

Universidad Nacional de Santiago del Estero
Facultad de Ciencias Forestales

**Influencia de la agricultura en las propiedades hidráulicas del suelo en un
paisaje del Chaco Semiárido: I. Suelos en ambientes generadores de
escorrentía**

**Trabajo Final de Graduación para acceder al título de
LICENCIADO EN ECOLOGÍA Y CONSERVACIÓN DEL AMBIENTE**

Rubén Darío Coria

Director
Dr. Guido Lorenz

2004

Influencia de la agricultura en las propiedades hidráulicas del suelo en un paisaje del Chaco Semiárido: I. Suelos en ambientes generadores de escorrentía

Índice

Resumen	1
1. Introducción	3
2. Materiales y métodos	4
2.1. Área de estudio.....	4
2.2. Unidades de estudio.....	7
2.3. Metodología.....	8
2.3.1. Selección de sitios de muestreo.....	8
2.3.2. Diseño de muestreo y de mediciones.....	9
2.3.3. Sistema poroso del suelo.....	10
2.3.3.1. Porosidad total y densidad aparente del suelo.....	10
2.3.3.2. Distribución de tamaños de poros del suelo.....	11
2.3.4. Infiltración.....	13
2.3.4.1. El modelo de infiltración tridimensional de Vandervaere et al. (2000a y 2000b).....	15
2.3.4.2. Ajuste metodológico: definición de parámetros de medición de infiltración.....	19
2.3.5. Mediciones complementarias.....	26
2.3.5.1. Materia orgánica del suelo.....	26
2.3.5.2. Hidrofobosidad del suelo.....	26
2.3.5.3. Humedad del suelo.....	27
2.3.6. Análisis estadísticos.....	28
3. Resultados	29
3.1. Test por normalidad de parámetros estudiados.....	29
3.2. Sistema poroso del suelo.....	30
3.2.1. Porosidad total y densidad aparente del suelo.....	30
3.2.2. Distribución de tamaños de poros del suelo.....	31
3.3. Parámetros complementarios.....	34
3.3.1. Materia orgánica del suelo.....	34
3.3.2. Hidrofobosidad del suelo.....	35

3.3.3. Humedad del suelo.....	36
3.4. Infiltración.....	37
4. Discusión.....	44
4.1. Influencia de la agricultura sobre la estructura y el sistema poroso del suelo.....	44
4.2. Influencia de la agricultura sobre la infiltración.....	45
4.3. El rol del bosque en la protección física del suelo y el control de la escorrentía.....	49
5. Conclusiones.....	53
6. Bibliografía.....	55

Lista de abreviaturas

1. Parámetros del suelo

Dap.....	Densidad aparente del suelo
P.....	Porosidad total del suelo
I.....	Infiltración acumulativa
K.....	Conductividad hidráulica del suelo
S.....	Sorptividad del suelo
HV _i	Humedad volumétrica inicial del suelo
Corg.....	Carbono orgánico del suelo
MOS.....	Materia orgánica del suelo
HV.....	Humedad volumétrica del suelo
WDPT.....	Water drop penetration time test

2. Sitios de muestreo

BN.....	Sitio con bosque natural
AG.....	Sitio con uso agrícola

Nota: en el texto se usan indistintamente tanto las abreviaturas como los nombre de los sitios.

Formato de números

Para indicar valores decimales se utiliza el punto (.).

Influencia de la agricultura en las propiedades hidráulicas del suelo en un paisaje del Chaco Semiárido: I. Suelos en ambientes generadores de escorrentía

Rubén Darío Coria¹

Guido Lorenz²

Resumen

En un paisaje del Chaco Semiárido de Argentina, ubicado en el centro este de la provincia de Santiago del Estero, el salto climático de los últimos 30 años a condiciones más húmedas y ciertas políticas de subvención, han provocado la extensión de los cultivos agrícolas a expensas de la vegetación natural, distribuida espacialmente según el relieve, con bosques en la planicie alta y ladera y pastizales en la depresión. El uso de la tierra degradó los suelos disminuyendo aceleradamente su contenido de materia orgánica y debilitando su estructura, sucesos que anticipan cambios en el sistema poroso de los suelos, que hacen suponer una modificación de sus propiedades y funciones hidráulicas.

El objetivo de este trabajo es determinar la influencia de la agricultura en las propiedades hidráulicas superficiales de los suelos ubicados en la planicie alta y ladera del paisaje, es decir, en los ambientes generadores de escorrentía.

El relieve ondulado del área de estudio origina una típica catena de suelos formada por *Siltic Kastanozems* (ISSS Working Group RB, 1998) en la planicie alta y ladera, y más desarrollados *Siltic*, *Luvic* y *Pachic Phaeozems* (ISSS Working Group RB, 1998) en la depresión.

Se estudiaron los suelos con bosque natural (testigo) y con uso agrícola antiguo (más de 17 años) ubicados en los ambientes generadores de escorrentía. Utilizando un infiltrómetro de disco se midió infiltración “in situ” a un potencial (ψ) de -2cm, y se estimaron las propiedades conductividad hidráulica (K) y sorptividad (S) del suelo. También, se extrajeron muestras superficiales de suelo para determinar los parámetros densidad aparente (Dap), porosidad total (P), distribución de tamaños de poros a través de la curva de retención de agua, contenido de materia orgánica (MOS), humedad volumétrica inicial (Hv_i) e hidrofobosidad a través del “Water drop penetration time (WDPT) test”.

¹Autor

²Director

La Dap más baja en el bosque revela la compactación (aunque leve) del suelo agrícola, suceso previsible por su contenido de MOS más bajo. Del análisis de la curva de retención de agua se deduce que los macroporos gruesos son los que más cambios sufrieron (reducción), lo que confirma que son la fracción de poros más sensible al laboreo. Globalmente, estos hallazgos demuestran que se disminuyó la capacidad del sistema poroso del suelo agrícola para cumplir sus funciones hidráulicas.

Según el “WDPT test”, el suelo del bosque es considerablemente hidrófobo, mientras que el suelo agrícola no lo es en absoluto. Se infiere que las prácticas agrícolas eliminaron esta propiedad en el último, lo que puede considerarse que favorece a la infiltración.

Un día antes del muestreo se registró en la zona una importante lluvia, lo que explica los elevados valores de Hvi encontrados, aunque la del suelo agrícola fue mayor a la del suelo del bosque.

La utilización de $\psi = - 2\text{cm}$ en las mediciones de infiltración implicó que el volumen total de macroporos anchos que participaron en las mismas sea el doble en el suelo del bosque, y hace suponer que los valores de K y S deberían ser mayores allí. Sin embargo, no hubo diferencia significativa entre promedios de K y S, lo que significa que la infiltración fue la misma en los distintos suelos. Se indagaron dos posibles causales de esta situación, ellas son: la hidrofobosidad del suelo del bosque y la diferencia entre la humedad inicial de los suelos (ΔHvi).

Los resultados obtenidos permiten afirmar que la agricultura, si bien disminuyó la aptitud del sistema poroso del suelo para la infiltración, también eliminó su hidrofobosidad, lo que beneficia al proceso. Además, que la propiedad hidráulica del suelo que domina el flujo de infiltración, es decir, la conductividad hidráulica, es en el suelo del bosque mayor o igual a la del suelo agrícola, nunca menor.

Los datos de lluvia, humedad de los suelos, retención de agua y bibliográficos sobre escorrentía y erosión, posibilitaron poner de manifiesto la importancia del rol del bosque en la protección física del suelo y el control de la escorrentía. Se demostró que el sistema “suelo-bosque” se encuentra en condiciones de soportar lluvias muy importantes. Dicho rol del bosque es un argumento sólido para su conservación, fundamentalmente para la región, donde tienden a desaparecer a causa de la expansión de la frontera agropecuaria y la ausencia de una planificación de usos del territorio.

1. Introducción

El suelo es un sistema abierto y dinámico, que cumple distintas funciones en el paisaje, las cuales pueden ser evaluadas en torno a las propiedades globales del suelo. Entre las funciones físicas más críticas que cumple el suelo en un ecosistema se encuentran (Karlen y Stott, 1994; Nearing et al., 1990): permitir la entrada de agua a través de su superficie y facilitar el transporte interno de agua. Tales funciones están determinadas por el sistema poroso del suelo, que a su vez depende de la textura y de la estructura del suelo. Duchaufour (1987) indica que la estructura del suelo es función principalmente del contenido de materia orgánica (MOS) y de arcilla del suelo.

La conversión de ecosistemas naturales a sistemas agrícolas impacta negativamente en las diferentes propiedades físicas del suelo (Gavande, 1991), principalmente en las funciones hidráulicas (Angulo- Jaramillo et al., 2000). El descenso típico del contenido de MOS, provocado por el laboreo (Blank y Fosberg, 1989), debilita la estructura del suelo. Sin embargo, otros factores, como ser: el impacto de las gotas de lluvia y la acción del viento en el suelo desnudo (Prego, 1996) y el uso de maquinarias pesadas (Van der Weert y Lenselink, 1972), contribuyen también a tal fin. El debilitamiento de la estructura degrada el sistema poroso, el suelo se compacta y disminuye su capacidad para infiltrar y retener agua.

En un paisaje del Chaco Semiárido, situado en el centro este de la provincia de Santiago del Estero (Argentina), el salto climático registrado durante los últimos 30 años a condiciones más húmedas (Minetti y Acuña, 1994) y ciertas políticas de subvención, han provocado la extensión de los cultivos agrícolas. Esto a costa de la vegetación natural, distribuida espacialmente según el relieve del paisaje, con bosques en la planicie alta y ladera y pastizales en la depresión. El régimen de precipitación tipo monzónico, sumado a la pérdida de cobertura vegetal natural, hace que las lluvias torrenciales estivales alcancen el suelo con toda su intensidad (Boletta, 2001). Estudios recientes indican que la modalidad de ocupación y explotación de la tierra han degradado los suelos disminuyendo aceleradamente su contenido de materia orgánica (Roldán et al., 2000) y debilitando su estructura (Bonelli et al., 2000). Los sucesos descriptos anticipan una degradación del sistema poroso del suelo, que hacen suponer una modificación de sus propiedades y funciones hidráulicas.

De confirmarse este supuesto (o hipótesis), el mismo sugiere que los suelos del lugar infiltran y retienen menor cantidad de agua de lluvia, además de que se incrementan las posibilidades de generación de escorrentía en la planicie alta y ladera del paisaje, lo que resulta crítico por las condiciones semiáridas de la zona.

El objetivo del presente trabajo es determinar la influencia de la agricultura en las propiedades hidráulicas superficiales de los suelos ubicados en la planicie alta y ladera del paisaje, es decir, en los ambientes generadores de escorrentía.

2. Materiales y métodos

2.1. Área de estudio

Hueck (1978), se refiere a El Chaco como una gigantesca región de 800.000 km² cubierta por el bosque seco ininterrumpido más grande del territorio sudamericano. Es un territorio boscoso donde dominan los bosques abiertos, xerofíticos y mayormente de hojas pequeñas. La región se extiende desde Santa Cruz de la Sierra en Bolivia hasta la laguna de Mar Chiquita en Argentina. De acuerdo con Cabrera (1976), el área de estudio (Fig. 1) forma parte del Dominio Chaqueño, Provincia Fitogeográfica Chaqueña, Distrito Occidental (Chaco Semiárido), y se ubica en el centro este de la provincia de Santiago del Estero (Argentina), entre 62°06'W y 61°52'W y 27°24'S y 28°00'S.

El clima es semiárido, mesotermal (clasificación de Thornthwaite, Boletta et al., 1992), con temperatura media del mes más caliente (enero) de 28°C y del mes más frío (julio) de 16.3°C: las temperaturas máximas superan los 47°C y la mínima absoluta registrada es de -10°C. Las precipitaciones oscilan entre los 600 y 750mm anuales, concentradas en el semestre cálido. Los vientos predominantes son del cuadrante sur y norte, siendo calientes y desecantes los que soplan del cuadrante norte a fines de invierno y principio de la primavera (Boletta, 1988).

Con respecto a su geomorfología, el área de estudio se ubica en la *Planicie de Santa Fe*, una planicie loessica levemente ondulada, con depresiones orientadas N– S que conducen y drenan a una depresión más grande con orientación E– O en la parte sur, donde lagunas y áreas salinas con *Solonchaks* (suelos salinos) son formados (Ministerio de Defensa, 1978). Bajo las condiciones semiáridas del lugar, los valles N– S representan áreas ecológicamente favorecidas debido a la recepción adicional de agua desde las posiciones más altas, y fueron éstas las primeras en ser invadidas por los sistemas agrícolas (Lorenz et al., 2000).

Los contrastes estacionales provocan una alternancia de períodos con elevada y baja humedad de los suelos, lo que causa una considerable incorporación en profundidad de materia orgánica estabilizada por maduración bioclimática. Estos tipos de suelos así originados reciben la denominación de isohúmicos (Duchaufour, 1987). La presencia del relieve ondulado del paisaje origina una típica catena de suelos formada por *Siltic Kastanozems* (ISSS Working Group RB, 1998) en la planicie alta y ladera, y más

desarrollados *Siltic*, *Luvic* y *Pachic Phaeozems* (ISSS Working Group RB, 1998) en la depresión (Lorenz et al., 2000).

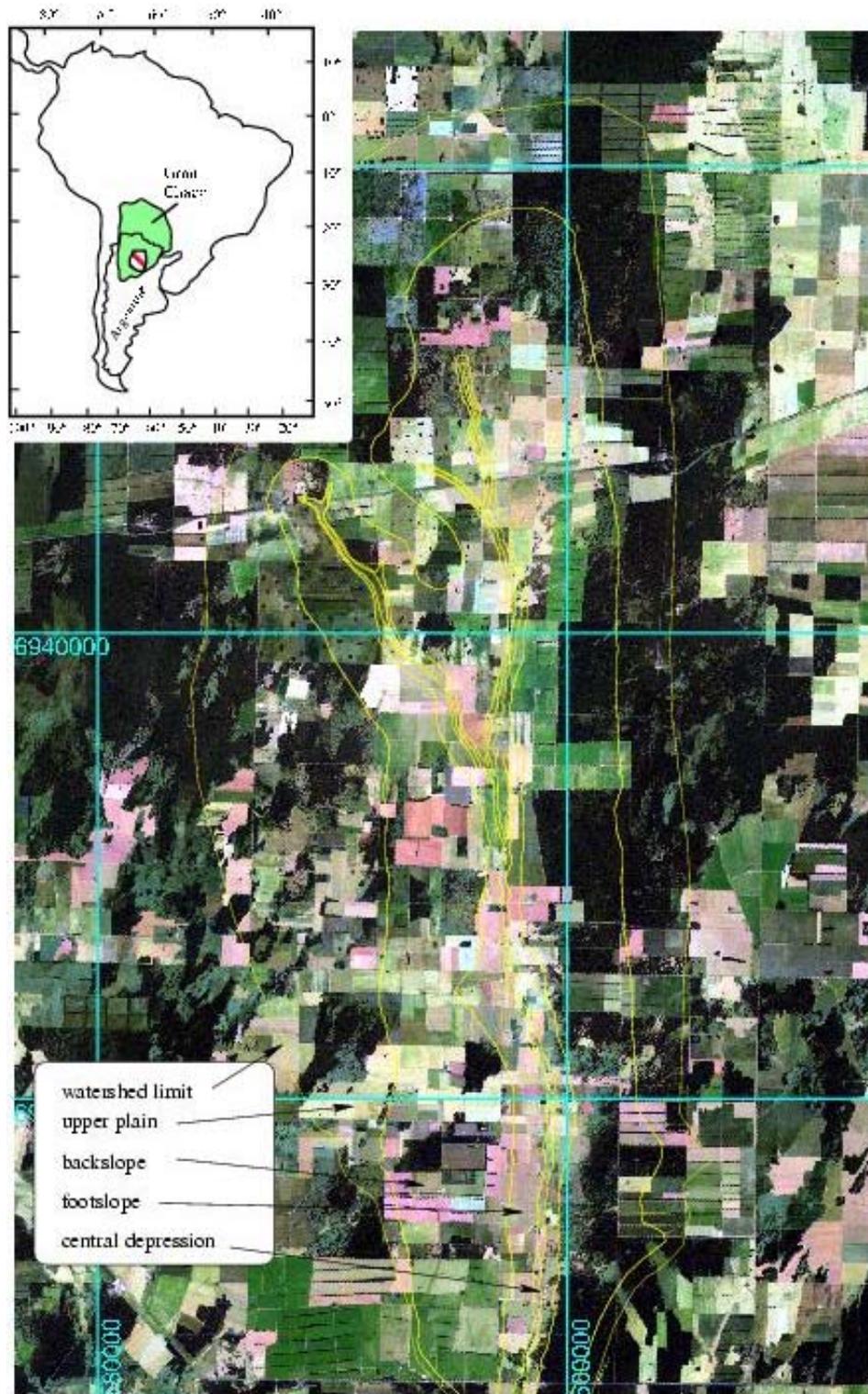


Fig. 1. Área de estudio: watershed limit (limite de la cuenca); upper plain (planicie alta); backslope (ladera); footslope (pie de ladera); central depression (depresión central).

