O'Higgins 34°54'18'' S 60°00'44'' O	Argiudol Típico, Limosa fina, mixta, térmica	75 msnm Pendientes 0,5-1 %	44-18 (mixto)	3 a 8	T/S-M-S	mixto	Sí

*Autor: 1. De Battista et al. (2005). 2. Bonel et al. (2005). 3. Sasal et al. (2006). 4. Álvarez et al. (2009a) (10 sitios aprox). 5. Soracco et al. (2010b). 6. Gerster y Vidal (1997), extraído de Sasal (2012). 7. Ferreras et al. (2001). 8. Sasal (2012). 9 Álvarez et al. (2009b). 10. Micucci (2004). 11. Hansen y Zekjovich (1982). 12. Lattanzi y Marelli (1982) (10 sitios). 13. Álvarez et al. (2012). **Rotacion: T: Trigo; M: Maíz; S: Soja; P: Pastura. ***Historia previa: LC indica que hubo agricultura convencional antes de comenzar la siembra directa. Entre paréntesis se indica la cantidad de años continuos de LC, sin que esto signifique que no pudo haber LC antes (por ejemplo interrumpidos por una pastura). Mixto indica que la historia incluye rotaciones de agricultura en LC con pasturas. N/D indica que esa información no se pudo obtener.

Tabla 1.2. Ubicación, tipo de suelo, textura, años bajo SD, rotación e historia previa de los lotes bajo SD con desarrollo de estructura laminar de otros países. La ausencia de información indica que ese dato no es informado en el trabajo correspondiente, y no pudo obtenerse de otros trabajos o bases de datos.

Autor*	Ubicación aproximada (coordenadas)	Suelo**	Limo Arcilla	Años bajo SD	Rotación	Historia previa
1	51° 28' N 1° 18' O	Orthic Luvisol (FAO)	64 - 16	N/D	N/D	N/D
1	55° 50' N 3° 10' O	Gleysol (FAO)	35 - 17	25	Cebada continua	LC
2	38° 02' N 84° 30' O	Paleudalf típico méxico, activo.	75 - 11	17	Maíz-centeno	N/D
3	43°N 81°O	Orthic Gray-Brown Luvisols (Canadian)	60 - 20	4 y 6	Maíz-Trigo/Soja	N/D
4	40° 48' N 81° 56' O	Fragiudalf oxiacuico, méxico, activo, mixto, franco fino	57 - 18	28	-Maíz continuo -Maíz-soja -Maíz-avena-alfalfa	LC

5	43° N 80° O	Orthic Humic Gleysol (Canadian) Gleyed Melanic Brunisol (Canadian)		7+	Maíz continuo	N/D
6	41°N 84° O	Epiaqualf mólico mesico, illítico, fino.	50 - 30	40	Maíz continuo Maíz-soja Maíz-avena- alfalfa	LC
6	40° 48' N 82° O	Fragiudalf típico mesico, mixto.	70 - 14	40	Maíz continuo Maíz-soja Maíz-avena- alfalfa	LC
7***	50° N 3° E	Orthic Luvisol (FAO)	76-19	7	Trigo- remolacha azucarera- maíz	LC

*Autor: 1. Ball y Robertson (1994). 2. Drees et al. (1994). 3. VandenBygaart et al. (1999a). 4. Lal et al. (1994). 5. Shipitalo y Protz (1987). 6. Mestelán (2008). 7. Boizard et al. (2013).

**Suelo: se indica el tipo de suelo. Si fue clasificado en un sistema distinto al Soil Taxonomy del USDA se indica entre paréntesis a que sistema de clasificación corresponde.

***El tipo de labranza es reducida, con solo una pasada de disco superficial.

Shipitalo y Protz (1987) investigaron el efecto de la SD y la labranza convencional (LC) en la morfología y bioporosidad del perfil de suelo, y usaron análisis micromorfológicos para estudiar el efecto de estos sistemas de manejo en el tamaño, forma y orientación de poros, en dos suelos del sur de Ontario, Canadá, con textura superficial franco limosa. El cultivo fue maíz durante 7 años consecutivos. La estructura de los primeros centímetros del horizonte A de los lotes bajo SD fue descrita como una estructura con agregados compuestos, consistentes de agregados en bloques subangulares rompiendo en agregados granulares, con una coalescencia de los agregados granulares en agregados más grandes definidos por huecos planares. De los análisis micromorfológicos concluyeron que en los lotes bajo SD los poros tendieron a ser más elongados y orientados en paralelo a la superficie del suelo, y se observó una capa densa y con pocos poros conectados a la superficie en el primer centímetro. Los autores advierten que este tipo de poros horizontales pueden ser menos efectivos para el movimiento del agua y el intercambio gaseoso del perfil, así como para promover el crecimiento hacia abajo de las raíces de los cultivos. Sin embargo, concluyen que la mayor cantidad de

bioporos producto de la actividad de la fauna edafológica podría compensar parcialmente la menor macroporosidad, y la orientación horizontal de macroporos en SD. Ellos atribuyeron la formación de este tipo de poros horizontales en SD a la reconsolidación luego del descongelamiento de las lentes de hielo que se forman durante el invierno.

Ball y Robertson (1994) estudiaron el efecto de la orientación de muestreo en el movimiento de aire y gases en dos suelos bajo SD y LC. Uno de los suelos era franco limoso y el otro franco. Encontraron en ambos suelos bajo SD, mayor difusividad relativa y permeabilidad al aire en las muestras tomadas en dirección horizontal que en las muestras extraídas en dirección vertical, en la profundidad de 3-10 cm.

Drees et al. (1994) determinaron los efectos de la SD y la LC en las características estructurales de un suelo franco limoso con maíz continuo, e intersiembra de centeno como cultivo de cobertura en invierno. En particular estudiaron el tamaño, forma, orientación y distribución de poros y agregados. Observaron EL fuerte en la profundidad 1-3 cm, y moderada de allí a los 5 cm. Los autores atribuyeron la formación de EL al asentamiento natural de los residuos de plantas, y a la no remoción por más de 15 años. A pesar de destacar que estos huecos planares no permitirían una buena aireación y entrada de agua al perfil de suelo, sugieren que la permeabilidad puede ser buena debido a los bioporos que conectan estos huecos planares, más allá de no realizar ninguna medición de propiedades hidráulicas. Lal et al. (1994) estudiaron el efecto de distintos sistemas de manejo y rotaciones en las propiedades físicas y químicas de un suelo franco limoso bajo estos tratamientos por 28 años. Encontraron desarrollo de EL bien definida bajo SD, sin mencionar diferencias entre las distintas rotaciones de cultivo evaluadas (maíz continuo, maíz-soja, maíz-avena-pastura). Sin embargo, concluyen que la SD no causó un deterioro en las propiedades físicas, y lo atribuyen a una mayor cantidad de bioporos en este sistema.

VandenBygaart et al. (1999a) evaluaron los cambios en las propiedades morfológicas de un suelo franco limoso según el tiempo desde el cambio de LC a SD. Evaluaron 3 momentos diferentes, 4, 6 y 11 años desde la conversión a SD. La rotación de cultivos en los 3 sitios era Maíz (1º año)- Trigo/soja (2º año). El análisis micromorfológico mostró que bajo SD la estructura en los primeros 3

cm de suelo evolucionó de laminar-masiva en el 4° año, a laminar en el 6° año, y a granular con alta macroporosidad en el 11° año. Los autores adscriben esta evolución a un incremento en la fauna edafológica, en particular en el número de lombrices. El estudio se limitó a los primeros 3 cm de suelo.

Mestelán (2008) estudió el efecto de tratamientos de largo plazo que combinan distintos sistemas de manejo y distintas rotaciones en 2 suelos, un suelo franco limoso bien drenado, y un suelo franco arcillo limoso pobremente drenado, sobre algunas propiedades del suelo y sobre el ciclado de nutrientes. Es el mismo ensayo que el utilizado en el estudio de Lal et al. (1994), con la inclusión del suelo franco arcillo limoso. El suelo franco limoso presentó una estructura granular fina en los primeros 3 cm, y de allí hasta los 10 cm una combinación de EL fina débil con granular media moderada. Los análisis micromorfológicos mostraron entre los 3 y 10 cm de profundidad agregados granulares y en bloques subangulares, combinados con zonas masivas. El suelo franco arcillo limoso tenía una EL fina débil, combinada con estructura granular fina fuerte en los primeros 5 cm de profundidad. El análisis micromorfológico mostró en esta profundidad una estructura con agregados bien definidos lenticulares y en placas, combinado con estructura migajosa y granular. Lal et al. (1994) remarcan que el suelo franco limoso bajo SD tiene mejor condición física que bajo LC, ya que presenta mayor cantidad de macroporos y perturbación biológica, y la densidad aparente (dap) es menor. Sin embargo, cabe destacar que es muy alta, incluso en SD (alrededor de $1,5 \text{ Mg.m}^{-3}$). Para el suelo franco arcillo limoso se concluye de forma similar, pero en este suelo la dap en los primeros 5 cm bajo SD si se puede considerar buena ($1,01 \text{ Mg.m}^{-3}$), y normal de allí a los 15 cm ($1,25 \text{ Mg.m}^{-3}$).

Boizard et al. (2013) estudiaron el efecto de la compactación y las condiciones climáticas en la estructura de un suelo franco bajo labranza reducida consistente en una sola pasada de disco superficial a 5 cm de profundidad. Encontraron un incremento de áreas severamente compactadas en los primeros 30 cm del suelo luego de una cosecha con alto contenido de humedad. En los años sucesivos la proporción de áreas compactadas bajó, pero sobre esta zona compactada del suelo se desarrolló EL que se incrementó en espesor a lo largo de los años, si bien no se volvieron a efectuar labores con alto contenido de humedad del suelo. En otro tratamiento, donde se efectuaron

labores con alto contenido de humedad del suelo varios años seguidos, apareció EL sobre las zonas compactadas, para luego desaparecer. Los autores concluyen que el clima juega un rol importante en el desarrollo de EL, ya que las rajaduras horizontales se desarrollaron desde la superficie, y raramente a más profundidad que 10 cm, y que la compactación es una condición necesaria para el desarrollo de este tipo de estructura. Una sola cosecha en condiciones de alta humedad en el suelo sería suficiente para causar compactación y posterior desarrollo de EL.

De Battista et al. (2005) evaluaron el estado de la estructura del suelo en lotes del centro de la provincia de Santa Fe bajo SD, mediante el método del perfil cultural, que consiste en la descripción morfológica de la estructura a distintos niveles de organización. Encontraron en todos los lotes bajo SD continua desarrollo de una capa delgada de EL, discontinua excepto en un caso, por debajo de los 3 cm de profundidad, acompañada por zonas de estructura masiva y zonas de estructura con buena porosidad estructural. Las diferencias entre lotes se debieron a las diferentes proporciones de cada uno de estos estados en el perfil. Los autores adscriben las diferencias estructurales al estado inicial del suelo, previo a la SD. También adjudican la gran heterogeneidad de estados estructurales observados a cosechas en condiciones de humedad no adecuadas, y a labranzas anteriores defectuosas. Concluyen que todos los lotes bajo SD estudiados, excepto el que presenta una capa continua de EL, presentan buen estado para continuar en SD. Sin embargo, no queda claro cuáles fueron las causas de estas diferencias estructurales entre lotes, ya que no están claramente establecidos los estados iniciales de los mismos. La cantidad de años desde la última pradera, que es uno de los datos aportados, podría ser un factor que explique en parte las diferencias encontradas. Los dos lotes bajo SD continua con mejor estado estructural, es decir con menor porcentaje de estructura desfavorable, eran los dos lotes con menos años desde la última pradera (4 y 7 años). Sin embargo, este factor por sí solo no explica las diferencias entre todos los lotes. Tampoco el número de cultivos por año, que es otro de los datos aportados. No informan acerca del grado de cobertura, ni de la rotación de cultivos de cada lote, lo que permitiría hacer más inferencias. De cualquier modo queda claro que la aparición de EL en estos suelos es muy frecuente, y los autores advierten,

aunque sin realizar mediciones, sobre las consecuencias negativas que la misma puede tener sobre la infiltración y el intercambio gaseoso del perfil.

Bonel et al. (2005) compararon las modificaciones de la microestructura del estrato superficial de un Argiudol típico franco limoso del Sudeste cordobés, con 69 % de limo en el estrato superficial, resultantes de prácticas de manejo incluyendo SD continua, con técnicas de análisis microscópico. Se estudiaron tres lotes bajo SD continua, con historias agrícolas de entre 15 y 30 años, que en los últimos años habían estado en rotaciones que incluían maíz, trigo y soja. Los lotes bajo SD tenían valores de cobertura entre 80 % y 90 %, con 2100 kg.ha⁻¹ de materia seca superficial al momento de muestreo. Observaron desarrollo de EL por debajo de los 2 cm. Se dieron dos situaciones, en una la EL fue fuerte y marcada entre los 2 y los 4 cm de profundidad, y débil de ahí a los 10 cm. En la otra fue débil y disturbada por actividad biológica entre los 2 y 4 cm, y débil de ahí a los 10 cm. Los autores atribuyen la aparición de EL en suelos limosos al efecto del tránsito repetido y la falta de remoción. Sin embargo, no aportan información que permita discernir a que se deben las diferencias encontradas en las situaciones bajo SD. El efecto negativo sobre las propiedades físicas del suelo no debería ser igual si la EL es débil y está disturbada por actividad biológica, por lo cual resultaría interesante conocer en que diferían los lotes bajo SD, en cuanto a rotaciones de cultivos por ejemplo.

Sasal et al. (2006) estudiaron las propiedades del sistema poroso de un suelo franco limoso de Pergamino, con 64 % de limo en el horizonte superficial, bajo SD continua, para determinar cuáles de estas propiedades condicionan el movimiento de agua en el suelo. El estudio se condujo en tres ensayos de largo plazo. En cada ensayo se estudiaron dos tratamientos de labranza, SD continua y arado de cincel. Los ensayos variaban en la historia previa, en la cantidad de años bajo el tratamiento actual y en la rotación de cultivos. En cada tratamiento extrajeron muestras indisturbadas en cilindros a dos profundidades 0-0,05 m y 0,10-0,15 m, y en dos direcciones, vertical y horizontal. A estos cilindros se les determinó la distribución de tamaño de poros (DTPo), para determinar si alguna de las familias de poros tenía una orientación preferencial. En la profundidad de 0-0,05 m se encontró una orientación preferencial en dirección horizontal de los macroporos en dos de los tres ensayos, en concordancia con observación visual de EL. El ensayo que no desarrolló EL

bajo SD difería con los otros dos en la rotación de cultivos (tenía menos tiempo relativo con soja); en la cantidad de años, siendo éste el más antiguo; y en la historia previa, ya que antes de comenzar con los tratamientos tenía una pastura, y los otros dos tenían cultivos bajo LC. La hipótesis de los autores para explicar la orientación preferencial de los macroporos combina dos factores, las presiones generadas por tránsito repetido, y el bajo volumen de residuos de cultivo. Justamente el ensayo que no desarrolló esta orientación preferencial de poros tenía menos tiempo relativo bajo soja, que contribuye con menos residuos. Es decir, el ensayo con menos soja tiene mayor cantidad de residuos, y por lo tanto la atenuación de las presiones del tránsito es mayor en el mismo. Por otro lado, la humedad del suelo en el momento de la cosecha de soja es generalmente mayor que la humedad al momento de la cosecha de maíz o trigo (los otros dos cultivos que están presentes en las rotaciones de los tres ensayos), con lo que el daño del tránsito sería mayor en las rotaciones con más tiempo relativo con soja.

Como los tres ensayos están sobre el mismo suelo, los autores concluyen que las diferencias encontradas entre las tres situaciones bajo SD, se deben a los factores descriptos. Es decir, que el tiempo relativo con soja/gramíneas y el grado de cobertura del suelo pueden ser factores que expliquen el desarrollo de EL en suelos franco-limosos bajo SD continua de la región pampeana. También podrían ser considerados otros factores como el tiempo bajo SD continua, y la historia previa del lote.

Álvarez et al. (2009a) evaluaron propiedades de suelos francos, franco limosos y franco arcillo limosos de la región pampeana ondulada bajo SD, bajo LC y en situación prístina. En total se estudiaron treinta y nueve lotes cultivados, y seis sin cultivar. Veintiuno correspondían a SD. Encontraron que la estructura de los horizontes A francos fue granular o en bloques subangulares sin importar el manejo. En los horizontes A franco limosos y franco arcillo limosos la estructura dependió del manejo. En los lotes no cultivados y en aquellos bajo LC la estructura fue granular o en bloques subangulares, mientras que en los lotes bajo SD el horizonte A tenía una capa de EL con poros alargados y orientados horizontalmente en los primeros 5 a 7 cm en la mayoría de los casos. El contenido de limo promedio fue de 57,1 % en los suelos estudiados de estas clases texturales (min: 50,5 %, max: 64,7 %). Sin embargo, debido a que

consideraron como factores a la clase textural y al sistema de manejo, no se puede deducir cual fue la razón por la cual algunos de los suelos de estas clases texturales no desarrollaron EL. Lo que queda claro es la gran importancia que tiene la textura como factor predisponente al desarrollo de EL en estos suelos.

Soracco et al. (2010a) estudiaron la orientación del sistema poroso superficial de un suelo de textura franco limosa, con 60 % de limo en el horizonte superficial, ubicado en las cercanías de la localidad de San Antonio de Areco, bajo dos tratamientos, SD continua y descompactado anual con descompactador vertical. La determinación se realizó midiendo conductividad hidráulica saturada (K_0) a muestras extraídas en dirección vertical y horizontal. Determinaron que la K_0 horizontal era significativamente mayor que la K_0 vertical, lo que estaría de acuerdo con una orientación preferencial en dirección horizontal del sistema poroso, en correspondencia con la observación visual de EL en ambos tratamientos.

Sasal (2012) estudió suelos de la Región Pampeana húmeda norte, con el objetivo de identificar factores condicionantes de la evolución estructural de suelos limosos bajo SD, y analizar las consecuencias del estado estructural sobre el balance de agua. Concluyó que la EL está generalizada en la subregión de estudio en suelos bajo SD, y que su proporción en el perfil depende de la cantidad de años bajo SD. No encontró relaciones entre el desarrollo de EL y otros factores de manejo como la intensidad de tráfico agrícola o la cobertura del suelo. El estudio se limitó a la subregión mencionada y a suelos Argiudoles típicos, finos, illíticos, térmicos; ubicados en posición de lomas bien drenadas. El contenido de limo de los horizontes A estuvo comprendido entre 60 y 65 % y el de arcilla entre 20 y 30 %.

De los antecedentes mencionados surge que el desarrollo de EL en suelos bajo SD es una situación frecuente, y que los factores predisponentes son tanto de carácter edáfico como de manejo.

1.3. PROPIEDADES FÍSICAS DEL SUELO EN SD

Los efectos de la adopción de la SD sobre las propiedades físicas de los suelos han sido estudiados por varios investigadores del país y el extranjero. Los

resultados son disímiles (ver por ejemplo las revisiones de Strudley et al., 2008 y de Álvarez y Steinbach, 2009). Sin embargo, pueden destacarse algunas tendencias generales en las propiedades físicas del suelo en este sistema respecto a sistemas alternativos.

La estabilidad de agregados está correlacionada con la cantidad de carbono orgánico (CO) presente en el suelo (Stengel et al., 1984). Como el CO aumenta sensiblemente en SD, los agregados son más estables en este sistema (Chagas et al., 1995, Carof, 2008, Strudley et al., 2008, Álvarez y Steinbach, 2009).

La SD conduce, sin embargo, a una disminución de la porosidad total (PT) de la superficie en comparación con el horizonte de un suelo cultivado convencionalmente. Muchos estudios bajo condiciones edáficas y climáticas variables concluyen que se produce un aumento de la densidad aparente (dap) en los primeros cinco a diez centímetros de suelos bajo SD (Ehlers et al., 1983; Hammel, 1989; Hill, 1990; Grant y Lafond, 1993; Rhoton et al., 1993, Unger y Jones, 1998; Elisondo et al., 2001; Díaz-Zorita et al., 2002; Fabrizzi et al., 2005; Sasal et al., 2006; Costantini et al., 2006; Carof, 2008, Strudley et al., 2008, Álvarez y Steinbach, 2009). Por lo general, esto dificulta la penetración de las raíces en el suelo (Ehlers et al., 1983; Hammel, 1989; Hill, 1990; Grant y Lafond, 1993; Ferreras et al., 2000). La diferencia en dap entre un suelo labrado y en SD es máxima inmediatamente después de la operación de labranza, para disminuir a lo largo del ciclo de cultivo y caer abruptamente luego de la cosecha (Carof, 2008; Soracco, 2009).

Díaz-Zorita y Grosso (2000) y Aragón et al. (2000) encontraron para suelos de la Región Pampeana que la compactabilidad (mayor dap en el ensayo Proctor) depende, además de la humedad, de propiedades inherentes al suelo en cuestión. Estas son: contenido de carbono orgánico del suelo y contenido de limo. Díaz-Zorita y Grosso (2000) concluyeron que suelos con alto contenido de limo deberían tener alto contenido de carbono orgánico para adaptarse a SD continua sin riesgo de compactación superficial. Por otro lado, ellos encontraron que los suelos limosos de la región presentan una retención hídrica a una tensión de 33 kPa que es superior al contenido hídrico crítico (contenido de humedad al cual se alcanza la mayor dap en el ensayo Proctor), lo cual los hace más susceptibles a sufrir compactación.

Varios trabajos reportan un cambio en la DTPo, con una disminución de la macroporosidad del horizonte superficial del suelo en SD (Drees et al., 1994; Ferreras et al., 2000; Sasal et al., 2006; Strudley et al., 2008), mientras que otros no encontraron esta diferencia (Micucci y Taboada, 2006). Asimismo, se encontró una mayor retención hídrica en SD (Mahboubi et al., 1993; Ferreras et al., 2000; Fabrizzi et al., 2005; Strudley et al., 2008), lo cual se atribuyó a un aumento proporcional de los poros efectivos en este proceso (microporos) y al aumento en el contenido de materia orgánica.

En cuanto a la configuración del sistema poroso; es decir la continuidad y conectividad de las distintas familias de poros; se han encontrado dos tendencias generales. Algunos autores encontraron un aumento en la proporción de macroporos con conectividad vertical en suelos bajo SD. Estos macroporos son principalmente bioporos generados por la actividad de la fauna edáfica y el crecimiento de raíces (Chan y Heenan, 1993; Mahboubi et al., 1993; Drees et al., 1994; Strudley et al., 2008; Álvarez y Steinbach, 2009). Strudley et al. (2008) concluyen que más allá de los resultados contradictorios que encuentran en su revisión, si hay alguna tendencia es la de un aumento de la conectividad (vertical) de los macroporos bajo SD. Por otro lado, algunos autores encontraron una menor conectividad en dirección vertical de los macroporos, y un aumento en la conectividad horizontal de los mismos, asociado al desarrollo de EL. Entre los reportes internacionales se encuentran el de Shipitalo y Protz (1987) quienes encontraron que bajo SD los poros tendieron a ser más elongados y orientados en paralelo a la superficie del suelo. Sin embargo, concluyen que la mayor cantidad de bioporos producto de la actividad de la fauna edafológica podría compensar parcialmente la menor macroporosidad, y la orientación horizontal de macroporos en SD. Ball y Robertson (1994) encontraron bajo SD, mayor difusividad relativa y permeabilidad al aire en las muestras tomadas en dirección horizontal que en las muestras extraídas en dirección vertical, en la profundidad de 3-10 cm. Drees et al. (1994) observaron EL fuerte en la profundidad 1-3 cm, y moderada de allí a los 5 cm con huecos planares horizontales. Al igual que Shipitalo y Protz (1987) los autores sugieren que los bioporos podrían compensar esta situación, aunque no lo confirman con mediciones de propiedades hidráulicas. El estudio de Lal et al. (1994) arriba a conclusiones similares. En la Región

Pampeana Argentina Sasal et al. (2006) y Soracco et al. (2010a) encontraron en suelos bajo SD una conectividad preferencial en sentido horizontal de la porosidad relacionada a EL, que no fue compensada por la presencia de bioporos.

En resumen, más allá de los resultados mencionados, no existen estudios exhaustivos de la configuración del sistema poroso, haciendo énfasis en la conectividad y anisotropía de las distintas familias de poros, desde el punto de vista de la dinámica del agua. Es necesario aportar información en ese sentido para comprender cabalmente el efecto de la SD y la EL en el suelo.

1.4. CARACTERÍSTICAS DE LA REGIÓN DE ESTUDIO. LA PAMPA HÚMEDA.

La Región pampeana o Pampa (del quechua *pampa*, llano, llanura) es un área geográfica situada en el centro-este de la Argentina, Uruguay, y el sur del estado brasileño de Río Grande del Sur (figura 1.9).



Figura 1.9. Ubicación de la Región Pampeana o Pampas en Sudamérica.

La Región Pampeana Argentina es el centro de la actividad productiva agropecuaria y donde se ubica la mayoría de la población del país. Está ubicada entre los 31° y 39° de Latitud Sur. Desde el punto de vista fitogeográfico pertenece a la Provincia Pampeana del Dominio Chaqueño, cuya vegetación dominante es la estepa o pseudoestepa de gramíneas (Cabrera, 1976).

Dentro de esta región es posible trazar una separación entre la denominada "Pampa Húmeda" y la "Pampa Seca", de acuerdo al tipo climático (Lavado y Steinbach, 2010). Esta división estaría marcada por la isohieta de los 600 mm. Así, la subregión Pampa Húmeda se encuentra al Este de la mencionada isohieta, limitando al Este con el Río Paraná, el Río de La Plata y el Océano Atlántico (Figura 1.10). La Pampa Húmeda consiste en una vasta área comprendida por planicies y praderas herbáceas cuya pendiente es muy baja, con dos sistemas serranos de escasa altitud (no mayor a los 1200 msnm), denominados Ventania y Tandilia. En términos generales, la presencia de ríos no es abundante, en cambio sí lo son las lagunas de agua dulce o salobre que se encuentran distribuidas por toda la subregión. El clima de la Pampa Húmeda es templado cálido con precipitaciones distribuidas a lo largo de todo el año aunque varía su frecuencia de acuerdo a la estación que se trate (Chiozza y González Van Domselaar, 1958). Alrededor del 80 % de la lluvia tiene un origen frontal, consecuencia del choque entre vientos cálidos y húmedos desde el Noreste y Este y vientos secos y fríos que progresan desde el Sudoeste. En promedio se registran dos estaciones de lluvias bien definidas: otoño y primavera-verano. Sin embargo existe un patrón de gran variabilidad intra e interanual en las precipitaciones. En los últimos años la región sufre un aumento global de las precipitaciones. Las lluvias disminuyen de Norte a Sur y de Este a Oeste, variando entre los 1100 mm anuales en el Noreste hasta los 600 mm en el Suroeste.

La pampa húmeda es considerada una de las regiones más fértiles del mundo. Cabe destacar la presencia de profundos depósitos de loess de origen pleistocénico y holocénico que cubren gran parte de la subregión, los cuales han servido como material parental para la formación de suelos durante diferentes momentos del Cuaternario. Estos suelos tienen un alto índice de productividad (figura 1.11). Al no presentar inviernos con suelos congelados, ni estaciones secas puede ser cultivada todo el año (Lavado y Steinbach, 2010). El 90 % de la producción de los principales cultivos de grano de Argentina se desarrolla en ella. Esta región provee más de la mitad de las divisas que entran al país por exportaciones.

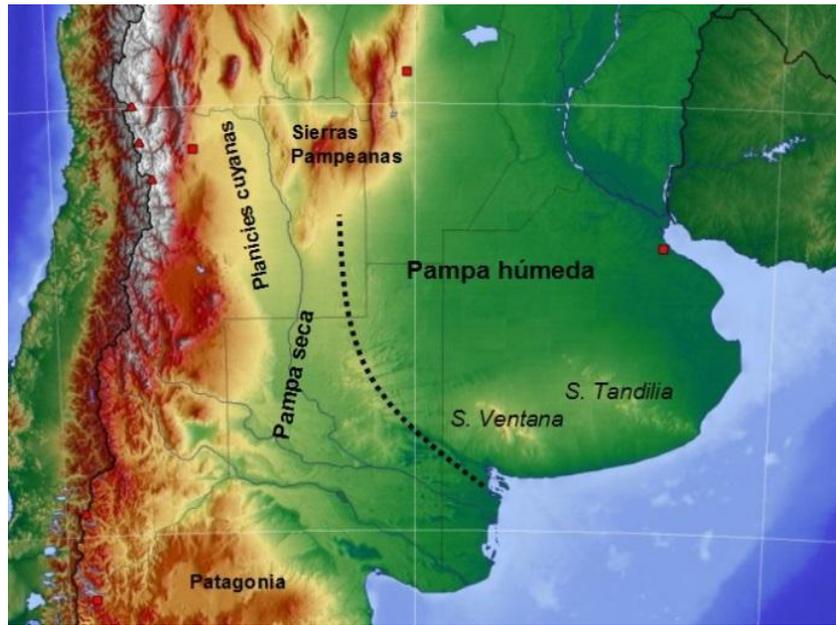


Figura 1.10. Región Pampeana Argentina, mostrando el límite entre la Pampa húmeda y la Pampa seca.

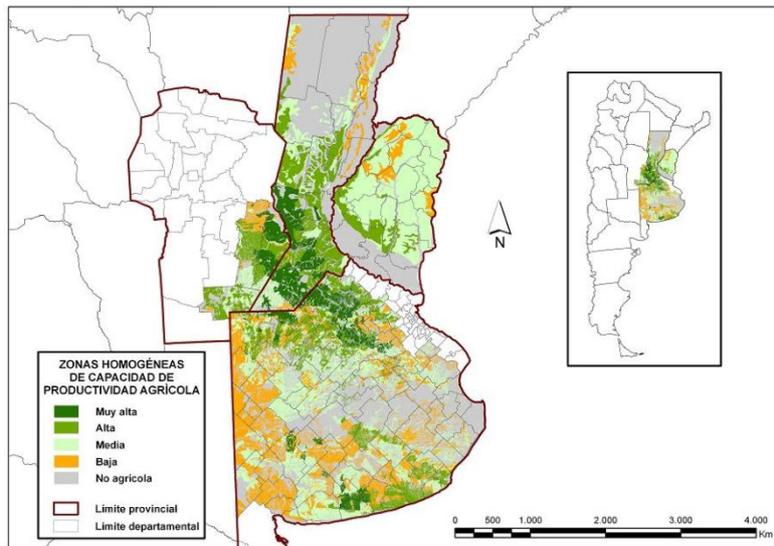


Figura 1.11. Zonas homogéneas de capacidad de productividad agrícola de suelos de la Región Pampeana húmeda.

La Pampa húmeda se divide a su vez en subregiones en base a criterios geomorfológicos, de las comunidades vegetales, edáficos, agronómicos, etc. (figura 1.12).

La subregión más estudiada y de mayor desarrollo agrícola es la pampa ondulada (1), que posee la mayor aptitud agrícola, y las menores limitaciones. La pampa arenosa (2) se caracteriza por sus texturas más gruesas, y menores

regímenes pluviométricos. Al Oeste de la misma se encuentra la región semiárida pampeana (3), o pampa seca. El Sudeste y Sudoeste bonaerense (4) es importante en varias producciones locales. La pampa mesopotámica (5) suele incorporarse a la pampa ondulada, aunque tiene características propias, como el tipo de suelo. La pampa deprimida (6) es una llanura sumamente plana que comprende la mayor parte de la cuenca del Río Salado y una amplia zona, topográficamente más alta, limitada por los pedemontes de los sistemas de Tandilia y Ventania. La característica más notable es su exigua pendiente y agudos problemas de escurrimiento de las aguas superficiales.

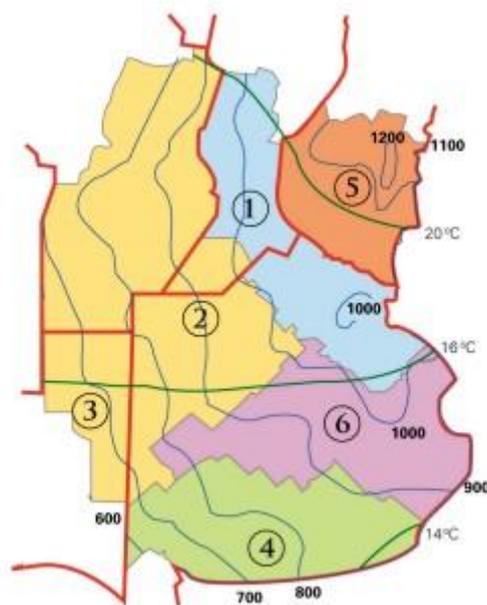


Figura 1.12. Subregiones de la Región Pampeana. 1. Pampa ondulada. 2. Pampa arenosa. 3. Pampa seca. 4. Sudeste y Sudoeste bonaerense. 5. Pampa mesopotámica y 6. Pampa deprimida.