La vegetación natural se distribuye espacialmente según el relieve del paisaje, con bosques xerofíticos en la planicie alta y ladera y pastizales en la depresión.

Morello y Adámoli (1968), consideran que la comunidad clímax del bosque es la de *Schinopsis lorentzii* (quebracho colorado santiagueño) y *Aspidosperma quebracho- blanco* (quebracho blanco), las especies de mayor importancia que componen el estrato arbóreo superior. Especies arbóreas de menor porte son: *Prosopis kuntzei* (itín); *Prosopis nigra* (algarrobo negro) y *Ziziphus mistol* (mistol); con menor frecuencia se hallan presentes *Prosopis alba* (algarrobo blanco), *Cercidium praecox* (brea), *Jodina rhombifolia* (sombra de toro) y *Acacia aroma* (tusca). Entre las especies arbustivas, se destacan *Celtis pallida* (tala pispita), *Acacia furcastipina* (teatín), *Mimosa detinens* (garabato blanco), *Acacia praecox* (garabato negro) y *Capparis atamisquea* (atamisqui). Entre las cactáceas se encuentran *Opuntia quimilo* (quimil), *Stetsonia coryne* (cardón), *Cereus validus* (ucle) y *Opuntia salmiana* (llora tigre), entre otras. El estrato herbáceo está compuesto por especies de gramíneas pertenecientes a los géneros *Setaria*, *Trichloris*, *Digitaria*, *Gouinia*, *Chloris*, y otras con menor presencia. Las bromeliáceas están representadas por especies epífitas del género *Tillandsia* y las terrestres por los chaguares (*Bromelia serra* y *B. hieronymi*).

De acuerdo a la clasificación orientada al aprovechamiento forestal desarrollada por los trabajadores forestales del Chaco Semiárido de los Departamentos Copo y Alberdi (Santiago del Estero, Argentina), los bosques del área de estudio corresponden principalmente a (Brassiolo, 2004, comunicación personal: Universidad Nacional de Santiago del Estero, carrera de Ingeniería Forestal, cátedra de Silvicultura):

- **Montes bajos o Bosques en regeneración:** son bosques que han sido explotados y se encuentran en fase de regeneración. A causa de su bajo volumen de madera aprovechable, no son aptos para el aprovechamiento forestal. Presentan un elevado número de plantas jóvenes de ambas especies de quebracho;

- **Montes degradados o Bosques secundarios:** son bosques que han sido explotados y ambas especies de quebrachos han sido notablemente diezgadas. Tienen una elevada participación de especies arbóreas secundarias, coexistiendo con quebrachos sobremaduros. En estos bosques únicamente es posible la producción de carbón.

Morello y Adámoli (1974), han descrito los pastizales de la depresión del paisaje, y se refieren a ellos como *aibales de pampas*, donde siempre dominan especies del género *Elionurus* (aibe).

Los *aibales de pampas* evolucionaron con fuegos recurrentes, que se producían en períodos largos (no hay datos, pero en otros lugares el lapso de repetición de incendio en un

mismo lugar, oscila entre 8 y 25 años). El fuego es un factor de selección que dio predominio a un pasto resistente al mismo como lo es el aibe, y que sólo es palatable durante un corto período después del incendio (Morello y Adámoli, 1974).

Con la llegada del hombre blanco, el ritmo de incendios se hizo anual, y eso debe haber influido enormemente sobre la estructura del pastizal. El incendio anual en lugar de los ocasionales provocados por los aborígenes (habitantes originarios) debe haber eliminado especies sensibles al fuego y cambiado totalmente las relaciones entre especies (Morello y Adámoli, 1974).

La incorporación de ganado mayor debe haber acelerado el proceso iniciado por el fuego anual, que básicamente habría consistido en una disminución de la importancia relativa de las especies más palatables y de las más sensibles al fuego (a veces, la sensibilidad al fuego va unida a la alta palatabilidad) (Morello y Adámoli, 1974).



Fig. 2. Unidades de Estudio: "Bosque Natural" y "Agricultura Antigua".

2.2. Unidades de estudio

Asumiendo que el clima y el relieve del área de estudio son constantes, el factor variable que incide en la modificación de las propiedades hidráulicas del suelo es el sistema de uso de la tierra, más precisamente, la agricultura. Se establecieron como unidades de estudio los suelos con (1) agricultura antigua (más de 17 años) y (2) con bosque natural (muestra testigo)

ubicados en la planicie alta y ladera del paisaje, es decir, en los ambientes generadores de escorrentía (Fig. 2) (pág. 7).

2.3. Metodología

En este sub- capítulo se expone la metodología empleada para obtener los datos de los parámetros del suelo estudiados.

En primer lugar, se presentan los criterios de selección de los sitios de muestreo y se describe el diseño de muestreo y de mediciones elegido.

Posteriormente, los parámetros del suelo estudiados se explican brevemente y se indican los métodos utilizados para su obtención y si correspondiese, los respectivos procesamientos de datos realizados. Estos parámetros son agrupados de la siguiente manera:

- sistema poroso;
 - porosidad y densidad aparente;
 - distribución de tamaños de poros;
- infiltración;
 - conductividad hidráulica y sorptividad;
- parámetros complementarios;
 - materia orgánica;
 - hidrofobosidad;
 - humedad.

Por la hipótesis y el objetivo del trabajo, los parámetros de interés central son **“sistema poroso del suelo”** (conformado por los poros de suelo), e **“infiltración”**, que es el proceso por el cual el agua ingresa al suelo por su superficie y se moviliza en él.

Los parámetros complementarios, según se verá oportunamente, afectan ya sea al sistema poroso o la infiltración, y son necesarios para interpretar sus resultados.

También, debido a la utilización de un modelo de infiltración un tanto complejo, se presenta la metodología adoptada para efectuar un ajuste de parámetros de medición de infiltración.

Finalmente, se indican los análisis estadísticos realizados.

2.3.1. Selección de sitios de muestreo

Por cada unidad de estudio se seleccionó un sitio de muestreo en una sección representativa de la cuenca, sobre la base de los siguientes criterios:

- sitio con uso agrícola;
 - forma parte de la Unidad de Estudio "Agricultura Antigua";
 - posición adyacente al sitio con bosque natural;
- sitio con bosque natural;
 - forma parte de la Unidad de Estudio "Bosque Natural";
 - es lo menos degradado posible;
 - posición adyacente al sitio con uso agrícola.

Fig. 3 muestra, al momento del muestreo, los sitios con bosque y con uso agrícola que fueron seleccionados. Circunstancialmente el último tenía cultivo de sorgo recién cosechado.



Fig. 3. Sitios con bosque y con uso agrícola seleccionados. El último con cultivo de sorgo recién cosechado.

2.3.2. Diseño de muestreo y de mediciones

Los puntos de muestreo fueron 8 por cada sitio, y se estableció que los mismos se ubicasen cada 30m sobre una transecta. En el sitio con uso agrícola, este diseño se cumplió sin inconvenientes. En el sitio con bosque la densa vegetación generó problemas de accesibilidad que obligaron a reubicar algunos puntos cada $30 \pm 10m$.

El diseño de las mediciones realizadas se presenta en Tabla 1.

Tabla. 1. Diseño de mediciones realizadas.

	Mediciones	Características	Repeticiones y replicas
<i>En terreno</i>	Infiltración	Mediciones de infiltración in situ con infiltrómetro de disco de tensión	1 repetición por punto de muestreo (8) en ambos sitios
	Densidad aparente, porosidad y humedad del suelo	5cm superficiales de suelo	2 repeticiones por punto de muestreo en ambos sitios, una por muestras [a] y otra por muestras [b]
<i>En laboratorio</i>	Distribución de tamaños de poros del suelo	Idem.	1 repetición por punto de muestreo en ambos sitios, utilizando muestras [a]
	Materia orgánica del suelo	Idem.	1 repetición con 2 replicas por punto de muestreo en ambos sitios, utilizando muestras [b]
	Hidrofobosidad del suelo	Idem.	1 repetición por cada 4 de los 8 puntos de muestreo originales en ambos sitios, utilizando muestras [c]

Nota: en un punto de muestreo en el bosque la medición de infiltración se realizó en 2 repeticiones; [a] son muestras volumétricas de suelo en cilindros de 100 cm³ y [b] son muestras disturbadas de suelo de volumen conocido (100 cm³) en bolsas plásticas. Ambos tipos de muestras se tomaron hasta 5cm de la superficie del suelo en cada punto de muestreo en ambos sitios. [c] son muestras de suelo con iguales características que [b], tomadas en 4 de los 8 puntos de muestreo originales en ambos sitios.

En los siguientes apartados se desarrollan los conceptos acerca de los parámetros estudiados y se indican los métodos empleados para su obtención.

2.3.3. Sistema poroso del suelo

2.3.3.1. Porosidad total y densidad aparente del suelo

La estructura del suelo es el modo de agregación y ordenación de las partículas individuales del suelo (Duchaufour, 1987), y es importante porque permite el flujo de agua y aire en los suelos. La porosidad total P (cm³/cm³) es el volumen total poros del suelo. La densidad aparente D_{ap} (g/cm³) es la masa de suelo seco (M_s) (secado a 105°C) referida a su volumen en su ordenación estructural natural, denominado volumen aparente (V_{ap}):

$$D_{ap} = M_s/V_{ap}$$

La P y D_{ap} son parámetros útiles para evaluar el estado de la estructura del suelo en un momento dado.

El método empleado para evaluar la D_{ap} fue el de Blake y Hartge (1986): por gravimetría de muestras volumétricas. La porosidad total del suelo fue deducida de la relación establecida por Danielson y Sutherland (1986):

$$P = 1 - [(D_{ap})/(D_r)],$$

donde $D_r = 2.65 \text{ (g/cm}^3\text{)}$ es la densidad del cuarzo.

2.3.3.2. Distribución de tamaños de poros del suelo

La estructura del suelo determina la distribución en el espacio de la materia sólida y de los espacios vacíos o poros (Duchaufour, 1987). Esta distribución espacial de poros constituye el sistema poroso del suelo, el cual es muy importante, debido a que condiciona las funciones físicas fundamentales del suelo: infiltración, drenaje, aireación, retención de agua y disponibilidad de ésta para vegetales.

Los poros del suelo retienen agua debido a fuerzas capilares según:

$$H = 2\sigma \cos \alpha / r \cdot d_a g$$

donde H = altura de ascenso capilar, r = radio del poro, σ = tensión superficial del agua, α = ángulo de contacto entre el agua y la pared capilar, d_a = densidad del agua y g = aceleración de la gravedad. Poniendo los valores como constantes, resulta:

$$H = 0.15 / r$$

Estas fuerzas de retención provocan que el agua absorbida en el suelo disminuya su energía libre con respecto a la del agua libre (agua sometida únicamente a la acción de la gravedad). Se llama potencial (también succión o tensión) a esa disminución de la energía, y se expresa en unidades de presión, por ejemplo en atmósferas o centímetros de una columna de agua (el logaritmo decimal de este último es el pF).

La relación entre agua retenida y potencial representada en un gráfico (x, y), es conocida como la curva de retención de agua del suelo. Debido a que la retención de agua se debe a fuerzas capilares en el sistema poroso, la curva informa simultáneamente sobre la distribución de tamaños de poros (Fig. 4).

Según sus diámetros, los poros del suelo se clasifican en rangos: macroporos (anchos y estrechos), mesoporos y microporos. Cada rango retiene fracciones de agua a diferentes intensidades, y se caracteriza por cumplir funciones específicas en el suelo (Tabla 2).

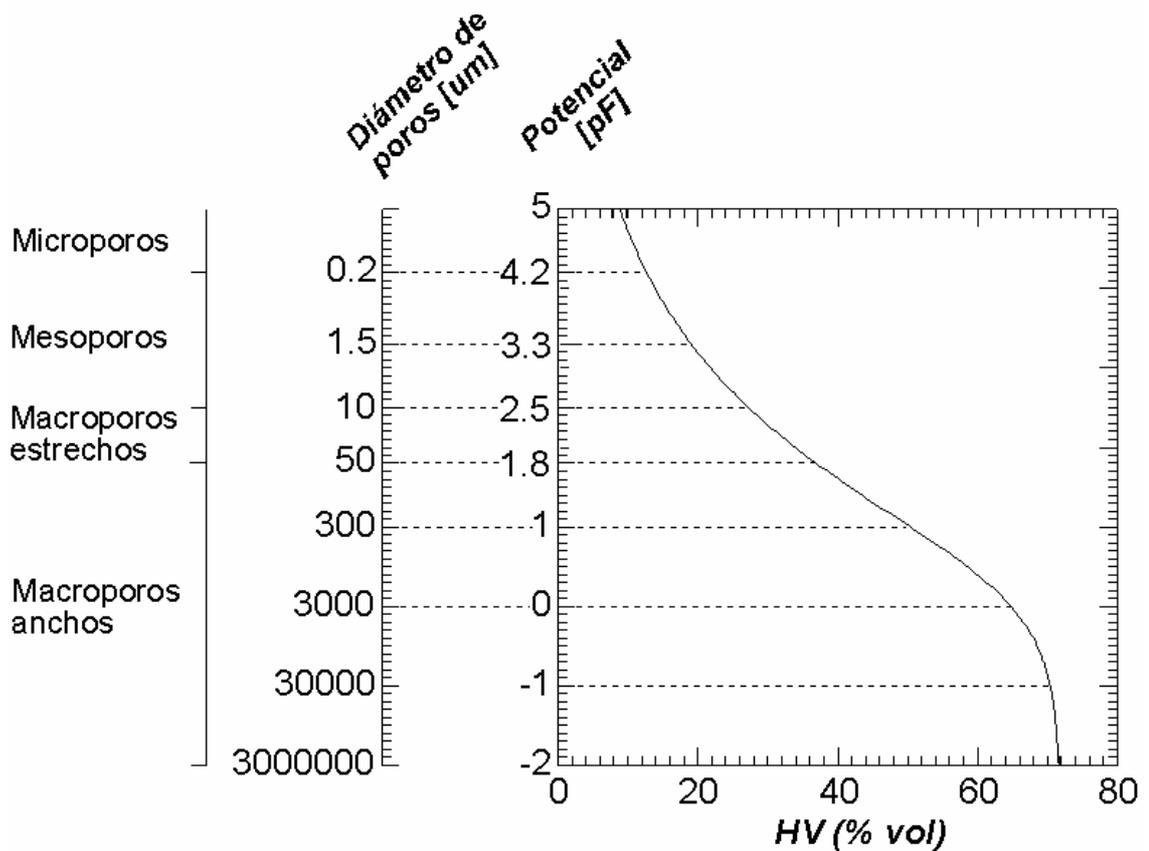


Fig. 4. Curva de retención de agua del suelo y distribución de tamaños de poros. *HV (% vol)* = humedad volumétrica del suelo.

Tabla 2. Rangos de tamaños de poros del suelo.