En la presente tesis, por su importancia agrícola, se focaliza en las subregiones pampa ondulada y pampa deprimida, aunque se tiene en cuenta la información existente y las publicaciones previas provenientes de toda la Pampa húmeda.

Los suelos predominantes en la pampa ondulada son los Argiudoles típicos, excepto en las cercanías de los ríos Paraná y de La Plata donde predominan los Argiudoles vérticos. En la pampa deprimida predominan los Natracuoles y Natracualfes asociados a otros molisoles de importancia agrícola como los Argiudoles y Hapludoles (Lavado y Steinbach, 2010).

1.5. HIPÓTESIS

En suelos de la región pampeana argentina bajo SD continua el desarrollo de EL depende de factores edáficos como la distribución de tamaño de partículas, y de factores de manejo como la proporción gramíneas/soja en la rotación.

La configuración del sistema poroso de suelos de la región pampeana responde de forma diferencial a la SD continua, según la distribución de tamaño de partículas, entre otros factores edáficos, y factores de manejo como la proporción de gramíneas/soja en la rotación. Dicha respuesta diferencial incide en las propiedades hidráulicas y puede ser detectada mediante infiltrometría.

Las metodologías para la determinación de la distribución de tamaño de poros estática (mesa de tensión) y dinámica (infiltrómetro de disco a tensión) arrojan valores comparables, y son válidas para detectar cambios en el sistema poroso.

Las distintas familias de poros presentan una conectividad diferencial en los ejes vertical y horizontal según la estructura desarrollada.

1.6. OBJETIVOS

1.6.1. Objetivo General

Investigar el sistema poroso de suelos de la región pampeana bajo SD continua, caracterizar su relación con la textura y las prácticas de manejo; y determinar el efecto de estos factores sobre las propiedades hidráulicas de los mismos.

1.6.2. Objetivos específicos

Identificar la relación entre la estructura de suelos bajo SD, determinada visualmente a campo, y factores edáficos y de manejo.

Determinar las relaciones existentes entre el flujo de agua en las distintas familias de poros determinado a campo, y la configuración del sistema poroso de suelos bajo SD, así como su dependencia con factores edáficos y de manejo.

Determinar la existencia de una conectividad preferencial en una dirección de las distintas familias de poros desde el punto de vista de la dinámica del agua, a través de la medición de la conductividad hidráulica saturada y no saturada sobre muestras inalteradas de suelos bajo SD con y sin EL.

Determinar la utilidad del conocimiento de las propiedades del sistema poroso, y de las propiedades hidráulicas en el diagnóstico físico de estos suelos.

En los siguientes capítulos se trabajará sobre estas hipótesis y objetivos, pero se han separado en partes, más específicas, para hacer la lectura de la tesis más amena y comprensible.

2. ESTRUCTURA LAMINAR. SU EFECTO SOBRE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS.

2.1. INTRODUCCIÓN

Los diferentes sistemas de manejo de suelo modifican la configuración del sistema poroso del mismo. Los cambios en las propiedades del espacio poroso del suelo se ven reflejados en la alteración de las propiedades hidráulicas de los mismos (Horton et al., 1994; Green et al., 2003). En ese sentido se han encontrado modificaciones de las propiedades hidráulicas en SD respecto a labranzas alternativas. En el ámbito internacional varios autores encontraron un efecto negativo sobre las propiedades hidráulicas K_0 e infiltración básica (q) en SD, (Ross y Hughes, 1985; Sauer et al., 1990; Horne et al., 1992; Moret y Arrúe, 2007), y otros un efecto positivo de la SD sobre las mismas (Carter y Steed, 1992; Mahboubi et al., 1993; Azooz y Arshad, 1996; Azooz y Arshad, 2001). Generalmente, los autores que encuentran una mayor K_0 en SD lo atribuyen a una mayor cantidad de bioporos (agujeros de lombrices y huecos dejados por raíces muertas) (Mahboubi et al., 1993; Drees et al., 1994).

En general, se encuentra en los trabajos de la Argentina una menor K_0 o q en este sistema (Ferrerías et al., 2000, Álvarez et al., 2006; Sasal et al., 2006; Soracco, 2009; Álvarez et al., 2009a). Sasal et al. (2006), Soracco (2009) y Álvarez et al. (2009a) encontraron una disminución en la q en SD, respecto a suelos labreados, asociada a EL. Esta disminución fue atribuida a un cambio en la conectividad de los macroporos, que pasan a tener una orientación preferencial en dirección horizontal, con la consecuente disminución en su efectividad en la conducción de agua en dirección vertical. Es decir que en estos reportes de la Región pampeana argentina la mayor conectividad horizontal de poros en SD provocó una disminución de la tasa de infiltración, que no se vio compensada por la presencia de bioporos, como sí ocurre en algunos reportes internacionales.

La medición de las propiedades hidráulicas del suelo, tales como conductividad hidráulica (K , LT^{-1}) a diferentes presiones de entrega agua (h), y la cuantificación de la macro y mesoporosidad conductora de agua o efectiva (ϵ_{ma} y ϵ_{me} , %) son importantes para la comprensión del comportamiento físico del suelo, y por lo tanto la mejora en las predicciones de la producción agrícola y el

impacto ambiental (Strudley et al., 2008). Las propiedades de la red de macroporos del suelo, es decir, el volumen de macroporos, su diámetro, y la continuidad de los mismos, tienen un gran impacto sobre la infiltración de los suelos agrícolas (Hillel, 1998). En general, el flujo de agua en suelos estructurados es principalmente conducido por los macroporos, a pesar de que los mismos solo constituyen una pequeña proporción de la porosidad total (Cameira et al., 2003). Algunos estudios del flujo de agua en macroporos han revelado que más del 70 % del flujo total se lleva a cabo a través de ellos (Watson y Luxmoore, 1986; Wilson y Luxmoore, 1988). Es por esto que el estudio de la macroporosidad efectiva en la conducción de agua, que es solo una parte de la macroporosidad total, se vuelve importante.

La caracterización de estas propiedades es dificultosa por la naturaleza frágil y transitoria de los macroporos del suelo, y la falta de técnicas de medición adecuadas (Moret y Arrúe, 2007).

Clásicamente, la distribución de tamaños de poros (DTPo) es obtenida de la curva de retención hídrica del suelo, lo cual puede no ser representativo de la porosidad que conduce agua en el suelo. Esto se debe a que la curva de retención hídrica da información de la porosidad total (PT) de los suelos que incluye, además de poros interconectados en dirección vertical, poros bloqueados, discontinuos y abiertos con geometría irregular, y poros con orientación horizontal.

Solo los poros interconectados y verticales contribuyen al flujo rápido de agua en el suelo, determinando además las condiciones de aeración (Bodhinayake et al., 2004). El uso de métodos indirectos basados en flujo de agua permite la determinación de patrones de continuidad que no pueden ser obtenidos de otros métodos como el análisis de secciones finas de suelo (Bouma et al., 1977). Las características del sistema de macroporos y las propiedades físicas del horizonte superficial del suelo son afectadas por las prácticas de manejo (Green et al., 2003). Dichas prácticas y la compactación asociada a ellas pueden modificar drásticamente la porosidad hidráulicamente activa.

Comúnmente la infiltración del agua en el suelo se mide con métodos *in situ*, ya sea en condiciones saturadas con anillos de infiltración e infiltrómetros de presión, o con infiltrómetros de tensión, lo que implica valores de potencial agua del suelo igual a cero o levemente negativos. El infiltrómetro de disco a

tensión es una herramienta útil para comprender el movimiento de agua a través de macroporos y la matriz del suelo cerca de la saturación (Watson y Luxmoore, 1986; Logsdon y Jaynes, 1993; Moret y Arrúe, 2007) y para estudiar el efecto de las prácticas de manejo en las propiedades hidráulicas superficiales (Malone et al., 2003; Moret y Arrúe, 2007). Este dispositivo permite la estimación de K desde saturación hasta una succión de unos pocos centímetros (Angulo-Jaramillo et al., 2000) y cuantificar el rol de los macroporos durante la infiltración (Bodhinayake et al., 2004). Esta técnica provoca un disturbio mínimo del suelo.

Las hipótesis de este capítulo son: 1- que la configuración del sistema poroso de suelos de la región pampeana responde de forma diferente a la SD continua, dependiendo de factores edáficos y de manejo. Dicha respuesta diferencial incide en las propiedades hidráulicas y puede ser detectada mediante infiltrometría; y 2- que las metodologías para la determinación de la distribución de tamaño de poros estática (mesa de tensión) y dinámica (infiltrómetro de disco a tensión) arrojan valores comparables, y son válidas para detectar cambios en el sistema poroso.

Los objetivos de este capítulo son analizar la relación existente entre la presencia de EL y las propiedades hidráulicas determinadas a campo y en laboratorio; y caracterizar las relaciones existentes entre el flujo de agua en las distintas familias de poros determinado a campo, y la configuración del sistema poroso de suelos bajo SD, así como su dependencia con factores edáficos y de manejo.

2.2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.2.1. Sitios y determinaciones

Para responder al objetivo específico de este capítulo se midió la conductividad hidráulica (K) saturada y no saturada a campo usando el infiltrómetro de disco a tensión (Perroux y White, 1988) en todos los sitios estudiados (tabla 2.1). A partir de estos ensayos de infiltración se determinó la macro y mesoporosidad efectiva en la conducción de agua (ϵ_{ma} y ϵ_{me} , %) (Bodhinayake et al., 2004).

Adicionalmente, se determinó la curva de retención hídrica en laboratorio y la distribución de tamaño de poros (DTPo) a partir de la misma. Esta información

se analizó en conjunto con los datos de K y macro y mesoporosidad efectiva en la conducción de agua (ϵ_{ma} y ϵ_{me} , %) (Bodhinayake et al., 2004).

Tabla 2.1. Ubicación, tipo de suelo, relieve, distribución de tamaño de partículas, años bajo SD, rotación, historia previa y estructura de los lotes estudiados bajo SD, con y sin estructura laminar (EL).

Ubicación	Suelo	Relieve	Limo (%) arcilla (%) (tipo)	Años bajo SD continua	Rotación	Historia previa*	EL
Magdalena a 35° 06´ S 57°35´ O	Paleudol Vértico, Muy Fina, illítica, térmica	15 msnm Muy plano 0-0,5 %	64,4 - 24,9 (illítica)	10	M- Cebada- M-S Pastoreo	Mixto	No
Etcheverry 35°02´S 58°03´O	Paleudol Vértico, Fina, illítica, térmica	26 msnm Loma 0,5-1 %	59,7 – 25 (illítica)	6	M-S-T/S Pastoreo	Mixto	Sí- escaso
Lobos (35° 08´S 59°29´O)	Argiudol Típico, Limosa fina, mixta, térmica	30 msnm Loma plana 0-0,5 %	48,6 - 22,5 (mixta)	20	M-S-T/S	LC	Sí
Lobos (35° 08´S 59°29´O)	Argiudol Típico, Limosa fina, mixta, térmica	30 msnm Loma plana 0-0,5 %	51,3 - 23,1 (mixta)	20	M-S-T/S	LC	Sí
Lobos (35° 08´S 59°29´O)	Argiudol Típico, Limosa fina, mixta, térmica	30 msnm Loma plana 0-0,5 %	45,8 - 17,6 (mixta)	20	M-S-T/S	LC	Sí
Lobos (35° 08´S 59°29´O)	Argiudol Típico, Limosa fina, mixta, térmica	30 msnm Loma plana 0-0,5 %	45,8 - 17,6 (mixta)	20	M-S-T/S	LC	Sí
Lobos (35° 08´S 59°29´O)	Argiudol Típico, Limosa fina, mixta, térmica	30 msnm Loma plana 0-0,5 %	46,9 - 16,7 (mixta)	20	M-S-T/S	LC	Sí
Lobos (35° 08´S 59°29´O)	Argiudol Típico, Limosa fina, mixta, térmica	30 msnm Loma plana 0-0,5 %	58,61- 15,04 (mixta)	20	M-S-T/S	Pastiza I	No

Lobos (35° 08' S 59° 29' O)	Argiudol Típico, Limosa fina, mixta, térmica	30 msnm Loma plana 0-0,5 %	58,62- 18,18 (mixta)	20	M-S-T/S	LC	Sí
Henry Bell (34° 52' S 59° 54' O)	Argiudol Abrúptico, Limosa fina, mixta, térmica.	40 msnm Loma baja 0,5-1 %	49,24- 18,85 (mixta)	13	M-S-T/S Pastoreo	LC	Sí- escaso
Henry Bell (34° 52' S 59° 54' O)	Argiudol Abrúptico, Limosa fina, mixta, térmica.	40 msnm Loma baja 0,5-1 %	49,68- 18,02 (mixta)	13	M-S-T/S Pastoreo	LC	No
Bolívar (35° 18' S 59° 35' O)	Hapludol Éntico, Franca Gruesa, Mixta, térmica	60 msnm Loma 0-1 %	19,0- 10,23 (mixta)	5	M-S-T/S	LC	No
Bolívar (35° 18' S 59° 35' O)	Hapludol Éntico, Franca Gruesa, Mixta, térmica	60 msnm Loma 0-1 %	15,94- 9,93 (mixta)	5	M-S-T/S	LC	No
Bolívar (35° 18' S 59° 35' O)	Hapludol Éntico, Franca Gruesa, Mixta, térmica	60 msnm Loma 0-1 %	15,94- 9,94 (mixta)	6	M-S-T/S	LC	No
Bolívar (35° 25' S 59° 19' O)	Hapludol Éntico, Franca Gruesa, Mixta, térmica	60 msnm Loma 0-1 %	28,94- 11,17 (mixta)	5	M-S-T/S	Pastiza I	No
Bolívar (35° 25' S 59° 19' O)	Hapludol Entico, Franca Gruesa, Mixta, térmica	60 msnm Loma 0-1 %	21,34- 9,19 (mixta)	7	M-S-T/S	LC	No
Arroyo Dulce (34° 06' S 60° 25' O)	Argiudol Típico, Fina, illítica, térmica	71 msnm Loma extendida 0-3%	61,25- 23,86 (illítica)	9-paratill- 5	M-T/S-S	Mixto	Sí
Arroyo Dulce (34° 06' S 60° 25' O)	Argiudol Típico, Fina, illítica, térmica	71 msnm Loma extendida 0-3%	62,58- 24,25 (illítica)	13- paratill-1	M-T/S-S	Mixto	Sí

Arroyo Dulce (34°06' S 60° 25' O)	Argiudol Típico, Fina, illítica, térmica	71 msnm Loma extendida 0-3%	61,97- 26,81 (illítica)	12- paratill-2	M-T/S-S	Mixto	Sí
Arroyo Dulce (34°06' S 60° 25' O)	Argiudol Típico, Fina, illítica, térmica	71 msnm Loma extendida 0-3%	70,26- 21,7 (illítica)	8	M-T/S-S	Mixto	Sí
Río Tala (33° 58' S 59° 22' O)	Paleudol Petrocálcico, Fina, illítica, térmica	15 msnm Loma intermedia 0-1 %	68,44- 22,76 (illítica)	7	M-S-T/S	LC	Sí
Río Tala (33° 58' S 59° 22' O)	Paleudol Petrocálcico, Fina, illítica, térmica	15 msnm Loma intermedia 0-1 %	68,44- 22,76 (illítica)	7- descomp anual	M-S-T/S	LC	Sí
Balcarce (36° 42' S 59° 50' O)	Paleudol Petrocálcico, Limoso fina, illítica, moderadamente profunda, térmica	97 msnm loma 1-3 %	31,5- 25,7 (illítica)	10	T/S	LC	No

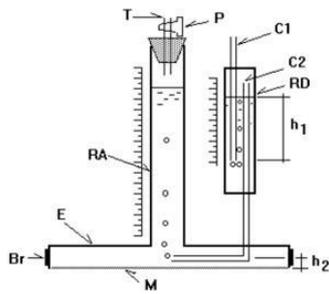
*Historia previa: LC indica que hubo agricultura convencional antes de comenzar la siembra directa. Mixto indica que hubo ciclos agrícolas y ganaderos alternados.

**Rotación: T: Trigo; M: Maíz; S: Soja; pastoreo: se realiza pastoreo de rastros en el barbecho invernal.

2.2.2. Ensayos de infiltración

Se utilizó el infiltrómetro de disco a tensión (Perroux y White, 1988) (figura 2.1), con un diámetro de disco de 12,5 cm, para determinar la tasa de infiltración básica. Los ensayos de infiltración se realizaron en distintos momentos del barbecho, después de la cosecha. En cada lote se midió infiltración en 5 sitios seleccionados al azar. Para considerar únicamente el efecto del manejo, los residuos del cultivo fueron removidos de la superficie. La superficie fue alisada con una espátula y se esparció una fina capa de arena seca, para asegurar un buen contacto hidráulico. Se midió infiltración a tres tensiones de entrega de agua, h (6, 3, y 0 cm, aplicadas en este orden y el mismo lugar). Esta secuencia fue elegida porque un orden ascendente podría causar histéresis, y

además, al aplicar una tensión subsecuente mayor se debe dar un drenaje de los poros mayores (a los que permanecen llenos a la tensión aplicada) para que se regularice el flujo (Jarvis y Messing, 1995).



- RA: depósito de alimentación
- RD: recipiente de burbujeo
- M: malla de poliestere de poro micrométrico
- C1: tubo móvil para ajustar el potencial
- C2: capilar de aireación
- T: tubo de llenado
- P: tapón o robinete
- Br: banda para sujetar la malla



Figura 2.1. Infiltrómetro de disco a tensión. Esquema mostrando sus partes (izquierda), y fotografía de infiltrómetro durante una medición a campo (derecha).

Se monitoreó el flujo hasta alcanzar el estado estacionario. La infiltración acumulada se registró cada minuto hasta los 10 min, cada 5 min hasta los 30 min, y cada 10 min hasta el fin del ensayo. Cuando la tasa de infiltración no cambió en cuatro mediciones tomadas a 10 min, se asumió flujo estacionario, y la tasa de infiltración se calculó en base a estas últimas cuatro mediciones. El tiempo necesario para alcanzar el estado estacionario fue de alrededor de 1,5 h por tensión (Figura 2.2). La conductividad hidráulica, K , a diferentes tensiones de entrega de agua (K_6 , K_3 , y K_0), fueron calculadas en base a la infiltración acumulada usando el método de las cargas múltiples (Ankeny et al., 1991).

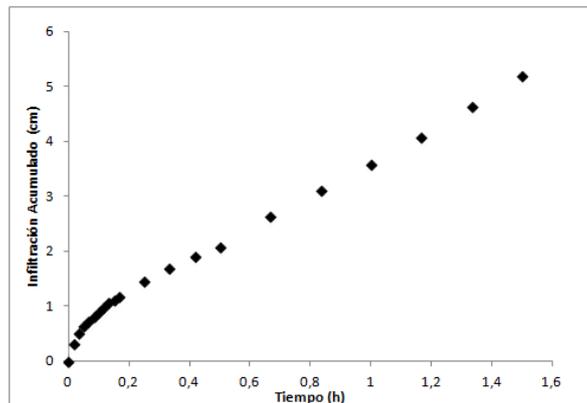


Figura 2.2. Infiltración acumulada (cm) vs. Tiempo (h), en un ensayo de uno de los sitios estudiados.

2.2.3. Método de Ankeny

El procedimiento tradicional para analizar los datos del infiltrómetro de disco a tensión está basado en la solución analítica de Wooding (1968), para infiltración no confinada desde un disco en el estado estacionario, dada por

$$Q = \pi R^2 K + 4R\Phi \quad (2.1)$$

donde Q es la tasa de infiltración por unidad de área en el estado estacionario [L^3T^{-1}], R es el radio del disco [L], K es la conductividad hidráulica [LT^{-1}], y ϕ es el potencial de flujo mátrico [L^2T^{-1}] (Gardner, 1958) para la superficie de infiltración con condición de contorno superior igual a potencial de agua del suelo cero:

$$\Phi(0) = \int_{h_1}^0 K(h)dh \quad (2.2)$$

Donde h_1 [L] es el potencial agua del suelo de referencia.

La ecuación 2.2 se puede reescribir para una condición de contorno de infiltración, h, general, donde

$$\Phi(h) = \int_{h_1}^h K(h)dh \quad (2.3)$$

Si se ajusta la ecuación 2.1 para mostrar la dependencia de K y de ϕ con el potencial de contorno en la superficie, h, resulta en un flujo Q que es dependiente del potencial de contorno en la superficie. En este estudio se usó la aproximación de Ankeny et al. (1991), que requiere el conocimiento de las tasas de flujo en estado estacionario $Q(h_1)$ y $Q(h_2)$, a dos tensiones, h_1 y h_2 , obtenidas con el mismo infiltrómetro de disco. La medición de los flujos $Q(h_1)$ y $Q(h_2)$ a dos potenciales (h_1 y h_2) resulta en las siguientes dos ecuaciones con cuatro incógnitas:

$$Q(h_1) = \pi R^2 K(h_1) + 4R\phi(h_1) \quad (2.4)$$

$$Q(h_2) = \pi R^2 K(h_2) + 4R\phi(h_2) \quad (2.5)$$

Se puede obtener una tercera ecuación asumiendo una relación $K(h)/\phi(h)$ constante en el rango de presión que va de h_1 a h_2 (Philip, 1985; Ankeny et al., 1991).

$$A = \frac{K(h)}{\phi(h)} = \text{constante}[L^{-1}] \quad (2.6)$$

Entonces las ecuaciones 2.4 y 2.5 pueden escribirse como:

$$Q(h_1) = \left[\pi R^2 + \frac{4R}{A} \right] K(h_1) \quad (2.7)$$

$$Q(h_2) = \left[\pi R^2 + \frac{4R}{A} \right] K(h_2) \quad (2.8)$$

Las ecuaciones 2.7 y 2.8 contienen ahora solo 3 incógnitas. Analizando la figura 2.3 (adaptada de Elrick et al., 1988, en Ankeny et al., 1991) se puede llegar a una aproximación numérica para una solución. En la figura 2.3 $\Phi(h_1)$ es toda el área rayada bajo la curva, y $\Phi(h_2)$ es el área doblemente rayada. La diferencia entre $\Phi(h_1)$ y $\Phi(h_2)$ es aproximadamente:

$$\Phi(h_1) - \Phi(h_2) = \frac{\Delta h [K(h_1) + K(h_2)]}{2} \quad (2.9)$$

Donde $\Delta h = h_2 - h_1$. Sustituyendo la ecuación 2.6 en la ecuación 2.9 da:

$$\frac{[K(h_1) - K(h_2)]}{A} = \frac{\Delta h [K(h_1) + K(h_2)]}{2} \quad (2.10)$$

Entonces, las ecuaciones 2.7, 2.8 y 2.10 con tres incógnitas ($K(h_1)$, $K(h_2)$ y A) pueden resolverse simultáneamente obteniéndose las conductividades hidráulicas para pares de tasas de infiltración no confinadas tomadas a diferentes tensiones. En nuestro caso se resolvieron las tres ecuaciones usando tensiones de 0 y 3, y de 3 y 6 cm. Un par de tasas resulta en estimaciones de $K(h)$ para cada tensión involucrada y de un valor de la constante A . A partir de dos pares de tasas, obtenemos dos estimaciones de la constante A , y cuatro estimaciones de conductividades hidráulicas. Definimos como la mejor estimación de $K(h)$ al promedio aritmético de las estimaciones disponibles, donde $K(h_1)$ es la conductividad hidráulica a la tensión h_1 calculada a partir del par de tasas (h_1, h_2). Las siguientes ecuaciones muestran específicamente como se estimaron $K(0)$, $K(3)$ y $K(6)$:

$$K(0) = K(0)_{(0,3)} \quad (2.11)$$

$$K(3) = \frac{[K(3)_{(0,3)} + K(3)_{(3,6)}]}{2} \quad (2.12)$$

$$K(6) = K(6)_{(3,6)} \quad (2.13)$$

Hay dos aproximaciones posibles para obtener K de esta forma. Una es calcular un solo valor de A a través de todo el rango de presión. Esta aproximación asume una relación exponencial entre K y h en todo el rango de presión y resulta en una sola ecuación para el cálculo, lo cual simplifica la obtención de los valores de K . Sin embargo, en esta tesis se opta por una aproximación por partes, ya que no siempre A permanece constante en suelos estructurados a medida que la carga de presión decrece (Clothier y Smetten, 1990).

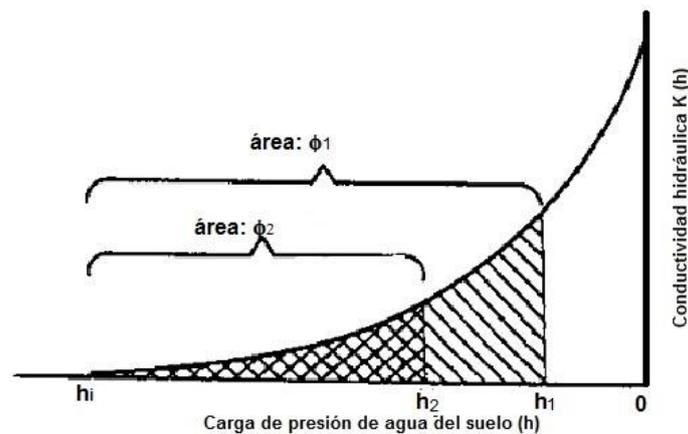


Figura 2.3. Relación entre la conductividad hidráulica (K) y la carga de presión del agua del suelo (h). Adaptado de Ankeny et al. (1991).

Este análisis requiere la tasa de infiltración en estado estacionario a diferentes cargas de presión de entrega de agua. Dependiendo en la textura del suelo, puede tomar de horas a días alcanzar el estado estacionario en el campo (Ramos et al., 2006). Sin embargo, numerosos estudios previos asumen condiciones de estado estacionario dentro de la hora (e.g., Simunek et al., 1999). El posible error que esto podría generar por no haber alcanzado el estado estacionario usualmente es despreciable en comparación con los errores relacionados a la heterogeneidad del suelo, o a la falta de reproducibilidad de los experimentos de infiltración (Ramos et al., 2006).

2.2.4. Macro y mesoporosidad efectivas en la conducción de agua

La ecuación de ascenso capilar permite calcular el tamaño de poro máximo lleno de agua, r , [L] según h [L]:

$$r = \frac{2\sigma \cos(\alpha)}{\rho g |h|} \quad (2.14)$$

Donde σ es la tensión superficial del agua [MT^{-2}], α es el ángulo de contacto entre el agua y la pared del poro (se asume igual a cero), ρ es la densidad del agua [ML^{-3}], y g es la aceleración debida a la gravedad [LT^{-2}].

Se asume que los poros con radio equivalente menor al calculado con la Ec. (2.14) están llenos de agua y son responsables de todo el flujo de agua bajo un gradiente de presión de agua, y que los poros con radio mayor al calculado con la Ec. (2.14) no están contribuyendo al flujo de agua.

De acuerdo a la ley de Poiseuille, la tasa de flujo a través de un poro está dada por:

$$Q_i(r) = \frac{\pi r^4 \rho g}{8\eta} \frac{\Delta L}{\Delta z} \quad (2.15)$$

Donde $Q_i(r)$ es la tasa de flujo [L^3T^{-1}] como función del radio de poro r [L], y η es la viscosidad del agua [$ML^{-1}T^{-1}$]. Se aclara que $\Delta L/\Delta z$ se asume igual a 1.

La tasa de flujo total a través de poros con radio r (r como función de h) ($Q_t(r)$) para un área transversal de suelo A [L^2] es:

$$Q_t(r) = K(h)A \quad (2.16)$$

y,

$$Q_t(r) = n(r)Q_i(r) \quad (2.17)$$

donde $n(r)$ es el número de poros efectivos para un tamaño de poro r dado, responsables de $Q_t(r)$.

La sustitución de la Ec. (2.15) y Ec. (2.16) dentro de la Ec. (2.17) resulta en:

$$K(h)A = n(r) \frac{\pi r^4 \rho g}{8\eta} \quad (2.18)$$

Considerando $N(r)$, el número de poros efectivos por unidad de área transversal (L^2), para un tamaño de poro r dado:

$$N(r) = \frac{n(r)}{A} \quad (2.19)$$

Resulta en:

$$N(r) = \frac{8\eta K(h)}{\pi r^4 \rho g} \quad (2.20)$$

La porosidad efectiva $\varepsilon(r)$ asociada con cada tamaño de poro es igual al número de poros efectivos por unidad de área multiplicado por el área transversal de un poro de ese tamaño:

$$\varepsilon(r) = N(r)\pi r^2 \quad (2.21)$$

El número de poros efectivos por unidad de área, $\Delta N(a, b)$, entre dos radios a y b ($a \leq b$), (asumiendo radios de poro igual al mínimo radio de poro en el rango), resultando en una diferencia en el flujo total de agua o conductividad hidráulica $\Delta K(a, b)$ entre dos cargas de presión correspondientes a los radios de poros, es (Watson y Luxmoore, 1986):

$$\Delta N(a, b) = \frac{8\eta \Delta K(a, b)}{\pi \rho g a^4} \quad (2.22)$$

Entonces, la porosidad efectiva debida a poros en este rango $\varepsilon(a, b)$ puede ser calculada como:

$$\varepsilon(a, b) = \Delta N(a, b)\pi a^2 = \frac{8\eta \Delta K(a, b)}{\rho g a^2} \quad (2.23)$$

Como a es el radio equivalente de poro menor en el rango, $\varepsilon(a, b)$ es una estimación de la porosidad efectiva máxima, ya que (a) aparece en el

denominador de la Ec. (2.23). En la Ec. (2.23) se asume implícitamente un gradiente hidráulico unitario, y estado estacionario (Wahl et al., 2004).

De acuerdo a la Ec. (2.14), la infiltración a presiones de -3 y -6 cm excluyen poros con diámetros equivalentes mayores a 1 y a 0,5 mm, respectivamente. En este estudio, se define a los macroporos como aquellos poros drenando a h mayores que -3 cm ($r > 0,5$ mm), y mesoporos a los que drenan a h entre -3 y -6 cm ($0,5 \text{ mm} > r > 0,25 \text{ mm}$).

La contribución de cada clase de poros al flujo (ϕ [%]) fue calculado como (Watson y Luxmoore, 1986):

$$\phi (\%) = \frac{K(h_i) - K(h_{i-1})}{K(h_0)} \times 100 \quad i = 1, \dots, n \quad (2.24)$$

Donde n es el número de mediciones llevadas a cabo en una secuencia, h es la tensión correspondiente, $K(h_i)$ y $K(h_{i-1})$ las conductividades hidráulicas obtenidas para dos presiones consecutivas, y $K(h_0)$ la conductividad hidráulica saturada.

2.2.5. Porosidad total y distribución de tamaño de poros

Se extrajeron muestras inalteradas en cilindros de 5 cm de diámetro y 5 cm de largo, en los primeros centímetros del suelo (10 muestras por sitio).

Las muestras se llevaron a saturación, y luego a - 50 cm de tensión en la mesa de tensión de arena para determinar la fracción de poros correspondiente a macroporos (θ_{ma} , radio $> 30 \mu\text{m}$) (ecuación 2.14).

Las muestras fueron luego llevadas a estufa a 105 °C hasta peso constante. Se determinó la masa seca y se calculó la densidad aparente (d_{ap}) [ML^{-3}] de las muestras como sigue:

$$d_{ap} = \frac{\text{masa seca}}{\text{volumen}} \quad (2.25)$$

La porosidad total (PT) se estimó en base a los valores de d_{ap} , asumiendo una densidad de partículas (d_p) igual a $2,65 \text{ Mg.m}^{-3}$, como:

$$PT(\%) = \left(1 - \left(\frac{d_{ap}}{d_p} \right) \right) \times 100 \quad (2.26)$$

2.2.6. Análisis estadístico.

En primer lugar se analizó el efecto de cada factor edáfico y de manejo sobre la K_0 , la PT, y las fracciones de poros por separado. Para ello se hicieron análisis de correlación entre las variables independientes y cada uno de los factores. Se calculó el coeficiente de correlación de Spearman y su significancia.

Se estudió con Análisis de la Varianza el efecto de la aparición de EL sobre las variables K_0 , PT, θ_{ma} , ϵ_{ma} , y ϵ_{me} . Para determinar cuáles medias eran diferentes se realizó un test de medias LSD ($P=0,05$).

Por otro lado se estudió la correlación entre las variables estudiadas. Se calculó el coeficiente de correlación de Pearson y su significancia.