Rango de poros	Diámetro (um)	Potencial (pF)	Función
Macroporos anchos	>50	< 1.8	Aireación, drenaje rápido
Macroporos estrechos	50 - 10	1.8 - 2.5	Drenaje lento, agua disponible, enraizamiento
Mesoporos	10 - 0.2	2.5 - 4.2	Agua disponible, espacio para microorganismos
Microporos	< 0.2	> 4.2	Agua no disponible, espacio no accesible para la biota

El método empleado para conocer la distribución de tamaños de poros de los suelos fue el de Klute (1986): a través de la curva de retención de agua por drenaje de muestras saturadas vía placas cerámicas, aplicando un potencial definido, y determinación gravimétrica del contenido de agua en el estado de equilibrio. Los potenciales aplicados fueron (expresados en pF): 0.3; 1; 1.8; 2.5; 3.3 y 4.1.

Procesamiento de datos

- parametrización de la curva de retención de agua según el modelo de van Genuchten (1980), mediante regresión no lineal:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) [1 + [a h]^n]^{-m}$$

donde θ = humedad volumétrica del suelo, θ_r = humedad volumétrica residual del suelo, θ_s = humedad volumétrica del suelo a saturación, a = parámetro de escala, h = potencial en (cm) de columna de agua y, n y m = parámetros de adecuación de la curva.

2.3.4. Infiltración

La infiltración es el proceso por el cual el agua ingresa al suelo por su superficie y se moviliza en él (Gavande, 1991). La conductividad hidráulica y sorptividad del suelo son importantes propiedades hidráulicas del suelo que permiten describir este proceso (Zhang, 1997), y que a su vez dependen del sistema poroso del suelo. Ellas se definen respectivamente como la capacidad del suelo para transmitir agua (Klute y Dirksen, 1986) y para absorber agua por capilaridad (Philip, 1957).

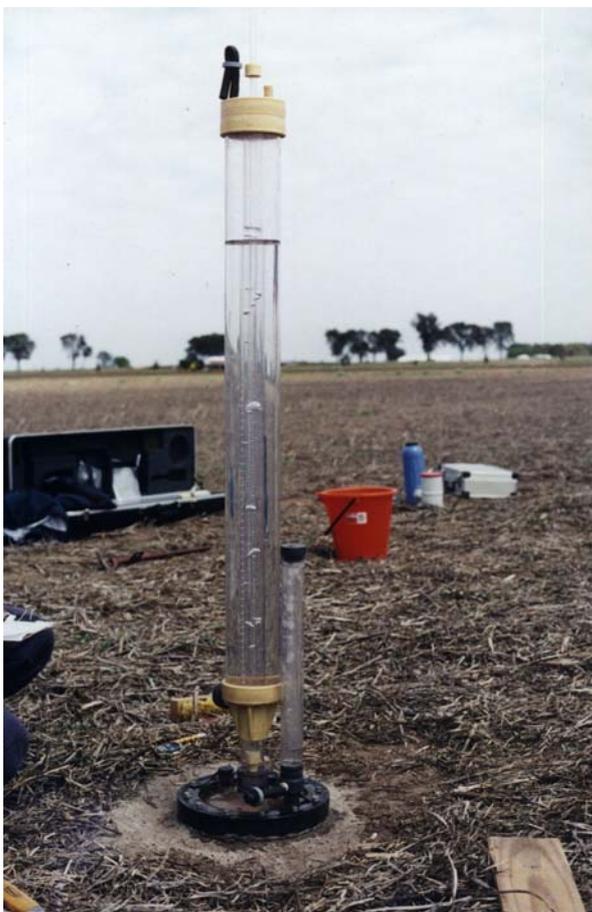


Fig. 5. Infiltrómetro de disco de tensión modelo “Guelph”.

Las mediciones de infiltración se realizaron “in situ” mediante un infiltrómetro de disco de tensión, modelo "Guelph" (Fig. 5). El infiltrómetro de disco es un equipo sencillo y portátil (Vandervaere et al., 2000a), diseñado para medir la infiltración desde una fuente circular (Thony et al., 1991). Su uso es muy difundido en el mundo, porque permite estimar “in situ” y en tiempo relativamente corto las propiedades hidráulicas mencionadas (Reynolds y Elrick, 1991).

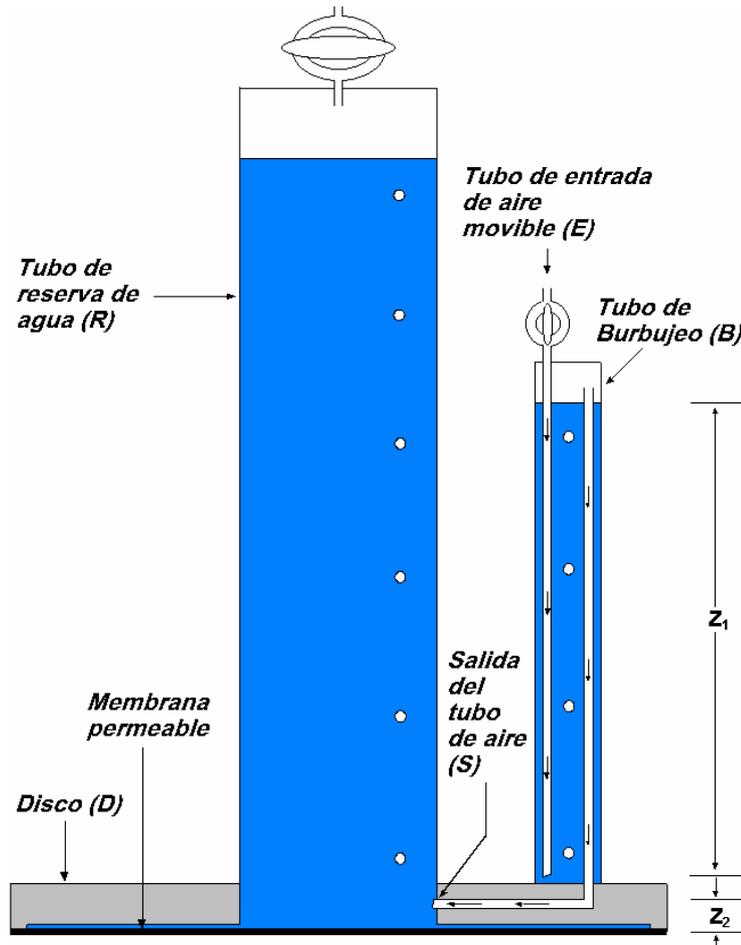


Fig. 6. Diseño del infiltrómetro de disco de tensión presentado por Perroux y White (1988). Las flechas indican la dirección del flujo de aire.

El infiltrómetro modelo “Guelph” sigue el diseño presentado por Perroux y White (1988) (Fig. 6). El tubo (R) está graduado y sirve como reservorio de agua para la infiltración. El disco (D), a través de una membrana permeable en su base, permite el pasaje del agua desde el reservorio hacia la superficie del suelo. El tubo de burbujeo (B), mediante un tubo de entrada de aire móvil (E), impone el potencial (ψ) de medición en la base del disco. z_1 es la

diferencia de altura desde la salida del tubo de aire (S) a la membrana del disco, z_2 , y la altura de agua del tubo de burbujeo, z_1 .

$$\Psi = z_2 - z_1$$

Aquellos poros del suelo que, por sus diámetros, puedan generar una succión de agua de igual o mayor intensidad a la fijada en el infiltrómetro (Ψ), son los que participan en la medición, los restantes quedan excluidos del proceso.

Para mediciones con tensión, es esencial el íntimo contacto hidráulico entre la membrana del disco y la superficie del suelo (Angulo- Jaramillo et al., 2000). Para asegurarse de ello, generalmente se usa una delgada capa de arena fina entre ambos (Perroux y White, 1988; Angulo- Jaramillo et al., 2000).

La medición de infiltración comienza cuando se dispone adecuadamente el equipo sobre el suelo y se habilita la entrada de aire por el tubo móvil de aire. Los volúmenes de agua infiltrados son registrados a partir de la caída en el nivel de agua en el reservorio, a intervalos de tiempo preestablecidos.

Por más detalles sobre el diseño del infiltrómetro de disco de tensión presentado por Perroux y White (1988), consultar su publicación.

2.3.4.1. El modelo de infiltración tridimensional de Vandervaere et al. (2000a y 2000b)

La modelación de la infiltración puede efectuarse asumiendo que el flujo de agua acontece en una o en tres dimensiones. Los modelos unidimensionales son más simples porque suponen que el flujo es unidireccional (vertical), mientras que los tridimensionales son más complejos, porque consideran el flujo en todas las direcciones del suelo.

El modelo de infiltración tridimensional de Vandervaere et al. (2000a y 2000b) fue seleccionado para describir el proceso de infiltración en los suelos en consideración. Este modelo es más adecuado (en comparación a otros unidimensionales) para describir el flujo tridimensional que se da en el suelo cuando se utiliza un infiltrómetro de disco de tensión.

La infiltración tridimensional desde un infiltrómetro de disco de tensión puede ser adecuadamente descrita por la ecuación de Haverkamp et al. (1994):

$$I = C_1 \sqrt{t} + C_2 t \quad [1]$$

donde I (L) es la infiltración acumulativa, t (T) es el tiempo.

Las siguientes expresiones fueron propuestas para los coeficientes C_1 y C_2 :

$$C_2 = (2-B/3)K + yS^2/(R(\theta_o - \theta_n)) \quad [2]$$

$$C_1 = S \quad [3]$$

donde S ($LT^{-1/2}$) es la sorptividad, K (LT^{-1}) es la conductividad hidráulica, $B = 0.6$, $y = 0.75$, R (L) es el radio del disco del infiltrómetro, θ_n es la humedad volumétrica inicial del suelo y θ_o es la humedad volumétrica final del suelo. A partir de las ecuaciones [2] y [3], se obtienen K y S :

$$K = (3/B-2) [C_2 - (yS^2 / R(\theta - \theta_n))] \quad [4]$$

$$S = C_1 \quad [5]$$

Vandervaere et al. (2000b), proponen un procedimiento en el cual se deben realizar mediciones preliminares para ajustar parámetros de medición. En primer lugar, mediante una linearización de la ecuación de infiltración [1] (técnica "differentiated linearization" (DL)), se determina si las estimaciones de los coeficientes C_1 y C_2 de dicha ecuación son confiables. Si tales estimaciones son confiables, entonces se procede a seleccionar un método de medición de infiltración para estimar K y S en función de C_1 y C_2 . Los métodos son cuatro y tienen en común en que utilizan la ecuación [1] y difieren en el número de radios de discos y potenciales que usan durante la medición. La elección del método más apropiado es altamente dependiente del tipo de flujo de agua que predomine en la infiltración, ellos son: flujo por gravedad vertical, capilaridad vertical y capilaridad lateral. Una vez seleccionado el método, se efectúan las mediciones definitivas de infiltración.

En los apartados siguientes se desarrolla con más detalle el procedimiento que brevemente se presentó en el párrafo anterior.

Determinación de los coeficientes C_1 y C_2 de la ecuación de infiltración tridimensional [1]

A partir de mediciones preliminares de infiltración, en primer lugar, mediante la técnica "differentiated linearization" (DL), la cual es una linearización de la ecuación de infiltración [1], se debe determinar si las estimaciones de los coeficientes C_1 y C_2 de dicha ecuación son confiables.

La técnica "differentiated linearization" (DL) consiste en derivar la ecuación [1] respecto a la raíz cuadrada del tiempo:

$$dI/d\sqrt{t} = C_1 + 2 C_2 \sqrt{t} \quad [6]$$

$$\text{donde } dI/d\sqrt{t} = \Delta I / \Delta \sqrt{t} = (I_{i+1} - I_i) / (\sqrt{t_{i+1}} - \sqrt{t_i}) \quad (i = 1, \dots, n-1) \quad [7]$$

n es el número lecturas, y el correspondiente \sqrt{t} es calculado como la media geométrica:

$$\sqrt{t} = [\sqrt{(t_i t_{i+1})}]^{1/2} \quad (i = 1..n-1) \quad [8]$$

Para que la ecuación de infiltración [1] se considere apropiada y pueda usarse, la representación de $\Delta I/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} debe ser lineal, posteriormente, los coeficientes se computan de manera confiable como C_1 igual a la ordenada y C_2 igual a la mitad de la pendiente de una recta de regresión lineal (Fig. 7). Si la representación $\Delta I/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} no es lineal, el modelo de Vandervaere et al. (2000a y 2000b) tiene que ser abandonado y debe recurrirse a otros.

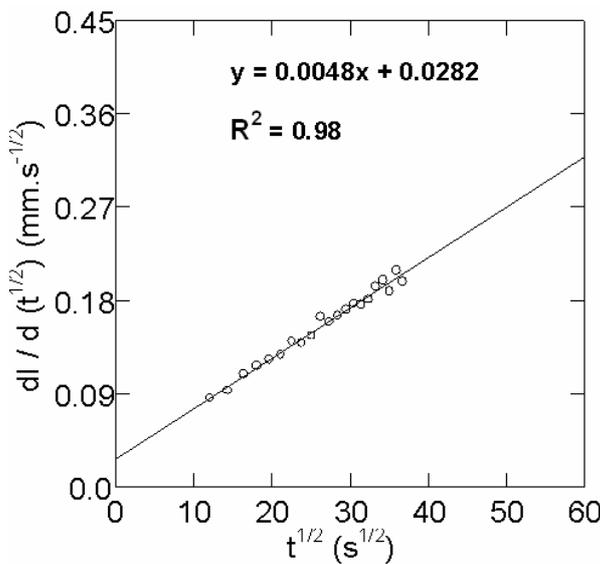


Fig. 7. Técnica DL. Ejemplo: la representación $\Delta I/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} es lineal, entonces la ecuación de infiltración [1] es válida y puede usarse. Luego, los coeficientes se computan de manera confiable como C_1 igual a la ordenada y C_2 igual a la mitad de la pendiente de la recta de regresión lineal.

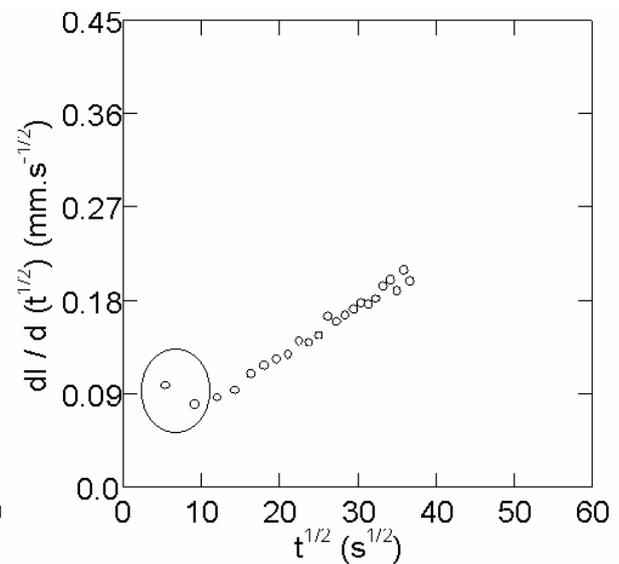


Fig. 8. Técnica DL. Ejemplo: por observación de la representación $\Delta I/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} se puede detectar y excluir las lecturas perturbadas por el contacto de arena, las que corresponden a la primera porción de datos que no siguen el comportamiento lineal del conjunto. En este caso tales lecturas son las dos primeras, por lo tanto deben excluirse de los cálculos de los coeficientes C_1 y C_2 .

Nota: Los datos de ambos ejemplos corresponden a una misma medición que fue seleccionada de las mediciones definitivas de infiltración del presente trabajo.

A menudo, las mediciones de infiltración son perturbadas por ciertos factores, entre ellos, la capa de arena que se utiliza para asegurar el contacto entre la superficie del suelo y el disco del infiltrómetro. La técnica DL ofrece una importante ventaja, ya que por observación de la

representación $\Delta I/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} permite detectar y excluir las lecturas perturbadas por el contacto de arena, las que corresponden a la primera porción de datos que no siguen el comportamiento lineal del conjunto (Fig. 8).