2.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

2.3.1. Dependencia de la Conductividad hidráulica saturada y porosidad con los factores edáficos y de manejo.

Se realizaron análisis de correlación entre las variables estudiadas (K_0 , PT, θ_{ma} , ϵ_{ma}) y los factores edáficos y de manejo. En la tabla 2.2 se presentan los valores de los coeficientes de correlación, y su significancia.

Tabla 2.2. Correlación (r de Spearman) entre las variables físicas K_0 , θ_{ma} , PT, y ϵ_{ma} , y los factores edáficos y de manejo.

Factor [#]	K_0 (cm.h ⁻¹)	PT (%)	θ_{ma}	ϵ_{ma} (%)
Tipo de Suelo (grupo)	0,14	0,03	0,37	0,12
Limo (%)	0,02	0,29	-0,01	0,02
Mineralogía de arcillas	-0,21	-0,35**	-0,56 *	-0,26
Características vérticas	0,44*	0,33	0,58*	0,42*
Años bajo SD	-0,12	-0,04	-0,42**	-0,07
Manejo previo	0,35**	0,45*	0,25	0,27
Rotación (%soja)	-0,16	0,02	-0,31	-0,02
Pastoreo de rastrojos	0,21	0,28	0,10	0,24

[#]Tipo de suelo: 0: Argiudol; 1: Paleudol; 2: Hapludol. Mineralogía de arcillas: 0: mixta; 1: illítica. Características vérticas: 0: ausente; 1: presente. Manejo previo: 0: LC; 1: mixto; 2: pastizal. *correlación significativa al 5 % de nivel de confianza. ** Correlación significativa al 10 % de nivel de confianza.

Los resultados muestran que solo los factores mineralogía, características vérticas, y el factor manejo previo tuvieron correlación significativa (valor de $p > 0,05$) con las variables físicas. Sin embargo esta correlación es débil. Es decir que para los sitios estudiados, el cambio de las propiedades físicas de los suelos debido a la aplicación de SD no estaría condicionado por las características intrínsecas de los mismos. Solo los suelos con características vérticas tendrían mayor K_0 y ϵ_{ma} que aquellos sin estas características. Pero debe destacarse que solo dos de los suelos estudiados tienen características vérticas, por lo que estos resultados deben tomarse como preliminares.

En estudios previos varios investigadores (Elissondo et al., 2001; Díaz-Zorita et al., 2002; Fabrizzi et al., 2005; Richmond y Rillo, 2005; Sasal et al., 2006; Álvarez y Steinbach, 2009) encontraron en suelos con diferentes características edáficas una respuesta similar de la PT a la SD. La misma disminuyó en SD, respecto a suelos laboreados.

Lo mismo puede decirse de la K_0 . Sasal et al. (2006), Soracco (2009) y Álvarez et al. (2009a) encontraron una disminución en la tasa de infiltración (q) en SD, respecto a suelos laboreados, en suelos franco limosos del Norte de la provincia de Buenos Aires (material parental mantos de loess y loessoides, LLM), Ferreras et al. (2000) encontraron la misma tendencia en un suelo franco del Sudeste bonaerense (material parental mantos de loess y loessoides y depresiones de deflación, LBM), y Richmond y Rillo (2005) encontraron menor q en SD continua respecto a pasturas o suelos laboreados en Hapludoles típicos (material parental Campos de dunas del centro de la pampa, CPD).

Es decir que en la región pampeana la respuesta a la SD ha sido de una disminución de la macroporosidad, de la PT y de la infiltración, independientemente de la textura.

En cuanto al manejo, la historia previa a la incorporación de la SD, lo cual determina el estado del suelo al comienzo de la SD, está correlacionado con la PT y la K_0 . Este resultado indica que la variación de las propiedades físicas del suelo a la SD depende de la situación del mismo al momento de la implementación de este sistema. Esto está de acuerdo con reportes previos. Sasal et al. (2006) encontró en un Argiudol típico franco limoso, que el lote con historia previa a la SD de pastura tenía mayor q que los lotes con historia previa agrícola bajo LC. Richmond y Rillo (2005) trabajando en Hapludoles

típicos franco arenosos, encontraron que lotes en SD con antecedente de pastura tenían mayor q que el lote bajo SD con antecedente de agricultura bajo labranza mínima.

El cambio de las propiedades físicas de los suelos de la región pampeana argentina a la SD depende entonces del estado al momento de la adopción de este sistema, teniendo una respuesta negativa cuando el lote tiene una historia previa de agricultura continua bajo LC. La respuesta a la SD en cuanto a disminución de PT, macroporosidad e infiltración resultó ser independiente de los factores edáficos como textura y tipo de suelo. La mejor respuesta de los suelos con características vérticas puede deberse a la capacidad de automullido de los mismos. Sin embargo, debido a la poca cantidad de casos estudiados con estas características, debería seguir estudiándose este efecto.

2.3.2. Efecto de la EL sobre las propiedades hidráulicas y la porosidad.

En la tabla 2.3 se muestran los valores de K_0 , PT, θ_{ma} , ϵ_{ma} , ϵ_{me} , ϕ_{ma} y ϕ_{me} , de los sitios estudiados, y la media de los valores para el grupo de los sitios con desarrollo de EL, y para los grupos sin desarrollo de EL de textura fina y textura gruesa respectivamente .

Tabla 2.3. Conductividad hidráulica saturada (K_0), porosidad total (PT), Macro y mesoporosidad efectivas (ϵ_{ma} y ϵ_{me}), y aportes de los macro y de los mesoporos al flujo total (ϕ_{ma} y ϕ_{me}) para los distintos sitios estudiados, y valores medios para los sitios con y sin desarrollo de estructura laminar.

Serie (coordenadas) ¹	K_0 (cm.h ⁻¹)	PT (%)	θ_{ma} (%)	ϵ_{ma} (%)	ϵ_{me} (%)	ϕ_{ma} (%)	ϕ_{me} (%)
Magdalena (35° 06' S 57°35' O)	5,8	53,6	16,4	0,0046	0,0018	87,9	8,6
Etcheverry (35°02' S 58°03' O)	3,4	54,6	19,5	0,0021	0,0020	67,8	15,9
Lobos (35° 08' S 59°29' O)	2,4	52,5	10,8	0,0017	0,0009	79,2	10,6
Lobos (35° 08' S 59°29' O)	1,2	51,1	6,2	0,0007	0,0006	65,9	14,8
Lobos (35° 08' S 59°29' O)	0,6	52,1	12,2	0,0002	0,0006	41,0	23,2
Lobos (35° 08' S 59°29' O)	4,6	49,9	12,9	0,0031	0,0012	87,4	8,2

Lobos (35° 08' S 59° 29' O)	0,8	47,3	16,8	0,0005	0,0007	61,4	23,8
Lobos (35° 08' S 59° 29' O)	2,0	52,7	13,7	0,0010	0,0013	56,8	18,3
Lobos (35° 08' S 59° 29' O)	2,14	50,6	11,8	0,0016	0,0007	82,7	9,3
Henry Bell (34° 52' S 59° 54' O)	1,1	50,3	6,2	0,0007	0,0007	77,7	13,9
Henry Bell (34° 52' S 59° 54' O)	1,9	53,2	11,0	0,0012	0,0006	81,2	9,9
Bolívar (35° 18' S 59° 35' O)	1,4	49,9	15,2	0,0007	0,0008	67,0	13,7
Bolívar (35° 18' S 59° 35' O)	1,7	45,7	15,3	0,0010	0,0010	67,4	18,8
Bolívar (35° 18' S 59° 35' O)	2,5	49,0	14,5	0,0017	0,0013	75,0	14,2
Bolívar (35° 25' S 59° 19' O)	4,5	55,7	16,0	0,0019	0,0031	52,8	14,6
Bolívar (35° 25' S 59° 19' O)	0,7	48,2	10,5	0,0003	0,0008	47,7	24,8
Arroyo Dulce (34° 06' S 60° 25' O)	3,28	57,8	14,0	0,0022	0,0014	75,3	12,0
Arroyo Dulce (34° 06' S 60° 25' O)	1,76	52,7	12,8	0,0010	0,0010	65,1	16,4
Arroyo Dulce (34° 06' S 60° 25' O)	1,52	45,5	13,0	0,0007	0,0011	54,0	20,1
Arroyo Dulce (34° 06' S 60° 25' O)	1,42	46,7	12,1	0,0008	0,0008	64,2	16,1
Rio Tala (33° 58' S 59° 22' O)	0,83	56,2	10,1	0,0005	0,0002	21,7	18,1
Rio Tala (33° 58' S 59° 22' O)	2,06	52,1	10,8	0,0012	0,0004	24,3	15,0
Balcarce (36° 42' S 59° 50' O)	2,32	54,0	16,4	0,0032	0,0022	69,8	12,9
Con EL	1,94±1,14a*	51,4±3,5a	12,6±3,49 a	0,0012a	0,0009a	62,0	15,5
Sin EL finos	3,01±2,22a	53,4±0,4a	14,36±2,66a	0,0025b	0,0015a	73,9	12,5
Sin EL gruesos	2,18±1,48a	49,7±3,7a	14,30±2,20a	0,0011a	0,0014a	62,0	17,2

¹Los sitios en negrita son los que desarrollaron estructura laminar bajo siembra directa. Letras diferentes indican diferencias significativas entre los grupos para ese parámetro (test LSD, P=0,05).

Los sitios con desarrollo de EL presentaron valores significativamente más bajos de ϵ_{ma} respecto a los suelos franco y franco limosos con otro tipo de estructura. La PT, la θ_{ma} , y la K_0 tendieron a ser menores en suelos con EL, respecto a suelos de la misma textura con otro tipo de estructura. La menor ϵ_{ma} en suelos con EL se puede explicar por una orientación horizontal de los macroporos (en el capítulo 5 de esta tesis se estudia la anisotropía de la conectividad de las distintas familias de poros en suelos con y sin EL). En este grupo los macroporos contribuyen menos al flujo total de agua. En la figura 2.4 se presentan los valores de K_0 para cada uno de los grupos, distinguiendo el aporte de los macro y mesoporos. Se puede observar que los suelos de textura franco y franco limosas sin EL tienen una mayor K_0 , dada por un mayor aporte de los macroporos, si bien la diferencia no llega a ser significativa. Aun cuando la mayor ϵ_{ma} en suelos finos sin EL no repercutió en una diferencia significativa en la K_0 , es importante destacar que tiene un efecto positivo sobre la fertilidad física del suelo, ya que estos macroporos interconectados permiten una entrada rápida del agua en suelo, una mejor aeración del perfil, y un mejor desarrollo del sistema radical, entre otros beneficios (Soracco, 2009; Soracco et al., 2011; Soracco et al., 2012).

Más allá de estas diferencias, se puede observar que la SD provocó en general valores de K_0 bajos, independientemente del desarrollo o no de EL. Esto indica que los suelos bajo este sistema de manejo no alcanzan un estado físico aceptable. Esto está de acuerdo con lo reportado por muchos autores para la región pampeana, como se discute a lo largo de esta tesis. Los suelos bajo SD con EL se ven aún más afectados que los que no desarrollaron esta estructura. Los suelos gruesos (que no tenían EL) alcanzaron valores de las variables físicas estudiadas similares a los suelos con EL.

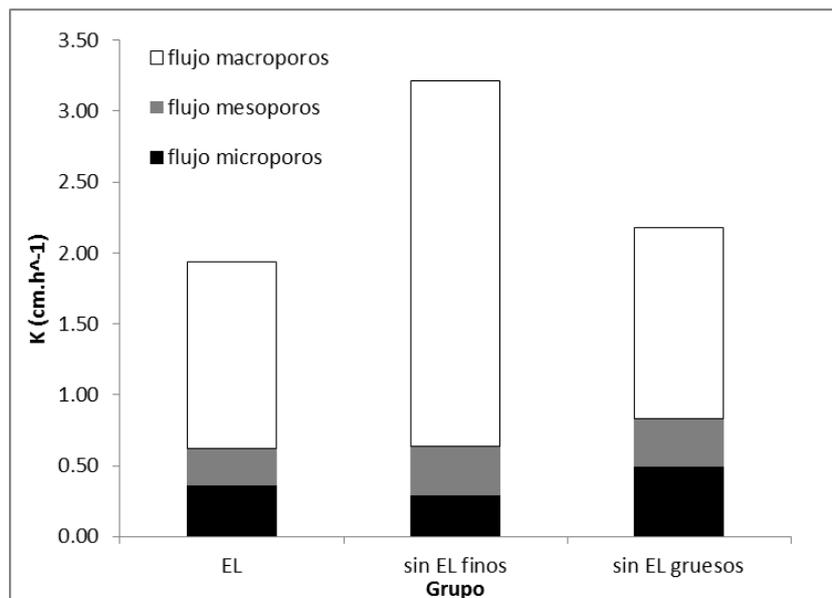


Figura 2.4. Valores medios de K_0 ($\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$) para los tres grupos estudiados (suelos con EL, suelos de texturas finas sin EL, suelos de texturas gruesas sin EL), distinguiendo el aporte de los macro, meso y microporos al flujo total.

2.3.3. Relación entre las variables estudiadas.

Se realizaron análisis de correlación entre las variables estudiadas (K_0 , PT, ϵ_{ma} , ϵ_{me} , θ_{ma}). En la tabla 2.4 se presentan los valores de los coeficientes de correlación, y su significancia.

Tabla 2.4. Correlación (r de Pearson) entre las variables estudiadas (K_0 , PT, ϵ_{ma} , ϵ_{me} , θ_{ma}).

Variable	K_0	PT	ϵ_{ma}	ϵ_{me}	θ_{ma}
K_0	1				
PT	0,40**	1			
ϵ_{ma}	0,90*	0,38**	1		
ϵ_{me}	0,70*	0,35**	0,62*	1	
θ_{ma}	0,45**	0,12	0,39**	0,57*	1

*correlación significativa al 5 % de nivel de confianza. ** Correlación significativa al 10 % de nivel de confianza.

Se encontró correlación significativa entre la K_0 y la macro y mesoporosidad efectiva. La correlación con la PT y la θ_{ma} fue débil.

En la figura 2.5 se muestra la dependencia de K_0 con la θ_{ma} y la ϵ_{ma} . Los resultados muestran que hay que tener en cuenta la configuración del sistema poroso, es decir la cantidad y conectividad de macroporos, a la hora de predecir movimiento de agua. Una mayor θ_{ma} y PT no garantiza mayor entrada de agua en suelo, como ya había sido estudiado previamente (Soracco et al., 2011; Soracco et al., 2012).

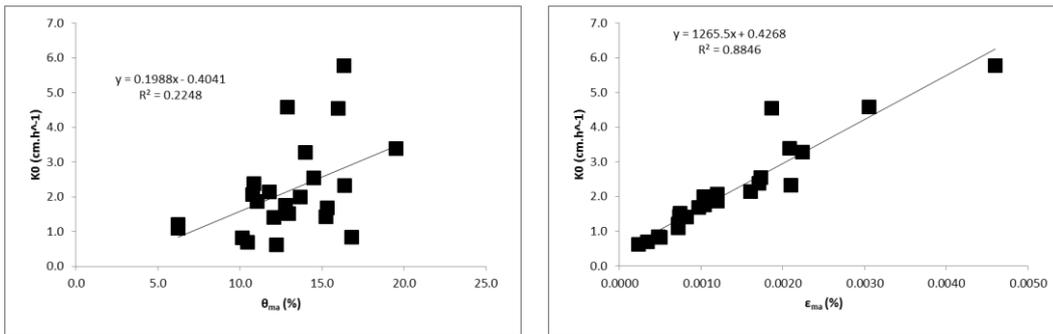


Figura 2.5. Dependencia de la K_0 con la macroporosidad total, θ_{ma} (izquierda) y la macroporosidad efectiva, ϵ_{ma} (derecha). Se muestran las ecuaciones y la bondad de ajuste (R^2).

Finalmente se estudió la relación entre la macroporosidad total (θ_{ma}) y la macroporosidad efectiva (ϵ_{ma}) para poner a prueba la hipótesis 2.

La correlación entre estas dos variables fue débil (Tabla 2.4). En la figura 2.6 se puede ver la relación entre las dos variables. Este resultado muestra que una mayor θ_{ma} no redundaba en una mayor cantidad de macroporos efectivos en la conducción del agua.

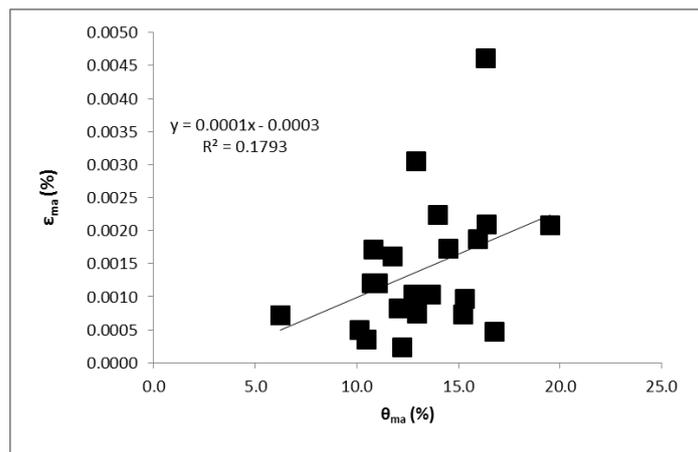


Figura 2.6. Dependencia de la macroporosidad efectiva (ϵ_{ma}) con la macroporosidad total (θ_{ma}). Se muestra la ecuación y la bondad de ajuste (R^2).

2.4. CONCLUSIONES

Las propiedades físicas de los suelos de la región pampeana bajo SD no están condicionadas por las características intrínsecas de los mismos. Solo los suelos con características vérticas tendrían mayor K_0 y ϵ_{ma} que aquellos sin estas características. Pero debe destacarse que solo dos de los suelos estudiados tienen características vérticas, por lo que estos resultados deben tomarse como preliminares. Entre los factores de manejo, solo el manejo previo a la SD estuvo correlacionado con el comportamiento de las propiedades físicas del suelo.

Las metodologías para la determinación de la distribución de tamaño de poros estática (mesa de tensión) y dinámica (infiltrómetro de disco a tensión) no arrojan valores comparables. La macroporosidad total medida en mesa de tensión no permitió distinguir a los suelos con EL, los cuales presentaron valores menores de macroporosidad efectiva en la conducción del agua respecto a suelos sin este tipo de estructura. Esto se debe a una disposición preferencial en dirección horizontal de estos poros, que tienen menor efectividad en la conducción de agua. La macroporosidad total medida en mesa de tensión no permite detectar estos cambios, mientras que la medida basada en flujo de agua si lo permite.

3. ESTABILIZACIÓN DE LAS PROPIEDADES FÍSICAS DEL SUELO BAJO SIEMBRA DIRECTA

3.1. INTRODUCCIÓN

Con el objetivo de aplicar prácticas de agricultura de precisión para un manejo eficiente de recursos y una mejora de los rendimientos de los cultivos, es necesario mejorar nuestro conocimiento acerca de la variabilidad temporal de las propiedades del suelo bajo prácticas de manejo continuas (Strudley et al., 2008). En general se asume que después de 5 años bajo SD continua se alcanza una estabilización de las propiedades del suelo (Wander y Bollero, 1999; Rhoton, 2000; Álvarez et al., 2009a). Algunos autores han usado esta asunción para comparar lotes bajo SD independientemente del momento en la secuencia de cultivos, y/o del tiempo bajo SD, si los lotes tenían más de 5 años bajo SD (Wander y Bollero, 1999; Álvarez et al., 2009a; Imhoff et al., 2010). Sin embargo, otros autores han estudiado esta variabilidad temporal sin que se llegue a un acuerdo.

Rhoton (2000) evaluó el número de temporadas bajo SD requeridas para mejorar las propiedades del suelo. El autor concluyó que las diferencias en las propiedades del suelo en LC y SD fueron independientes del cultivo. De acuerdo al autor, la SD puede mejorar varias propiedades relacionadas a la fertilidad y disminuir la erodabilidad dentro de los primeros 4 años bajo este sistema, y mejorar su sustentabilidad. Dick et al. (1989) indicaron que los cambios en la hidrología del suelo, creados por la imposición de la SD, son evidentes solo 3 años luego de la última operación de labranza. No se encontraron variaciones en la estabilidad de agregados luego de 5 años bajo SD (West et al., 1991) y no se registraron variaciones en la densidad aparente (dap) luego de 10 años bajo SD (Blevins et al., 1983; Edwards et al., 1992). Por otro lado, Moret y Arrúe (2007) encontraron, en un ensayo de 10 años, valores crecientes de dap, medidos en 3 años consecutivos, mientras que Diaz-Zorita et al. (2004) en un ensayo con más de 20 años bajo SD continua, no encontraron diferencias en la dap medida 2 años consecutivos. Abril et al. (2005) encontraron contenidos crecientes de MO medidos después de 5 años y después de 10 años bajo SD. Yang y Wander (1998) encontraron en un suelo

bajo SD por 9 años cambios en el tiempo en el tamaño medio de agregado, medidos 2 años consecutivos. Fernández (2010) encontró cambios en la dap a través de los años en suelos bajo SD con una secuencia maíz-soja. Estos cambios fueron mayores en Argiudoles con textura superficial franco limosa, que en Hapludoles con textura franca o arenosa. La autora atribuyó la diferencia en el comportamiento a la estructura más rígida del suelo arenoso. Ella también encontró influencia del momento de la rotación en la resistencia a la penetración y en la tasa de infiltración. Vandenbygaart et al. (1999b) estudiaron los cambios en el tiempo del sistema poroso del suelo bajo SD, y encontraron que la macroporosidad no cambió después de 4 años bajo SD, y que la microporosidad no cambió luego de 6 años. Estos autores encontraron que los poros redondeados se incrementaron en número luego de 11 años bajo SD.

Incluso cuando se ha reportado una estabilización de las propiedades del suelo en SD de largo plazo (Rhoton, 2000; Ben Moussa-Machraoui et al., 2010), algunos autores encontraron cambios en las propiedades físicas del suelo debidos a la influencia del último cultivo. Papadopoulos et al. (2006) afirmaron que la estructura del suelo puede ser muy afectada por las prácticas de manejo, tales como la rotación de cultivos. Los diferentes efectos de los cultivos parecen estar relacionados a sus habilidades en promover regeneración y estabilización de la estructura del suelo (Chan y Heenan, 1996). Por ejemplo, los exudados de las raíces de maíz (*Zea mays*) incrementaron la estabilidad de agregados a partir de los 7 días (Gregory, 2006). Las raíces de trigo (*Triticum aestivum*) fueron más efectivas que las raíces de la arveja (*Pisum sativum*) para promover la agregación (Gregory, 2006).

La medición de las propiedades físicas del suelo, tales como la conductividad hidráulica (K) a diferentes tensiones (h), y la cuantificación de la macroporosidad conductora de agua (ϵ_{ma}) y la macroporosidad total (θ_{ma}), es importante para mejorar el entendimiento del comportamiento físico del suelo.

La medición de K a diferentes tensiones, h , y la cuantificación de ϵ_{ma} y θ_{ma} , junto con la PT en diferentes momentos de la rotación de cultivos, en suelos de diferentes texturas, con y sin EL, podría ayudarnos a mejorar nuestro entendimiento acerca de la variabilidad temporal de la configuración del

sistema poroso del suelo y de las propiedades hidráulicas relacionadas, y su dependencia con distintos cultivos.

Por otro lado, la medición de la curva $K(h)$ y de la curva de retención hídrica (CRH) de los suelos es cara, consume mucho tiempo, y requiere mucho trabajo, y por estas razones el uso de funciones de transferencia edafológica (FTE, modelos que predicen estas curvas a partir de datos más fácilmente obtenibles como la DTPa, el contenido de MO, etc.) se ha vuelto popular (Cornelis et al., 2001; Schaap et al., 2001; Soracco et al., 2010b). Debido a la importancia de CRH y de la curva $K(h)$ para muchos procesos es importante evaluar la eficiencia de alguna FTE disponible, fácil de usar, y creada a partir de una base de datos amplia.

La hipótesis de este capítulo es que después de un largo período bajo SD la configuración del sistema poroso y las propiedades hidráulicas alcanzan valores estables, independientes del momento en la rotación. Una hipótesis secundaria es que el modelo de van Genuchten-Mualem (van Genuchten, 1980; modelo VGM) describe adecuadamente la curva de retención hídrica (CRH) y la curva $K(h)$ en estos suelos, y que ROSETTA (Schaap et al., 2001) es un programa confiable, con capacidad de estimar los parámetros del modelo VGM para estos suelos.

El objetivo de este capítulo es estudiar el efecto del último cultivo en la configuración del sistema poroso y las propiedades hidráulicas de suelos bajo SD de largo plazo con y sin desarrollo de EL, para determinar si se alcanza una estabilización de estas propiedades, independiente del momento en la secuencia de cultivos. Los objetivos secundarios son: comparar dos procedimientos para evaluar la porosidad efectiva en la conducción de agua; y probar la eficiencia de ROSETTA en ambos sitios comparando los parámetros del modelo VGM obtenidos por parametrización inversa (PI) de los datos y los parámetros estimados por ROSETTA a partir de datos básicos del suelo.

3.2. MATERIALES Y MÉTODOS

3.2.1. Sitios y diseño experimental

El estudio se llevó adelante en dos sitios: uno cercano a la localidad de Lobos (35° 08' S 59° 29' O) y otro cercano a la localidad de Norberto de la Riestra (35° 18' S, 59° 35' O).

El suelo en el primer sitio (sitio I) fue clasificado como un Argiudol típico fino, mixto, térmico (USDA, 2006), Feozem lúvico (IUSS Working Group WRB, 2006), de la serie Lobos. El suelo en el segundo sitio (sitio II) fue clasificado como un Hapludol éntico arenoso, mixto, térmico (USDA, 2006), Feozem háplico (IUSS Working Group WRB, 2006), de la serie Bolívar. Los Argiudoles y los Hapludoles son los tipos de suelo más comunes en la región pampeana (Rimski-Korsakov et al., 2004).

Los sitios estudiados tenían la misma secuencia de cultivos (maíz-soja-trigo/soja). Ambos sitios estuvieron bajo SD por 20 años. Previo a la SD los dos sitios habían estado bajo LC.

Los ensayos de infiltración y las extracciones de muestras se llevaron a cabo, tres años consecutivos, al final de cada año de la secuencia, poco después de la cosecha del cultivo de verano, en el mes de junio.

Se consideró al último cultivo como factor, con tres niveles: (i) maíz (mz), (ii) soja de primera (sj), y (iii) trigo y soja de segunda (tsj).

3.2.2. Ensayo de infiltración

Se utilizó el infiltrómetro de disco a tensión (Perroux y White, 1988) para determinar la tasa de infiltración básica. Los ensayos de infiltración se realizaron durante el barbecho (junio), después de la cosecha, tres años consecutivos. Se utilizó el infiltrómetro de disco a tensión descrito anteriormente y se midió infiltración a tres valores de presión de entrega de agua, h (-6, -3, y 0 cm, aplicadas en este orden y en el mismo lugar). Se siguió el procedimiento indicado anteriormente. La conductividad hidráulica, K , a diferentes presiones de entrega de agua (K_6 , K_3 , y K_0), fueron calculadas en base a la infiltración acumulada usando el método de las cargas múltiples (Ankeny et al., 1991) como ya se explicó en el capítulo precedente. El mayor

decrecimiento en la conducción de agua se da a tensiones cercanas a cero, debido a una reducción en los macroporos (Gebhardt et al., 2009). El procedimiento utilizado para obtener K se basó en el análisis del flujo en estado estacionario a partir del infiltrómetro de disco a tensión y su dependencia con la presión de entrega de agua. Esta dependencia fue descrita por el modelo exponencial de Gardner (Gardner, 1958).

3.2.3. Macro y mesoporosidad total y efectivas en la conducción de agua. Radio medio de poro ponderado por flujo.

La macroporosidad total del suelo ($\theta_{ma}(\%)$, $r > 30 \mu m$) fue calculada a partir de la retención hídrica a - 50 cm de carga de presión. Se midió usando la mesa de tensión en muestras indisturbadas de suelo (10 muestras por sitio y por último cultivo, un total de 60 muestras).

La curva de retención hídrica (CRH) completa fue medida en ambos sitios en el segundo año de la secuencia de cultivos, usando la mesa de tensión (-10, -30, -50, -70, y -100 cm de columna de agua) y la olla de presión (1/3, 1, y 15 bar).

La macro y mesoporosidad efectivas en la conducción de agua (ϵ_{ma} , y ϵ_{me} , respectivamente) fueron calculadas usando el procedimiento de Watson y Luxmoore (WL) y el procedimiento de Reynolds (Ry).

3.2.3.1. Procedimiento WL

La ecuación de ascenso capilar permite calcular el tamaño de poro máximo lleno de agua, r [L], según h [L]:

$$r = \frac{2\sigma \cos(\alpha)}{\rho g |h|} \quad (3.1)$$

Donde σ es la tensión superficial del agua [MT^{-2}], α es el ángulo de contacto entre el agua y la pared del poro (se asume igual a cero), ρ es la densidad del agua [ML^{-3}], y g es la aceleración debida a la gravedad [LT^{-2}]. En la ecuación (3.1), que permite calcular el tamaño de poro máximo lleno de agua, el ángulo de contacto α puede diferir de 0° . Woche et al. (2005) analizó la dependencia entre el ángulo de contacto y la textura del suelo, y observó ángulos de contacto pequeños, de 0° a 20° para suelos franco limosos. Más aún, α

depende fuertemente del contenido de agua y probablemente se aproxima a 0° después de un tiempo de infiltración (Buczko et al., 2006).

El procedimiento WL asume que los poros equivalentes con radio menor al calculado a partir de la Ec. (3.1) están llenos de agua y son responsables de todo el flujo de agua a una carga de presión dada, y que los poros equivalentes con radio mayor al calculado con esa ecuación no están contribuyendo al flujo de agua. La porosidad efectiva, o hidráulicamente activa, conduciendo agua en el intervalo de carga de presión correspondiente a dos radios de poros r_a y r_b ($r_a \leq r_b$), $\varepsilon(r_a, r_b)$ (asumiendo que el radio de poro es igual al radio equivalente mínimo), está dada por (Watson y Luxmoore, 1986):

$$\varepsilon(r_a, r_b) = \frac{8\eta\Delta K(r_a, r_b)}{\rho g(r_a)^2} \quad (3.2)$$

Donde $\Delta K(r_a, r_b)$ es la diferencia en los valores de K en el intervalo de carga de presión correspondiente a r_a y r_b , η es la viscosidad dinámica del agua [$ML^{-1}T^{-1}$], ρ es la densidad del agua [$M.L^{-3}$], y g es la aceleración debida a la gravedad [$L.T^{-2}$]. Como r_a es el radio de poro equivalente mínimo en el rango considerado, $\varepsilon(r_a, r_b)$ es una estimación de la porosidad conductora de agua máxima. En la ecuación 3.2 está asumido implícitamente un gradiente hidráulico unitario, y condiciones de estado estacionario durante la infiltración (Wahl et al., 2004).

De acuerdo a la Ec. (3.1), la infiltración a cargas de presión de -3 y -6 cm excluirá poros con diámetros equivalentes >1 mm, y $>0,5$ mm, respectivamente. En la presente tesis se definió como macroporos conductores de agua (ε_{ma}) a los poros drenando a $h > -3$ cm ($r > 0,5$ mm), y como mesoporos conductores de agua (ε_{me}) a aquellos que lo hacen entre valores de h de -3 y -6 cm ($0,5$ mm $> r > 0,25$ mm).

3.2.3.2. Procedimiento Ry

Watson y Luxmoore (1986) calcularon las porosidades conductoras de agua usando el mínimo radio de poro equivalente en el rango considerado, calculado a partir de la Ec. (3.1). Sin embargo esto introduce una inconsistencia porque K , en la Ec. (3.2), está relacionada a un rango de tamaños de poros participando en el flujo de agua, mientras que el radio equivalente calculado con la Ec. (3.1) se relaciona a un tamaño de poro máximo para almacenaje de

agua (Bodhinayake et al., 2004). Reynolds et al. (1995) propusieron usar el radio medio de poro ponderado por flujo, R_0 [L], que representa un radio medio de poro equivalente efectivo, que está conduciendo agua a una carga de entrega de agua dada, y ha sido utilizado para caracterizar cambios temporales o inducidos por labranza en los macroporos conductores de agua (Messing y Jarvis, 1993; Reynolds et al., 1995; Sauer et al., 1990; Schwen et al., 2011). Siguiendo a Reynolds et al. (1995), R_0 está definido como,

$$R_0 = \frac{\sigma K_0}{\rho g M_0} \quad (3.3)$$

Aquí σ es la tensión superficial del agua [MT^{-2}], M_0 [L^2T^{-1}] es el potencial de flujo mátrico del suelo, medido en el rango de carga de presión en el poro, en el cual se considera que los poros están conduciendo agua, y puede ser calculado como:

$$M_0 = \int K(h)dh \quad (3.4)$$

R_0 , comparado con r basado en almacenaje de agua, refleja mejor los efectos de las restricciones en los poros, tales como burbujas de aire atrapado, o pequeñas zonas secas.