Como regla general, el tiempo correcto de medición no debe exceder los intervalos en donde la ecuación de infiltración [1] permanece válida (Parlange, 1977). Variaciones inexplicables en el flujo de infiltración no son raras en estudios de campo (Logsdon, 1997). Tales variaciones, de una manera semejante a los puntos influenciados por el contacto de arena, se manifiestan como porciones de datos (al principio y/o al final de las curvas) que no siguen la tendencia lineal del conjunto, y deben ser excluidos de las regresiones lineales. La técnica DL es una herramienta adecuada para establecer los tiempos de medición correctos, y evitar así la determinación de coeficientes C_1 y C_2 carentes de significado físico.

Selección del método de medición de infiltración

Una que vez que se han obtenidos (a partir de las mediciones preliminares) los coeficientes C_1 y C_2 de la ecuación de infiltración [1] mediante la técnica DL, el paso siguiente es estimar, en función de ellos, la conductividad hidráulica (K) y sorptividad (S) del suelo. Tres tipos de flujo de agua participan en la infiltración, ellos son, flujo por gravedad vertical, capilaridad vertical y capilaridad lateral, y dependiendo de los tipos de suelos, pueden adquirir distintos grados de participación en el proceso. Para estimar K y S en función de C_1 y C_2 , Vandervaere et al. (2000b) proponen 4 métodos diferentes de medición de infiltración, e indican que la precisión de cada uno de ellos para estimar estas propiedades hidráulicas depende del grado de participación de dichos flujos en la infiltración. Estos métodos tienen en común en que hacen uso de la ecuación de infiltración [1], y difieren en el número de potenciales y radios de disco que usan durante la medición (Tabla 3).

Los grados de participación relativos de los tres tipos de flujo en la infiltración, se aprecian comparando la sorptividad (S) con la sorptividad óptima [$S_{opt} (LT^{-1/2})$], donde:

$$S_{opt} = \sqrt{[(2-B/3)KR(\theta_o - \theta_w)]/y}; \quad [9]$$

K y S se obtienen según las ecuaciones [4] y [5] respectivamente.

Las posibles situaciones que pueden presentarse cuando se compara S con S_{opt} , el significado físico, el método de medición a emplearse en cada caso y precisión de estimación, se resume en Tabla 4.

Tabla 3. Número de potenciales y radios de disco que usan los distintos métodos de medición de infiltración.

Nombre del Método	Número de potenciales que usa	Número de radios de disco que usa
ST (Single test)	1	1
MR (Multi- radii)	1	2 (o más)
MS1 (Multi- sorptivity with one-disc experiment)	2 (o más)	1
MS2 (Multi- sorptivity with multi-disc experiment)	2 (o más)	2 (o más)

Tabla 4. Tres situaciones posibles que pueden presentarse cuando se compara S con S_{opt} , el significado físico, el método de medición a emplearse en cada caso y precisión de estimación.

Situación	Significado físico	Método a emplearse y precisión de estimación
$S \ll S_{opt}$	Dominio del flujo por gravedad en la infiltración. Suelos con conductividad hidráulica relativamente alta comparada con su sorptividad	Condiciones muy buenas para estimar K con el método ST, pero una precisa estimación de S es poco probable
$S \gg S_{opt}$	Dominio del flujo por capilaridad lateral en la infiltración. Suelos con sorptividad relativamente alta comparada con su conductividad hidráulica	Condiciones muy buenas para estimar S con el método MS, pero una estimación precisa de K es poco probable. Usar el MS1 si la influencia del contacto de arena no es tan importante, en caso contrario, elegir el método MS2
$S = S_{opt}$	El flujo por gravedad y capilaridad lateral tienen pesos equivalentes en la infiltración. En cualquier tiempo el flujo capilar vertical es máximo	Los métodos MR y ST proveerán estimaciones precisas de K y S

Se aclara que cada uno de estos métodos tiene ecuaciones propias para estimar K y S a partir de los coeficientes C_1 y C_2 . En el sub- título “**Selección del método de medición de infiltración**” del siguiente título, se indican las ecuaciones correspondientes al método que resultó seleccionado como consecuencia del análisis de las mediciones preliminares de infiltración.

2.3.4.2. Ajuste metodológico: definición de parámetros de medición de infiltración

Siguiendo el modelo de Vandervaere et al. (2000a y 2000b), se realizaron mediciones preliminares de infiltración con el objetivo de definir los siguientes parámetros de medición de infiltración:

- potencial de medición;
- tiempo total de medición;

- método de medición;
- tubo de reserva del infiltrómetro.

El parámetro "tubo de reserva del infiltrómetro" no forma parte del modelo de infiltración y es propio del infiltrómetro utilizado. Su inclusión en el ajuste metodológico se fundamenta en que el mismo influye en la selección de los parámetros "potencial de medición" y "tiempo total de medición".

Existen otros tres parámetros de medición que han sido fijados de manera arbitraria, tanto para las mediciones preliminares como las definitivas. Ellos son:

- radio del disco del infiltrómetro (R) = 102.5mm;
- intervalo de tiempo de lectura = 60s;
- utilización de arena fina (250- 100um) para asegurar el contacto hidráulico entre el disco del infiltrómetro y la superficie del suelo.

Las características de las mediciones preliminares de infiltración se presentan en Tabla 5.

Tabla 5. Características de las mediciones preliminares de infiltración.

Nº de mediciones	Humedad inicial del suelo	ψ	Tiempo total de medición	Posición en el paisaje	Uso
4	Seco	-10cm	40min	Planicie alta y ladera	Agricultura
3	Seco	-10cm	40min	Planicie alta y ladera	Bosque natural
1	Seco	-2cm	40min	Planicie alta y ladera	Bosque natural
1	Seco	-1cm	40min	Depresión	Agricultura
1	Seco	0cm	54min	Depresión	Agricultura

Nota: por cada medición se tomó una muestra volumétrica de suelo en cilindros de 100 cm³ hasta 5cm superficiales del mismo, para la determinación en laboratorio de la humedad inicial y final del suelo.

A continuación se presenta el análisis del ajuste metodológico.

Selección del potencial y tiempo de medición de infiltración y tubo de reserva del infiltrómetro

La selección del "potencial de medición" y "tiempo total de medición" estuvo influenciada por el "tubo de reserva del infiltrómetro".

La variabilidad de las propiedades hidráulicas del suelo es máxima en condiciones próximas a la saturación, es decir, cuando ψ es cercano a 0cm. En principio, fueron las intenciones que las mediciones definitivas de infiltración se realicen con $\psi = -10\text{cm}$, porque permite evitar variaciones máximas,* y prevenir de ese modo

posibles inconvenientes con los análisis estadísticos. Desafortunadamente, a causa de ciertas limitaciones del diseño del infiltrómetro utilizado, las mediciones con este potencial no fueron viables, y tuvo que recurrirse al empleo de otros más elevados ($\psi = -2\text{cm}$, -1cm y 0cm).

El infiltrómetro modelo "Guelph" utilizado ofrece la posibilidad de medir con dos tubos de reserva de agua, uno pequeño y otro grande, con características distintas (Tabla 6). Las limitaciones aludidas están relacionadas a las características de estos tubos, y se describen a continuación:

- para ambos tubos, cuando la velocidad de infiltración es lenta, principalmente cuando es menor a 1mm/intervalo de tiempo de lectura, la precisión de las lecturas disminuye considerablemente, lo cual se constituye en una limitación. Este tipo de flujo se presenta frecuentemente cuando se utiliza el tubo grande, a causa de su gran capacidad de reserva que determina que los niveles de agua descendan lentamente;
- el tiempo total de medición debe ser el suficiente de modo que permita alcanzar la estabilización de la tasa de infiltración, ya que ello es necesario para la correcta aplicación del modelo de Vandervaere et al. (2000a y 2000b). Principalmente para el tubo pequeño, por su menor tamaño, si la velocidad del flujo es demasiado rápida, su reserva de agua puede agotarse antes de tiempo, lo cual se constituye en otra limitación.

Tabla 6. Características de los tubos de reserva del infiltrómetro de disco modelo "Guelph".

Tubo del infiltrómetro	Capacidad de reserva (l/m^2)	Mínima unidad de graduación (mm)	Volumen medido (l/m^2) a una velocidad de infiltración de 1mm/intervalo de tiempo de lectura
Pequeño	0.162	1	0.000213
Grande	2.678	1	0.003524

El volumen medido a una velocidad de infiltración de 1mm/intervalo de tiempo de lectura, es mucho menor para el tubo pequeño (Tabla 6), lo que da la pauta de su resolución más fina, y por lo cual es preferible. Cuando se realizaron las mediciones con $\psi = -10\text{cm}$ con este tubo, el flujo fue tan rápido que su reserva de agua se agotaba en general dentro de 5min. Estos intervalos de tiempo fueron insuficientes porque no alcanzaron para que la infiltración se estabilice. Una agravante de la situación fue que los suelos en ese momento se encontraban secos, con lo que requieren más tiempo y agua para alcanzar dicha estabilización, en referencia a que si hubiesen estado húmedos (Gavande, 1991).

* *La máxima variabilidad de las propiedades hidráulicas del suelo en condiciones próximas a la saturación (ψ cercanos a 0cm), puede atribuirse a fenómenos de flujo preferencial de agua (White et al., 1992). El flujo preferencial es el movimiento vertical concentrado de agua a través de la matriz del suelo, que puede ser originado por una variedad de razones, entre ellas, la presencia de grietas y macroporos de gran tamaño (Ritsema et al., 1993). Ankeny et al. (1990), señalan que los macroporos mayores o iguales a 0.2mm incluyen un rango de poros muy importantes para el flujo preferencial. Al utilizar $\psi = -10\text{cm}$ se excluyen de la infiltración los macroporos anchos mayores a 0.3mm , con lo cual se evita el rango de poros que más contribuye al flujo preferencial, y por consiguiente, se reduce la variabilidad de las propiedades hidráulicas del suelo.*

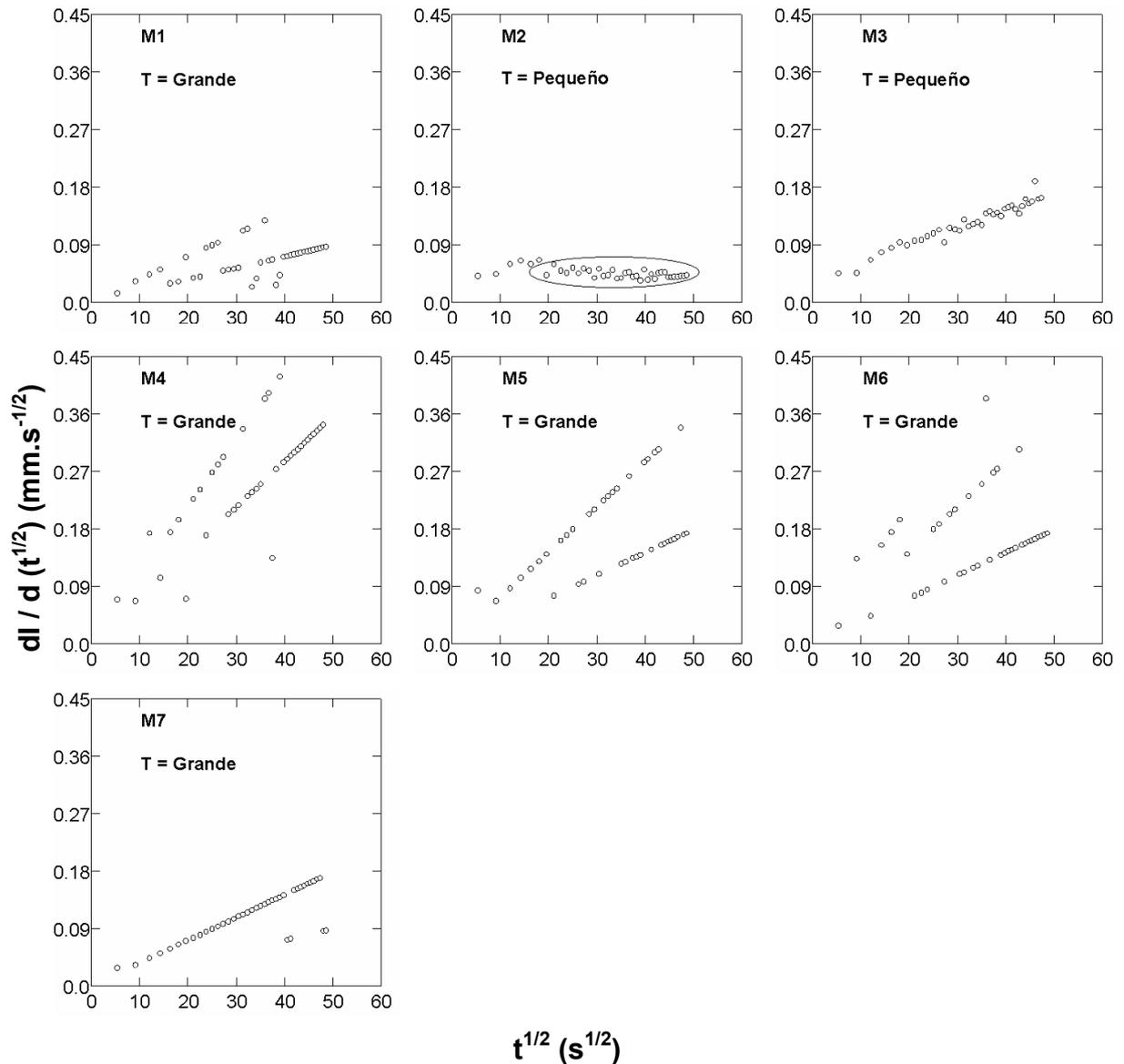


Fig. 9. Representaciones de las relaciones $\Delta l/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} de la técnica DL para las mediciones preliminares de infiltración con $\psi = -10\text{cm}$. M = número de medición. T = tubo del infiltrómetro. En M2 los puntos marcados con un círculo siguen una pendiente negativa, que puede atribuirse a la pérdida del contacto hidráulico entre la superficie del suelo y el disco del infiltrómetro a causa del viento.

Forzosamente, para incrementar el tiempo de medición hasta lograr la estabilización de la infiltración, en su gran mayoría las mediciones preliminares con $\psi = -10\text{cm}$ debieron realizarse con el tubo grande, pero en este caso el flujo fue demasiado lento, y es así que las mediciones resultaron con escasa precisión.

En Fig. 9 se presentan las relaciones $\Delta l/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} de la técnica DL para las mediciones preliminares de infiltración con $\psi = -10\text{cm}$. M2 y M3 se hicieron con el tubo pequeño del infiltrómetro. En M2 los primeros puntos de dicha relación siguen una pendiente positiva, mientras que el resto (marcados con un círculo) siguen una pendiente negativa (lo que carece de significado físico), que puede atribuirse a la pérdida del contacto hidráulico entre el disco del infiltrómetro y la superficie del suelo a causa del viento (Vandervaere et al., 2000a). En M3 se obtuvo una buena relación lineal. M1, M4, M5, M6 y M7, se hicieron con el tubo grande del infiltrómetro. A excepción de M7 donde si se obtuvo una buena relación lineal, para el resto, la escasa precisión

de las mediciones se manifiestan como importantes fluctuaciones en el flujo, dando la impresión de que se forman dos rectas en las representaciones.

Interpolando los datos, es decir, tomando intervalos de tiempo de lectura más largos, se amortiguan los efectos de la escasa precisión y pueden mejorarse las relaciones lineales $\Delta I/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} . Las mediciones M1, M4, M5 y M6 se interpolaron a intervalos de 120s (Fig. 10). Sólo para M4 se obtuvo una mejora satisfactoria en su relación lineal.

Se concluye que únicamente para M3 y M7, y para M4 interpolando a 120s, se han obtenido buenas relaciones lineales $\Delta I/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} . Sólo para estos casos, las estimaciones de los coeficientes C_1 y C_2 de la ecuación de infiltración [1] mediante regresiones lineales, son correctas (Vandervaere et al., 2000a). Esto implica que un porcentaje elevado (43%) de las mediciones con $\psi = -10\text{cm}$ no fueron confiables, y condujo a la decisión de descartar el uso de este potencial para las mediciones definitivas de infiltración.

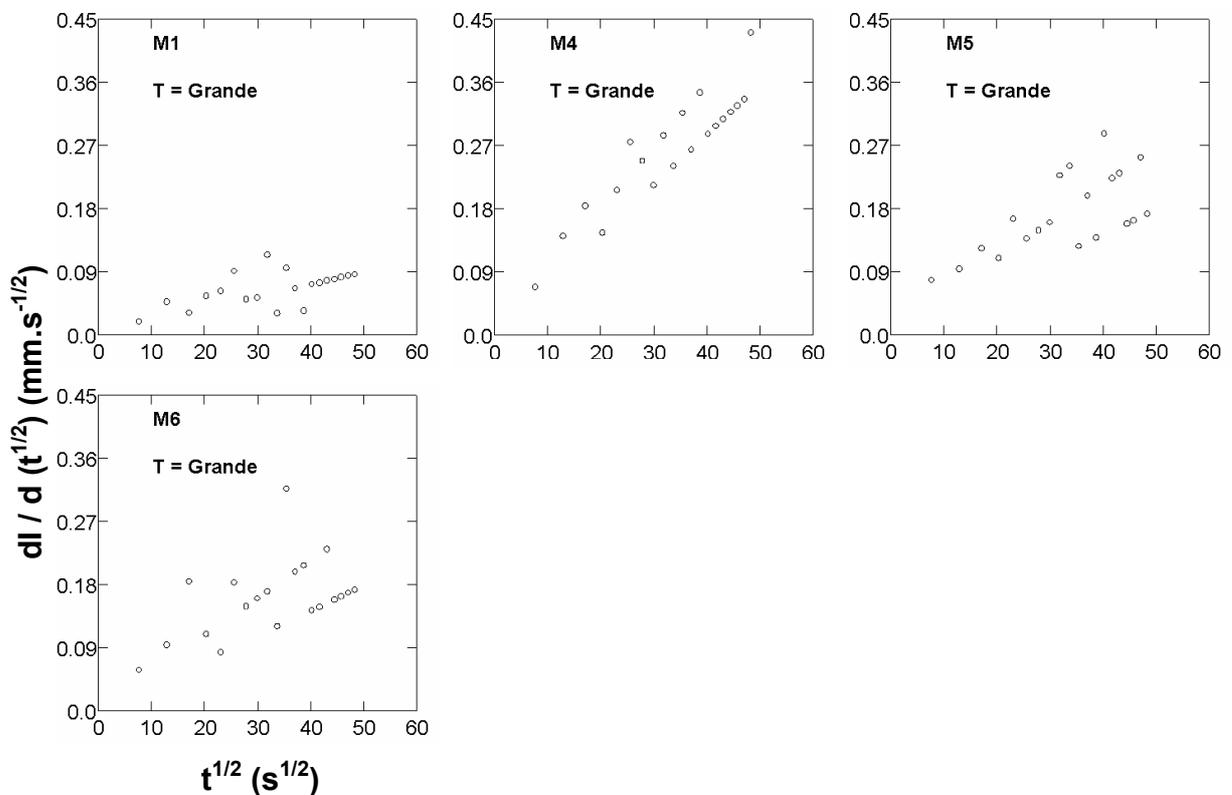


Fig. 10. Representaciones $\Delta I/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} de la técnica DL: interpolación de datos a 120s para las mediciones preliminares de infiltración M1, M4, M5 y M6 con $\psi = -10\text{cm}$. T = tubo del infiltrómetro.

Para aumentar el flujo de agua y así incrementar la precisión de las mediciones con el tubo grande del infiltrómetro, se debió elevar ψ cerca de 0cm, para dar mayor participación en el proceso a los macroporos. En Fig. 11 se presentan en un mismo gráfico para cada una de las mediciones preliminares con $\psi = -2\text{cm}$, -1cm y 0cm , las relaciones $\Delta I/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} y sus respectivas regresiones lineales, excluidas aquellas porciones de datos (al final o principio de las curvas) que no siguen la tendencia lineal del conjunto (marcados con círculos). En las mediciones con $\psi = 0\text{cm}$ y -1cm los primeros puntos se eliminan porque han sido influenciados por el contacto

de arena. En los tres casos, el valor del coeficiente R^2 cercano a 1 de las regresiones lineales, confirma la alta correlación lineal existente de las relaciones $\Delta I/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} .

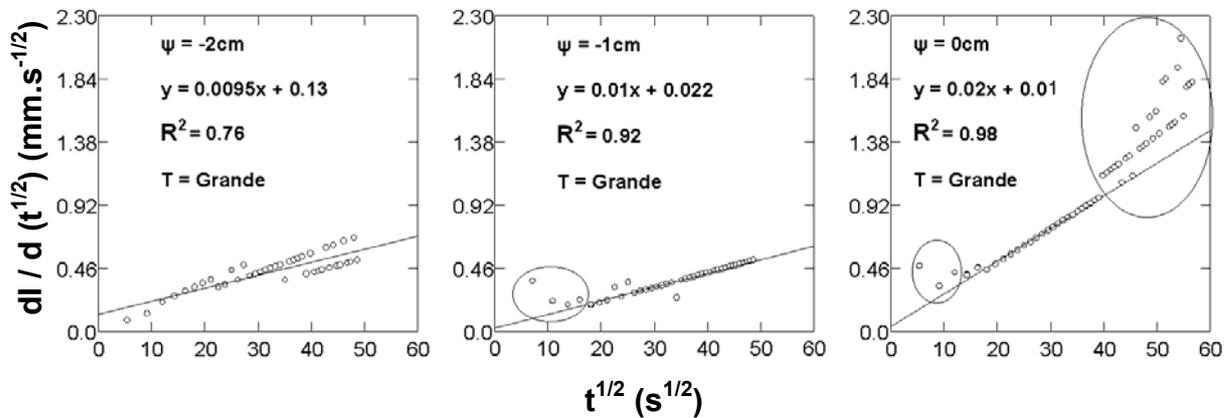


Fig. 11. Representaciones $\Delta I/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} de la técnica DL y sus respectivas regresiones lineales para las mediciones preliminares de infiltración con $\psi = -2\text{cm}$, -1cm y 0cm . Los puntos excluidos de las regresiones se marcan con círculos. T = tubo del infiltrómetro.

Habiéndose optimizado de este modo estos parámetros de medición, se justifica la utilización del tubo grande del infiltrómetro y ψ cercano a 0cm para las mediciones definitivas de infiltración. Siguiendo el criterio de evitar la máxima variabilidad de las propiedades hidráulicas del suelo en condiciones próximas a la saturación, se optó por utilizar $\psi = -2\text{cm}$ ($pF = 0.3$), porque es el más alejado de $\psi = 0\text{cm}$.

En cuanto al tiempo de medición, se estableció que 40min es razonable, porque permite, en primer lugar, alcanzar la estabilización en la infiltración, y en segundo lugar, obtener una buena cantidad de datos como para poder extrapolar y/o descartar porciones de éstos en caso de ser necesario.

Selección del método de medición de infiltración

Para las mediciones preliminares de infiltración con ψ cercano a 0cm , mediante las regresiones lineales, se obtuvieron los coeficientes C_1 y C_2 de la ecuación de infiltración [1], y a partir de ellos, S_{opt} y S (Tabla 7). La alta correlación lineal existente entre las relaciones $\Delta I/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} (valor de R^2 cercano a 1), implica que las estimaciones de C_1 y C_2 son confiables.

Tabla 7. Valores de $C_1 = S$, S_{opt} y de los coeficientes R^2 de las regresiones lineales $\Delta I/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} de la técnica DL, para las mediciones preliminares de infiltración con $\psi = -2\text{cm}$, -1cm y 0cm .

Medición (ψ)	$C_1 = S(\text{mm.s}^{-1/2})$	$S_{opt} (\text{mm.s}^{-1/2})$	R^2
-2cm	0.127	0.528	0.76
-1cm	0.022	0.429	0.92
0cm	0.092	0.903	0.98

Se observa que en todos los casos $S \ll S_{opt}$. Vandervaere et al. (2000b), señalan que esto corresponde a suelos en donde el flujo de agua por gravedad domina la infiltración.

En esta situación, proponen utilizar el método de medición de infiltración Single Test (ST) (ver Tabla 3 y 4, pág. 19), e indican que el mismo provee de estimaciones precisas de K, pero sub-estima S.

Este método es por lo tanto seleccionado para las mediciones definitivas de infiltración. El mismo utiliza las ecuaciones [4] y [5] respectivamente para estimar K y S en función de los coeficientes C_1 y C_2 . Además es el más sencillo de todos, por que usa un solo disco de infiltrómetro y un solo potencial de medición.

Conclusión: parámetros de medición de infiltración seleccionados

A partir del análisis de las mediciones preliminares de infiltración, se han definido los parámetros de medición de infiltración. Ellos son:

- $\psi = -2\text{cm}$ ($pF = 0.3$);
- tiempo total de medición = 40min;
- método de medición = Single test (ST);
- tubo de reserva del infiltrómetro = grande.

Se remarca que estos parámetros han sido obtenidos en condiciones experimentales de sequedad del suelo.

Circunstancialmente, al momento de la realización de las mediciones definitivas de infiltración, los suelos se encontraban con elevada humedad (21 y 34% respectivamente en los sitios con bosque y con agricultura). A causa de ello, se modificaron los siguientes parámetros como se indica:

- tiempo total de medición = 18min en promedio;
- tubo de reserva del infiltrómetro = pequeño.

La elevada humedad de los suelos, en términos relativos, determinó que la infiltración se estableciera rápidamente, y también, un bajo consumo de agua. Esto permitió utilizar el tubo pequeño del infiltrómetro (preferible por su resolución más fina que el grande), y aunque no permitió extender el tiempo total de medición a 40min, porque se agotaba su reserva de agua antes de ese límite, los intervalos logrados resultaron suficientes para la aplicación del modelo de infiltración de Vandervaere et al. (2000a y 2000b).

En síntesis, las mediciones definitivas de infiltración se efectuaron con los siguientes parámetros (mencionando también aquellos parámetros fijados arbitrariamente, ver pág. 20):

- $\psi = -2\text{cm}$ ($pF = 0.3$);
- tiempo total de medición = 18min en promedio;
- intervalo de tiempo de lectura = 60s;
- tubo de reserva del infiltrómetro = pequeño;
- radio del disco del infiltrómetro (R) = 102.5mm;

- utilización de arena fina (250- 100um) para asegurar el contacto hidráulico entre el disco del infiltrómetro y la superficie del suelo;
- método de medición = Single test (ST).

Por último, cabe aclarar que sólo en un punto de muestreo en el bosque se midió respetando los parámetros originales, es decir, los definidos directamente a partir del análisis de las mediciones preliminares.

2.3.5. Mediciones complementarias

2.3.5.1. Materia orgánica del suelo

La materia orgánica del suelo (MOS) es la fracción orgánica del suelo, incluidos los residuos vegetales, animales y microbiológicos, frescos y en todas las etapas de descomposición, y el relativamente resistente humus (SSSA, 1979). La materia orgánica del suelo es normalmente restringida a aquellos materiales orgánicos que acompañan a las partículas del suelo que atraviesan un tamiz de 2mm. La MOS es el principal constituyente de suelo que promueve la buena estructura del suelo (Tisdall y Oades, 1982), en consecuencia, su contenido afecta considerablemente al sistema poroso del suelo.

El método empleado para la determinación de carbono orgánico del suelo (Corg (g/kg)) fue el de Page et al. (1982) y Schlichting et al. (1995): por oxidación en húmedo con dicromato de potasio y calentamiento, y posterior detección espectrofotométrica de Cr^{+3} . El contenido de MOS se dedujo de la relación: $MOS = Corg (g/kg) 1.724$. El pre- tratamiento de las muestras fue el siguiente: secado al aire y tamizado a 1mm.

2.3.5.2. Hidrofobosidad del suelo

Los suelos hidrófobos o repelentes de agua, son aquellos cuya afinidad con el agua es reducida, tal que resisten ser humedecidos por períodos variables de unos pocos segundos a horas, días o semanas (King, 1981). Es por ello que la infiltración en suelos hidrófobos puede ser considerablemente más baja que en suelos que no lo son (DeBano, 1981).

El método empleado para evaluar la hidrofobosidad fue el "Water drop penetration time (WDPT) test", de Van't Woud (1959): colocación de tres gotas de agua destilada sobre la superficie suavizada de una muestra de suelo, y medición del tiempo transcurrido hasta que las gotas son absorbidas (Tabla 8).

Tabla 8. Clasificación de la persistencia de la hidrofobosidad (o repelencia de agua) del suelo.

Clase	WDPT (s)	Nomenclatura
0	<5	Humedecible; no repelente de agua
1	5 a 60	Suavemente repelente de agua
2	60 a 600	Fuertemente repelente de agua
3	600 a 3600	Severamente repelente de agua
4	>3600	Extremadamente repelente de agua

El test de Van't Woud (1959), debe llevarse a cabo en condiciones constantes de temperatura (20°C) y humedad relativa (50%), debido a que el tiempo que la gota de agua demora en absorberse es influenciado por estas variables del ambiente. Desafortunadamente, al momento de llevar adelante el test no se disponía del equipo apropiado que permitiera controlar las condiciones de temperatura y humedad relativa. La estrategia adoptada ante esta limitación fue realizar el test en condiciones ambientales que si bien no eran controladas artificialmente, si eran lo más similares posible a las exigidas por la metodología. Por ello, las muestras con su respectivo pre- tratamiento (secadas al aire y tamizado a 2mm), se dispusieron al aire libre para que permanezcan en equilibrio con el ambiente del laboratorio, y se aguardó a que los informes meteorológicos indiquen durante al menos tres días consecutivos que la temperatura y la humedad relativa promedios se hayan mantenido más o menos constantes, y con valores lo más similares posibles a los requeridos por la metodología. Cumplidas estas pautas, se efectuó el test.

Los promedios de temperatura (T°C) y humedad relativa (H%) de los tres días consecutivos seleccionados para la realización del "Water drop penetration time (WDPT) test", fueron (Fuente: Estación Agrometeorológica "La Maria", 2003): 01/11/03 (T°C = 15.5; H% = 56), 02/11/03 (T°C = 17.5; H% = 53) y 03/11/03 (T°C = 18.1; H% = 49).

Procesamiento de datos

- clasificación de la persistencia de la hidrofobosidad de las muestras de suelo según el procedimiento de Van't Woud, 1959.

2.3.5.3. Humedad del suelo

La humedad volumétrica (θ) del suelo (vol. agua (cm³)/vol. suelo (cm³)) inicial y final, es decir, anterior y posterior a la medición de infiltración, son parámetros necesarios para la aplicación del modelo de infiltración de Vandervaere et al. (2000a y 2000b). Particularmente

la humedad inicial del suelo es importante por que influye en la infiltración, además es útil para indagar acerca de la dinámica del agua en un paisaje determinado.

El método empleado para medir la humedad inicial del suelo fue el de Gardner (1986): por gravimetría. La humedad final fue deducida a partir de la parametrización de la curva de retención de agua.

2.3.6. Análisis estadísticos

Tanto los análisis estadísticos como la producción de gráficos de resultados, fueron realizados con el software SYSTAT 6.0. Los análisis estadísticos realizados fueron los siguientes:

- estadística descriptiva de parámetros;
- test por distribución normal de variables según Kolmogorov- Smirnov, modificación Lilliefors;
- test de t para comparación de medias de parámetros entre sitios;
- únicamente para conductividad hidráulica del suelo: test de F para comparación de desvíos estándar entre sitios.

Como libros de estadística de consulta se utilizaron Wonnacott y Wonnacott (1979) y el manual del software estadístico SYSTAT 6.0. (SYSTAT, 1992).