Generalmente, R_0 indica que con un incremento de h , poros más grandes conducen agua (Reynolds et al., 1995). Aplicando la Ec. (3.1), también calculamos el radio de poro equivalente máximo, C , que puede conducir agua a una carga de presión de entrega de agua dada (Reynolds et al., 1995; Moret y Arrúe, 2007).

3.2.4. Estimación de los parámetros hidráulicos del suelo por parametrización inversa (PI) y con ROSETTA

Para describir las propiedades hidráulicas del suelo no saturado, usamos el modelo de van Genuchten-Mualem (VGM) (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980). Las funciones de retención hídrica del suelo $S_e(h)$ y de conductividad hidráulica $K(\theta)$ están dadas por

$$S_e(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{\left(1 + |\alpha_{VG} h|^n\right)^m} \quad (3.5)$$

$$K(\theta) = K_s S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (3.6)$$

donde S_e es el contenido de agua efectivo, θ_r y θ_s denotan los contenidos de agua residual y saturado, respectivamente [$L^3 L^{-3}$], l es un parámetro de conectividad de poros, y α_{VG} [L^{-1}], n y m ($=1-1/n$) son parámetros empíricos. Para reducir la cantidad de variables desconocidas, l se considera constante e igual a 0,5 en todas las estimaciones de parámetros (Schwen et al., 2011).

La parametrización inversa (PI) del modelo VGM a partir de los datos de CRH y K fue empleada en ambos sitios, usando la CRH completa obtenida en el laboratorio para el segundo año de la secuencia de cultivos, y los datos de K vs h obtenidos de la infiltración en ese año. Se utilizó el código RETC (van Genuchten et al., 1991) para este análisis. Se calcularon la suma de cuadrados residuales, y la bondad de ajuste (r^2) en cada caso.

Los valores de los parámetros del modelo VGM obtenidos por IP fueron comparados con aquellos obtenidos usando el programa ROSETTA 1.0 (Schaap et al., 2001), que usa funciones de transferencia edafológica jerárquicas, e incluye bases de datos amplias de Norteamérica y Europa. En la predicción se incluyeron todos los parámetros de entrada posibles (contenidos de arena, limo y arcilla, dap , y contenido de agua a 33 y 1500 kPa).

3.2.5. Otras mediciones

La estructura del suelo fue evaluada en el campo en cada momento de muestreo. La densidad aparente (dap) se midió en cada sitio y momento (10 repeticiones por tratamiento) usando el método del cilindro (Blake y Hartge, 1986). Adicionalmente, se determinó la distribución de tamaño de partículas usando el método de la pipeta y el contenido de material orgánica (MO, %) usando el método de Walkley-Black en cada sitio en la primera fecha de muestreo.

3.2.6. Análisis estadístico

Los efectos del factor, K_0 , dap , y las fracciones de tamaños de poros, fueron analizados en forma separada utilizando ANOVA con último cultivo como factor (Sokal y Rohlf, 1995). Para comparar las medias de cada tratamiento se utilizó

el test de comparación múltiple LSD. Para determinar si las repeticiones de un parámetro dentro de cada tratamiento estaban normalmente o log-normalmente distribuidas se aplicó el test de Kolmogorov–Smirnov. Todos los análisis estadísticos de K_0 fueron llevados a cabo usando los logaritmos de los datos, ya que la distribución de esta variable fue lognormal, lo cual es usual para esta propiedad del suelo (Bagarello et al., 2006). No se transformaron las otras variables, ya que estaban normalmente distribuidas. En todos los análisis la significancia se determinó al valor de $P=0,05$.

3.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.3.1. Características generales

El contenido de material orgánica del horizonte A fue 5,1 % para el sitio I y 2,7 % para el sitio II. La distribución de tamaño de partículas (DTPa) del sitio I dio 20 % arcilla, 48 % limo y 32 % de arena, y fue clasificado como franco. Para el sitio II la DTPa dio 10 % arcilla, 19 % limo y 71 % arena, y fue clasificado como franco arenoso (USDA, 2006). La estructura del suelo fue laminar en los primeros centímetros en el sitio I, mientras que en el sitio II se observó en bloques subangulares. Estas formas estructurales no variaron entre los años estudiados.

3.3.2. Efectos del último cultivo en las propiedades hidráulicas y en la porosidad del suelo.

En la tabla 3.1 se muestran los valores de d_{ap} , K_0 , y de las fracciones de poros para ambos sitios.

Tabla 3.1. Valores de densidad aparente (dap , $Mg.m^{-3}$), conductividad hidráulica saturada (K_0 , cmh^{-1}), macroporosidad total (θ_{ma} , %), macro y mesoporosidad conductora de agua (ϵ_{ma} y ϵ_{me} , %) calculadas con dos métodos (Watson y Luxmoore, 1986, WL; Reynolds et al., 1995, R), y radio medio de poro ponderado por flujo en el rango de los macroporos y en el rango de los mesoporos (R_{0ma} y R_{0me} , mm) dependiendo del año en la secuencia de cultivos para cada sitio.

Sitio	Año	dap	K_0	θ_{ma}	ϵ_{maWL}	ϵ_{meWL}	R_{0ma}	ϵ_{maR}	R_{0me}	ϵ_{meR}
I	1(Mz)	1.33a	0.74a†	14.8b	0.0004a	0.0006a	0.07a	0.019b	0.04a	0.025c
	2(sj)	1.31a	3.88c	12.9ab	0.0094c	0.0012b	0.18b	0.025b	0.06a	0.018b
	3(tsj)	1.26a	2.38b	10.8a	0.0017b	0.0009a	0.26c	0.006a	0.14b	0.002a
II	1(Mz)	1.44a	1.55a	13.9a	0.0010a	0.0010a	0.13a	0.015b	0.06a	0.018b
	2(sj)	1.33b	2.54b	14.4a	0.0044b	0.0013a	0.23b	0.008a	0.14b	0.004a
	3(tsj)	1.33b	1.28a	15.2a	0.0007a	0.0008a	0.17a	0.006a	0.12b	0.003a

Valores seguidos por la misma letra en cada columna, para cada sitio, no son significativamente diferentes (LSD; $P=0,05$). Mz: después de la cosecha de maíz; sj: después de la cosecha de soja de primera; tsj: después de la cosecha de soja de segunda. †Los análisis estadísticos de K_0 se hicieron sobre los logaritmos de los valores.

Para el suelo franco (sitio I), los diferentes cultivos afectaron significativamente a las variables ϵ_{maWL} , ϵ_{meWL} , ϵ_{maR} , ϵ_{meR} , R_{0ma} , R_{0me} y θ_{ma} , mientras que la dap no fue afectada.

Muchos autores encontraron una estabilización de la dap después de unos años bajo SD (Blevins et al., 1983; Edwards et al., 1992; Díaz-Zorita et al., 2004), mientras que otros encontraron lo opuesto (Moret y Arrúe, 2007). Los resultados muestran que ϵ_{ma} , ϵ_{me} , R_{0ma} y θ_{ma} no alcanzan valores estables luego de un largo periodo bajo SD, siendo dependientes del último cultivo. Los resultados están de acuerdo con el hecho de que los cultivos afectan principalmente a los poros más grandes (Wahl et al., 2004; Strudley et al., 2008), y en desacuerdo con Rhoton (2000), quien concluyó que los cambios en las propiedades del suelo fueron independientes del cultivo considerado. Sin embargo, ϵ_{maWL} , ϵ_{meWL} y R_{0ma} crecieron, mientras que θ_{ma} decreció entre el primero y el segundo año de la secuencia de cultivos (tabla 3.1). En el sitio I se observó EL superficial todos los años estudiados. En SD se puede formar un sistema poroso del suelo anisotrópico, con EL en los primeros centímetros del suelo, la cual determina poros elongados que están orientados en paralelo a la

superficie del suelo. Estos poros no contribuyen a la entrada del agua en el suelo (Pagliai et al., 2003; Soracco et al., 2010a). Pequeños cambios en la superficie, debidos a diferentes sistemas radicales y coberturas del suelo, pueden llevar a un incremento de la conductividad en macroporos. Los cambios en el sistema poroso debido a diferentes prácticas relacionadas a cultivos diferentes, conduce a un decrecimiento en la θ_{ma} y a un aumento de ϵ_{ma} , si el sistema radical genera macroporos verticales continuos. El sistema radical de monocotiledóneas, tales como el maíz, consta de numerosas raíces secundarias. Este sistema es fuerte y ayuda a crear macroporosidad continua y orientada verticalmente (Fahad et al., 1982; Bathke y Blake, 1984). Cuando estas raíces se descomponen, los macroporos se vuelven hidráulicamente activos. Esto explica el incremento de ϵ_{maWL} y R_{0ma} entre el 1^{er} y 2^{do} año de la secuencia en el sitio I. La creación de macroporos por el sistema radical de la soja es más limitada (Bathke y Blake, 1984). ϵ_{maWL} y ϵ_{meWL} disminuyeron entre el 2^{do} y el 3^{er} año de la rotación de cultivos, pero la ϵ_{maWL} alcanzó un valor mayor que el del 1^{er} año de la secuencia de cultivos. El incremento en R_{0ma} del 1^{er} al 3^{er} año de la secuencia de cultivos indicaría que el sistema radical del maíz mejoró la conectividad de poros, posiblemente debido a una mejora en la estructura del suelo (Schwen et al., 2011), y podría reflejar un mayor número de grietas persistentes, agujeros de lombrices, canales de raíces, etc. (Reynolds et al., 1995). Sin embargo, las porosidades efectivas calculadas por el método de Reynolds siguen tendencias contradictorias, con incrementos de R_{0ma} y de R_{0me} en el 3^{er} año de la secuencia, y disminución de la ϵ_{maR} y ϵ_{meR} . Por otro lado, la disminución en θ_{ma} del 1^{er} año de la secuencia puede deberse al efecto acumulado del tránsito, ya que bajo SD con tráfico no controlado prácticamente el 100 % del área de suelo es pisada por las ruedas (Rasaily et al., 2011). La disminución de ϵ_{ma} del 2^{do} al 3^{er} año de la secuencia puede deberse al efecto del tránsito, ya que el tercer año de la secuencia incluye el doble cultivo trigo-soja.

En el suelo franco arenoso (sitio II), el momento en la secuencia de cultivos afectó significativamente la dap , y también afectó ϵ_{maWL} , ϵ_{maR} , ϵ_{meR} , R_{0ma} y R_{0me} , mientras que θ_{ma} no fue afectada. La dap fue significativamente mayor después de la cosecha de maíz. Este resultado indica que esta variable no alcanzó un valor estable bajo SD en este suelo, lo cual está de acuerdo con lo hallado por

Fernández (2010). ϵ_{maWL} y $R_{0\text{ma}}$, crecieron entre el 1^{er} y el 2^{do} año, y disminuyeron del 2^{do} al 3^{er} año de la secuencia, llegando a los mismos valores del 1^{er} año. El incremento en ϵ_{maWL} y $R_{0\text{ma}}$ entre el 1^{er} y el 2^{do} año de la secuencia puede atribuirse a la descomposición de las raíces del maíz, que son fuertes y crean macroporos continuos (Fahad et al., 1982; Bathke y Blake, 1984). La posterior disminución del 2^{do} al 3^{er} año de la secuencia fue atribuida al tránsito acumulado asociado al doble cultivo trigo-soja. Estos resultados muestran que la porosidad conductora de agua creada por las raíces de maíz en el suelo franco arenoso fue menos estable que la del suelo franco del sitio I. El contenido de MO del suelo del sitio II fue aproximadamente la mitad del contenido del suelo franco del sitio I (2.7 % y 5.1 %, respectivamente). Los suelos con menor contenido de MO son más susceptibles a la compactación (Aragón et al., 2000). θ_{ma} no fue afectada por el último cultivo. En este suelo solo la conectividad y conductividad de los macroporos fue afectada, mientras que el volumen total no cambió con el tiempo, lo cual está de acuerdo con el hecho de que la compactación del suelo no afecta solo el volumen de poros, sino también la configuración de los poros del suelo (Green et al., 2003; Horn et al., 2003). El comportamiento complejo de ϵ_{maR} y ϵ_{meR} puede ser explicado por el hecho de que K depende de la porosidad conductora de agua y de R_0 (Reynolds et al., 1995). Entonces, para un K dado, un valor “pequeño” de $R_{0\text{ma}}$ es compensado por un valor “grande” de ϵ_{maR} y viceversa.

La conductividad hidráulica saturada de campo, K_0 , fue significativamente afectada por el último cultivo en ambos sitios ($P=0,05$), siguiendo una tendencia similar a las de ϵ_{maWL} . Este resultado se debe a que K_0 depende principalmente de la macroporosidad (Cameira et al., 2003; Moret y Arrúe, 2007). Los valores de ϵ_{maWL} , $R_{0\text{ma}}$ y $R_{0\text{me}}$ hallados estuvieron en el mismo orden de los de reportes previos (Reynolds et al., 1995; Schwen et al., 2011).

En ambos sitios, la d_{ap} y la K_0 no siguieron la misma tendencia (Tabla 3.1). Alaoui et al. (2011) enfatizaron que la d_{ap} , como indicador de la compactación del suelo, combina información acerca del cambio total del volumen de vacíos, pero que no puede considerar cambios en la distribución de volumen de estos huecos, ni en la conectividad de los mismos.

Más aún, θ_{ma} y K_0 , no siguieron la misma tendencia. En el sitio I, θ_{ma} decreció mientras que K_0 creció desde la cosecha de maíz hasta la de soja. En el sitio II,

θ_{ma} no varió significativamente entre años, mientras que K_0 si lo hizo. Estos resultados muestran que los cambios en θ_{ma} no necesariamente afectan la infiltración y que la conectividad de los macroporos debe ser tomada en cuenta.

Las porosidades efectivas y radios medios ponderados por flujo, R_{0ma} y R_{0me} , calculados por el método de Reynolds, siguieron tendencias contradictorias, y diferentes a las de K_0 . Esto pone en duda la utilidad de este método para estimar la conectividad y cantidad de macro y mesoporos conductores de agua. Finalmente, los valores medidos de K_0 fueron bajos, mostrando que estos suelos, luego un largo periodo bajo SD no alcanzaron una buena condición física. Lo mismo puede decirse de las fracciones de tamaños de poros. Si bien otros autores (Álvarez et al., 2009a) concluyeron que las propiedades físicas de suelos de la región pampeana mostraron deterioro en condiciones de labranzas, y manifestaron poca o nula recuperación al cambiar de LC a SD, en el presente trabajo se determinó que la causa del deterioro de las propiedades hidráulicas se deben fundamentalmente a un cambio en la configuración del sistema poroso, es decir cantidad y conectividad de macroporos.

En resumen, en estos dos suelos de diferente textura de la región pampeana, la configuración del sistema poroso, y las propiedades hidráulicas no fueron estables y cambiaron durante la secuencia de cultivos, dependiendo del último cultivo, incluso cuando los dos suelos estuvieron bajo SD por un largo plazo. Es destacable que el efecto positivo del cultivo de maíz sobre las propiedades físicas se puso de manifiesto un año después de su cosecha, cuando sus raíces se descompusieron y los macroporos creados se volvieron activos.

Los resultados muestran que en el estudio de la influencia de la SD en las propiedades del suelo, el momento en la secuencia de cultivos no debe ser excluido del análisis.

3.3.3. Porosidades conductoras de agua y radio medio de poro ponderado por flujo

Las porosidades conductoras de agua calculadas por el método WL fueron de uno a dos órdenes de magnitud menores comparados con los calculados con el método Ry. La diferencia se debe al radio considerado en la Ec. 3.2. Según Reynolds et al. (1995), R_0 , comparado a C basado en almacenaje, refleja mejor el efecto de restricciones en los poros, tales como burbujas de aire atrapadas,

o pequeñas zonas secas. C define un radio de poro equivalente “máximo”, mientras que R_0 define un “promedio” de radios de poros equivalentes para transmisión de agua.

Comparado al radio de poro equivalente máximo C , R_0 fue menor en todas las mediciones (Figura 3.1). Las diferencias entre C y R_0 indican una reducción de la conectividad de poros, dejando una cierta fracción del espacio poroso desconectado de los poros conductores de agua. Esta diferencia fue mayor cerca de saturación, donde el flujo está controlado por los macroporos. La conectividad fue mayor en el rango de mesoporos, lo cual coincide con reportes previos (Ehlers et al., 1995; Schwen et al., 2011). La menor diferencia en el rango de cargas de presión medidas fue observada, en ambos sitios, en el segundo año de la secuencia de cultivos. Esto indica una mejor conectividad de los poros después de la cosecha de maíz, como ya se ha mencionado.

Las complejas relaciones entre K_0 , θ_{ma} , ϵ_{ma} , ϵ_{me} , R_0 , y C_0 en ambos sitios, sugieren que las propiedades de transmisión del agua en suelos cercanos a saturación están determinadas por interacciones intrincadas, no lineales, y que a menudo se compensan, entre el tamaño, número y morfología de los macroporos conductores de agua (Reynolds et al., 1995). Sin embargo, el método de cálculo de porosidades basado en el R_0 por otro lado mostró un comportamiento errático, y los resultados obtenidos no tuvieron correlación con métodos previamente validados como el de WL.

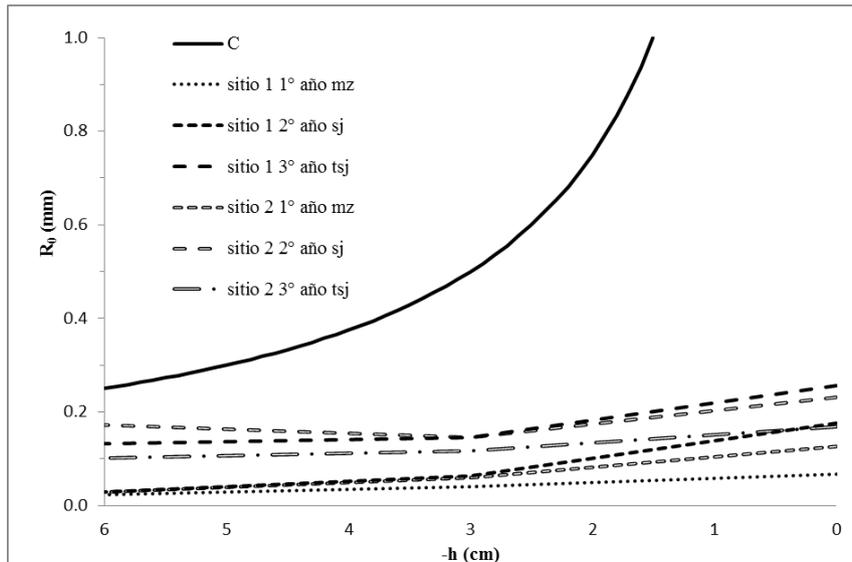


Figura 3.1. Radio medio de poro ponderado por flujo, R_0 versus carga de presión, h , en el rango de las mediciones del infiltrómetro de tensión. La línea llena muestra el radio de poro equivalente máximo, C . R_0 fue calculado usando el procedimiento de Reynolds et al. (1995). Se muestran también las curvas medias representativas por tratamiento para ambos sitios.

3.3.4. Eficiencia de ROSETTA en la estimación de la retención hídrica y la conductividad hidráulica

La tabla 3.2 muestra los valores de los parámetros del modelo VGM obtenidos por parametrización inversa (PI), y los valores predichos por ROSETTA (Schaap et al., 2001).

ROSETTA dio estimaciones pobres de CRH y de la curva de K vs h (figuras 3.2 y 3.3). ROSETTA falló particularmente en la zona húmeda de la CRH, lo cual es esperable, ya que esta parte depende principalmente de la estructura del suelo, y los parámetros de entrada de ROSETTA no incluyen aquellos relacionados a la estructura. Esto coincide con lo dicho por Minasny et al. (1999) quienes remarcaron que las FTE no deberían ser extrapoladas por fuera del área de proveniencia. Estos autores afirmaron que primero debe testearse la validez de las mismas, la eficacia de las FTE varían de acuerdo al origen de los suelos a partir de los cuales fueron desarrolladas. En un trabajo previo de nuestro grupo (Soracco et al., 2010b), se corroboró la necesidad de testear y validar FTE de otras regiones antes de utilizarlas en nuestra región. ROSETTA fue desarrollada usando series de datos de suelos de Norteamérica y Europa. ROSETTA también da estimaciones de incertidumbre de los parámetros, pero,

en general, los parámetros obtenidos por PI estuvieron fuera del rango de los parámetros obtenidos por esta FTE \pm estimaciones de incertidumbre (datos no publicados). Por lo tanto, el uso de este programa no es recomendable para la región pampeana, sin un estudio previo de eficacia. Esto muestra la importancia de desarrollar herramientas similares para nuestro país. Otros autores ya habían usado ROSETTA para estimar los parámetros del modelo VGM a partir de datos básicos del suelo (Kutlu y Ersahin, 2008; Schwen et al., 2011). Kutlu y Ersahin (2008) encontraron los mismos problemas para condiciones cercanas a saturación. Schwen et al. (2011) evaluaron la eficacia de la PI del modelo VGM a partir de datos de K vs h, comparando los valores con aquellos obtenidos con ROSETTA. Nuestros resultados sugieren que este procedimiento es riesgoso, ya que la CRH obtenida con PI fue más cercana a los valores medidos que la CRH predicha por ROSETTA. El modelo VGM no describió adecuadamente la curva K(h) (figura 3.3), sobrestimando la K no saturada, y subestimando la K_0 .

Tabla 3.2. Parámetros del modelo de van Genuchten-Mualem obtenidos por parametrización inversa (PI) y predichos por ROSETTA para ambos sitios. Se presentan la suma de cuadrados residuales (RSS) y la bondad de ajuste (r^2) del procedimiento de PI.

Parameter	Sitio 1		Sitio 2	
	PI	ROSETTA	PI	ROSETTA
ThetaS†	0.55	0.43	0.54	0.4214
ThetaR	0.002	0.05	0.004	0.0288
Alfa	0.0026	0.0074	0.0016	0.0181
N	1.17	1.44	1.19	1.36
K_0	3.51	1.17	2.26	2.89
RSS	0.157		0.109	
r^2	0.91		0.92	

†ThetaS: contenido hídrico a saturación, %; ThetaR: contenido hídrico residual, %; Alfa: parámetro de forma de la curva, cm^{-1} ; n: parámetro de forma de la curva, adimensional; K_0 : conductividad hidráulica saturada.

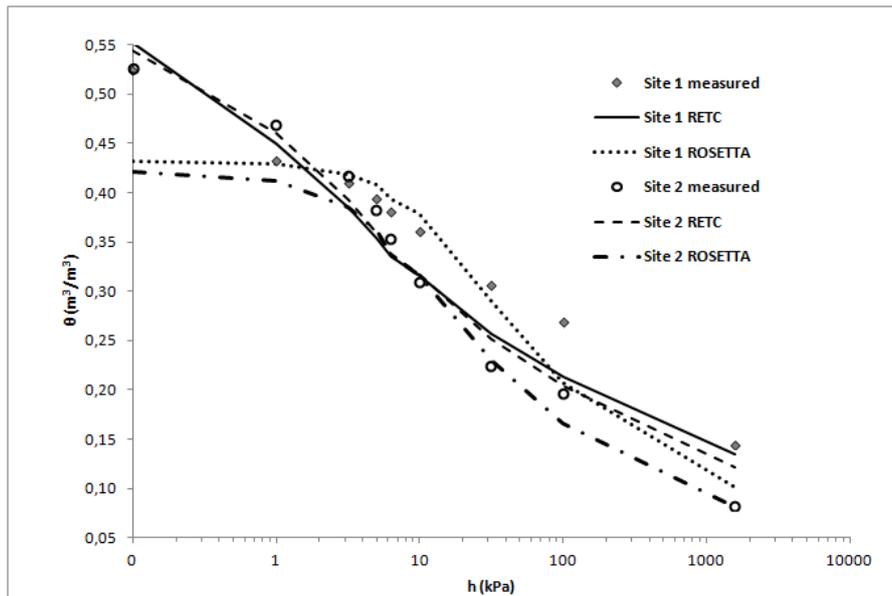


Figura 3.2. Puntos medidos de contenido hídrico θ ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), curva de retención hídrica (CRH) ajustada al modelo de van Genuchten-Mualem (VGM) usando el programa RETC (RETC), y CRH predicha usando ROSETTA, para el suelo franco (Sitio 1) y el suelo franco arenoso (Sitio 2).

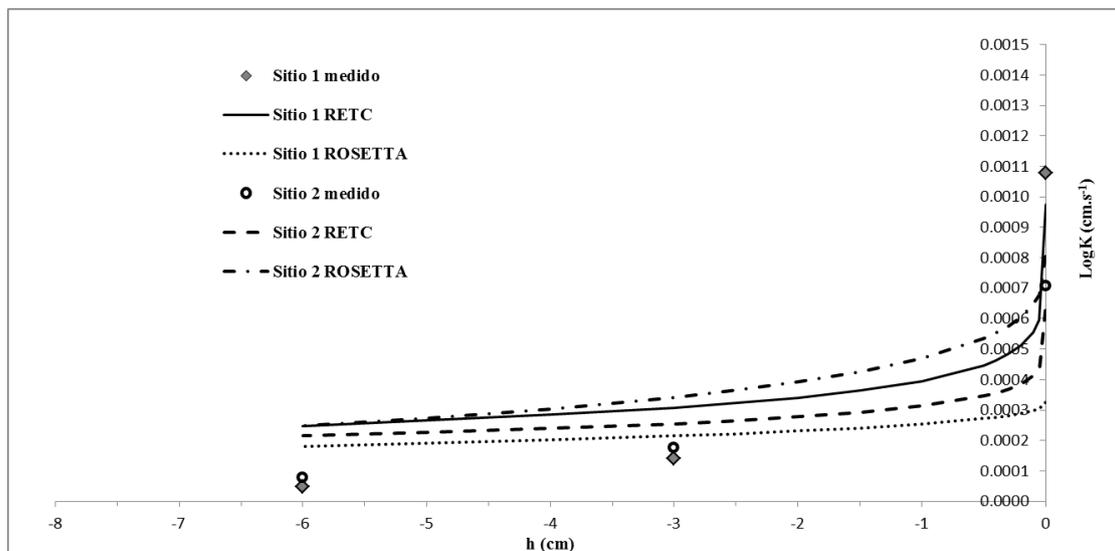


Figura 3.3. Puntos medidos de conductividad hidráulica K ($\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$), curva $K(h)$ ajustada al modelo de van Genuchten-Mualem (VGM) usando el programa RETC (RETC), y curva $K(h)$ predicha usando ROSETTA, para el suelo franco (Sitio 1) y el suelo franco arenoso (Sitio 2).

3.4. CONCLUSIONES

1. Luego de un largo periodo bajo SD la configuración del sistema poroso y la conductividad hidráulica saturada, K_0 , no alcanzaron valores estables independientes del momento en la secuencia de cultivos, en los dos sitios estudiados. La conductividad hidráulica saturada de campo, K_0 , y la macroporosidad conductora de agua, ϵ_{ma} , son particularmente afectadas por el último cultivo en la secuencia. En futuros estudios acerca de propiedades físicas del suelo bajo SD el efecto del cultivo no debería ser despreciado. 2. El modelo VGM describe adecuadamente la CRH de estos suelos, pero no la curva $K(h)$. ROSETTA falló en la estimación de estos parámetros, y la CRH predicha por esta FTE es particularmente diferente a los valores medidos en la zona húmeda de la curva.

4. ANISOTROPÍA DE LA CONECTIVIDAD DE LAS DISTINTAS FAMILIAS DE POROS Y SU RELACION CON LA ESTRUCTURA DEL SUELO BAJO SIEMBRA DIRECTA

4.1. INTRODUCCIÓN

La EL puede exhibir un patrón de micro o macroporos con un sesgo direccional distintivo, y generar entonces anisotropía en la conductividad hidráulica saturada (K_0) (Hillel, 1998). Esta anisotropía en la K_0 , relacionada a EL bajo SD fue corroborada experimentalmente por Soracco et al. (2010b), quienes encontraron valores de K_0 vertical cinco veces menor que los valores de K_0 horizontal. Esto condiciona la entrada de agua en el suelo (Sasal et al., 2006; Álvarez et al., 2009a; Soracco et al., 2010b), y a la vez afecta negativamente el rendimiento del cultivo (Álvarez et al., 2006, Álvarez et al., 2009b).

La caracterización de la red de poros del suelo es crucial, ya que el volumen total de poros, su distribución de tamaños, conectividad y tortuosidad determina la infiltración, circulación y retención de agua, la disponibilidad de oxígeno y la resistencia mecánica a la penetración de raíces, entre otros procesos (Hillel, 1998). Sasal et al. (2006), trabajando en suelos bajo SD, enfatizaron que es necesario incluir la orientación de poros en esta caracterización, por su influencia en las propiedades hidráulicas del suelo. Más aún, es relevante determinar si existe una conectividad preferencial en una dirección de las distintas familias de poros, ya que la influencia de las distintas familias de poros en procesos tan importantes como la infiltración de agua y la aireación del suelo varía mucho dependiendo del tamaño de la familia considerada (Hillel, 1998). Algunos autores estudiaron previamente la orientación de las distintas familias de poros en suelos bajo SD, con y sin EL, a través del análisis de imágenes (Drees et al., 1994; Bonel et al., 2005), medición de la curva de retención hídrica del suelo (CRH) (Sasal et al., 2006), o permeabilidad al aire y difusividad gaseosa (Ball y Robertson, 1994). Estas aproximaciones dan información relevante sobre el sistema poroso, pero no pueden relacionarse directamente con la funcionalidad del sistema poroso en términos de conductividad hídrica. Por ejemplo Chief et al. (2008) encontraron que la

correlación entre la permeabilidad al aire y K_0 no siempre es buena y debe ser probada en cada situación.

Incluso cuando la anisotropía de la K_0 es un dato de entrada requerido para la modelización del flujo de agua saturado y no saturado en suelos, muchos investigadores han modelado la infiltración sin considerar la anisotropía (Assouline y Or, 2006; Widomski et al., 2013). Algunos autores han estudiado la anisotropía de la K (Mualem, 1984; McCord et al., 1991; Zhang et al., 2007; Zhu y Sun, 2010) y encontraron que la misma depende del grado de saturación. La medición de la conductividad hidráulica saturada y no saturada puede darnos información acerca de la anisotropía en la conectividad y continuidad de las distintas familias de poros si se determina en muestras horizontales y verticales (Groenevelt et al., 1984; Ball et al., 1988; Reszkowska et al., 2011). Estos datos, junto a información de la distribución de tamaño de poros (DTPo) permite construir un índice de continuidad de poros relacionado al flujo de agua, análogo al índice de continuidad de poros calculado en base a la permeabilidad al aire y a la porosidad llena de aire (Groenevelt et al., 1984; Ball et al., 1988; Reszkowska et al., 2011, Kühne et al, 2012, Berisso et al., 2013). Este nuevo índice podría ser relacionado directamente al flujo de agua, evitando problemas como la pobre correlación entre permeabilidad al aire y flujo de agua (Chief et al., 2008).

La hipótesis de este capítulo es que la anisotropía en la conectividad de los poros en suelos de diferentes texturas bajo SD depende del tamaño de la familia de poros considerada, y que el nuevo índice propuesto es una herramienta valiosa para determinar la presencia de una orientación preferencial de las distintas familias de poros, que permite la evaluación de los cambios en la configuración del sistema poroso del suelo (en cantidad y calidad del sistema poroso).

Los objetivos de este capítulo fueron determinar si existe una conectividad direccional preferencial en las distintas familias de poros, desde el punto de vista de la dinámica del agua, en el horizonte superficial de dos suelos con diferente textura bajo SD; proponer y evaluar un nuevo índice de conectividad de poros basado en flujo de agua.

4.2. MATERIALES Y MÉTODOS

4.2.1. Sitios y diseño experimental

El estudio se llevó adelante en los dos sitios descriptos en el apartado anterior.

4.2.2. Extracción de muestras para determinaciones de laboratorio

Las muestras se extrajeron al final del segundo año de la rotación de cultivos, justo antes de la cosecha de la soja de primera (finales de marzo).

Para determinar si las propiedades hidráulicas del horizonte superficial tenían un comportamiento dependiente de la dirección, se extrajeron muestras indisturbadas de suelo en cilindros de 98,17 cm³ (alto: 5 cm y diámetro interno: 5 cm), en direcciones vertical y horizontal en los primeros 8 cm del suelo. En el centro de cada lote se seleccionó un área representativa y homogénea de 5 x 5 m, evitando huellas visibles de maquinarias. En estas áreas se seleccionaron 10 lugares al azar. En 5 de estos lugares las muestras se tomaron en dirección vertical, y en los otros 5 en dirección horizontal. Se tomó la precaución de muestrear a la misma profundidad en ambas direcciones de muestreo (entre los 2 y 7 cm aproximadamente). Se extrajeron 5 muestras por cada suelo y dirección de muestreo, el total de muestras fue 20.

Las muestras se cubrieron con tapas plásticas para protegerlas de disturbios mecánicos y evaporación. Adicionalmente se tomaron muestras disturbadas para determinar la distribución de tamaño de partículas (DTPa) y el contenido de carbono orgánico (CO) del horizonte A de cada sitio.

4.2.3. Análisis del suelo

La estructura del suelo se caracterizó a campo por observación visual. Se describió la forma, el tamaño y el grado de los agregados (Soil Survey Division Staff, 1993). Se determinó la DTPa usando el método de la de pipeta (Gee y Bauder, 1986). Se midió el contenido de carbono orgánico (CO) del suelo usando el método de Walkley y Black (1934).

La conductividad hidráulica saturada, K_0 , se determinó en las muestras de suelo indisturbadas usando el método de la carga constante, con flujo hacia arriba de agua, en un permeámetro de laboratorio (Eijkelkamp Agrisearch

Equipment, Giesbeek, Holanda). La K_0 fue calculada usando la ley de Darcy (Hillel, 1998).

Las mismas muestras se llevaron a diferentes tensiones (-50 y -100 cm de columna de agua) en la mesa de arena (Eijkelkamp Agrisearch Equipment) a las cuales drenan los poros con diámetros equivalentes mayores a 60 μm y 30 μm , respectivamente. La PT se calculó a partir de la d_{ap} (Blake y Hartge, 1986). Las fracciones de poros correspondientes a macroporos (diámetro > 60 μm), mesoporos (30 μm < diámetro <60 μm), y microporos (diámetro < 30 μm) fueron calculadas como la relación entre el agua retenida en esos poros (1g = 1cm³) y el volumen de la muestra.

Se utilizó el método de evaporación simplificado (Schindler, 1980; Schindler y Müller, 2006), basado en el método de Wind (1966), para determinar K no saturada a diferentes tensiones en las mismas muestras. Estas se saturaron desde la base con agua. Después de la saturación, se dejó drenar algo de agua, se sellaron en la base y se colocaron sobre una balanza (Mettler Toledo PG-5001-S, Spain). Luego se les insertaron dos mini tensiómetros (largo: 20 mm, diámetro: 2,1 mm; SDEC 220, SDEC, Reignac-sur-Indre, Francia) verticalmente a 1,25 y 3,75 cm desde la superficie superior (Figura 4.1, Figura 4.2). Estos se conectaron a transductores de presión (SDEC France, Reignac sur Indre, Francia SDEC). La superficie superior de cada muestra permaneció abierta a la evaporación y en cada una se registraron automáticamente los valores carga de presión de agua (h), de tiempo (t), y de masa (m) cada vez que esta varió 0,3 g con un datalogger CR10 (Campbell Scientific, Logan UT, EEUU). Al final de la medición se determinó el contenido residual de agua a partir de la pérdida de agua luego de secar en horno (105°C).

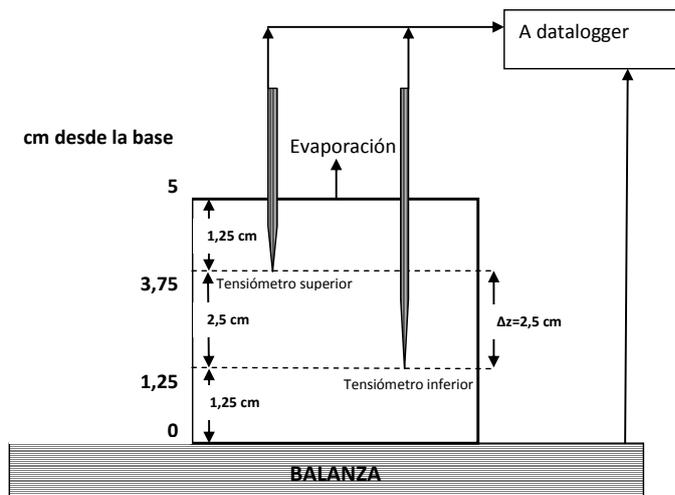


Figura 4.1. Esquema del dispositivo utilizado (adaptado de Schindler et al., 2010).



Figura 4.2. Muestra preparada sobre balanza, y con dos minitensiómetros insertados a dos profundidades, para medición de conductividad hidráulica con el método Wind simplificado.

Se ajustó una ecuación lineal o cuadrática al cambio en contenido volumétrico de agua con el tiempo, dependiendo del mejor ajuste (Schindler y Müller, 2006). Los datos del sitio 1 se ajustaron a una ecuación lineal y los datos del sitio 2 a una cuadrática, con $r^2 > 0,99$ (figura 4.3). El flujo (v) fue derivado de la diferencia en volumen de agua del suelo ΔV (masa de 1 cm^3 de agua = 1 g) por unidad de área superficial de suelo (A) y unidad de tiempo (Δt). Del modelo ajustado, se calculó el flujo a valores de h de -50, -100, -200, -300 and -500 cm

de presión de agua. El gradiente hidráulico medio (I_m) se calculó en base a los valores de presión de carga de agua en cada intervalo (Ec. 4.1) (Schindler y Müller, 2006):

$$I_m = \frac{1}{2} \left(\frac{h_{t1,sup} - h_{t1,inf}}{\Delta z} + \frac{h_{t2,sup} - h_{t2,inf}}{\Delta z} \right) - 1 \quad (4.1)$$

Donde $h_{t,sup}$ y $h_{t,inf}$ indican los valores de presión de carga de agua de los tensiómetros superior e inferior, respectivamente, al tiempo t , y Δz es la distancia vertical entre los mismos. La conductividad hidráulica (K) fue calculada de acuerdo a la ley de Darcy-Buckingham (Ec. 4.2):

$$K(\bar{h}) = \frac{\Delta V}{2A\Delta t I_m} \quad (4.2)$$

donde \bar{h} es la presión de carga media entre los dos tensiómetros en el intervalo Δt , ΔV es el valor ajustado de volumen de agua evaporada (diferencia de masa Δm) durante el intervalo (Δt), A es el área transversal de la muestra, y I_m es el gradiente hidráulico medio para Δt . Se calculó K usando esta metodología a valores de h de -50, -100, -200, -300 y -500 cm de presión de carga de agua.

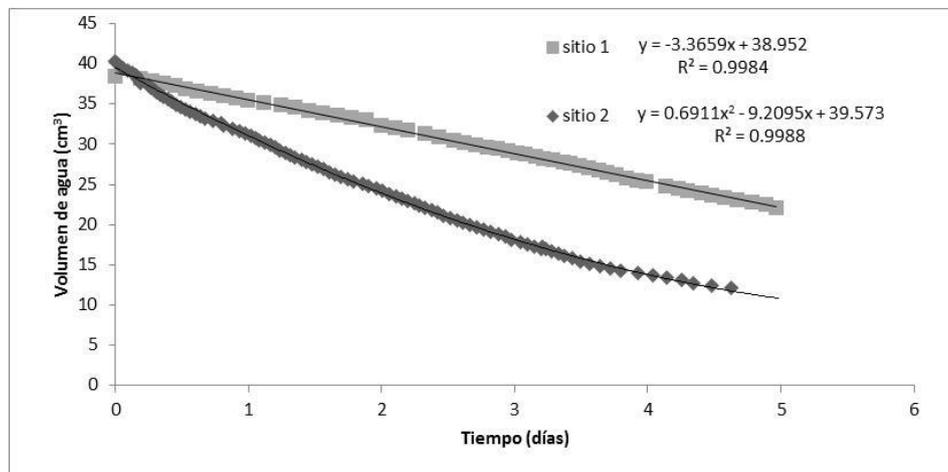


Figura 4.3. Cambio en el volumen de agua con el tiempo por evaporación, mostrando las curvas de ajuste, ecuaciones y bondades de ajuste (R^2) de una muestra representativa (volumen de la muestra: $98,17 \text{ cm}^3$) del sitio 1 con textura franca y estructura laminar, y del sitio 2 con textura franco arenosa y estructura en bloques.

4.2.4. Índices de continuidad de poros basados en flujo de agua

Se calculó un índice de continuidad de poros basado en flujo de agua (C_w) para cada familia de tamaño de poros con radio entre r_a y r_b ($r_a > r_b$) como la relación entre $K(h_a) - K(h_b)$ (cm h^{-1}) (donde h_a y h_b son las presiones de carga de agua a las cuales los poros con radio equivalente mayor que r_a y r_b , respectivamente, drenan) y la fracción de volumen de poros ocupadas por esta familia en este rango (Eq. 4.3):

$$C_{w_{r_a-r_b}} = \frac{K(h_a) - K(h_b)}{\theta(h_a) - \theta(h_b)} \quad (4.3)$$

Donde $C_{w_{r_a-r_b}}$ (cm.h^{-1}) es el índice de continuidad de poros para la familia de tamaño de poros con radios entre r_a y r_b , $K(h_a)$ y $K(h_b)$ son las conductividades hidráulicas a las tensiones a las cuales r_a y r_b drenan correspondientemente, y $\theta(h_a)$ y $\theta(h_b)$ son las fracciones de volumen de poros ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) con radios menor a r_a y r_b , respectivamente. Se hallaron C_w de la PT, y C_w de los macroporos (diámetro $> 60 \mu\text{m}$), mesoporos ($30 \mu\text{m} < \text{diámetro} < 60 \mu\text{m}$), y microporos (diámetro $< 30 \mu\text{m}$) (este último como la relación entre K a -10 kPa y la fracción de volumen de los microporos).

El índice de continuidad de poros basado en flujo de agua, C_w , fue calculado para cada muestra por separado. Se calculó el factor de anisotropía (C_wA) de cada familia de poros como la relación entre el C_w horizontal medio (C_{wh}) y el C_w vertical medio (C_{wv}) correspondientes a esa fracción. Los valores de anisotropía calculados de esta forma deberían ser similares a aquellos calculados a partir de los valores de K para esa fracción, ya que los valores de C_w verticales y horizontales de cada fracción de poros se calculan usando el mismo volumen de poros como denominador. Sin embargo, la novedad de esta aproximación es la posibilidad de comparar diferentes suelos en términos de conectividad de poros y la anisotropía de esa conectividad.

4.2.6. Análisis estadístico

Como la distribución estadística de los datos de K es sesgada y no es normal, se utilizaron los logaritmos en los análisis. Lo mismo se hizo para los índices de conectividad de poros, ya que estos fueron calculados como la relación entre K y la fracción de poros. Se calcularon valores promedios para cada horizonte de

suelo y dirección de muestreo. Las familias de tamaños de poros y la PT fueron asumidos normalmente distribuidos. Para testear la dependencia con la dirección de K a las distintas presiones de carga de agua, de las fracciones de poros y de Cw, se realizaron análisis de la varianza (P= 0,05). La diferencia entre medias se analizó con el test Student-Newman-Keuls (SNK) (P= 0,05).

4.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.3.1. Características generales

El contenido de materia orgánica del horizonte A fue 5,1 % para el sitio I y 2,7 % para el sitio II. La DTPa del sitio I dio 20 % arcilla, 48 % limo y 32 % de arena, y fue clasificado como franco. Para el sitio II la DTPa dio 10 % arcilla, 19 % limo y 71 % arena, y fue clasificado como franco arenoso (USDA, 2006). En el sitio 1 la estructura del suelo fue suelta en el primer cm, laminar fina fuerte con abundantes raíces horizontales de 1 a 8 cm, y en bloques medios moderados con raíces escasas desde esa profundidad hasta los 28 cm. En el sitio 2 la estructura fue granular en los primeros 3 cm, y en bloques medios fuertes de los 3 a los 30 cm, con abundantes raíces en todo el horizonte A. Este tipo de estructura ya había sido reportada para suelos francos de la región bajo SD (Álvarez et al., 2009a).

4.3.2. Distribución de tamaños de poros

En la tabla 4.1 se muestran los valores de PT y la DTPo de los primeros 10 centímetros, para las direcciones de muestreo vertical y horizontal en ambos sitios.

Tabla 4.1. Porosidad total y distribución de tamaño de poros dependiendo de la dirección de muestreo para el sitio 1 con textura franca y estructura laminar y para el sitio 2 con textura franco arenosa y estructura en bloques.

	Dirección	PT	Mac	Mes	Mic
			d>60 μm	60 μm >d>30 μm	d<30 μm
Sitio 1	V	53.8a	11,9a	3,5a	37,5a
	H	50.9a	13,1a	3,1a	35,3a
Sitio 2	V	54. a	15,9a	8,3a	30,0a
	H	51.1a	13,0a	6,2a	31,9a

d: diámetro. PT: porosidad total; Mac: macroporos; Mes: mesoporos; Mic: microporos. Dirección: dirección de muestreo (V: vertical, H: horizontal). Letras diferentes para el mismo sitio significan diferencias significativas entre direcciones de muestreo (test LSD, P=0,05).

En ambos sitios la PT y la DTPO no difirieron significativamente entre direcciones de muestreo (P=0,05). Esto está de acuerdo con el hecho que la retención hídrica es considerada isotrópica (Dörner y Horn, 2006). Sin embargo, Sasal et al. (2006) encontraron un efecto significativo de la dirección de muestreo en la DTPO, y atribuyeron esta diferencia a la EL del suelo. Ellos afirmaron que incluso cuando la dirección de muestreo en teoría no debería alterar los resultados de la DTPO, si ciertos tamaños de poros predominan en orientación horizontal, el valor de volumen de poros obtenido con muestras horizontales debería ser mayor que el valor obtenido con muestras verticales, porque en la mesa de tensión se crea un gradiente vertical de potencial. Nosotros no encontramos eso. Nuestros resultados están de acuerdo con el hecho de que la DTPO es una variable escalar. Aunque los poros se vacíen más rápidamente en las muestras extraídas en la dirección de su orientación preferencial, si las muestras se dejan estabilizar el tiempo suficiente en la mesa de tensión, todos los poros correspondientes deberían vaciarse a cada tensión. El suelo franco arenoso presentó mejores condiciones físicas (mayor macroporosidad). Taboada et al. (1998) observaron desarrollo de EL en el horizonte A de un suelo franco arcillo limoso, y desarrollo de estructura en bloques en el horizonte A de un suelo franco arenoso bajo SD, de la región pampeana húmeda. El suelo franco arenoso presentaba mejores condiciones físicas (mayor macroporosidad). En un suelo franco arenoso de la pampa arenosa la SD mejoró las condiciones físicas (Díaz-Zorita et al., 2004).

Los valores de macroporosidad en ambos sitios estuvieron por encima del valor de 10 % propuesto por algunos autores como un umbral crítico para desarrollo de las raíces (Sasal et al., 2006). Los valores de macroporosidad por sí solos, sin considerar su conectividad y orientación, sugieren que la DTPo no sería una limitación para el crecimiento de las plantas en estos dos sitios.

4.3.3. Conductividad hidráulica K y conectividad de poros Cw

La K fue anisotrópica (diferencias significativas entre direcciones de muestreo) en ambos sitios a ciertas tensiones (Fig. 4.4). En el sitio 1, K fue anisotrópica desde saturación a -100 cm, con valores de K horizontal significativamente mayores a los verticales (Fig. 4.4a).

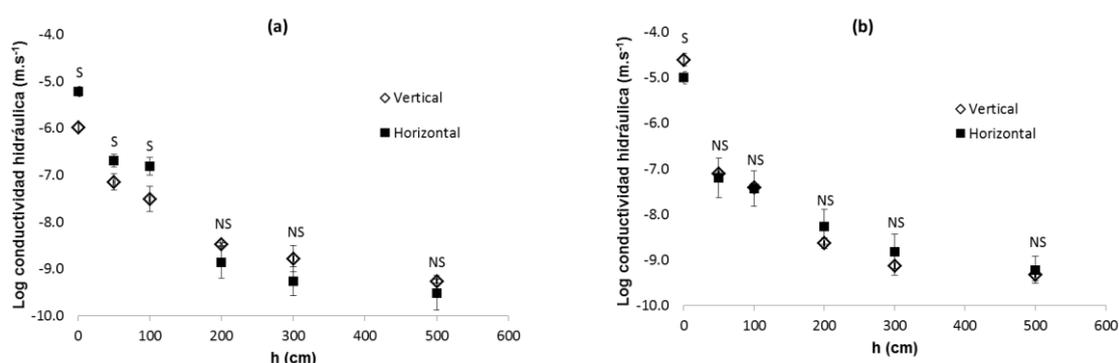


Figura 4.4. Conductividad hidráulica vs. carga de presión dependiendo de la dirección de muestreo para el sitio 1 con textura franca y estructura laminar (a) y el sitio 2 con textura franco arenosa y estructura en bloques (b). Las barras indican el desvío estándar medio. S, NS: diferencias significativas, o no significativas de K entre direcciones de muestreo.

La anisotropía en la K_0 en suelos con EL fue reportada previamente por Dörner y Horn (2006) y Soracco et al. (2010b). Los valores de Cw muestran una marcada anisotropía en la conectividad de los macroporos, con valores de Cw en dirección horizontal 7 veces mayor al vertical (Tabla 4.2). Esto significa que en este suelo con EL, los poros con diámetros equivalentes mayores a 60 μm presentaron una conectividad preferencial en dirección horizontal. Esto está relacionado con el eje horizontal dominante de la EL (Hillel, 1998; Dörner y Horn, 2006). Sasal et al. (2006), midiendo CRH, encontraron que los macroporos (diámetro > 60 μm) presentaban una orientación preferencial horizontal en un suelo bajo SD con EL. Entre valores de h de -200 y -500 cm,

no se encontró diferencia estadísticamente significativa entre direcciones de muestreo. Reszkowska et al. (2011), estudiando un suelo derivado de sedimentos arenosos finos, pastoreado, con EL superficial, encontraron anisotropía en la K, con valores de K horizontal mayores a los de K vertical desde saturación hasta una tensión de ≈ -300 cm, y vice versa, mayor K vertical que K horizontal desde esa tensión hasta una tensión de -10000 cm. Esto puede deberse a que al haber más macroporos orientados horizontalmente, en esa dirección habrá menor área conductora de meso y microporos, y por lo tanto la K caerá más rápidamente a valores de tensión más negativos. Esto puede ser más importante en suelos arenosos, con menor área de meso y macroporos. Para el sitio 2, solo K_0 fue anisotrópica (Fig. 4.3b), con K_0 vertical mayor que K_0 horizontal. Los valores de Cw indican que la PT fue anisotrópica, con una conectividad vertical mayor a la horizontal (Tabla 4.2). En este sitio, la estructura fue en bloques. Entonces, la conectividad vertical preferencial de la PT puede atribuirse a los bioporos verticales, que fueron observados a campo, y que son el resultado de la actividad de la macrofauna y el desarrollo de raíces. Al momento de la extracción de muestras se notó la presencia de una cantidad abundante de lombrices. La actividad biológica puede jugar un rol en el origen de la anisotropía (Dörner y Horn, 2006). Hartge (1984) mencionó que el sistema poroso secundario desarrollado por canales de raíces y grietas no contribuye a la K_0 horizontal. Petersen et al. (2008) encontraron anisotropía de la K_0 (K_0 vertical $>$ K_0 horizontal), 32 meses después de la labranza en la capa superficial (0-5 cm) y el horizonte superior (10-15 cm) de un suelo franco arenoso bajo LC. Estos autores indicaron que esta anisotropía puede reflejar asentamiento gradual del suelo, combinado con el desarrollo de un número de grietas de desecación y canales de raíces, ambos tipos de poros orientados predominante en el eje vertical. El comportamiento isotrópico de K a valores de h de -50 cm y menores (más negativos), y la isotropía de la conectividad de meso y microporos, puede estar relacionada con la estructura en bloques observada, con agregados que presentan dimensiones verticales y horizontales aproximadamente iguales. Este tipo de estructura conduce a un valor de K independiente de la dirección (Dörner y Horn, 2006). Reszkowska et al. (2011) también encontraron isotropía de K a todas las tensiones estudiadas en un

suelo no pastoreado, que no tenía EL. Ellos relacionaron esta K isotrópica con una mejor condición física del suelo.

Tabla 4.2. Índices de continuidad de poros basado en flujo, vertical y horizontal (Cw_v y Cw_h , respectivamente, $cm\ h^{-1}$) y anisotropía de Cw (Cw A), de la porosidad total (PT) y de las distintas familias de poros, para el sitio 1 con textura franca y estructura laminar, y para el sitio 2 con textura franco arenosa y estructura en bloques.

Sitio	Variable	PT	macroporos ($d > 60\ \mu m$)	mesoporos ($60 > d > 30$)	microporos ($d < 30\ \mu m$)
1	Cw_v	0,72	2,99	0,44	0,03
	Cw_h	4,48	22,73	0,52	0,17
	Cw A	6,21*	7,59*	1,17	5,15*
2	Cw_v	17,34	63,75	0,17	0,05
	Cw_h	7,29	36,15	0,18	0,05
	Cw A	0,42*	0,57	1,05	1,05

* diferencias significativas entre Cw_v y Cw_h para el sitio y la familia de poros correspondiente (test LSD, $P = 0,05$).

Los resultados implican mejores condiciones para la entrada de agua en el perfil y disponibilidad de oxígeno en la zona radical para el sitio 2. Esto confirma la importancia de determinar la conectividad de las distintas familias de poros, y su anisotropía. La anisotropía encontrada estuvo en concordancia con la estructura observada a campo en ambos sitios. El índice propuesto (Cw) mostró ser útil al proveer información consistente.

Futuros estudios sobre conectividad de poros deberían enfocarse en la macroporosidad, ya que la anisotropía inducida por el manejo afecta principalmente esta familia de poros. Para poros de menor tamaño la anisotropía podría considerarse despreciable. La observación de la estructura a campo da un primer indicio de posible anisotropía en la conectividad de los macroporos.

4.4. CONCLUSIONES

A través del estudio de la dinámica del agua se encontró una conectividad preferencial en una dirección en las distintas familias de poros en el horizonte superficial de dos suelos texturalmente diferentes bajo SD. La anisotropía en la conectividad varió dependiendo de la familia de poros considerada y está relacionada a la forma estructural del suelo. La estructura afecta principalmente la conectividad de macroporos. La EL resulta en una mayor conectividad horizontal, mientras que la estructura en bloques generó una mayor

conectividad vertical. La fracción de macroporos es la más importante para la transmisión de agua y aire, y los resultados muestran que la misma es la más afectada por el desarrollo de EL. Valores altos de macroporosidad no garantizan entrada de agua y aireación del perfil suficientes, ya que la conectividad debe ser considerada.

El índice de conectividad de poros basado en flujo de agua (C_w) propuesto mostró ser útil para determinar la presencia de una orientación preferencial de las distintas familias de poros. Este índice da información de la dependencia de la conectividad de poros con el contenido de humedad del suelo. En estudios de la calidad física del suelo bajo diferentes sistemas de manejo y condiciones, la conectividad de las distintas familias de poros debería ser tomada en cuenta, y este índice es apropiado y eficaz para describirla.

5. ESTRUCTURA LAMINAR EN SIEMBRA DIRECTA. FACTORES PREDISPONENTES.

5.1. INTRODUCCIÓN

El desarrollo de EL en suelos bajo SD es una situación habitual, en particular en la Región Pampeana Argentina.

La EL tiene un efecto negativo sobre las propiedades físicas del suelo (apartado 1.4, apartado 2.4), por lo cual es necesario avanzar en el conocimiento del desarrollo de EL, y los factores que predisponen a su formación.

No existen revisiones o un estudio sistematizado que reúnan la información publicada hasta el momento sobre esta temática. Esto podría permitir comprender cuáles factores están presentes como determinantes o predisponentes del desarrollo de este tipo de estructura en suelos bajo SD, los niveles de dichos factores que predisponen a ese desarrollo, y así predecir el riesgo de desarrollo de este tipo de estructura en puntos no muestreados.

La hipótesis de este apartado es que es posible determinar cuáles son los factores predisponentes a la formación de EL en suelos de la región pampeana argentina bajo SD continua, y aportar información y mapas de riesgo que permitan predecir la aparición de este tipo de estructura.

El objetivo específico es comprender la relación entre la estructura de suelos bajo SD, determinada visualmente a campo, y los factores edáficos y de manejo; y determinar bajo un entorno de Sistema de Información Geográfico (SIG) la ubicación geográfica y la superficie con riesgo de formar EL por el uso continuo de siembra directa.

5.2. MARCO TEÓRICO

5.2.1. Material Parental

La Región pampeana Argentina se encuentra, desde el punto de vista geomorfológico, en el Sistema Eólico Pampeano, una cubierta sedimentaria formada por el Mar de Arena pampeano y la Faja periférica de loess (Iriondo, 1997). Este sistema, que cubre más de 600.000 km² en la planicie pampeana (Figura 5.1) dista mucho de ser una cubierta homogénea y los estudios revelan

una complejidad significativa, resultado de la acción de factores locales y regionales (Iriondo y Kröhling, 2007).

Han sido identificadas ocho unidades eólicas en el centro de la Argentina, en base a los paisajes dominantes y sus configuraciones geomorfológicas. De ellas hay tres en la región de estudio de la presente tesis (Figura 5.2) (Zárate y Tripaldi, 2012). Estas son: Mantos de Loess y loessoides (LLM); Mantos de Loess y loessoides y depresiones de deflación (LMB); y Campos de dunas del centro de la pampa (CPD).

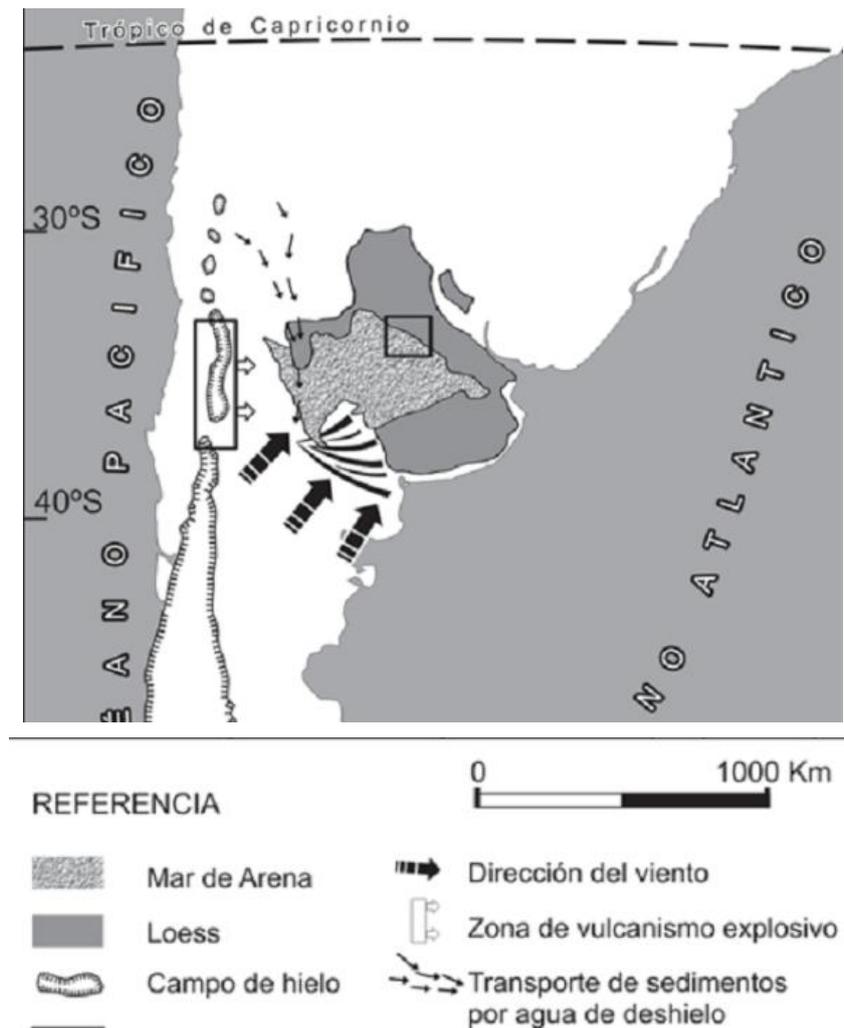


Figura 5.1. Sistema eólico pampeano (extraído de Iriondo y Kröhling, 2007).

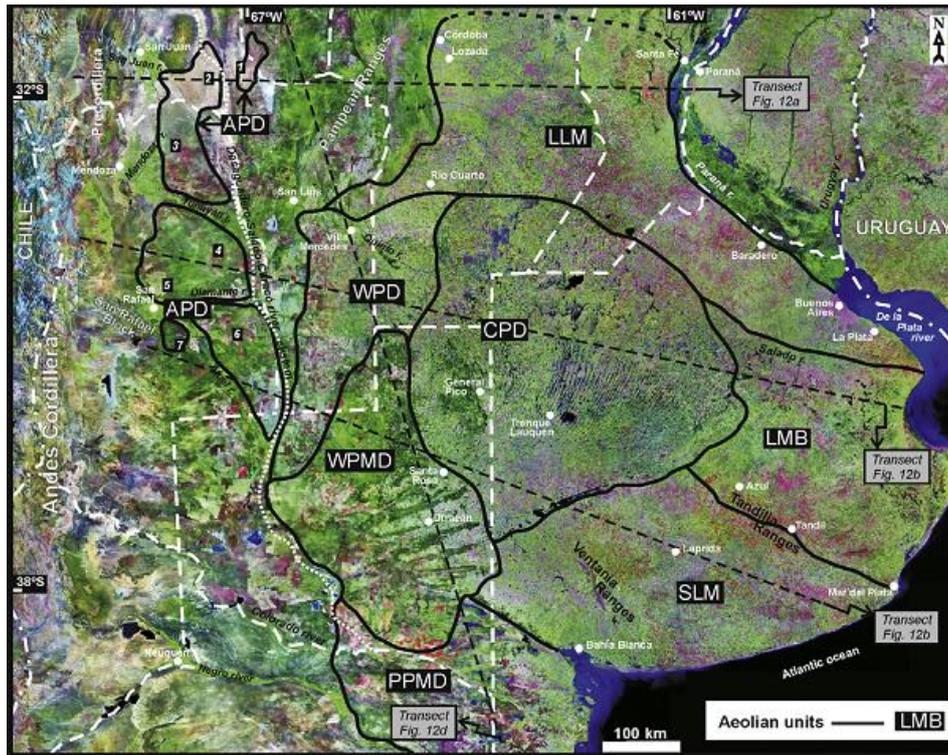


Figura 5.2. Unidades eólicas del centro de Argentina: LLM, Mantos de Loess y loessoides; LMB, Mantos de Loess y loessoides y depresiones de deflación; SLM, Mantos de loess arenoso y mantos de arena loessica; CPD, Campos de dunas del centro de la pampa; WPSD, Mantos de arena y campos de dunas del oeste pampeano; WPD, campos de dunas del oeste pampeano; APD, campos de dunas del pedemonte andino; PPMD, Mantos de arena y campos de dunas del Norte de la Patagonia (extraído de Zárata y Tripaldi, 2012).

La unidad LLM se caracteriza por presentar un manto de loess de 1,5-2 m de espesor, cubriendo depósitos de loessoides de mediados del pleistoceno. Los depósitos de loess son el material parental de los suelos actuales.