3. Resultados

En este capítulo se presentan los resultados de las mediciones de los parámetros del suelo estudiados. En primer lugar, para tales parámetros, se exhibe el análisis por distribución normal de probabilidad. A continuación, se expone sobre los mismos en la siguiente secuencia:

- sistema poroso;
- parámetros complementarios;
- infiltración.

3.1. Test por normalidad de parámetros estudiados

La aplicación de los tests estadísticos de t para comparación de medias y de F para comparación de desvíos estándar, requiere que los datos sigan la distribución normal de probabilidad. Para verificar esta condición, se utilizó el test Kolmogorov- Smirnov, modificación Lilliefors (SYSTAT, 1992). Los resultados presentados en Tabla 9, demuestran que para ambos sitios, todas las variables (o parámetros estudiados) son normalmente distribuidas.

Tabla 9. Test por distribución normal de variables de ambos sitios, según Kolmogorov- Smirnov test, modificación Lilliefors. Ho: distribución de la variable= distribución normal, $p < 0.05$: rechazo de Ho.

Parámetro del suelo	Simbología y unidades	Sitio con bosque (BN)		Sitio con uso agrícola (AG)	
		n	valor p	n	valor p
Materia orgánica	MOS (g/kg)	16	0.40	16	0.27
Porosidad total	P (% vol)	16	0.33	16	0.55
Densidad aparente	Dap (g/cm ³)	16	0.28	16	0.52
Humedad volumétrica a distintos potenciales (pF)	HV (% vol); pF=0.3	8	0.42	8	0.51
	HV (% vol); pF=1	8	0.37	8	0.53
	HV (% vol); pF=1.8	8	1.00	8	1.00
	HV (% vol); pF=2.5	8	0.47	8	0.79
	HV (% vol); pF=3.3	8	1.00	6*	0.84
	HV (% vol); pF=4.1	8	0.14	6*	1.00
Conductividad hidráulica	K (mm/h)	9	0.60	8	0.88
Sorptividad	S (mm.h ^{-1/2})	9	0.46	8	1.00
Humedad volumétrica inicial	HV _i (% vol)	16	0.06	16	1.00

*n =6 porque dos mediciones se descartaron por ser incoherentes.

3.2. Sistema poroso del suelo

3.2.1. Porosidad total y densidad aparente del suelo

La porosidad total (P) y densidad aparente del suelo (D_{ap}) permiten evaluar el estado de la estructura del suelo. La naturaleza inversamente proporcional entre estos parámetros se desprende de la expresión analítica de estimación del primero en función del segundo (ver “2.3.3.1. Porosidad total y densidad aparente del suelo”, pág. 10). En promedio, se encontró para el sitio con bosque $P = 0.72$ (muy alta) y $D_{ap} \text{ (g/cm}^3\text{)} = 0.73$ (muy blanda), y para el sitio con uso agrícola $P = 0.60$ (alta) y $D_{ap} \text{ (g/cm}^3\text{)} = 1.06$ (blanda) (Fig. 12 y 13). En general, estos valores de P y D_{ap} pueden ser considerados como favorables para el desarrollo de la biota.

Los tests de t llevados a cabo, revelan que existe diferencia significativa entre promedios de P ($p = 0.000$) y D_{ap} ($p = 0.000$) entre sitios. La P de un 20% mayor en BN, así como la D_{ap} de un 31.1% menor en este último, reflejan la degradación de la estructura del suelo (compactación) de AG por efecto del laboreo agrícola. A causa de que la P y D_{ap} todavía son favorables para la biota, esta compactación puede considerarse como leve, aunque basta para suponer que la capacidad de infiltración del suelo agrícola se encuentra disminuida.

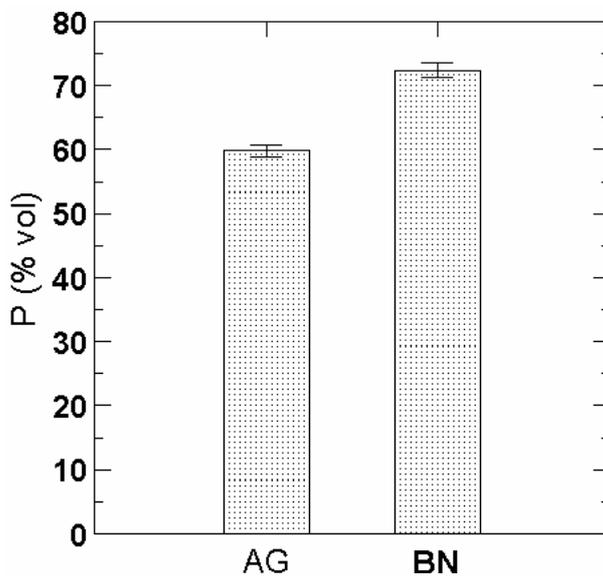


Fig.12. Gráfico de barras y error estándar para P (% vol) para ambos sitios.

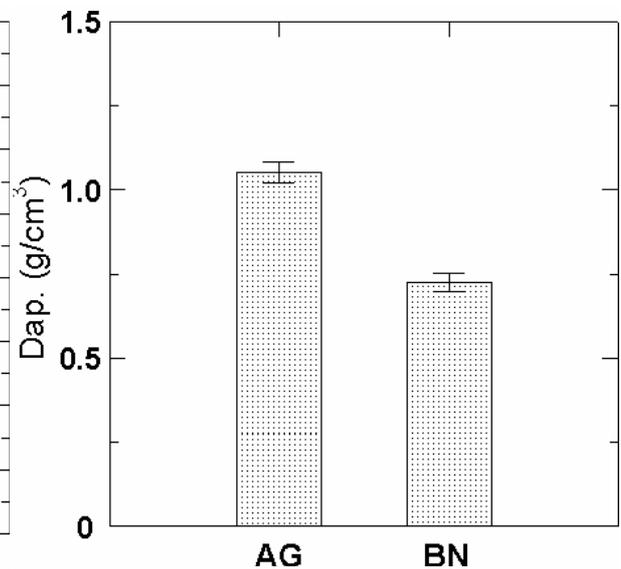


Fig.13. Gráfico de barras y error estándar para $D_{ap} \text{ (g/cm}^3\text{)}$ para ambos sitios.

3.2.2. Distribución de tamaños de poros del suelo

La descripción del sistema poroso del suelo a través de la parametrización de la curva de retención de agua permite indagar sobre la dinámica del agua en los suelos y los cambios en dicho sistema a causa de la agricultura. En Fig. 14 se presenta la gráfica de la parametrización (van Genuchten, 1980) de la curva de retención de agua del suelo para ambos sitios, con la correspondiente clasificación de poros en macroporos (anchos y estrechos), meso y microporos. Se aprecia que el modelo se ajusta muy bien a los valores medidos en laboratorio. En Tabla 10 se presenta la información de esta gráfica en formato de tabla.

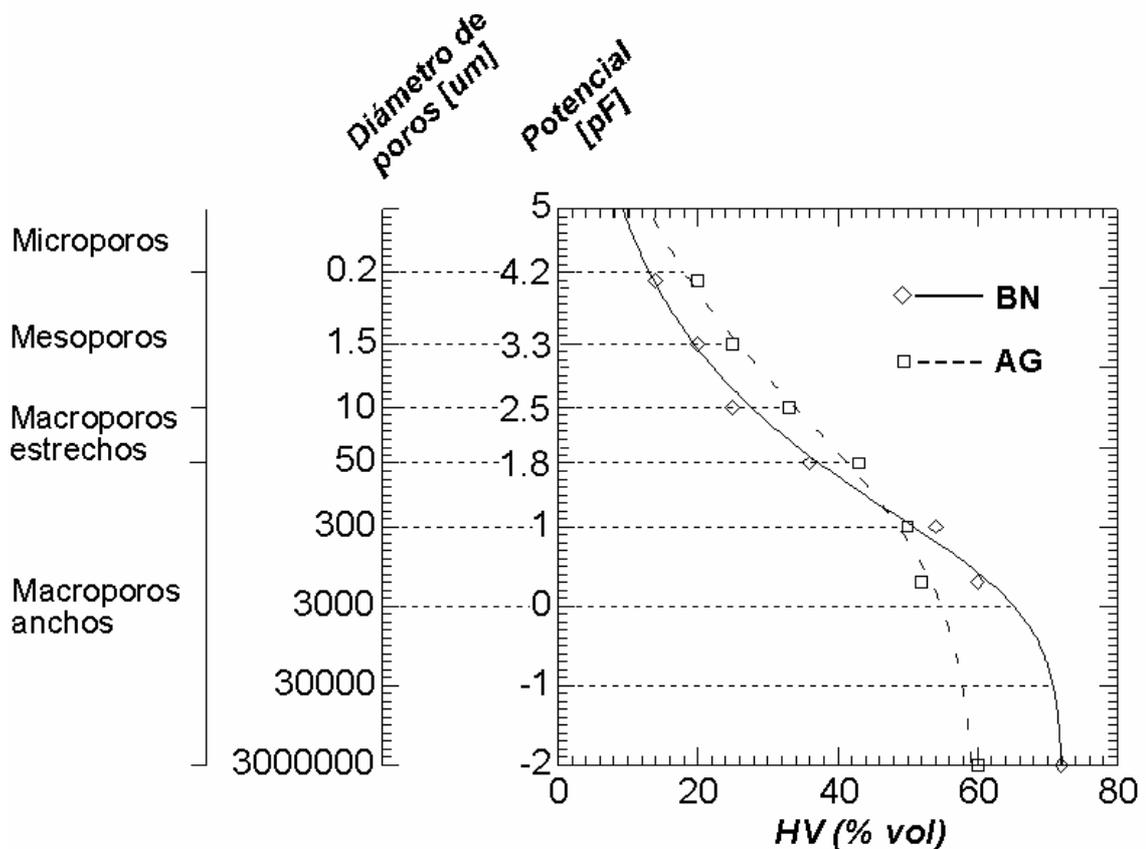


Fig. 14. Parametrización de la curva de retención de agua para ambos sitios (van Genuchten, 1980), con la correspondiente clasificación de poros en macroporos (anchos y estrechos), meso y microporos. Parámetros del modelo: AG ($a = 0.03$; $n = 0.42$; $m = 0.46$; $\theta_s = 0.6$); BN ($a = 0.43$; $n = 0.79$; $m = 0.25$; $\theta_s = 0.72$). Para $pF = -2$ se utilizó el valor de porosidad total, debido a que su valor prácticamente coincide con el de saturación del suelo.

Los tests de t llevados a cabo, revelan que existe diferencia significativa entre sitios entre los volúmenes promedio de poros en los diferentes rangos de diámetros (Tabla 11). Esto confirma que se produjo un cambio en la distribución de tamaños de poros del suelo de AG por efecto del laboreo agrícola.

Tabla 10. Parametrización de la curva de retención de agua (van Genuchten, 1980): información en formato de tabla.

Fracción de poros	Potencial (pF)	Diámetro de poros (um)	BN Fracción de poros [% vol]	AG Fracción de poros [% vol]
Porosidad	> -2	rango completo	72	60
Macroporos (anchos + estrechos)	< 2.5	> 10	45	26
Macroporos anchos	< 1.8	> 50	35	19
Macroporos estrechos	1.8 - 2.5	50 - 10	10	7
Mesoporos	2.5 - 4.2	10 - 0.2	14	16
Microporos	> 4.2	< 0.2	13	18

Tabla 11. Comparación entre sitios, mediante el test de t, de los volúmenes promedios de poros del suelo en sus respectivos rangos de diámetros (medición de la curva de retención en laboratorio).

Potencial* (pF)	0.3	1	1.8	2.5	3.3	4.1
Diámetro de poros	<1500um	<300um	<50um	<10um	<1.5um	<0.2um
BN [% vol]	60	54	36	25	20	14
AG [% vol]	52	50	43	33	25	20
Valor (p)	0.000	0.03	0.000	0.000	0.004	0.000

*Potenciales utilizados en la medición de la curva de retención.

Los análisis que a continuación se presentan se desprenden de la parametrización de la curva de retención de agua (Fig. 14 y Tabla 10).

Para ambos sitios, el volumen de macroporos, principalmente los anchos, es considerable. En BN los macroporos corresponden al 62.5 % de la porosidad, y casi la mitad (48.6%) de ésta son macroporos anchos. En AG los macroporos corresponden al 43.3 % de la porosidad, y la fracción de macroporos anchos ocupan el 31.6 % de aquélla.

De todas las fracciones, los macroporos son los que más cambios sufrieron por efecto del laboreo agrícola, reduciéndose un 42.2% en AG. Sin embargo, la reducción de los macroporos anchos (45.7%) es más importante que la de los macroporos estrechos (30%).

De todas las fracciones, los mesoporos son los que menos cambios sufrieron, y posiblemente su incremento del 14.3% en AG fue a causa de la destrucción de los macroporos más gruesos y su transformación en otros de menor diámetro (macroporos más finos y mesoporos).

El mayor volumen de microporos en AG (38.5%), no significa que se produjo un incremento de éstos. El cociente, volumen de microporos en 100cm^3 de suelo seco / masa de suelo en 100cm^3 de suelo seco, es casi igual en ambos sitios:

$$0.18 (\text{cm}^3/\text{g})_{(\text{BN})} = 0.17 (\text{cm}^3/\text{g})_{(\text{AG})}$$

Se deduce entonces que la agricultura no originó microporos nuevos, sino que a través de la compactación provocó una concentración de los mismos, proporcional a la masa del suelo.

La capacidad de captación de agua del suelo seco:

$$CS_{(\text{pF} < 4.2)} (\text{l}/\text{m}^2) = \text{Porosidad} - \text{vol. microporos,}$$

hasta los primeros 10cm superficiales del suelo, es un 40.5% mayor en BN ($CS_{(\text{pF} > 4.2)} = 59 (\text{l}/\text{m}^2)$) respecto a AG ($CS_{(\text{pF} < 4.2)} = 42 (\text{l}/\text{m}^2)$). Esto demuestra la mayor capacidad superficial del suelo del bosque para captar agua de lluvia.

Tanto en los macroporos estrechos como en los anchos, el agua se moviliza por gravedad. Los macroporos estrechos son responsables del flujo lento de agua gravitacional, que desciende lentamente después de una lluvia, con frecuencia durante semanas. En cambio, los macroporos gruesos, contribuyen fuertemente en la cantidad de agua que infiltra y percola en el suelo, por lo que se dice que son los responsables del flujo rápido de agua gravitacional (Duchaufour, 1987). El volumen de macroporos anchos $MA_{(\text{pF} < 1.8)} (\text{l}/\text{m}^2)$ hasta los primeros 10cm superficiales del suelo, puede tomarse como indicador de capacidad superficial de conducción rápida de agua de los suelos. Este parámetro es un 84.2% mayor en BN ($MA_{(\text{pF} < 1.8)} = 35 (\text{l}/\text{m}^2)$) respecto a AG ($MA_{(\text{pF} < 1.8)} = 19 (\text{l}/\text{m}^2)$), lo que pone de manifiesto la mayor aptitud del sistema poroso del suelo del bosque para infiltrar y percolar superficialmente agua de lluvia.

El análisis de la curva de retención de agua de los suelos, ha permitido comprobar que el laboreo ha modificado negativamente el sistema poroso del suelo agrícola, lo que disminuye su aptitud para cumplir sus funciones hidráulicas.

3.3. Parámetros complementarios

3.3.1. Materia orgánica del suelo

El contenido de materia orgánica del suelo (MOS) afecta considerablemente a la estructura del suelo, y en consecuencia, a su sistema poroso. El test de t llevado a cabo, revela que existe diferencia significativa entre los contenidos promedios de MOS ($p = 0.000$), siendo en AG (MOS = 45.59 (g/kg)), casi un 50% menor que en BN (MOS = 88.15 (g/kg)) (Fig. 15).