Es importante definir claramente los materiales mencionados. Los loess son materiales sedimentarios predominantemente limosos cuyo nombre es indicativo del estado de su estructura interna. La mayoría de los depósitos de loess tienen más del 50 % de las partículas en el rango de tamaño del limo, aunque varían en sus contenidos de arcilla y arena (Pye, 1995). Fueron estudiados por primera vez en Alemania en formaciones de la cuenca del Rin, donde surgió su denominación. Esta palabra tiene la misma raíz que “loose” en inglés y significa suelto. Si bien ha habido algunas controversias sobre su génesis, se acepta que son formados por acción eólica (loess primario) que pueden ser retransportados y redepositados por otros medios (loess

secundario o loessoides) (Rocca et al., 2006). Es importante mencionar que las lluvias de ceniza también son fuente del loess, y que se estima que hay entre 5 a 10 m de material piroclástico acumulado en el último millón de años. Se calcula que alrededor de un 10% de los loess del Pleistoceno Superior/Holoceno fueron depositados de esa manera. Las alteraciones de esas cenizas generan reacciones de tipo puzolánica con la formación de capas cementadas (tosca) (Rocca et al., 2006). En general la mineralogía de los loess pampeanos se caracteriza por abundancia de plagioclasas (tectosilicatos) (20 a 60%), contenido de cuarzo de 20 a 30% y de vidrio volcánico de 15 a 30%. El vidrio volcánico, junto a minerales de ascendencia biótica, ha sido señalado como responsable de la baja estabilidad estructural de suelos de la región (Cosentino y Pecorari, 2002). La formación de arcilla in-situ es inversamente proporcional al tamaño de grano del material madre. La illita aparece como el mineral predominante en las secuencias Pleistoceno/Holocena. Las esmectitas y kaolinita son componentes menores, con excepción al loess pampeano descrito como Pleistoceno Temprano en el cual predomina la montmorillonita. Desde el punto de vista físico-mecánico el loess, y en particular los loess y loessoides pampeanos, se caracterizan por su colapsabilidad. Es decir, tienen tendencia a colapsar, a perder su estructura y porosidad entre partículas, cuando son humedecidos y sujetos a cargas. El grado de colapsabilidad depende de varios factores, entre los que se encuentran la mineralogía, principalmente las variaciones en el contenido de vidrio volcánico.

Los Vertisoles de la provincia de Entre Ríos tienen como material parental principal los espesos sedimentos de la Formación Hernandarias, de origen lacustre – palustre, con alto contenido de arcilla expansible. Esta Formación es muy importante por su distribución areal y porque compone el material parental que genera a los suelos de los Órdenes Vertisoles y Alfisoles. A fines del Pleistoceno y gran parte del Holoceno se depositaron sedimentos finos de origen eólico (loess y limos loessoides) que componen un manto de poco espesor. Estos sedimentos incluyen parcialmente a los limos pertenecientes a la Formación San Guillermo y que constituirían, posiblemente, el epipedón con características mólicas que presentan algunos Vertisoles (Tasi, 2009).

5.2.2. Textura. Distribución de tamaño de partículas.

La textura del suelo se refiere al rango de tamaños de partículas en el suelo. El término tiene connotaciones cuantitativas y cualitativas. Cualitativamente representa como se siente al tacto el material del suelo, ya sea grueso y áspero o fino y suave. En un sentido cuantitativo más riguroso este refiere la distribución medida de tamaños de partículas (DTPa) o las proporciones de los rangos de tamaños de partículas que hay en el suelo.

La textura es un atributo permanente y natural de los suelos, y uno de los más usados para caracterizar su estructura física (Hillel, 1980). Es una característica fundamental de los suelos y está correlacionada con prácticamente todas las propiedades del suelo (Nemes y Rawls, 2006).

La textura del suelo tiene una influencia significativa en la agregación. En suelos gruesos, el contenido de materia orgánica tiene una mayor influencia en la estructura. A medida que se incrementa el contenido de arcilla, es más importante el tipo que la cantidad para determinar la agregación. La concentración de arcilla afecta la agregación a través de los procesos de hinchamiento-contracción (Bronick y Lal, 2005).

5.2.3. Arcillas. Concentración y tipo.

La mineralogía de arcillas, es decir la proporción de distintos tipos de arcilla presentes en el suelo, tiene un efecto significativo sobre el comportamiento físico del suelo y su respuesta a las prácticas de manejo. Deneff et al. (2002) indicaron que la mineralogía y la densidad de cargas pueden ser parámetros más importantes que la cantidad de arcillas para la formación de agregados y su estabilización. Ellos encontraron que la formación y estabilización de agregados a corto plazo fue considerablemente afectada por la mineralogía de arcillas.

Las arcillas del grupo de las esmectitas o montmorillonitas se caracterizan por sufrir grandes cambios de volumen (hinchamiento-contracción) al variar la humedad. Este tipo de arcillas, presentes en los Vertisoles facilita la recuperación de estructuras degradadas del suelo (Pillai y McGarry, 1999), confiere mayor estabilidad estructural (Novelli et al., 2011), y minimiza la estratificación del carbono orgánico bajo SD debido a la capacidad para auto mezclarse (Fabrizzi et al., 2009). En suelos con alto contenido de ese tipo de

arcillas la materia orgánica no es un agente importante de agregación (Novelli et al., 2013).

Por otro lado, las arcillas del grupo de las illitas se caracterizan por no cambiar de volumen con los cambios de humedad. Este tipo de arcillas es predominante en los suelos de la región pampeana (Cosentino y Pecorari, 2002). Este tipo de arcilla le confiere al suelo muy baja capacidad de auto-mullido (Sasal et al., 2006). Esto hace que estos suelos no tengan capacidad de regenerar naturalmente estructuras degradadas.

Por otro lado no es solo el tipo de arcillas, sino también su concentración importante para la agregación. La concentración de arcilla afecta la agregación a través del hinchamiento y la dispersión.

5.3. MATERIALES Y MÉTODOS

5.3.1. Serie de datos

En las tablas 1.1 y 1.2 del apartado 1.2 se presentaron varios reportes de desarrollo de EL en suelos de la región pampeana argentina y del mundo.

Con el fin de responder al objetivo de este capítulo, se hizo una revisión bibliográfica y recopilación de reportes previos de tipo de estructura desarrollada en suelos bajo SD de la región de estudio (tabla 1.1). A estos datos se sumaron los sitios estudiados en el desarrollo de la presente tesis (tabla 2.1). De cada sitio se registró toda la información posible, en cuanto a ubicación geográfica, clasificación del suelo (USDA, 2006), textura, relieve y altura sobre el nivel mar, y factores de manejo como años bajo SD, rotación, y manejo anterior a la SD. En cada sitio se determinó la estructura del suelo visualmente en base a la forma, grado y tamaño (Soil Survey Division Staff, 1993). Se clasificó la estructura en tres niveles: no desarrollo de EL (ausencia total de este tipo de estructura); desarrollo escaso de EL (EL discontinua, poco abundante, y/o muy disturbada por actividad biológica); y desarrollo de EL (EL continua en el horizonte A). Se registró el espesor medio de la capa de EL en cada sitio.

En cada uno de los sitios estudiados se extrajeron muestras de suelo. Sobre las muestras se determinó la curva de distribución de tamaño de partículas (DTPa) usando el método de la pipeta (Gee y Bauder, 1986). Se determinó la

fracción de masa con diámetro equivalente (deq) < 2 µm (arcilla); 2 µm <deq< 20 µm (limo fino); 20 µm <deq< 50 µm (limo grueso); 50 µm <deq< 75 µm (arena muy fina 1); 75 µm <deq< 100 µm (arena muy fina 2); 100 µm <deq< 250 µm (arena fina); y 250 µm <deq< 500 µm (arena media). A partir de la DTPa se calcularon los parámetros de Folk y Ward (Folk y Ward, 1957) usando el programa Gradistat (Blott y Pye, 2001) y la dimensión fractal de fragmentación (D) (Filgueira et al., 2002), con el objetivo de tener variables comparables que dieran información de toda la curva, y al mismo tiempo determinar cuál de estos parámetros era más útil a la hora de describir la DTPa de un suelo.

Para calcular los parámetros de Folk y Ward se debe en primer lugar realizar una transformación de la escala de Udden (que da intervalos granulométricos con diámetros de base 1 mm y razón 2). La transformación de la escala de Udden en una progresión aritmética da lugar a la escala ϕ [ϕ]. ϕ es igual al logaritmo negativo en base 2 del diámetro expresado en mm. Se deben leer los valores de ϕ a los cuales se acumulan el 5, 16, 25, 50, 75, 84 y 95 % de la masa total respectivamente: ϕ_5 , ϕ_{16} , ϕ_{25} (cuartil), ϕ_{50} (mediana), ϕ_{75} (cuartil), ϕ_{84} y ϕ_{95} .

A partir de estos valores se calculan los siguientes parámetros de Folk y Ward:

$$\text{Media } (Mz) = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3} \quad (5.1)$$

$$\text{Mediana } (Md) = \Phi_{50} \quad (5.2)$$

$$\text{Desviación estándar } (\sigma) = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\varphi_{95} - \varphi_{\Phi_5}}{6,6} \quad (5.3)$$

$$\text{Asimetría } (Sk) = \frac{\Phi_{84} + \Phi_{16} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{95} - \Phi_5)} \quad (5.4)$$

$$\text{Curtosis } (K) = \frac{\Phi_{95} + \Phi_5}{2,44(\Phi_{75} - \Phi_{25})} \quad (5.5)$$

La dimensión fractal de fragmentación (D) fue calculada a partir de la DTPa como sigue (Tyler y Wheatcraft, 1992, Filgueira et al., 2002):

$$M(r < R) / M_T = \left(R / R_{sup} \right)^F \quad (5.6)$$

donde $M(r < R)$ es la masa de partículas de suelo con radios menores que R , M_T es la masa total de partículas, R_{sup} es el radio superior (considerado 0,5 mm en

los suelos estudiados), y F es una constante. La relación entre la dimensión fractal y la constante F es: $D = 3 - F$. Para el cálculo de D , en primer lugar se ajustaron los datos experimentales a la ecuación 5.6 por el método de los cuadrados mínimos, y posteriormente se calculó D a partir de F .

Además se determinó el contenido de carbono orgánico (CO) y, usando el factor de conversión 1,7, el contenido de materia orgánica (MO) usando el micro método (SAMPLA, 2004).

La composición mineralógica de todo el material, y de la fracción arcilla, identificando los minerales presentes, los minerales de arcilla y su abundancia relativa, se determinó usando un equipo de difracción de rayos X, marca PANalytical, modelo X'Pert PRO, con lámpara de Cobre ($k\alpha=1.5403 \text{ m\AA}$) que opera a 40 m\AA y 40 kV en el Centro de Investigaciones Geológicas (La Plata). La composición mineral de cada muestra se determina según su abundancia relativa (Poiré, 1987).

Se dividieron a los posibles factores predisponentes en dos grupos. Por un lado el de los factores edáficos, que incluye a todos aquellos relacionados con el tipo de suelo. Se parte por considerar el material parental, el relieve y el clima, de cuya interacción en el tiempo resulta el tipo de suelo. A continuación se analiza el factor tipo de suelo. Entrando en detalle se analiza el factor distribución de tamaño de partículas (DTPa), y las variables derivadas. Entre los factores edáficos se incluye la mineralogía de arcillas de los sitios estudiados. Para los suelos de los trabajos previos se consideró la mineralogía reportada, o la determinada por INTA para la serie de suelos, en los casos que está disponible.

El otro grupo de factores son los de manejo. Incluye todos aquellos que son modificados y decididos por el responsable de la producción en el lote. Incluye la cantidad de años bajo el manejo de SD, el tipo de manejo previo, los cultivos y la secuencia de los mismos, el pastoreo de rastrojos, entre otros.

5.3.2. Análisis de datos

En el caso de factores categóricos se observó cuales de sus niveles predisponen al desarrollo de EL. Se usó el test LSD (valor de $P= 0,05$) para

comparar las medias de los parámetros derivados de la DTPa de los grupos con y sin desarrollo de EL.

Por otro lado, se analizó el efecto de cada factor edáfico y de manejo sobre la existencia de EL por separado. Para ello se hicieron análisis de correlación entre el nivel de desarrollo de EL y cada uno de los factores. Se calculó el coeficiente de correlación de Spearman y su significancia. Se construyó un modelo conceptual, considerando los factores que deben estar presentes para el desarrollo de EL, y su importancia relativa.

5.3.3. Generación de mapa de riesgo, cuantificación de la superficie con riesgo de desarrollo de EL.

A partir de los antecedentes y datos propios se determinaron los niveles de los factores presentes en aquellos sitios que desarrollaron EL, con la finalidad de determinar los rangos de riesgo para cada uno de ellos.

Con cada variable espacial seleccionada se obtuvo un mapa digital. Las capas de información (layers) se georreferenciaron utilizando como base el SIG250 del IGN con proyección Posgar94, esto permitió realizar las intersecciones correspondientes para el posterior análisis espacial de los datos. Todo el trabajo se realizó bajo un entorno SIG utilizando el software libre gvGIS (<http://www.gvsig.com/>).

Una vez obtenidas las capas, se interseccionaron para obtener el mapa de la zona que cumpla las condiciones de cada factor analizado para desarrollo de EL.

Se distinguieron las zonas con riesgo de desarrollo de EL, como aquellas que cumplen todas las condiciones, en cuanto a niveles de los factores. Se obtuvieron los límites de las zonas de riesgo, y se describieron en términos geográficos y políticos.

Se analizó el mapa obtenido, en cuanto a distribución espacial de las zonas con diferentes riesgos, y la relación entre factores predisponentes. Se verificó la eficiencia de predicción superponiendo al mapa generado los sitios de antecedentes y datos propios con y sin desarrollo de EL. Se calculó el porcentaje de acierto para esos sitios.

Una vez verificada la eficiencia de predicción del mapa de riesgo se cuantificó la superficie susceptible a desarrollar EL en SD.

Esta información se procesó de manera digital dentro del entorno SIG para obtener la localización y la superficie total de las zonas con alto riesgo de desarrollar EL en la Región Pampeana Argentina.

A este mapa general se le sustrajo en un segundo paso el área correspondiente a cascos urbanos, rutas y caminos, masas boscosas, y lagunas y suelos anegables, con la finalidad de obtener una predicción más ajustada que realmente represente a la superficie agrícola.

5.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.4.1. Factores edáficos

5.4.1.1. Material parental

Los suelos de la región de estudio con desarrollo de EL bajo SD, se encuentran ubicados sobre la Faja periférica de loess, y en particular sobre la unidad eólica LLM (figura 5.3). No se encontraron reportes de desarrollo de EL sobre las unidades LMB y SLM. Los suelos bajo SD del sudeste bonaerense no desarrollaron EL bajo SD (Aparicio, comunicación personal). Esa unidad se caracteriza por tener mantos discontinuos y de relieve bajo de loess arenoso a arena loésica. Tampoco se han encontrado reportes previos de desarrollo de EL en los Vertisoles de la provincia de Entre Ríos bajo SD.

La ubicación de los sitios bajo SD con desarrollo de EL demuestran que el material parental es un factor predisponente. Los suelos con desarrollo de EL tienen como material parental al loess, de 1 a 1,5 m de espesor, sobre loessoides. Los suelos ubicados sobre las unidades CPD, LMB y SLM, con texturas más gruesas a la de la unidad mencionada, además de otras características diferentes (Figura 5.2, Zárate y Tripaldi, 2012), no desarrollaron EL (Aparicio, comunicación personal).

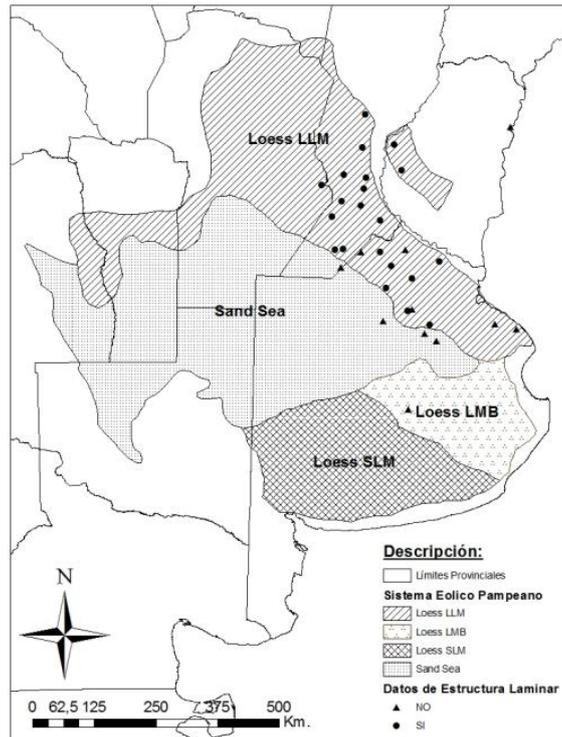


Figura 5.3. Mapa de la región de estudio mostrando la ubicación de los sitios, de reportes previos y del presente estudio, de suelos bajo siembra directa con y sin estructura laminar, y las zonas correspondientes a diferentes materiales parentales (adaptado de Iriondo y Kröhling, 2007, y de Zárate y Tripaldi, 2012).

Los suelos con desarrollo de EL de reportes internacionales también tienen como material parental al loess (Figura 5.4)



Figura 5.4. Distribución mundial de los depósitos de loess.

5.4.1.2. Clima

Los sitios con desarrollo de EL bajo SD se encuentran ubicados entre las isohietas de 900 mm al Oeste y la de 1100 mm al Este, y delimitados al Sur por la isoterma de 16 °C de temperatura media anual y al Norte por la de 20 °C de temperatura media anual (figura 5.5).

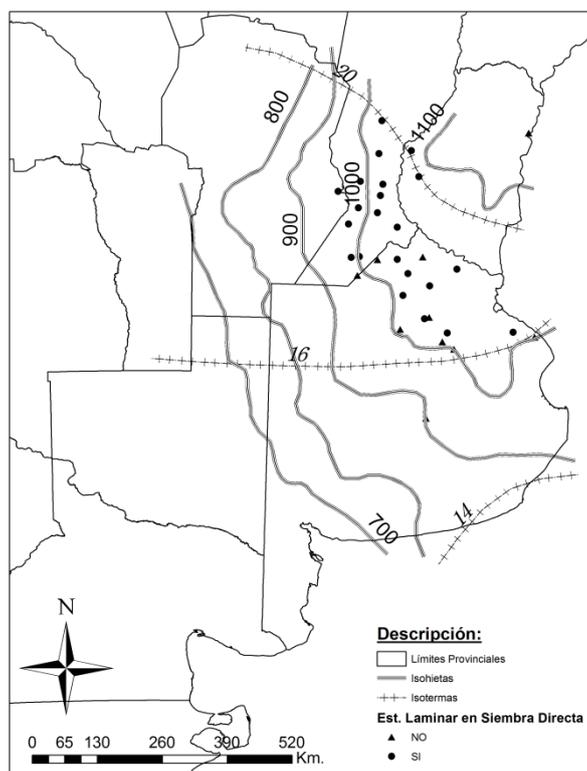


Figura 5.5. Mapa de la región de estudio mostrando la ubicación de los sitios, de reportes previos y del presente estudio, de suelos bajo siembra directa con y sin estructura laminar, y las isohietas e isotermas de la región.

El potencial erosivo de las precipitaciones (R), en la región donde se ubican los sitios con desarrollo de EL, está entre 400 y 600 MJ.ha⁻¹.mm.h⁻¹ (Rojas et al., 1985). El tipo de clima de la región es templado húmedo, con la característica de que en esta zona la estación más cálida es también la más húmeda. Los suelos de los reportes internacionales están ubicados también en zonas de clima templado, con estaciones marcadas, y con precipitaciones anuales entre 800 mm y 1200 mm aproximadamente. La diferencia es que en la región pampeana la temperatura no baja normalmente de 0°C, y los suelos no se congelan, como si ocurre en los reportes internacionales, donde incluso en algunos casos la formación de lentes de hielo es citado como una causa del

desarrollo de EL (Shipitalo y Protz, 1987; Sasal et al., 2006). Para suelos de clima templado húmedo, sin congelamiento del suelo, son los ciclos de humedecimiento-secado (HS) los que más influyen en la estructuración (Bronick y Lal, 2005). Su efecto es disruptivo en suelos con alto contenido de arcillas expansibles, y positivo para suelos con arcillas no expansibles, en los cuales incrementan la estabilidad estructural. Sin embargo cabe destacar que suelos bajo SD, cubiertos por los residuos del cultivo antecesor, experimentan ciclos de HS menos intensos (Bronick y Lal, 2005).

El clima es un factor que controla tanto el tipo de suelo presente en un sitio determinado, como la respuesta del suelo al manejo. En los suelos de la región pampeana el efecto del clima en relación al manejo está vinculado principalmente al estatus hídrico al momento de las labores. En suelos bajo SD la labor con más efecto sobre la estructura del suelo es la cosecha, por las altas intensidades de tránsito asociadas. La humedad del suelo al momento de la cosecha depende del cultivo y la época del año en que se cosecha. De los cultivos más extendidos en las rotaciones agrícolas de la región (maíz, soja y trigo), la soja es la que tiene más probabilidad de cosecharse en condiciones de humedad de suelo inadecuadas (Sasal et al., 2006). Boizard et al. (2013) encontraron, en un suelo franco limoso bajo labranza reducida (una sola pasada de disco superficial a 5 cm de profundidad), incremento de áreas severamente compactadas en los primeros 30 cm del suelo luego de una cosecha con alto contenido de humedad en el suelo. En los años sucesivos la proporción de áreas compactadas bajó, pero sobre esta zona compactada del suelo se desarrolló EL que se incrementó en espesor a lo largo de los años, si bien no se volvieron a efectuar labores con alto contenido de humedad del suelo. En otro tratamiento, donde se efectuaron labores con alto contenido de humedad del suelo varios años seguidos, apareció EL sobre las zonas compactadas, para luego desaparecer. Una sola cosecha en condiciones de alta humedad en el suelo sería suficiente para causar compactación y posterior desarrollo de EL.

Los suelos con desarrollo de EL de la región pampeana se encuentran en un área de clima homogéneo, con las características descriptas más arriba, por lo que se puede decir que el clima es un factor predisponente. Los suelos de

otros sitios del mundo con desarrollo de EL están ubicados en climas templados y húmedos, con estaciones marcadas.

5.4.1.3. Tipo de suelo

Los suelos con desarrollo de EL bajo SD de la región pampeana pertenecen al orden Molisoles. Los molisoles son los suelos minerales, ricos en bases y oscuros, de las estepas. Se caracterizan por presentar un epipedón mólico y muchos de ellos presentan un horizonte argílico. Los molisoles cubren grandes áreas subhúmedas a semiáridas en las planicies de Norteamérica, Europa, Asia y Sudamérica. Son más comunes en las latitudes medias. Muchos de estos suelos se desarrollaron bajo pastizales en algún momento. La región de estudio se encuentra mayormente cubierta por suelos de este orden. El suborden es el de Udoles, por ser de régimen de humedad údico.

En cuanto al gran grupo, encontramos representantes de dos grandes grupos dentro de los suelos con desarrollo de EL de la región pampeana: Paleudoles y Argiudoles, mientras que los Hapludoles estudiados no desarrollaron EL. Los Paleudoles y Argiudoles tienen en común la presencia de un horizonte enriquecido en arcilla por debajo del horizonte A. Los Argiudoles fueron de los subgrupos típico y abruptico. Los primeros no presentan otra característica destacable por fuera de su horizonte argílico. Los del subgrupo abruptico se caracterizan por el incremento en el contenido de arcilla en profundidad. Los Paleudoles que desarrollaron EL en SD fueron del subgrupo petrocálcico, es decir que por debajo del horizonte argílico presentaban un horizonte petrocálcico. De los dos Paleudoles vérticos estudiados, uno no desarrolló EL y el otro sí, aunque débil y de poco espesor (serie Etcheverry). De los dos Argiudoles abrupticos estudiados, solo uno desarrolló EL de escaso espesor. En ambos casos se practicaba pastoreo de rastrojos, lo cual será discutido en el factor manejo. Entre los reportes nacionales de desarrollo de EL bajo SD los suelos son todos Argiudoles típicos, y un Paleudol petrocálcico. Los Hapludoles reportados no desarrollaron EL. Lo mismo puede decirse del Argiudol vértico y del Hapludert típico (Micucci, 2004). Esto coincide con lo hallado en nuestro estudio.

Entre los suelos de reportes internacionales con desarrollo de EL bajo SD (Tabla 1.2) hay cuatro Alfisoles, es decir suelos con un epipedón ócrico, y un

horizonte argílico. Tres de ellos de régimen de humedad údico, y uno de régimen de humedad ácuico. Hay tres Luvisoles (Ball y Robertson, 1994, VandenBygaart et al., 1999a, Boizard et al., 2013), que son suelos que presentan también un horizonte enriquecido en arcilla por debajo del epipedón. Se reportan dos Gleysoles, suelos que se caracterizan por estar saturados con agua freática por períodos suficientemente largos para desarrollar un característico patrón de color gléyico. El suelo restante es un Brunisol, suelo caracterizado por tener un desarrollo de horizontes poco marcado, y la presencia de un horizonte Bm, es decir con rasgos de hidromorfismo leve. En resumen, el tipo de suelo de la región de estudio que predispone a la formación de EL es el Argiudol o Paleudol. De los antecedentes nacionales e internacionales surge que suelos con horizonte B enriquecido en arcilla y régimen de humedad údico a ácuico tienen predisposición al desarrollo de este tipo de estructura.

5.4.1.4. Textura. Distribución de tamaño de partículas.

En la tabla 5.1 se muestra la DTPa de los sitios estudiados.

Tabla 5.1. Distribución de tamaño de partículas de los sitios estudiados.

Fracción/tamaño (μm)	ARENA (%)					LIMO (%)			ARCILLA (%)	Clase Textural*
	250- 500	100- 250	75- 100	50- 75	total	20- 50	2-20	total		
Serie (coordenadas)									<2	
Magdalena (35° 06' S 57°35' O)	0,06	0,37	6,58	3,72	10,73	27,12	37,28	64,40	24,87	FL
Etcheverry (35°02' S 58°03' O)	0,06	0,60	9,40	5,31	15,37	22,98	36,68	59,66	24,97	FL
Lobos (35° 08' S 59°29' O)	0,09	1,71	14,75	12,32	28,87	24,53	24,05	48,58	22,55	FL
Lobos (35° 08' S 59°29' O)	0,09	1,71	12,96	10,83	25,60	27,53	23,80	51,33	23,08	FL
Lobos (35° 08' S 59°29' O)	0,13	2,29	18,66	15,59	36,68	25,17	20,59	45,77	17,56	F
Lobos (35° 08' S 59°29' O)	0,15	2,51	18,26	15,26	36,18	27,11	19,84	46,95	16,87	F
Lobos (35° 08' S 59°29' O)	0,05	6,53	13,80	11,53	31,91	24,18	25,06	49,24	18,85	F
Lobos (35° 08' S 59°29' O)	0,04	6,05	14,28	11,93	32,30	24,37	25,31	49,68	18,02	F
Henry Bell (34° 52' S 59° 54' O)	0,04	1,29	13,32	11,70	26,35	26,99	31,62	58,61	15,04	FL

Henry Bell (34° 52' S 59° 54' O)	0,02	0,98	12,37	9,83	23,20	25,97	32,65	58,62	18,18	FL
Bolivar (35° 18' S 59° 35' O)	0,49	46,82	16,42	7,04	70,77	8,77	10,23	19,00	10,23	FA
Bolivar (35° 18' S 59° 35' O)	0,59	52,47	14,74	6,32	74,11	6,72	9,23	15,95	9,94	FA
Bolivar (35° 25' S 59° 19' O)	0,28	46,49	9,18	3,94	59,89	12,72	16,21	28,94	11,17	FA
Bolivar (35° 25' S 59° 19' O)	0,22	57,77	8,04	3,45	69,47	10,34	10,99	21,34	9,19	FA
Arroyo Dulce (34°06' S 60° 25' O)	0,05	0,34	9,38	5,10	14,87	35,61	25,64	61,25	23,86	FL
Arroyo Dulce (34°06' S 60° 25' O)	0,03	0,26	6,31	4,74	11,34	33,75	28,83	62,58	24,25	FL
Arroyo Dulce (34°06' S 60° 25' O)	0,03	0,20	7,34	3,62	11,19	33,42	28,55	61,97	26,81	FL
Arroyo Dulce (34°06' S 60° 25' O)	0,03	0,14	4,64	2,32	7,13	31,00	39,26	70,26	21,70	FL
Rio Tala (33° 58' S 59° 22' O)	0,03	0,24	0,58	7,94	8,79	30,58	37,86	68,44	22,76	FL
Balcarce (36° 42' S 59° 50' O)	0,1	1,2	16,2	25,3	42,80	18,5	13	31,50	25,70	F

Las series en negrita son las que desarrollaron estructura laminar.* Clase textural: F: Franco; FL: Franco limoso; FA: franco arenoso.

Los sitios estudiados que desarrollaron EL bajo SD tienen contenidos de limo entre 45,77 y 70,26 % (clases texturales franco a franco limosos). La clase textural por sí sola no fue útil para discriminar a los suelos que desarrollaron EL. En los reportes previos de suelos de la región pampeana los contenidos de limo de los suelos que desarrollaron EL estaban entre 57 y 70 % (tabla 1.1). Los suelos de reportes internacionales con desarrollo de EL tienen también altos contenidos de limo (tabla 1.2).

Los suelos estudiados con desarrollo de EL tienen más del 90 % de las partículas de tamaño menor a 100 µm, con contenidos de arcilla entre 16 y 27 %. Es decir que tienen como mínimo un 70 % de partículas de tamaño limo y arena muy fina. De la fracción limo alrededor de la mitad pertenece a la fracción limo fino (2-20 µm). Las partículas de tamaño limo y arena muy fina se caracterizan por promover poca porosidad textural y conferir baja estabilidad estructural al suelo.

En la tabla 5.2 se muestran los parámetros de Folk y Ward (Folk y Ward, 1957) obtenidos usando el programa Gradistat (Blott y Pye, 2001). Adicionalmente se

calcularon y presentan los valores de dimensión fractal de fragmentación (D) (Tyler y Wheatcraft, 1992; Filgueira et al., 2002).

Tabla 5.2. Parámetros de Folk y Ward, y dimensión fractal (D) calculados para los distintos sitios estudiados, y valores medios para los sitios con y sin desarrollo de estructura laminar.

Serie (coordenadas) ¹	Media (μm)	Mediana (μm)	Desvío Estándar (μm)	Asimetría	Kurtosis	D
Magdalena (35° 06' S 57° 35' O)	10.01	9.44	3.26	0.21	0.48	2.71
Etcheverry (35° 02' S 58° 03' O)	10.61	9.63	3.42	0.23	0.47	2.72
Lobos (35° 08' S 59° 29' O)	16.11	22.71	3.91	-0.22	0.44	2.68
Lobos (35° 08' S 59° 29' O)	15.74	22.19	3.84	-0.22	0.44	2.68
Lobos (35° 08' S 59° 29' O)	17.44	30.79	4.16	-0.40	0.52	2.62
Lobos (35° 08' S 59° 29' O)	17.39	31.34	4.19	-0.41	0.54	2.61
Lobos (35° 08' S 59° 29' O)	15.09	22.40	4.01	-0.25	0.55	2.60
Lobos (35° 08' S 59° 29' O)	14.01	18.87	3.91	-0.16	0.51	2.64
Henry Bell (34° 52' S 59° 54' O)	16.61	25.19	4.29	-0.23	0.52	2.64
Henry Bell (34° 52' S 59° 54' O)	16.56	25.70	4.28	-0.26	0.52	2.63
Bolivar (35° 18' S 59° 35' O)	50.53	95.41	4.36	-0.60	1.15	2.52
Bolivar (35° 18' S 59° 35' O)	56.76	105.49	4.18	-0.63	1.39	2.52
Bolivar (35° 25' S 59° 19' O)	40.37	90.38	5.05	-0.60	0.75	2.55
Bolivar (35° 25' S 59° 19' O)	56.88	113.51	4.31	-0.67	1.07	2.51
Arroyo Dulce (34° 06' S 60° 25' O)	13.49	20.25	3.43	-0.26	0.47	2.69
Arroyo Dulce (34° 06' S 60° 25' O)	11.78	14.54	3.31	-0.07	0.46	2.70
Arroyo Dulce (34° 06' S 60° 25' O)	11.42	12.96	3.27	0.02	0.47	2.72
Arroyo Dulce (34° 06' S 60° 25' O)	9.82	10.24	3.20	0.12	0.50	2.69
Rio Tala (33° 58' S 59° 22' O)	10.35	10.47	3.47	0.17	0.53	2.70
Balcarce (36° 42' S 59° 50' O)	19.08	35.00	3.86	-0.47	0.39	2.72
Con EL	13,8±2,8a*	19,4±7,6a	3.67	-0.14a	0.49	2,67±0,04a
Sin EL (gruesos)	44,7±15,0b	87,96±30,5b	4,35	-0,59	0,95	2,56±0,09b
Sin EL (finos)	13,8±3,2a	18,5±8,3a	3,85	-0,06	0,51	2,66±0,05a

¹ Los sitios en negrita son los que desarrollaron estructura laminar bajo siembra directa. Letras diferentes indican diferencias significativas entre los grupos con y sin desarrollo de estructura laminar para ese parámetro (test LSD, P=0,05).