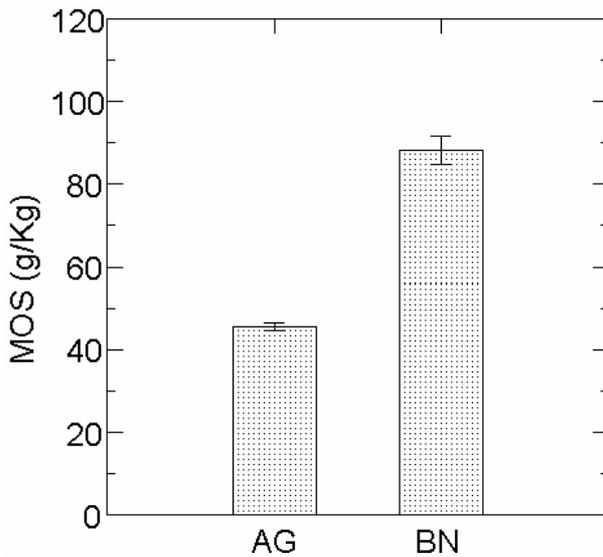


Fig. 15. Gráfico de barras y error estándar para el contenido MOS (g/kg) para ambos sitios.

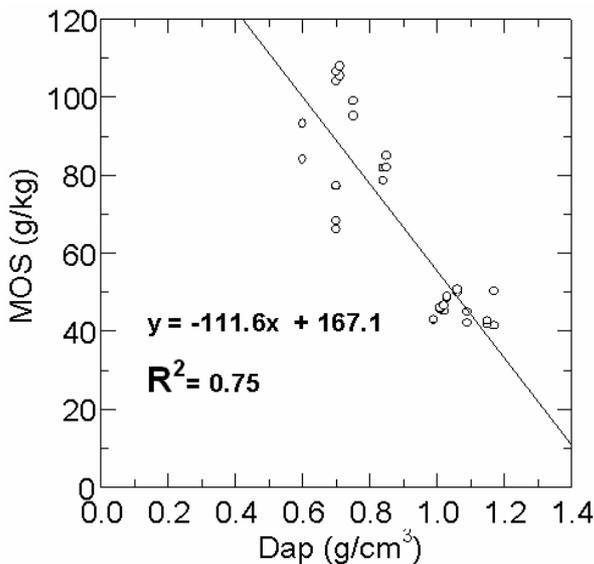


Fig. 16. Regresión lineal entre MOS (g/kg) y Dap (g/cm³).

Las mejores condiciones de estructura y sistema poroso del suelo de BN se deben principalmente a su mayor contenido de MOS, en comparación a AG. Mediante una regresión lineal se verifica la existencia de una dependencia lineal entre la MOS y Dap ($R^2 = 0.75$)

(Fig. 16), lo que demuestra que el contenido de MOS es inversamente proporcional al estado de la estructura del suelo.

3.3.2. Hidrofobosidad del suelo

La infiltración en un suelo hidrófobo puede ser considerablemente más baja que en un suelo hidrofílico (afín al agua) (DeBano, 1981). En Tabla 12 se presenta para cada sitio la clasificación de la persistencia de hidrofobosidad de las muestras de suelo, según el "Water drop penetration time (WDPT), test" (Van't Woud, 1959). Los resultados obtenidos permiten afirmar que el suelo de BN es considerablemente hidrófobo, mientras que el suelo de AG no lo es en absoluto.

Tabla 12. Clasificación de la persistencia de hidrofobosidad (o repelencia de agua) de las muestras de suelo de ambos sitios, según el "Water drop penetration time (WDPT), test".

BN	Clase	WDPT (s)	Nomenclatura
M1	2	60 a 600	Fuertemente repelente de agua
M2*	4	>3600	Extremadamente repelente de agua
M3*	4	>3600	Extremadamente repelente de agua
M4	3	600 a 3600	Severamente repelente de agua

AG	Clase	WDPT (s)	Nomenclatura
M1	0	<5	Humedecible; no repelente de agua
M2	0	<5	Humedecible; no repelente de agua
M3	0	<5	Humedecible; no repelente de agua
M4	0	<5	Humedecible; no repelente de agua

*M1, M2,...M4= número de muestras de suelo; *Para estas muestras, las gotas de agua se absorbieron aproximadamente a 1:30hs (5400s) de iniciado el test.*

Whal et al. (2003), en suelos *podsolíc Cambisols* de Alemania, encontraron una correlación positiva entre el logaritmo del WDPT y el logaritmo del contenido de MOS. También, indican que otros investigadores encontraron lo mismo en diversos ambientes, mientras que otros no. Desafortunadamente, por haberse realizado las mediciones de MOS y el WDPT a partir de muestras de suelo distintas (ver Tabla 1, pág. 10), no es válido efectuar un análisis de este tipo para verificar la existencia de una correlación entre estos parámetros. Sin embargo, se remarca que:

- la hidrofobosidad del suelo del bosque coincide con su mayor contenido de MOS y;
- la ausencia de hidrofobosidad en el suelo agrícola coincide con su menor contenido de MOS.

Es probable que la considerable hidrofobosidad del suelo del bosque haya influenciado allí los resultados de infiltración.

3.3.3. Humedad del suelo

Aproximadamente un día antes de haberse medido infiltración y tomado las muestras para determinar la humedad inicial de los suelos, se registró en la zona una importante lluvia de 90mm = 90 (l/m²), con una intensidad máxima de 120mm/h por poco tiempo, y con una intensidad de aproximadamente 60mm/h durante 1h. Ello explica la elevada humedad inicial promedio encontrada en ambos sitios, $HV_i = 0.21$ en BN y $HV_i = 0.34$ en AG (Fig. 17).

El test de t llevado a cabo, revela que existe diferencia significativa entre las HV_i ($p = 0.000$), siendo mayor en el sitio agrícola ($\Delta HV_i = [HV_i(AG); 34] - [HV_i(BN); 21] = 13$ (% vol)).

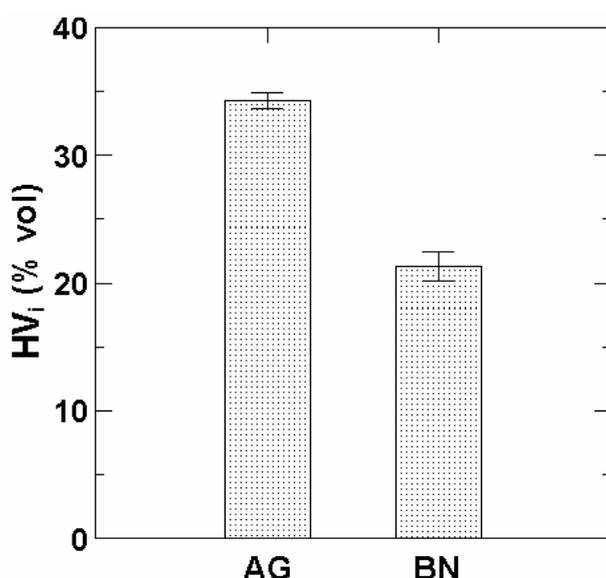


Fig. 17. Gráfico de barras y error estándar para HV_i (% vol) para ambos sitios.

Recurriendo a la parametrización de la curva de retención de agua, se deduce que la humedad del suelo de AG correspondía aproximadamente a la situación de capacidad de campo ($HV_i = 34\%$; $pF = 2.5$), mientras que la del suelo de BN correspondía a un contenido de humedad por debajo de la capacidad de campo ($HV_i = 21\%$; $pF = 3.1$). Por encontrarse los sitios en posiciones adyacentes, se asume que la lluvia fue igual en ambos, y se infiere (por definición de capacidad de campo) que el suelo de AG recibió una cantidad de agua tal que pudo saturarse y llenar todos sus meso y microporos. En el suelo de BN no sucedió ni lo uno ni lo otro, además, no se observaron en él síntomas de escorrentía, lo cual indica que toda el

agua que llegó al suelo se infiltró. En conclusión, esta situación demuestra que, a pesar de haber sido la lluvia igual en ambos sitios, distintas proporciones de agua alcanzaron al suelo, correspondiendo la mayor a AG.

El hecho de que el suelo de BN halla recibido menos agua, se debe a la acción protectora del bosque, donde la lluvia fue interceptada por la densa vegetación y la gruesa capa de hojarasca del suelo. Se deduce que hubo un déficit de 38 (l/m²) para completar la capacidad superficial de captación de agua del suelo seco ($CS_{(pF < 4.2)} = 59$ (l/m²)). Por la cantidad e intensidad de la lluvia, esto pone de manifiesto la importancia de la capacidad de protección del bosque.

Finalmente, a causa de que la conductividad hidráulica y sorptividad del suelo son propiedades altamente dependientes del contenido de humedad, la diferencia de humedad de los suelos pudo haber influenciado los resultados de infiltración.

3.4. Infiltración

El conocimiento de la infiltración es importante para diagnosticar el funcionamiento hidrodinámico de los suelos en relación a los usos a los que son sometidos (Angulo- Jaramillo et al., 2000). Para los suelos en cuestión, tal proceso se midió con un infiltrómetro de disco de tensión a $\psi = -2\text{cm}$ ($pF = 0.3$), siguiendo el procedimiento de Vandervaere et al. (2000a y 2000b).

En Fig. 18 para AG, y Fig. 19 para BN, para cada medición de infiltración, se representan en forma simultánea en un mismo gráfico las relaciones $\Delta I/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} de la técnica DL y sus respectivas regresiones lineales, excluidos aquellos intervalos de puntos (al principio o al final de las curvas) que no siguen la tendencia lineal del conjunto (tales puntos están marcados con círculos). Los primeros puntos de las curvas son eliminados por que han sido influenciados por el contacto de arena. En Fig. 19, se aclara que Bos_M4 está extrapolada a 120s, y es esta la medición en la que se respetaron los parámetros de medición originales (ver **“Conclusión: parámetros de medición de infiltración seleccionados”**, pág. 25).

Se destaca que en todos los casos los valores de los coeficientes R^2 de las regresiones son cercanos a 1, lo que confirma la existencia de una alta correlación lineal entre las relaciones $\Delta I/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} . Por lo tanto, las estimaciones de C_1 y C_2 de la ecuación de infiltración [1] a partir de las regresiones lineales, son confiables (Vandervaere et al., 2000a) (ver valores en Tabla 13).

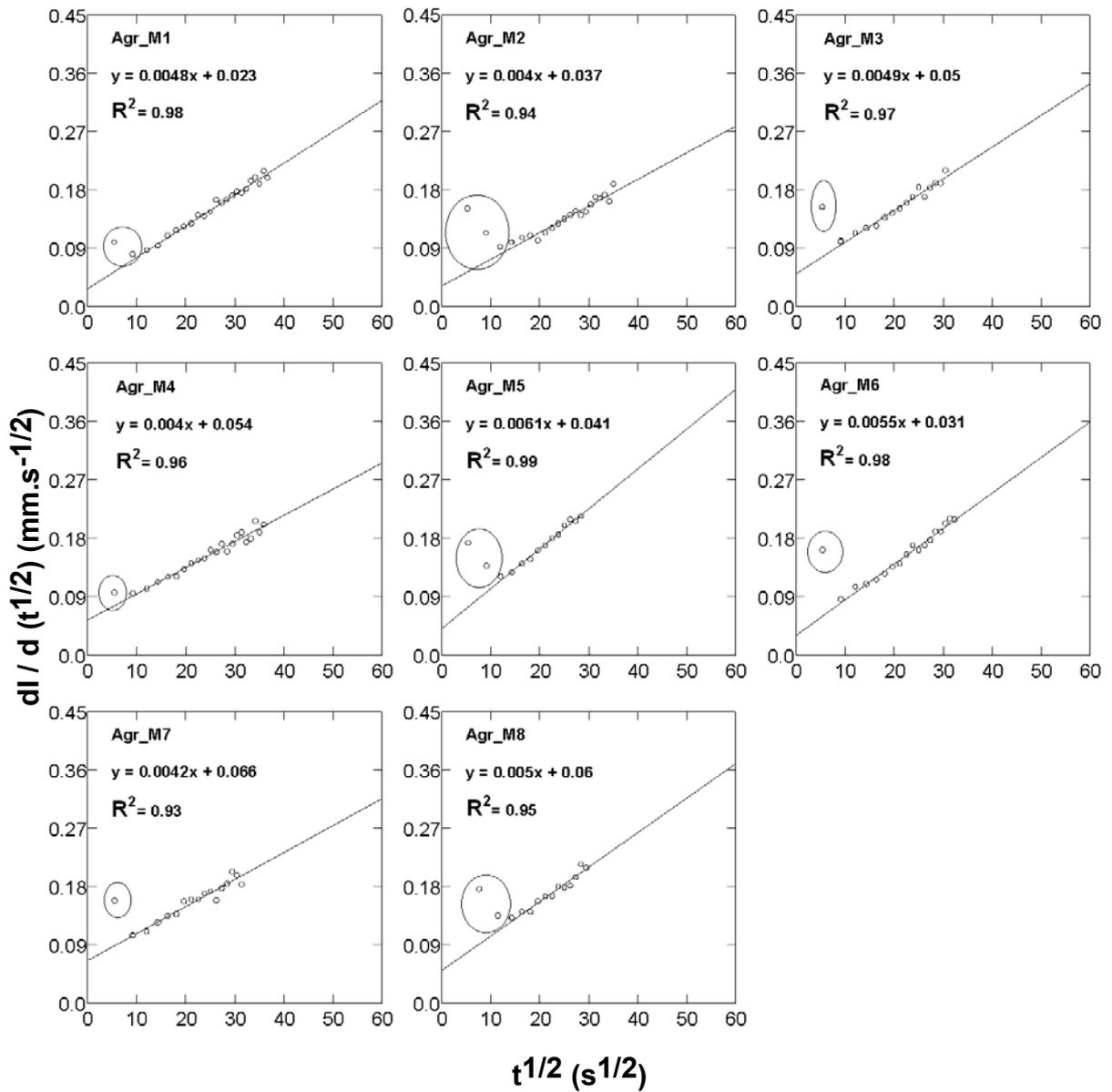


Fig. 18. Representaciones $\Delta l/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} de la técnica DL y respectivas regresiones lineales, para las mediciones definitivas de infiltración en AG. Los puntos excluidos de las regresiones lineales están marcados con círculos.