Se dividieron a los suelos que no desarrollaron EL en dos grupos, gruesos (4 casos serie Bolívar, y un caso serie Balcarce), y un segundo grupo con texturas finas (series Magdalena, Henry Bell, y un caso de la Serie Lobos). Los parámetros de Folk y Ward demostraron ser útiles para caracterizar las DTPa a partir de las cuales fueron calculados, y ser sensibles a la hora de distinguir los suelos con desarrollo de EL. En particular la media permitió caracterizar de forma precisa las DTPa de esos sitios. La dimensión fractal de fragmentación (D) no permitió separar a la serie Balcarce de los sitios con desarrollo de EL. Los sitios sin desarrollo de EL debido a textura presentaron valores de los parámetros de Folk y Ward diferentes a los de los sitios con desarrollo de EL. El suelo franco de la serie Balcarce tenía una D similar a los suelos con desarrollo de EL. El único parámetro que permitió distinguir la DTPa de este suelo de la de los suelos con desarrollo de EL es la media.

Del análisis de regresión lineal simple se encontró que el espesor de la EL estaba significativamente relacionada a la media de la DTPa ($R=-0,57$; valor de $p= 0,006$).

Los suelos con desarrollo de EL en la región pampeana son, entonces, suelos con alto contenido de limo y arena muy fina, propiedad dada por el material parental del cual evolucionaron. Este tipo de DTPa, presente en una amplia zona de la región pampeana, es predisponente del desarrollo de EL. Los suelos estudiados con textura franco arenosas no desarrollaron EL bajo SD. De los antecedentes surge que esos suelos no tienen predisposición a desarrollar EL. En los suelos francos y franco arcillosos del sudeste bonaerense, con contenidos de limo menores al 40 % y de arcilla del orden de 25-30 %, no se ha encontrado desarrollo de EL bajo SD (Serie Balcarce, y Aparicio, comunicación personal).

En cuanto a los suelos estudiados con textura franco limosas que no desarrollaron EL bajo SD, se atribuye a otros factores, lo cual será discutido más adelante.

5.4.1.5. Arcillas. Concentración y tipo.

Los suelos de la región pampeana con desarrollo de EL bajo SD de reportes previos tienen un contenido de arcilla en el horizonte superficial entre 20 y 29 %

(media: 25 %) (tabla 1.2). En cuanto a la mineralogía es de tipo illítica en la mayoría de los casos, y mixta en algunos (cuando esta información está disponible). Esto indica que más de la mitad de la arcilla (en peso) es illita, en muchos de estos suelos. La mineralogía mixta reportada no da información acerca de los tipos de arcilla presente. Es destacable que la mayoría de los suelos con desarrollo de EL de reportes previos no presentan características vérticas (excepto serie Peyrano en Micucci, 2004). Es decir que se trata de suelos con baja actividad de las arcillas en cuanto a procesos de expansión-contracción. Los suelos con características vérticas, y más de 30 % de arcilla en el horizonte A (serie Ramallo y serie Yeruá, en Micucci, 2004) no presentaron desarrollo de EL.

En cuanto a los suelos estudiados, los que desarrollaron EL bajo SD tienen mineralogía illítica o mixta con predominio de illita.

Se determinó la mineralogía, del material total y de la fracción arcilla, de los sitios estudiados.

El material total presentó en todos los casos contenidos importantes de cuarzo, feldespatos de calcio o sodio (plagioclasas) y feldespatos potásicos.

El mineral más importante en la fracción arcilla de los sitios estudiados es la illita. En algunas series (Bolívar, Etcheverry, Magdalena) aparece la caolinita como segundo mineral en importancia. La esmectita y los interestratificados illita-esmectita aparecieron en las series Etcheverry y Magdalena, y en muy poca cantidad en las series Lobos y Henry Bell. Los dos primeros tienen características vérticas, las cuales estarían dadas por las arcillas esmectíticas.

Los resultados coinciden con las mineralogías reportadas por INTA para esas series (tabla 2.1), las cuales son illíticas o mixtas.

De los resultados surge que la mineralogía de arcillas que predispone a la formación de EL es la illítica. Las series Etcheverry y Magdalena, que contienen cantidades considerables de esmectitas, lo que incluso les confiere características vérticas, presentaron escaso o nulo desarrollo de EL.

5.4.2. Factores de manejo

Los factores de manejo son todos aquellos que son modificados y decididos por el responsable de la producción en el lote. Incluyen la cantidad de años

bajo el manejo de SD, el tipo de manejo previo, los cultivos y la secuencia de los mismos, entre otros. El manejo del suelo, considerado este como la combinación de todas las operaciones de labranza (o su ausencia), prácticas de cultivo, fertilización, encalado, y otros tratamientos conducidos sobre el suelo, o aplicados al mismo para la producción de vegetales y/o animales; tiene un impacto mayor sobre la estructura del suelo, a través de la fragmentación, compactación, mezcla y deterioro de los procesos que promueven la agregación. Esto es debido a su aplicación repetitiva, al rango de profundidad donde tiene acción y a su influencia sobre el manejo de los residuos de cosecha (Strudley et al., 2008). Los diferentes sistemas de manejo, incluyendo los cultivos elegidos, su secuencia, entre otras decisiones, afectan de forma diferencial la estructura del suelo y las propiedades asociadas a la misma (Dörner y Horn, 2009).

Los suelos estudiados en la presente tesis con desarrollo de EL tenían una historia de entre 1 (serie Arroyo Dulce, desde la labranza con paratill) y 20 años bajo SD. Se realizó un análisis de regresión simple entre espesor de la EL y años bajo SD, y no se encontró en esta tesis relación significativa entre dichas variables.

En cuanto a las rotaciones, no se encontró relación significativa entre la proporción de soja y el desarrollo de EL, ni con el espesor de la misma. Sin embargo debe destacarse que el suelo de la serie Magdalena que no desarrolló EL tenía una proporción de soja en la rotación menor a la de los otros sitios.

El manejo previo a la SD fue LC o mixto (rotación de agricultura bajo LC con pasturas) en los suelos que desarrollaron EL. En la serie Lobos hubo un caso de no desarrollo de EL. Este sitio había estado con pastizal previo a la SD.

En suelos de la región pampeana se ha encontrado EL en lotes con historias de 3 (Lattanzi y Marelli, 1982) a 29 (Sasal, 2012) años de SD continua. Es decir que no se puede considerar al tiempo bajo SD como un factor condicionante de la formación de EL. Sasal (2012) encontró un aumento de la proporción del perfil con EL en los primeros 15 años bajo SD, y una disminución posterior en la proporción, sin que llegue a desaparecer luego de 29 años bajo SD. No se cuenta con ensayos de mayor duración en el país para hacer más inferencias.

En cuanto a la secuencia de cultivos, y la proporción de soja en la rotación, se ha encontrado desarrollo de EL en suelos con 33 a 100 % de soja en la

rotación. Sasal et al. (2006) encontraron que el tratamiento con menor porcentaje de soja en la rotación no desarrolló EL. Sin embargo uno de estos investigadores relativiza esta información en su tesis (Sasal, 2012), ya que en observaciones posteriores a las del primer trabajo encontró EL en esa rotación. Si bien esta autora reporta diferencias en la proporción de EL en el perfil según la secuencia de cultivos (con mayor proporción en monocultivo de soja), este tipo de estructura se encontró en todas las rotaciones, independientemente de la proporción de soja en la rotación. Fernández (2010) evaluó el efecto de la inclusión de la práctica de pastoreo de rastrojos durante el barbecho en planteos de SD sobre propiedades físicas. Ella encontró, a través del análisis de imágenes de cortes delgados, que el suelo bajo SD sin pastoreo de rastrojos tenía una EL definida por la presencia de agregados laminares porosos, y cortados por fisuras laminares, mientras que el suelo bajo SD con pastoreo de rastrojos presentó EL alterada por la fauna y en partes fuertemente modificada por la actividad biológica.

Como último factor de manejo considerado en esta tesis se evaluó el manejo previo a la adopción de la SD. En la mayoría de los casos este consistió en agricultura bajo LC. En algunos casos se alternaron pasturas (mixto) (tabla 1.1).

En los reportes internacionales de aparición de EL los suelos estuvieron bajo SD entre 7 y 40 años (tabla 1.2). Las rotaciones fueron variadas, incluyendo maíz continuo, maíz-avena-alfalfa, y cebada continua entre otras. La historia previa era de LC.

Del análisis de la información de reportes previos y de los sitios estudiados surge que los factores de manejo que tienen alguna influencia en el desarrollo de EL son el manejo previo y la rotación de cultivos, aunque este último factor solo influiría en el espesor y grado de la EL.

El manejo previo LC predispone claramente el desarrollo de EL. Lotes de SD con historia de rotaciones de agricultura y pasturas tendrían menos probabilidad de desarrollar EL. Los lotes de SD sobre pastizal natural no desarrollaron EL. Sin embargo, se cuenta con pocos datos para llegar a una conclusión determinante al respecto.

En cuanto a las rotaciones la proporción de soja es importante, ya que el suelo con menor proporción de soja no desarrolló EL (serie Magdalena) y hay

reportes previos de un efecto significativo de este factor sobre la proporción de EL en el perfil (Sasal, 2012). Sin embargo en esta tesis no se encontró relación significativa entre la proporción de soja y la aparición y espesor de EL, al considerar los datos de reportes previos y propios combinados.

La práctica de pastorear los rastrojos en planteos de SD continua disminuye el desarrollo de EL, probablemente por el disturbio generado por el pisoteo. Fernández (2010) encontró desarrollo de EL en suelos bajo SD con y sin pastoreo de rastrojos. Sin embargo, en el sitio pastoreado la EL estaba fuertemente modificada por la actividad biológica.

5.4.3. Análisis y discusión final. Predicción de desarrollo de EL.

El único material parental que presentó casos de aparición de EL es la unidad geológica LLM. Es decir que el material parental LLM es condición excluyente para la aparición de EL. Por lo tanto se excluyó este factor del análisis de correlación, estudiando la correlación entre aparición de EL y los otros factores, únicamente para los sitios con ese material parental. Se estudió la correlación entre la aparición (1) o no aparición (0) de EL y los distintos factores (tabla 5.3), para los datos propios (tabla 2.1) y para los reportes previos (tabla 1.1).

Tabla 5.3. Correlación entre el nivel de desarrollo de estructura laminar (EL) y los distintos factores, para los datos propios, para los datos de reportes previos, y para los datos de ambas series de datos combinadas, de suelos desarrollados sobre la unidad geológica LLM.

Factor*	Datos propios		Reportes previos		Todo	
	r Spearman	Valor de p	r Spearman	Valor de p	r Spearman	Valor de p
Tipo de Suelo (grupo)	-0,11	0,6828	0,06	0,6883	-0,04	0,7626
Limo (%)	-0,02	0,9521	0,51	0,0009	0,37	0,0052
Mineralogía de arcillas	0,13	0,6264	0,51	0,0038	0,34	0,0213
Características vérticas	-0,31	0,2261	-0,38	0,0124	-0,33	0,0105
Años bajo SD	-0,15	0,5733	-0,09	0,5597	-0,13	0,3152
Manejo previo	-0,57	0,0171	-0,39	0,0184	-0,48	0,0003
Rotación (%soja)	0,54	0,0252	-0,07	0,6408	0,01	0,9475
Pastoreo de rastrojos	-0,47	0,0565	N/D	N/D		

*Tipo de suelo: 0: Argiudol; 1: Paleudol; 2: Hapludol. Mineralogía de arcillas: 0: mixta; 1: illítica. Características vérticas: 0: ausente; 1: presente. Manejo previo: 0: LC; 1: mixto; 2: pastizal.

En estos suelos, el factor más correlacionado a la aparición de EL fue el manejo anterior a la implantación de la SD tanto para los reportes previos como

para los datos propios. El manejo previo LC estuvo más asociado a la aparición de EL, que otros manejos como la rotación con pasturas o el pastizal. En los suelos de reportes previos se encontró una correlación significativa de la aparición entre EL y los factores edáficos contenido de limo, características vérticas, y mineralogía de arcillas (en ese orden de significancia). En la serie de datos propios se encontró correlación significativa entre la aparición de EL y los factores de manejo porcentaje de soja en la rotación, y en menor medida del pastoreo de rastrojos.

Los resultados indican que el primer factor al cual se debe prestar atención es al material parental sobre el cual se desarrolló el suelo. Si el suelo se desarrolló sobre el material parental de la unidad geológica LLM, entonces debería analizarse el contenido de limo, y la mineralogía de arcillas. Por último se debe analizar el manejo, en particular el manejo previo a la adopción de SD.

Es decir que, para suelos desarrollados sobre el material parental LLM, las variables que condicionan más significativamente la aparición de EL son la presencia o no de características vérticas (entre las variables edáficas) y el manejo previo (entre las variables de manejo). Suelos desarrollados sobre el material parental LLM, y con manejo previo LC, están más predispuestos a desarrollar EL. Suelos desarrollados sobre el material parental LLM, con manejo previo mixto y con características vérticas tienen una menor probabilidad de desarrollo de EL.

Debe tenerse en cuenta que la variable de manejo pastoreo de rastrojos no se menciona por escasez de datos. Sin embargo, como se dijo antes, el pastoreo de rastrojos disminuiría la proporción y continuidad de la EL.

5.4.4. Generación de mapa de riesgo, cuantificación de la superficie con riesgo de desarrollo de EL.

En base a los resultados alcanzados más arriba y los antecedentes se seleccionaron los siguientes factores edáficos y climáticos, y los rangos o valores de cada uno de ellos que estuvieron presentes en los sitios con desarrollo de EL:

1. Material Parental: LLM.
2. Gran grupo: Argiudol y Paleudol
3. Limo: contenido superior al 45 % y menor al 71 %.

4. Temperatura media anual: entre 16 °C y 20 °C.
5. Precipitación anual media: entre 900 y 1100 mm.

Se generaron las capas vectoriales para cada una de esos factores. La capa de material parental se generó a partir del raster obtenido del trabajo de Zárate y Tripaldi (2012). Se seleccionó solo el material parental LLM. Luego se generó una capa de suelos a partir del Atlas de Suelos de la República Argentina, escala 1:500000, disponible en digital (Geointa, 2014). Se seleccionaron las unidades cartográficas cuyo Gran Grupo principal sea Argiudol o Paleudol. La capa de contenido de limo se generó por interpolación de los datos de contenido de limo extraídos de las cartas de suelos de la República Argentina disponibles en línea para la Provincia de Buenos Aires y para la Provincia de Santa Fé y Córdoba. Se digitalizó la información extrayendo de cada serie de suelo el contenido de limo y la ubicación geográfica. Luego se interpoló para crear un raster que luego se vectorizó, seleccionando los sitios con contenidos mayores al 45 % de limo. Lo mismo se hizo para la temperatura anual media y la precipitación anual media (los mapas generados se pueden solicitar al autor de esta tesis).

Por razones prácticas se excluyó del análisis a la provincia de Entre Ríos.

Se generó el mapa de riesgo (Figura 5.6), intersectando las capas en los puntos donde se cumplieran las condiciones antes dichas.

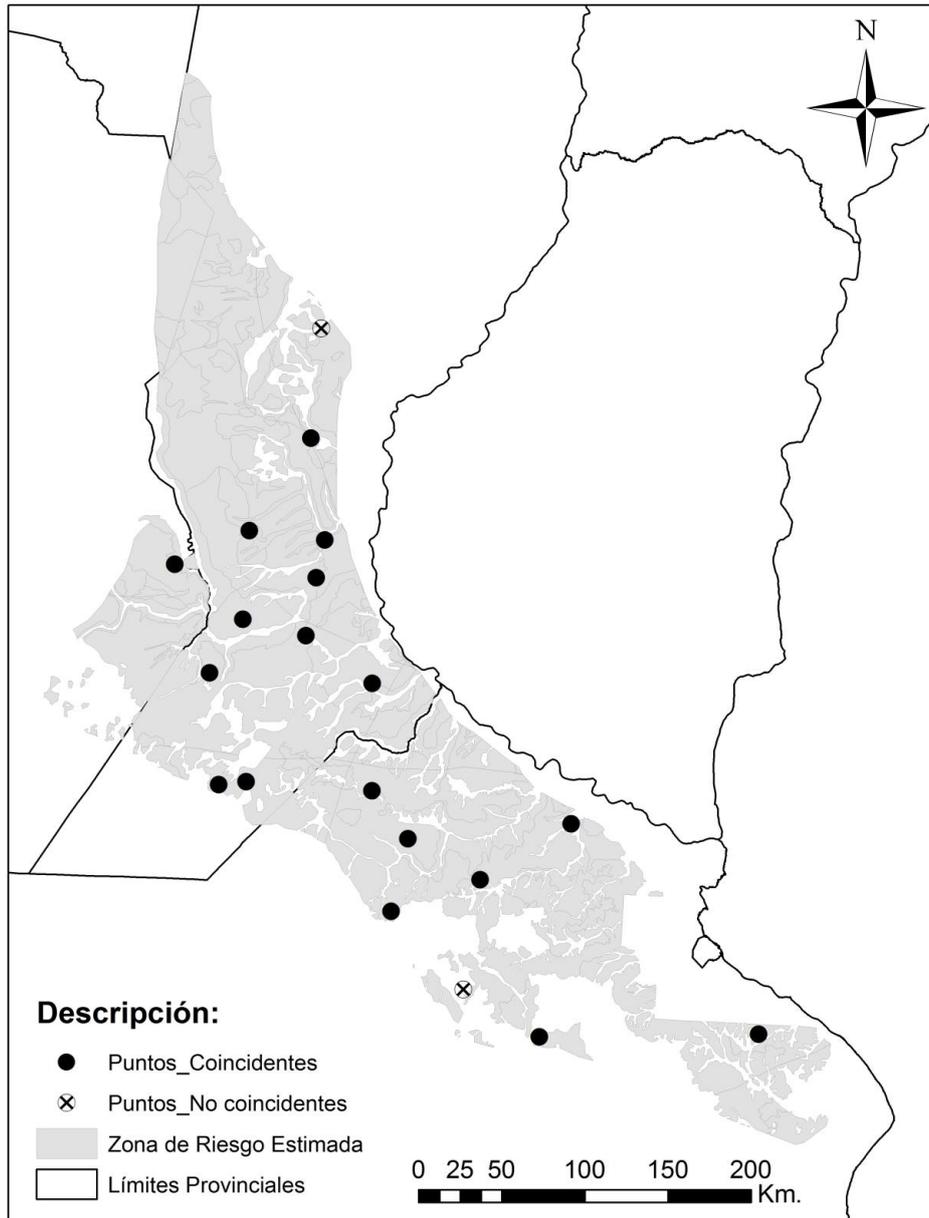


Figura 5.6. Zona con riesgo de desarrollo de EL. Se observan los puntos con desarrollo EL de reportes previos y estudiados en esta tesis, distinguiendo los que coinciden con la zona estimada y los que no coinciden.

La zona con riesgo de desarrollo de EL corresponde al noreste de la Provincia de Buenos, mitad sur de la Provincia de Santa Fé, y una porción del sudeste de Córdoba. Es llamativo y consistente que el material parental LLM coincide en gran medida con el límite de contenido de limo mayor a 45 %, ya que el material parental determina la textura del suelo resultante. Incluso se observa que la mayor parte del área de este material parental está cubierta por

argiudoles, y en menor medida por paleudoles. Es destacable que la zona con riesgo de desarrollo de EL en SD, es también la zona con mayor capacidad de productividad agrícola de la región pampeana, y del país (Figura 1.11). Esto reafirma la importancia de estudiar esta problemática, ya que es una limitante física en la fertilidad de los suelos más importantes para el país desde el punto de vista agrícola.

Al superponer al mapa de riesgos los puntos con y sin desarrollo de EL (tabla 1.1 y tabla 2.1) (Figura 5.6) se observa una alta eficiencia predictiva del mapa de riesgo. Solo dos puntos no estuvieron correctamente predichos por el mapa. La cuantificación de la superficie con riesgo de desarrollo de EL estimó un total de 6135137,8 ha con riesgo de desarrollar este tipo de estructura en SD. En un segundo paso se le sustrajo a esta superficie el área correspondiente cascotes urbanos, cuerpos de agua, ríos y arroyos, caminos rurales, rutas y autopistas (Figura 5.7). La superficie ajustada es de 5734880 ha. Esta estimación no había sido hecha antes y da idea de la magnitud de esta problemática. En la campaña agrícola 2012/2013 el área sembrada con maíz y soja en las provincias de Santa Fé y Buenos Aires fue de algo más de 12 millones de hectáreas (datos del Ministerio de Agricultura, Ganadería y Pesca). Es decir que la superficie con riesgo es de aproximadamente la mitad del área sembrada con cultivos de verano en estas provincias.

El mapa generado y la información analizada pueden ser de gran utilidad para futuros trabajos con el objetivo de mitigar y solucionar el problema.

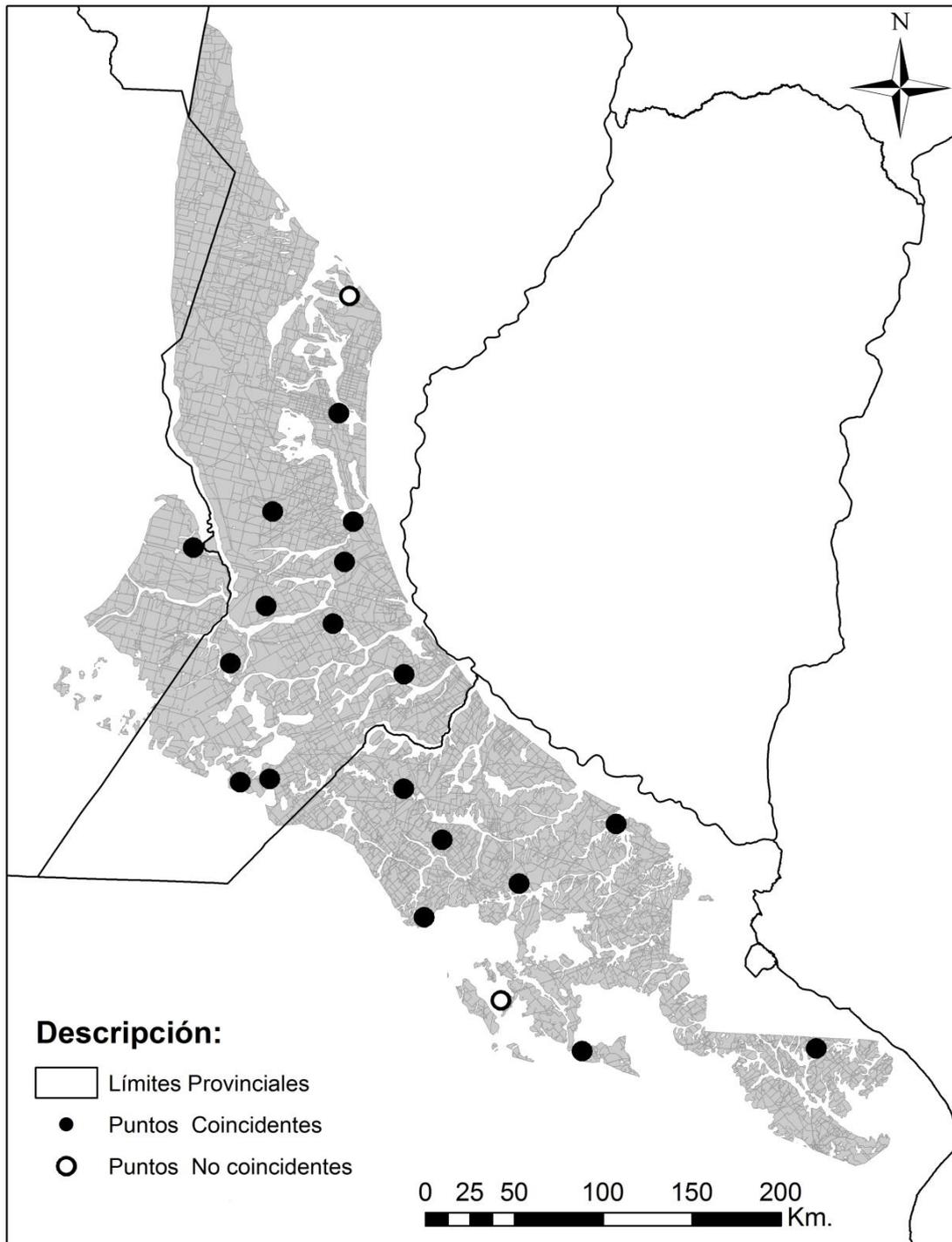


Figura 5.7. Zona con riesgo de desarrollo de EL. Área ajustada con la sustracción de los cascos urbanos, cuerpos y cursos de agua, autopistas, rutas, y caminos rurales. Se observan los puntos con desarrollo de EL de reportes previos y estudiados en esta tesis, distinguiendo los que coinciden con la zona estimada y los que no coinciden.

5.5. CONCLUSIONES

A partir de los resultados es posible concluir que se pudieron determinar cuáles son los factores predisponentes a la aparición de EL en suelos de la región pampeana argentina bajo SD continua. Entre los factores edáficos el material parental LLM, y la ausencia de características vérticas, son los que predisponen a la aparición de este tipo de estructura. Entre los factores de manejo, es el sistema previo a la adopción de SD el que afecta significativamente la aparición de EL. Suelos con las características antes dichas, y con historia agrícola en LC previo a la SD, son los más dispuestos a desarrollar EL.

Fue posible desarrollar modelos conceptuales que permiten predecir la aparición de este tipo de estructura. Estos se plasmaron en mapas que delimitan las zonas de la región pampeana con mayor riesgo de desarrollar EL. Se pudo cuantificar la superficie con riesgo de desarrollo de EL en SD. Teniendo información de la historia de manejo del lote y su ubicación se puede predecir el riesgo de desarrollo de EL de los suelos de la región pampeana al adoptar SD.

6. DISCUSIÓN GENERAL Y PERSPECTIVAS

En esta tesis se ha logrado avanzar en el conocimiento de la aparición de EL, su dinámica y su relación con propiedades hidráulicas. En particular se logró determinar un modelo conceptual de aparición de dicha estructura a partir de factores edáficos y de manejo, delimitando y cuantificando la región con posibilidad de desarrollo de EL en SD. Paralelamente se estudió en forma detallada la relación de la EL con las propiedades hidráulicas, realizando aportes originales y extrapolables.

Se discutió el concepto de estabilización de propiedades físicas en SD, avalando con datos la relatividad de dicho concepto.

Profundizando en el estudio de la dinámica hídrica en SD se encaró el problema desde una óptica novedosa, encontrando que la EL afecta de forma diferencial la conectividad de las distintas familias de poros, siendo los macroporos los más afectados.

Los resultados de estas tesis, en conjunto, realizan un aporte novedoso en lo que hace a la EL; su aparición; desarrollo y efectos sobre las propiedades hidráulicas en SD.

Los avances que se han logrado en esta tesis abren nuevos temas a estudiar en profundidad:

- Estudio del desarrollo y evolución de la EL a nivel lote, con un mayor nivel de detalle, haciendo uso de los sistemas de información geográfica, y de herramientas de la geoestadística.
- Profundización en el estudio del movimiento del agua en el suelo, en condiciones saturadas y no saturadas, a campo y en laboratorio, con diferentes métodos que permitan conocer en profundidad la dependencia de la conductividad con la tensión, y su relación con el tipo de estructura y manejo de suelo. Avanzar en el desarrollo de metodologías y modelos que permitan derivar variables relacionadas al movimiento del agua como la sortividad y difusividad de agua en el suelo.

- Diseño y evaluación de herramientas de manejo que mejoren la conectividad vertical de macroporos en SD, distinguiendo las regiones con y sin posibilidad de desarrollo de EL discriminadas en esta tesis, y utilizando para el análisis los métodos desarrollados en este trabajo.

7. REFERENCIAS

- AAPRESID, 2012. Evolución de la superficie en siembra directa en Argentina. http://www.aapresid.org.ar/wp-content/uploads/2013/02/aapresid.evolucion_superficie_sd_argentina.1977_a_2011.pdf. Fecha de acceso: febrero 2014.
- AAPRESID, 2013. www.aapresid.org.ar. http://www.aapresid.org.ar/wp-content/uploads/2013/02/la_sd_en_argentina.pdf. Fecha de acceso: mayo 2013.
- Abril, A., P. Salas, E. Lovera, E., S. Kopp, S. N. Casado-Murillo. 2005. Efecto Acumulativo De La Siembra Directa Sobre Algunas Características Del Suelo En La Región Semiárida Central De La Argentina. *Ci. Suelo* 23: 179-188.
- Alaoui, A., J. Lipiec, H.H. Gerke. 2011. A Review Of The Changes In The Soil Pore System Due To Soil Deformation: A Hydrodynamic Perspective. *Soil Till. Res.* 115-116: 1-15.
- Álvarez C.R., M.A. Taboada, C. Bustingorri, F.H. Gutiérrez Boem. 2006. Descompactación de suelos en siembra directa: efectos sobre las propiedades físicas y el cultivo de maíz. *Ci. Suelo* 24: 1-10
- Álvarez, R., H.S. Steinbach. 2009. A review of the effects of tillage systems on some soil physical properties, water content, nitrate availability and crops yield in the Argentine Pampas. *Soil Till. Res.* 104: 1-15.
- Álvarez C.R., M.A. Taboada, F.H. Gutiérrez Boem, A. Bono, P.L. Fernandez, P. Prystupa. 2009a. Topsoil Properties as Affected by Tillage Systems in the Rolling Pampa Region of Argentina. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 73: 1242-1250
- Álvarez, C.R., M. Torres Duggan, E.R. Chamorro, D. D'ambrosio, M.A. Taboada. 2009b. Descompactación de Suelos Franco Limosos en Siembra Directa: Efectos sobre las Propiedades Edáficas y los Cultivos. *Ci. Suelo* 27: 159-169.
- Álvarez, C.R., M.A. Taboada, S. Perelman. 2012. Condición estructural superficial de los suelos bajo siembra directa: Caracterización y génesis. XIX Congreso Latinoamericano y XXIII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Mar del Plata, 2012 abr 16-20. Ed. AACCS. Buenos Aires.

- Angulo-Jaramillo, R., J.P. Vandervaere, S. Roulier, J.L. Thony, J.P. Gaudet, M. Vauclin. 2000. Field Measurement Of Soil Hydraulic Properties By Disc And Ring Infiltrometers, A Review And Recent Developments. *Soil Till. Res.* 55: 1-29.
- Ankeny, M.D., M. Ahmed, T.C. Kaspar, R. Horton. 1991. Simple Field Method For Determining Unsaturated Hydraulic Conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55: 467-470.
- Aragón, A., M.G. García, R.R. Filgueira, Ya.A. Pachepsky. 2000. Maximum compactability of Argentine soils from the Proctor test; the relationship with organic carbon and water content. *Soil Till. Res.* 56: 197-204.
- Assouline, S., D. Or. 2006. Anisotropy factor of saturated and unsaturated soils, *Water Resour. Res.*, 42, W12403, doi:10.1029/2006WR005001.
- Azooz, R.H., M.A Arshad. 1996. Soil infiltration and hydraulic conductivity under long term no-tillage and conventional tillage. *Can. J. Soil Sci.* 76: 143-152.
- Azooz, R.H., M.A. Arshad. 2001. Soil water drying and recharge rates as affected by tillage under continuous barley and barley-canola cropping systems in northwestern Canada. *Can. J. Soil Sci.* 81: 45-52.
- Bagarello, V., D.E. Elrick, M. Iovino, A.A. Sgroi. 2006. Laboratory Analysis Of Falling Head Infiltration Procedures For Estimating Hydraulic Conductivity Of Soils. *Geoderma* 135: 322-334.
- Ball, B.C., M.F. Osullivan, R. Hunter. 1988. Gas-diffusion, fluid-flow and derived pore continuity indexes in relation to vehicle traffic and tillage. *Journal of Soil Science* 39: 327-339.
- Ball, B.C., E.A.G. Robertson. 1994. Effects of soil water hysteresis and the direction of sampling on aeration and pore function in relation to soil compaction and tillage. *Soil Till. Res.* 32: 51-60.
- Bathke, G.R., G.R. Blake. 1984. Effects Of Soybeans On Soil Properties Related To Soil Erodibility. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48: 1398-1401.
- Ben Moussa-Machraoui, S., F. Errouissi, M. Ben-Hammouda, S. Nourira. 2010. Comparative Effects Of Conventional And No Tillage Management On Some Soil Properties Under Mediterranean Semi-Arid Conditions In Northwestern Tunisia. *Soil Till. Res.* 106: 247-253.

- Berisso, F.E., P. Schjønning, T. Keller, M. Lamandé, A. Simojoki, B.V. Iversen, L. Alakukku, J. Forkman. 2013. Gas transport and subsoil pore characteristics: Anisotropy and long-term effects of compaction. *Geoderma* 195-196: 184-191.
- Blake, G.R., K.H. Hartge. 1986. Bulk Density. *Methods Of Soil Analysis, Part 1. Physical And Minerological Methods. Agronomy Monograph N8 9. Second Edition.* Pp. 363–376.
- Blevins, R.L., G.W. Thomas, M.S. Smith, W.W. Frye, P.L. Cornelius. 1983. Changes In Soil Properties After 10 Years Continuous Non-Tilled And Conventionally Tilled Corn. *Soil Till. Res.* 3: 135-146.
- Blott, S.J., K. Pye. 2001. Gradistat: A Grain Size Distribution And Statistics Package For The Analysis Of Unconsolidated Sediments. *Earth Surf. Process. Landforms* 26: 1237-1248.
- Bodhinayake, W., B.C. Si, C. Xiao. 2004. New method for determining water-conducting macro- and mesoporosity from tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68: 760-769.
- Boizard, H., S.W. Yoon, J. Leonard, S. Lheureux, I. Cousin, J. Roger-Estrade, G. Richard. 2013. Using a morphological approach to evaluate the effect of traffic and weather conditions on the structure of a loamy soil in reduced tillage. *Soil Till. Res.* 127: 34-44.
- Bonel, B.A., H.J.M. Morrás, V. Bisaro. 2005. Modificaciones de la microestructura y la materia orgánica en un Argiudol bajo distintas condiciones de cultivo y conservación. *Ci. Suelo* 23: 1-12.
- Bouma, J., A. Jongerius, O. Boersma, A. Jager, D. Schoonderbeek. 1977. The function of different types of macropores during saturated flow through four swelling soil horizons. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41: 945-950.
- Bronick, C.J., R. Lal. 2005. Soil structure and management: a review. *Geoderma* 124: 3-22.
- Buczko, U., O. Bens, R.F. Hüttl. 2006. Tillage Effects On Hydraulic Properties And Macroporosity In Silty And Sandy Soils. *Soil Sci. Soc. Am J.* 70: 1998-2007.
- Cabrera, A.L. 1976. Regiones Fitogeográficas Argentinas. En Kugler WF (Ed.) *Enciclopedia Argentina de agricultura y jardinería. Tomo 2. 2ª edición.* Acme. Buenos Aires. Argentina. Fascículo 1. pp. 1-85

- Cameira, M.R., R.M. Fernando, L.S. Pereira. 2003. Soil Macropore Dynamics Affected By Tillage And Irrigation For A Silty Loam Alluvial Soil In Southern Portugal. *Soil Till. Res.* 70: 131-140.
- Carof, M. 2008. Fonctionnement de peuplements en semis direct associant du blé tendre d'hiver (*Triticum aestivum* L.) à différentes plantes de couverture en climat tempéré. Tesis doctoral. L'Institut National Agronomique Paris-Grignon. Francia.
- Carter, M.R., G.R. Steed. 1992. The effects of direct drilling and stubble retention on hydraulic properties at the surface of duplex soils in northeastern Victoria. *Aust. J. Soil Res.* 30: 505-516.
- Chagas, C.I., O.J. Santanatoglia, M.G. Castiglioni, H.J. Marelli. 1995. Tillage and cropping effects on selected properties of an Argiudoll in Argentina. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 26: 643-655.
- Chan, K.Y., D.P. Heenan. 1993. Surface hydraulic properties of a red earth under continuous cropping with different management practices. *Aust. J. Soil Res.* 31: 13-24.
- Chan, K.Y., D.P. Heenan. 1996. The influence of crop rotation on soil structure and soil physical properties under conventional tillage. *Soil Till. Res.* 37: 113-125.
- Chief, K., T.P.A. Ferré, B. Nijssen. 2008. Correlation between Air Permeability and Saturated Hydraulic Conductivity: Unburned and Burned Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 72: 1501-1509.
- Chiozza, E., Z. González Van Domselaar. 1958. Clima. En: *La Argentina. Suma de Geografía.* Buenos Aires, Pauser, T. II, Cap. I.
- Clothier, B.E., K.R.J. Smetten. 1990. Combining laboratory and field measurements to define the hydraulic properties of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54: 299-304.
- Conte, A.S., M. Etchepareborda, M. Marino, F. Vázquez Róvere. 2008. Oleaginización de la agricultura argentina. Disponible en: http://www.laargentinaenmapas.com.ar/caste/docu/oleaginizacion_de_la_agricultura_argentina.pdf
- Cornelis, W.M., J. Ronsyn, M. Van Meirvenne, R. Hartmann. 2001. Evaluation Of Pedotransfer Functions For Predicting The Soil Moisture Retention Curve. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65: 638-648.

- Cosentino, D.J., C. Pecorari. 2002. Limos de Baja Densidad: Impacto Sobre el Comportamiento Físico de los Suelos de la Región Pampeana. *Ci. Suelo* 20: 9-16.
- Costantini, A., H. De-Polli, C. Galarza, R. Pereyra Rossiello, R. Romaniuk. 2006. Total and mineralizable soil carbon as affected by tillage in the Argentinean Pampas. *Soil Till. Res.* 88: 274-278.
- De Battista, J.J., C. Pecorari, R. Albrecht. 2005. Evaluación del estado estructural de suelos con agricultura continua en siembra directa. INTA, EEA Rafaela. Información técnica N° 205. 12 páginas.
- Deneff, K., J. Six, R. Merckx, K. Paustian. 2002. Short-term effects of biological and physical forces on aggregate formation in soils with different clay mineralogy. *Plant and Soil* 246: 185-200.
- Derpsch, R. 1998. Historical review of no-tillage cultivation of crops, in: Proceedings of the 1st JIRCAS Seminar on Soybean Research on No-tillage Culture y Future Research Needs, JIRCAS Working Report No. 13, pp. 1-18, Iguassu Falls, Brazil, March 5-6, 1998.
- Derpsch, R., T. Friedrich. 2009. Development and Current Status of No-till Adoption in the World, Proceedings on CD, 18th Triennial Conference of the International Soil Tillage Research Organization (ISTRO), Izmir, Turkey, June 15-19, 2009.
- Díaz-Zorita, M., G.A. Grosso. 2000. Effect of soil texture, organic carbon and water retention on the compactability of soils from the Argentinean pampas. *Soil Till. Res.* 54: 121-126.
- Díaz-Zorita M., G.A. Duarte, J.H. Grove. 2002. A review of no till systems and soil management for sustainable crop production in the subhumid and semiarid Pampas of Argentina. *Soil Till. Res.* 65: 1-18.
- Díaz-Zorita, M., M. Barraco, C. Álvarez. 2004. Efecto De Doce Años De Labranza En Un Hapludol Del Noroeste De Buenos Aires, Argentina. *Ci. Suelo* 22: 11-18.
- Dick, W.A., R.J. Roseberg, E.L. McCoy, F. Haghiri, W.M Edwards. 1989. Surface Hydrologic Response Of Soils To No-Tillage. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53: 1520-1526.

- Dörner J., R. Horn. 2006. Anisotropy of pore functions in structured Stagnic Luvisols in the Weichselian moraine region in N. Germany. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 169: 213-220.
- Dörner, J., R. Horn. 2009. Direction-dependent behaviour of hydraulic and mechanical properties in structured soils under conventional and conservation tillage. *Soil Till. Res.* 102: 225-232.
- Drees, L.R., A.D. Karathanasis, L.P. Wilding, R.L. Blevins. 1994. Micromorphological Characteristics of Long-Term No-Till and Conventionally Tilled Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58: 508-517.
- Edwards, J.H., C.W. Wood, D.L. Thurlow, M.E. Ruf. 1992. Tillage And Crop Rotation Effects On Fertility Status Of A Hapludult Soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56: 1577-1582.
- Ehlers, W., U. Kopke, F. Hesse, W. Bohm. 1983. Penetration resistance and root growth of oats in tilled and untilled loess soil. *Soil Till. Res.* 3: 261-275.
- Ehlers, W., O. Wendroth, F. De Mol. 1995. Characterizing Pore Organization By Soil Physical Parameters. In: Hartge, K.H., Stewart, B.A. (Eds.), *Soil Structure. Its Development And Function.* Adv. Soil Sci. Lewis Publ., Boca Raton, Pp. 257–275.
- Elissondo, E., J.L. Costa, E. Suero, K.P. Fabrizzi, F. García. 2001. Evaluación de algunas propiedades físicas de suelos luego de la introducción de labranzas verticales en un suelo bajo siembra directa. *Ci. Suelo* 19: 11-19.
- Elrick, D.E., W.D. Reynolds, K.A. Tan. 1988. A new analysis for the constant head well permeameter. P. 88-95. En: P.J. Wierenga (ed.). *Proc. Int. Conf. And Work. On the validation of flow and transport models for the unsaturated zone*, Ruidoso, NM. 22-25 mayo 1988. New Mexico, Las Cruces, EEUU.
- Fabrizzi, K.P., F.O. García, J.L. Costa, L.I. Picone. 2005. Soil water dynamics, physical properties and corn and wheat responses to minimum and no-tillage systems in the southern Pampas of Argentina. *Soil Till. Res.* 81: 57-69.
- Fabrizzi, K.P., Rice, C.W., Amado, T.J.C., Fiorin, J., Barbagelata, P., Melchiori, R. 2009. Protection of soil organic C and N in temperate and tropical soils: effect of native and agroecosystems. *Biogeochemistry* 92: 129-143.
- Fahad, A.A, L.N. Mielke, A.D. Flowerday, D. Swartzendruber. 1982. Soil Physical Properties As Affected By Soybean And Other Cropping Sequences. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46: 377-381.

- FAO. 2012. Conservation Agriculture. Matching Production with Sustainability, Food and Agriculture Organization of the United Nations. Disponible en: <ftp://ftp.fao.org/agl/agll/ch10/ch104.pdf>
- Faulkner, E. 1942. Plowman's Folly. University of Oklahoma Press, Norman, OK. Estados Unidos.
- Fernández, P.L. 2010. Integración De La Cría Bovina En Sistemas De Agricultura En Siembra Directa ¿Cómo Cambian Las Propiedades Físicas?. Tesis Doctoral. UBA.
- Ferreras L.A., J.L. Costa, F.O. Garcia, C. Pecorari. 2000. Effect of no-tillage on some soil physical properties of a structural degraded Petrocalcic Paleudoll of the southern "Pampa" of Argentina. Soil Till. Res. 54: 31-39.
- Ferreras L.A., J.J. De Battista, A. Ausilio, C. Pecorari. 2001. Parámetros físicos del suelo en condiciones no perturbadas y bajo laboreo. Pesq. agropec. bras. 36: 161-170.
- Filgueira, R.R., M.G. García, M.F. Roggiero, C.I. Cerisola, A. Aragón, G.O. Sarli. 2002. Uso Del Modelo Fractal Para Caracterizar La Distribución De Tamaño De Partículas En Suelos. Ci. Suelo 20: 114-117.
- Folk, R.L., W.C. Ward. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology 27: 3-26.
- Fukuoka, M. 1985. La revolución de una brizna de paja. Disponible en: http://www.webislam.com/media/2012/07/54112_la_revolucion_de_una_brizna_de_paja.pdf
- Gardner, W.R. 1958. Some Steady-State Solutions Of The Unsaturated Moisture Flow Equation With Application To Evaporation From A Water Table. Soil Sci. 85: 228-231.
- Gebhardt, S., H. Fleige, H., R. Horn. 2009. Effect Of Compaction On Pore Functions In Soils In A Saalean Moraine Landscape In North Germany. J. Plant Nutr. Soil Sci. 172: 688-695.
- Gee, G.W., J.W. Bauder. 1986. Particle-size analysis. Eds. Dane, J.H., Topp, G.C. Methods of soil analysis. Physical and Mineralogical Methods. 2.ed. Madison, 1986. Part 1. p. 383-411. (Agronomy Monograph, n.9).
- GeoINTA. 2014. © Copyright 2008. INTA. Buenos Aires, Argentina. Disponible en: <http://geointa.inta.gov.ar/>. Fecha de acceso: 10-03-2014

- Gerster, G., D. Vidal. 1997. Efecto de los sistemas de labranza sobre la capa arable en el cultivo de maíz. Informe técnico 53. INTA, EEA Oliveros. 11p.
- Grant, C.A., G.P. Lafond. 1993. The effects of tillage systems and crop sequences on soil bulk density and penetration resistance on a clay soil in southern Saskatchewan. *Can. J. Soil Sci.* 73: 223-232.
- Green, T.R., L.R. Ahuja, J.G. Benjamin. 2003. Advances and challenges in predicting agricultural management effects on soil hydraulic properties. *Geoderma* 116: 3-27.
- Gregory, P.J. 2006. *Plant Roots Growth, Activity And Interaction With Soils*. Ed. Blackwell Publishing. Oxford. 340 Pp.
- Groenevelt, P.H., B.D. Kay, C.D. Grant. 1984. Physical assessment of a soil with respect to rooting potential. *Geoderma* 34: 101-114.
- Hammel, J.E. 1989. Long-term tillage and crop rotation effects on bulk density and soil impedance in Northern Idaho. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53: 1515-1519.
- Hansen, O.M., V.J. Zelkovich. 1982. Investigación en labranza reducida en Argentina. En: *En: Labranza Reducida en el Cono Sur* (Eds: Caballero, H., Díaz, R.). Editorial CIAAB. La Estanzuela, Colonia, Uruguay.
- Hartge, K.H. 1984. Vergleich der Verteilungen der Wasserleitfähigkeit und des Porenvolumens von waagrecht and senkrecht entnommenen Stechzylinderproben. *Zeitschrift für Pflanzenernähr. und Bodenkunde* 147: 316-323.
- Hill, R.L. 1990. Long-term conventional and no-tillage effects on selected soil physical properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54: 161-166.
- Hillel, D. 1980. *Fundamentals of soil physics*. London Academic Press, Inc., London.
- Hillel, D. 1998. *Environmental Soil Physics*. Ed. Academic Press. Pp. 173-201
- Horn, R., T. Way, J. Rostek. 2003. Effect Of Repeated Tractor Wheeling On Stress/Strain Properties And Consequences On Physical Properties In Structured Arable Soils. *Soil Till. Res.* 73:101-106.
- Horne, D.J., C.W. Ross, K.A. Hughes. 1992. Ten years of a maize/oats rotation under three tillage systems on a silt loam in New Zealand. 1. A comparison of some soil properties. *Soil Till. Res.* 22: 131-143.

- Horton, R., M.D. Ankeny, R.R. Allmaras. 1994. Effects of compaction on soil hydraulic properties. En: B.D. Soane, C. Ouwkerk (eds.). Soil compaction in crop production. Elsevier, Amsterdam, pp.141-165.
- Imhoff, S., P.J. Ghiberto, A. Grioni, J.P. Gay. 2010. Porosity Characterization Of Argiudolls Under Different Management Systems In The Argentine Flat Pampa. *Geoderma* 158:268-274.
- IUSS Working Group. 2006. WRB. World Reference Base For Soils Resources, FAO, Rome.
- Iriundo, M.H. 1997. Models of Deposition of Loess and Loessoids in the Upper Quaternary of South America. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 71-79.
- Iriundo, M.H., D. Kröhling. 2007. Geomorfología y Sedimentología de la Cuenca Superior Del Río Salado (Sur de Santa Fe y Noroeste de Buenos Aires, Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 14: 1-23.
- Jarvis, N.J., I. Messing. 1995. Near-Saturated Hydraulic Conductivity In Soils Of Contrasting Texture Measured By Tension Infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59: 27-34.
- Kühne A., H. Schack-Kirchner, E.E. Hildebrand. 2012. Gas diffusivity in soils compared to ideal isotropic porous media. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 175: 34-45.
- Kutlu, T., S. Ersahin. 2008. Calibration Of Van Genuchten Unsaturated Hydraulic Conductivity Parameters By Regression Technique. *International Meeting On Soil Fertility Land Management And Agroclimatology. Turkey.* P: 175-181.
- Lal, R., A.A. Mahboubi, N.R. Fausey. 1994. Long-Term Tillage and Rotation Effects on Properties of a Central Ohio Soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58: 517-522.
- Lal, R., D.C. Reicosky, J.D. Hanson. 2007. Evolution of the Plow over 10,000 Years and the Rationale for No-till Farming. *Soil Till. Res.* 93: 1-12.
- Lattanzi, A.R., H.J. Marelli. 1982. Avances en la investigación sobre el comportamiento de los sistemas de labranzas conservacionistas en la E.E.R.A. Marcos Juarez. En: *Labranza Reducida en el Cono Sur* (Eds: Caballero, H., Díaz, R.). Editorial CIAAB. La Estanzuela, Colonia, Uruguay.
- Lavado, R.S., H.S. Steinbach. 2010. Principales rasgos de la agricultura pampeana. En: *Fertilidad de Suelos: Caracterización y manejo en la Región*

Pampeana (Eds: Alvarez, R., Rubio, G., Álvarez, C.R., Lavado, R.S.). Editorial Facultad Agronomía, Universidad de Buenos Aires.

- Logsdon, S.D., D.B. Jaynes. 1993. Methodology For Determining Hydraulic Conductivity With Tension Infiltrimeters. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57: 1426-1431.
- Mahboubi, A.A., R. Lal, N.R. Fausey. 1993. Twenty eight years of tillage effects on two soils in Ohio. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57: 506–512
- Malone, R.W., S. Logsdon, M.J. Shipitalo, J. Weatherington-Rice, L. Ahuja, L. Ma. 2003. Tillage Effect On Macroporosity And Herbicide Transport In Percolate. *Geoderma* 116: 191-215.
- McCord J.T., D.B. Stephens, J.L. Wilson. 1991. Hysteresis and state dependent anisotropy in modeling unsaturated hillslope hydrologic processes. *Water Resour. Res.* 27: 1501-1518.
- Messing, I., N.J. Jarvis. 1993. Temporal Variation In The Hydraulic Conductivity Of A Tilled Clay Soil As Measured By Tension Infiltrimeters. *J. Soil Sci.* 44:11-24.
- Mestelán, S.A. 2008. Impact Of Long-Term No Till And Plow Till On Soil Properties And Soil Nutrient Cycling. Tesis doctoral. Doctor of Philosophy in the Graduate School of The Ohio State University. Estados Unidos.
- Micucci, F.G. 2004. Aptitud Física De Suelos De Pampa Ondulada Para Ser Manejados Con Siembra Directa Continua. Tesis de maestría. Programa de Magister Scientiae (Area Ciencias del Suelo), Facultad de Agronomía UBA.
- Micucci, F.G., M.A. Taboada. 2006. Soil physical properties and soybean (*Glycine max*, Merrill) root abundance in conventionally- and zero-tilled soils in the humid Pampas of Argentina. *Soil Till. Res.* 86: 152–162
- Minasny, B., A.B. Mcbratney, K.L. Bristow. 1999. Comparison Of Different Approaches To The Development Of Pedotransfer Functions For Water-Retention Curves. *Geoderma* 93: 225-253.
- Moret, D., J.L. Arrúe. 2007. Dynamics of soil hydraulic properties during fallow as affected by tillage. *Soil Till. Res.* 96: 103-113.
- Mualem, Y. 1976. A New Model For Predicting The Hydraulic Conductivity Of Unsaturated Porous Media. *Water Resour. Res.* 12: 513-522.
- Mualem Y. 1984. Anisotropy of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48: 505-509.

- Nemes, A., W.J. Rawls. 2006. Evaluation of different representations of the particle-size distribution to predict soil water retention. *Geoderma* 132: 47-58.
- Novelli, L.E., O.P. Caviglia, R.J.M. Melchiori. 2011. Impact of soybean cropping frequency on soil carbon storage in Mollisols and Vertisols. *Geoderma* 167-168: 254-260.
- Novelli, L.E., O.P. Caviglia, M.G. Wilson, M.C. Sasal. 2013. Land use intensity and cropping sequence effects on aggregate stability and C storage in a Vertisol and a Mollisol. *Geoderma* 195-196: 260-267.
- Pagliai, M., A. Marsili, P. Servadio, N. Vignozzi, S. Pellegrini. 2003. Changes In Some Physical Properties Of A Clay Soil In Central Italy Following The Passage Of Rubber Tracked And Wheeled Tractors Of Medium Power. *Soil Till. Res.* 73: 119-129.
- Papadopoulos, A., S.J. Mooney, N.R.A. Bird. 2006. Quantification Of The Effects Of Contrasting Crops In The Development Of Soil Structure: An Organic Conversion. *Soil Use And Management* 22: 172-179.
- Perroux, K.M., I. White. 1988. Designs for disc permeameters. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52: 1205-1215.
- Petersen, C.T., A. Trautner, S. Hansen. 2008. Spatio-temporal variation of anisotropy of saturated hydraulic conductivity in a tilled sandy loam soil. *Soil Till. Res.* 100: 108-113
- Philip, J.R. 1985. Reply to "Comments on steady infiltration from spherical cavities". *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49: 788-789.
- Pillai, U.P., D. McGarry. 1999. Structure repair of a compacted Vertisol with wet-dry cycles and crops. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63: 201-210.
- Poiré, D.G. 1987. Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el núcleo septentrional de las sierras homónimas. Olavarría, Provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP.
- Pye, K. 1995. The nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews* 14: 653-667.
- Ramos, T.B., M.C. Gonçalves, J.C. Martins, M.Th. van Genuchten, F.P. Pires. 2006. Estimation of Soil Hydraulic Properties from Numerical Inversion of Tension Disk Infiltrometer Data. *Vadose Zone Journal* 5: 684-696.

- Rasaily, R.G, H. Li, J. He, Q. Wang, C. Lu. 2011. Influence Of No Tillage Controlled Traffic System On Soil Physical Properties In Double Cropping Area Of North China Plain. *African Journal Of Biotechnology* 11: 856-864.
- Reszkowska, A., J. Krümmelbein, L. Gan, S. Peth, R. Horn. 2011. Influence of grazing on soil water and gas fluxes of two Inner Mongolian steppe ecosystems. *Soil Till. Res.* 111: 180-189
- Reynolds, W.D., E.G. Gregorich, W.E. Curnoe. 1995. Characterization Of Water Transmission Properties In Tilled And Untilled Soil Using Tension Infiltrimeters. *Soil Till. Res.* 33: 117-131.
- Rhoton, F.E. 2000. Influence Of Time On Soil Response To No-Till Practices. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64:700-709.
- Rhoton, F.E., R.R. Bruce, N.W. Buehring, G.B. Elkins, C.W. Langdale, D. Tyler. 1993. Chemical and physical characteristics of four soil types under conventional and no tillage systems. *Soil Till. Res.* 28: 51-61.
- Richmond, P., S. Rillo. 2005. Evaluación de la infiltración básica en suelos Hapludoles sometidos a diferentes historias de manejo. En: <http://www.profertilnutrientes.com.ar/images/archivos/?id=406>. Fecha de acceso: 01-02-2014.
- Rimski-Korsakov, H., G. Rubio, R.S. Lavado. 2004. Potential Nitrate Losses Under Different Agricultural Practices In The Pampas Region, Argentina. *Agricultural Water Management* 65: 83-94.
- Rocca, R.J., E.R. Redolfi, R.E. Terzariol. 2006. Características Geotécnicas de los Loess de Argentina. *Rev. Int. de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil* 6: 149-166.
- Rojas A.E.C., A.A. Conde. 1985. Estimación del factor "R" de la ecuación universal de pérdida de suelos para el centro-este de la República Argentina. *Ci. Suelo* 3: 85-94.
- Ross, C.W., K.A. Hughes. 1985. Maize oats forage rotation under three cultivation systems, 1978-83. 2. Soil properties. *N Z J. Agric. Res.* 28: 209-219
- SAMLA, 2004. (Sistema de Apoyo Metodológico a los Laboratorios de Análisis de Suelos, Agua, Vegetales y Enmiendas Orgánicas). Secretaría de Agricultura, Ganadería, Pesca y Alimentación de la Nación Argentina. Dirección de Producción Agrícola. Sistema de Apoyo Metodológico a los Laboratorios de Análisis de Suelos, Agua, Vegetales y Enmiendas Orgánicas.

- Sasal, M.C., A.E. Andriulo, M.A. Taboada. 2006. Soil porosity characteristics and water movement under zero tillage in silty soils in Argentinian Pampas. *Soil Till. Res.* 87: 9-18
- Sasal, M.C. 2012. Factores condicionantes de la evolución estructural de suelos limosos bajo siembra directa. Efecto sobre el balance de agua. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires, Área Ciencias Agropecuarias.
- Sauer, T.J., B.E. Clothier, T.C. Daniel. 1990. Surface measurements of the hydraulic properties of a tilled and untilled soil. *Soil Till. Res.* 15: 359-369.
- Schaap, M.G., F.J. Leij, M.T. Van Genuchten. 2001. ROSETTA: A Computer Program For Estimating Soil Hydraulic Parameters With Hierarchical Pedotransfer Functions. *J. Hydrol.* 251:163-176.
- Schindler, U. 1980. Ein Schnellverfahren zur Messung der Wasserleitfähigkeit im teilgesättigten Boden an Stechzylinderproben. *Arch. Acker- u. Pflanzenbau u. Bodenkd. Berlin* 24: 1-7.
- Schindler, U., L. Müller. 2006. Simplifying the evaporation method for quantifying soil hydraulic properties. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 169: 623-629.
- Schindler, U., W. Durner, G. von Unold, L. Müller. 2010. Evaporation Method for Measuring Unsaturated Hydraulic Properties of Soils: Extending the Measurement Range. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 74: 1071-1083.
- Schwen, A., G. Bodner, P. Scholl, G.D. Buchan, W. Loiskandl. 2011. Temporal Dynamics Of Soil Hydraulic Properties And The Water-Conducting Porosity Under Different Tillage. *Soil Till. Res.* 113:89-98.
- Shipitalo, M.J., R. Protz. 1987. Comparison of morphology and porosity of a soil under conventional and zero tillage. *Can. J. Soil Sci.* 67: 445-456.
- Simunek, J., O. Wendroth, M.Th. van Genuchten. 1999. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from laboratory tension disc infiltrometer experiments. *Water Resour. Res.* 35: 2965-2979.
- Soil Survey Division Staff. 1993. Soil survey manual. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 18.
- Sokal, R.R., F.J. Rohlf. 1995. *Biometry*. Ed. Freeman. Pp. 887.
- Soracco, C.G. 2009. Efecto de la compactación sobre el sistema poroso del suelo: modelización y realidad. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, Universidad Nacional de La Plata, Argentina.

- Soracco, C.G., L.A. Lozano, G.O. Sarli, P.R. Gelati, R.R. Filgueira. 2010a. Pedotransfer Functions Adapted For Soils From La Plata, Argentina. Rev. FCA UNCuyo 42 (2):111-116.
- Soracco, C.G., L.A. Lozano, G.O. Sarli, P.R. Gelati, R.R. Filgueira. 2010b. Anisotropy of Saturated Hydraulic Conductivity in a soil under conservation and no-till treatments. Soil Till. Res. 109: 18-22.
- Soracco, C.G., L.A. Lozano, G.O. Sarli, P.R. Gelati, R.R. Filgueira. 2011. Using Tension Disc Infiltrometer to Determine Infiltration and Water-Conducting Macroporosity and Mesoporosity Relationships in an Agricultural Silty Loam Soil. Soil Sci. 176: 459-463.
- Soracco, C.G., L.A. Lozano, R. Balbuena, J.M. Ressia, R.R. Filgueira. 2012. Contribution Of Macroporosity To Water Flux Of A Soil Under Different Tillage Systems. R. Bras. Ci. Solo 36: 1149-1155
- SSSA. 1996. Glossary of soil science terms. Soil Science Society of America, Madison, WI.
- SSSA. 2011. Glossary of soil science terms. Soil Science Society of America. Disponible en: <https://www.soils.org/publications/soils-glossary#>
- Stengel, P., J.T. Douglas, J. Guerif, M.J. Goss, G. Monnier, R.Q. Cannell. 1984. Factors influencing the variation of some properties of soils in relation to their suitability for direct drilling. Soil Till. Res. 4: 35-53.
- Strudley, M.W., T.R. Green, J.C. Ascough II. 2008. Tillage effect on soil hydraulic properties in space and time: state of the science. Soil Till. Res. 99: 4-48.
- Taboada, M.A., F.G. Micucci, D.J. Cosentino, R.S. Lavado. 1998. Comparison of compaction induced by conventional and zero tillage in two soils of the Rolling Pampa of Argentina. Soil Till. Res. 49: 57-63.
- Tasi, H.A.A. 2009. Aplicación de las Cartas de Suelos de Entre Ríos, Argentina, para evaluar Índices de Productividad Específicos para los principales Cultivos Agrícolas. Tesis Doctoral. Universidad de Coruña. España.
- Tyler, S.W., S.W. Whitecraft. 1992. Fractal scaling of soil particle size distributions: analysis and limitations. Soil Sci. Soc. Am. J. 56: 362-369.
- Unger, P.W., O.R. Jones. 1998. Long-term tillage and cropping systems affect bulk density and penetration resistance of soil cropped to dryland wheat and grain sorghum. Soil Till. Res. 45: 39-57.

- USDA. 2006. Keys to soil taxonomy. 10th ed. 332 p. USA.
- USDA. 2008. Soil Quality Indicators. Soil Structure y Macropores. Disponible en:
http://soils.usda.gov/sqi/assessment/files/soil_structure_sq_physical_indicator_sheet.pdf
- van Genuchten, M.Th. 1980. A Closed-Form Equation For Predicting The Hydraulic Conductivity Of Unsaturated Soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 44:892-898.
- van Genuchten, M.Th, F.J. Leij, S.R. Yates. 1991. The RETC Code For Quantifying The Hydraulic Functions Of Unsaturated Soils, Version 1.0. Epa Report 600/2-91/065, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California.
- VandenBygaart, A.J., R. Protz, A.D. Tomlin, J.J. Miller. 1999a. Tillage system effects on near-surface soil morphology: observations from the landscape to micro-scale in silt loam soils of southwestern Ontario. Soil Till. Res. 51: 139-149.
- Vandenbygaart, A.J., R. Protz, A.D. Tomlin. 1999b. Changes In Pore Structure In A No-Till Chronosequence Of Silt Loam Soils, Southern Ontario. Canadian Journal Of Soil Science 79: 149-160.
- Wahl, N.A., O. Bens, U. Buczko, E. Hangen, R.F. Hüttl. 2004. Effects Of Conventional And Conservation Tillage On Soil Hydraulic Properties Of A Silty-Loamy Soil. Physics And Chemistry Of The Earth 29: 821-829.
- Walkley, A., I.A. Black. 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. Soil Sci. 37: 29–38.
- Wander, M.M., G.A. Bollero. 1999. Soil Quality Assessment Of Tillage Impacts In Illinois. Soil Sci. Soc. Am. J. 63: 961-971.
- Watson, K., R. Luxmoore. 1986. Estimating Macroporosity In A Forest Watershed By Use Of A Tension Infiltrometer. Soil Sci. Soc. Am. J. 50: 578-582.
- West, L.T., W.P. Miller, G.W. Langdale, R.R. Bruce, J.M. Laflen, A.W. Thomas. 1991. Cropping System Effects On Interrill Soil Loss In The Georgia Piedmont. Soil Sci. Soc. Am. J. 55: 460-466.
- Widomski M.K., M. Iwanek, W. Stepniewski. 2013. Implementing anisotropy ratio to modeling of water flow in layered soil. Soil Sci. Soc. Am. J. 77: 8-18.

- Wilson, G.V., R.J. Luxmoore. 1988. Infiltration, Macroporosity And Mesoporosity Distributions On Two Forested Watersheds. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52: 329-335.
- Wind, G.P. 1966. Capillary conductivity data estimated by a simple method, in: *Proc. UNESCO/IASH Symp. Water in the unsaturated zone.* Wageningen, The Netherlands, pp. 181-191.
- Woche, S.K., M.O. Goebel, M.B. Kirkham, R. Horton, R.R. Van Der Ploegg, J. Bachmann. 2005. Contact Angle Of Soils As Affected By Depth, Texture And Land Management. *Eur. J. Soil Sci.* 56: 239-251.
- Wooding, R.A. 1968. Steady Infiltration from a Shallow Circular Pond. *Water Resources Research* 4: 1259-1273.
- Yang, X., M.M. Wander. 1998. Temporal Changes In Dry Aggregate Size And Stability: Tillage And Crop Effects On A Silty Loam Mollisol In Illinois. *Soil Till. Res.* 49: 173-183.
- Zárate, M.A., A. Tripaldi. 2012. The aeolian system of central Argentina. *Aeolian Research* 3: 401-417.
- Zhang S., L. Lövdahl, H. Grip, Y. Tong. 2007. Soil hydraulic properties of two loess soils in China measured by various field-scale and laboratory methods. *Catena* 69: 264-273.
- Zhu J., D. Sun. 2010. Capillary pressure-dependent anisotropy of layered unsaturated soils. *Can. J. Soil Sci.* 90: 319-329.