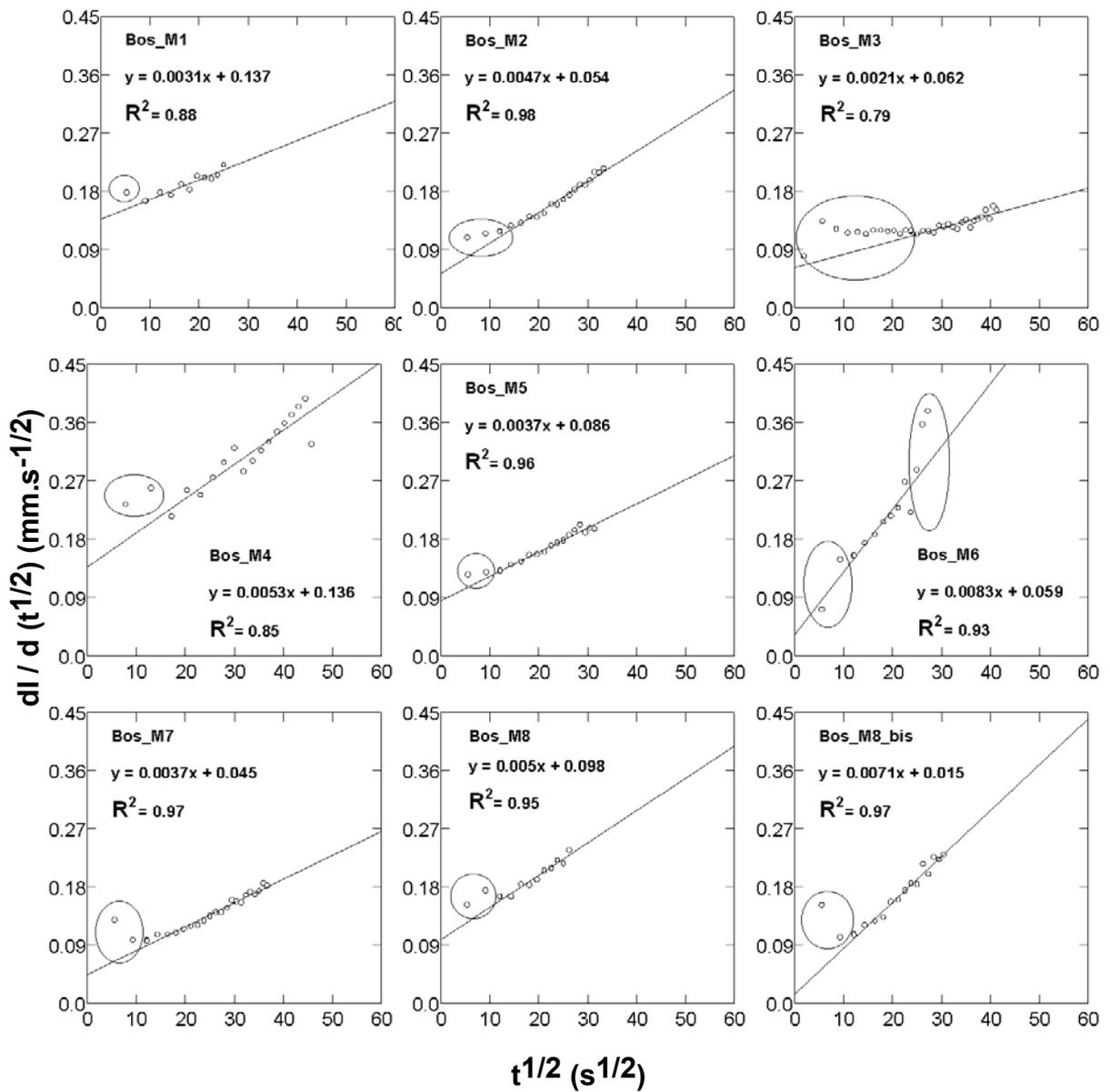


Fig. 19. Representaciones $\Delta I/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} de la técnica DL y respectivas regresiones lineales, para las mediciones definitivas de infiltración en BN. Los puntos excluidos de las regresiones lineales están marcados con círculos.

Tabla 13. Valores de los coeficientes C_1 y C_2 de la ecuación de infiltración [1] y coeficientes R^2 de las regresiones lineales $\Delta I/\Delta \sqrt{t}$ vs \sqrt{t} de la técnica DL, para ambos sitios.

BN	C_1	C_2	R^2
Bos_M1	0.1363	0.00155	0.88
Bos_M2	0.0535	0.00235	0.98
Bos_M3	0.0620	0.00105	0.79
Bos_M4	0.1363	0.00265	0.85
Bos_M5	0.0860	0.00185	0.96
Bos_M6	0.0587	0.00415	0.93
Bos_M7	0.0448	0.00185	0.97
Bos_M8	0.0980	0.00250	0.95
Bos_M8_bis	0.0152	0.00355	0.97

AG	C_1	C_2	R^2
Agr_M1	0.0282	0.00240	0.98
Agr_M2	0.0366	0.00200	0.94
Agr_M3	0.0503	0.00245	0.97
Agr_M4	0.0541	0.00200	0.96
Agr_M5	0.0410	0.00305	0.99
Agr_M6	0.0311	0.00275	0.98
Agr_M7	0.0657	0.00210	0.93
Agr_M8	0.0591	0.00250	0.95

A partir de los coeficientes C_1 y C_2 , se obtuvieron los parámetros conductividad hidráulica (K), sorptividad (S) y sorptividad óptima (Sopt) del suelo (Tabla 14).

Debido a que para todas las mediciones en ambos sitios $Sopt \gg S$, se corrobora la selección del método de medición de infiltración Single Test (ST) (ver **“Selección del método de medición de infiltración”**, pág. 24). Vandervaere et al. (2000b), señalan que este método provee de buenas estimaciones de K, pero sub-estima los valores de S. Por ejemplo, para un suelo arenoso (Grenoble sand), y utilizando un disco de infiltrómetro con $R = 125\text{mm}$, encontraron que el error promedio de sub-estimación de S fue del 8.6%, el cual es aceptable para muchos estudios de campo. Para este trabajo, pese a la menor precisión de S, se optó por no descartar su valor de los análisis, porque al menos ha permitido describir aproximadamente la infiltración y hacer comparaciones relativas entre sitios sobre este proceso.

Vandervaere et al. (2000b) indican también que cuando $Sopt \gg S$, el flujo de agua por gravedad domina la infiltración, y que son suelos en donde K es relativamente superior a S (en cuanto a contribución al flujo total de infiltración). Para los suelos de ambos sitios, los valores de K son considerablemente superiores a los de S (Tabla 14), lo que puede atribuirse al elevado volumen de macroporos de los suelos.

Tabla 14. Valores de K (mm/h), S (mm.h^{-1/2}) y Sopt (mm.h^{-1/2}) para ambos sitios.

AG	K (mm/h)	S (mm.h^{-1/2})	Sopt (mm.h^{-1/2})
Agr_M1	18.51	1.69	14.08
Agr_M2	15.42	2.20	13.16
Agr_M3	18.87	3.02	14.84
Agr_M4	15.40	3.25	12.69
Agr_M5	23.51	2.46	16.79
Agr_M6	21.20	1.87	15.73
Agr_M7	16.15	3.94	15.16
Agr_M8	19.24	3.55	16.13
Promedio	18.54	2.75	14.82
Desvío estándar	2.87	0.82	1.43

BN	K (mm/h)	S (mm.h^{-1/2})	Sopt (mm.h^{-1/2})
Bos_M1	11.58	8.18	16.26
Bos_M2	18.06	3.21	21.68
Bos_M3	8.02	3.72	13.99
Bos_M4	20.07	8.18	21.23
Bos_M5	14.09	5.16	19.95
Bos_M6	31.93	3.52	28.97
Bos_M7	14.22	2.69	20.45
Bos_M8	19.07	5.88	21.81
Bos_M8_bis	27.38	0.91	26.13
Promedio	18.27	4.61	21.16
Desvío estándar	7.56	2.47	4.52

De acuerdo a la clasificación de la conductividad hidráulica saturada del suelo (Ks) del U. S. Department of Agriculture (1993), para los suelos de ambos sitios, sus valores de K a $\psi = -2\text{cm}$ son “moderadamente altos”.

Los tests de t llevados a cabo, revelan que no existe diferencia significativa entre promedios de K ($p = 0.92$) y S ($p = 0.058$), lo que significa que la infiltración fue la misma en ambos sitios (Fig. 20 y 21). Con estos valores promedios de K y S, para fines de comparación, se calcularon la cantidad de agua infiltrada I (mm) a un tiempo $t = 1\text{h}$ para ambos sitios, mediante la ecuación de infiltración unidimensional de Philip (1957):

$$I(t) = S t^{-1/2} + Kt$$

Si bien $I = 22.88\text{mm}$ del sitio con bosque es un poco mayor que $I = 21.29\text{mm}$ del sitio agrícola, esto se atribuye a las diferencias entre los valores de las medias muestrales de K y S , y sería erróneo asumir por ello que la infiltración es distinta entre sitios.

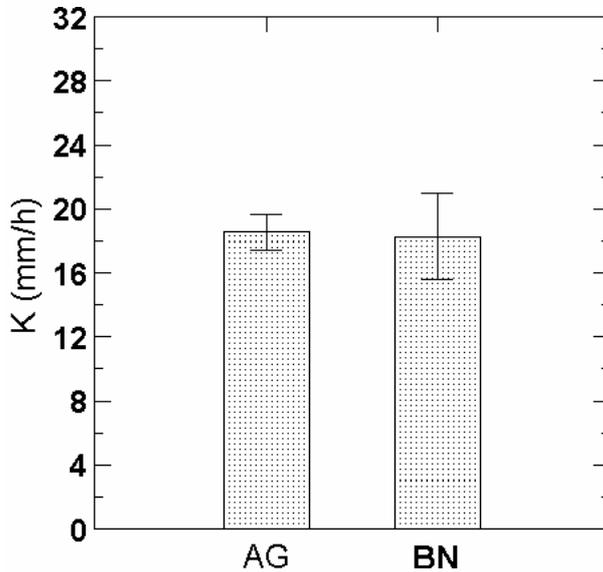


Fig. 20. Gráfico de barras y error estándar para K (mm/h) para ambos sitios.

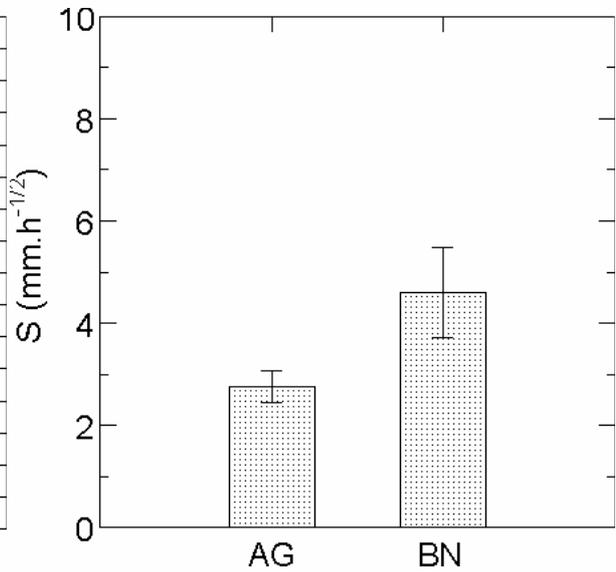


Fig. 21. Gráfico de barras y error estándar para S (mm.h^{-1/2}) para ambos sitios.

El test de F llevado a cabo, revela que existe diferencia significativa entre los desvíos estándar de K ($p = 0.019$) entre sitios, siendo mayor en BN. Se destaca también que los valores máximos y mínimos de K corresponden a este sitio. Esto comprueba la mayor variabilidad de este parámetro en el suelo bosque, un fenómeno normal en suelos en ambientes naturales como aquél.

Por otro lado, esta situación pone en evidencia que la agricultura ha homogeneizado K en AG.

Recurriendo a la parametrización de la curva de retención de agua, para los suelos de ambos sitios, se deduce que la utilización de $\psi = -2\text{cm}$ ($pF = 0.3$) en las mediciones de infiltración determinó que la totalidad de los macroporos estrechos y un porcentaje importante de los macroporos anchos (68.6 y 63.2% respectivamente en BN y en AG) participen en las mismas. Pero lo realmente destacado es que el volumen total de macroporos anchos que participaron fue el doble en BN (24%) que en AG (12%). A causa de esta notable diferencia, se supone que la infiltración debería ser mayor en BN. Como es sabido, la infiltración resultó igual en ambos sitios, lo cual no parece razonable.

El no haberse encontrado diferencia significativa entre la infiltración entre sitios, probablemente fue a causa de dos factores que han influenciado el proceso:

- la hidrofobosidad del suelo de BN, que posiblemente haya actuado allí disminuyendo la infiltración y;
- la diferencia $\Delta H_{vi} = (H_{vi(AG)}; 34) - (H_{vi(BN)}; 21) = 13$ (% vol), debido a que el contenido de humedad inicial del suelo influye en sus propiedades hidráulicas.

4. Discusión

4.1. Influencia de la agricultura sobre la estructura y el sistema poroso del suelo

La estructura del suelo determina su sistema poroso, el cual es muy importante, porque condiciona a las funciones físicas fundamentales del suelo: infiltración, drenaje, aireación, retención de agua y disponibilidad de ésta para vegetales (Duchaufour, 1987). La estructura del suelo es función principalmente del contenido de MOS y de arcilla del suelo.

El laboreo agrícola generalmente provoca un descenso de los niveles de MOS (Duchaufour, 1987). Se detectó en el sitio con uso agrícola (AG) que su contenido de MOS es casi un 50% más bajo respecto al sitio con bosque (BN). A causa de las diferencias entre ecosistemas (agroecosistema– bosque natural), que da lugar a patrones distintos de acumulación de MOS, la profundidad a la que se hicieron las mediciones (5cm superficiales del suelo) es insuficiente para asumir que el contenido de MOS más bajo en AG se debe a un descenso de sus niveles por efecto del laboreo agrícola. Sin embargo, Lorenz et al. (2000) y Roldán et al. (2000), para estos mismos suelos, confirmaron que el uso de la tierra provoca una clara reducción de los niveles de MOS. Por otro lado, se destaca que desde hace 6 años la modalidad de aprovechamiento del suelo a través de *agricultura convencional* fue reemplazada por *siembra directa*, la cual es una práctica conservacionista que a diferencia de la primera propicia el incremento del contenido de MOS y mejora el sistema poroso del suelo.

Doran y Parkin (1994) correlacionan el estado de la estructura del suelo con el contenido de MOS, y proponen a la densidad aparente (Dap) como indicador de compactación del suelo, es decir, de degradación de su estructura. La Dap más baja en AG revela la compactación de su suelo, suceso previsible por su contenido de MOS más bajo. Aunque esta compactación es leve y las condiciones todavía son favorables para el desarrollo de la biota.

Lorenz et al. (2000) y Roldán et al. (2000), en la zona, confirmaron que la disminución de los niveles de MOS debilita sensiblemente la estabilidad estructural de los suelos, es decir, la resistencia de los agregados a la acción desintegradora del agua y fuerzas mecánicas. De ahí que, muy posiblemente, otros factores, como ser: el impacto de las gotas de lluvia y del viento sobre la superficie del suelo (Prego, 1996) y el uso de maquinarias pesadas (Van der Weert y Lenselink, 1972), hayan contribuido a la degradación de la estructura del suelo.

La compactación del suelo implica cambios en su sistema poroso. Los macroporos gruesos son los que más cambio sufrieron (reducción del 42.2% en AG), lo que confirma que esta es la fracción de poros más sensible al efecto del laboreo agrícola. White et al. (1992) indican que la agricultura tiene su efecto más pronunciado sobre los macroporos gruesos $> 1.5\text{mm}$ =

1500 μ m. Coughland et al. (1991), compararon un suelo que poseía tres situaciones de manejo: una con vegetación natural, otra con 20 años de pasturas seguidos de 3 años de cultivos y la tercera de 40 años con cultivo continuo. Encontraron diferencias significativas en el número de poros de mayor diámetro (que correspondían a los originados por la macrofauna del suelo), concluyendo que este es el rango de poros más sensible al manejo superficial.

Los mesoporos se incrementaron en AG (14.3%), y son la fracción de poros que menos cambio sufrió por efecto del laboreo agrícola. Este incremento es a causa de la destrucción de los macroporos más gruesos (más sensibles) y su transformación en poros de menor tamaño (macroporos más finos y mesoporos).

La capacidad de captación de agua del suelo seco ($CS_{(pF < 4.2)}$ (l/m^2)) y volumen de macroporos anchos ($MA_{(pF < 1.8)}$ (l/m^2)) hasta los 10cm superficiales del suelo, son respectivamente un 40.5% y un 84.2% mayor en BN. Debido a que estos parámetros dependen fundamentalmente de los macroporos del suelo, se deduce que principalmente por la destrucción de éstos, se disminuyó la aptitud del sistema poroso del suelo agrícola para captar, infiltrar y percolar superficialmente agua de lluvia, en consecuencia, se incrementan allí las posibilidades de generación de escorrentía.

4.2. Influencia de la agricultura sobre la infiltración

La conversión de ecosistemas naturales a sistemas agrícolas impacta negativamente en las diferentes propiedades físicas del suelo (Gavande, 1991), principalmente en las funciones hidráulicas (Angulo- Jaramillo et al., 2000).

Los macroporos del suelo juegan un importante rol en la transmisión de agua cerca de la saturación (Angulo- Jaramillo et al., 2000). Aunque representen una pequeña parte de la porosidad, ellos inducen el flujo preferencial, permitiendo una rápida transferencia de una importante fracción del flujo (Bouma y Wosten, 1979). Por ejemplo, Aoki y Sereno (2003), encontraron en suelos *Kastanozem* con bosque natural que el 90% del flujo total es conducido por los macroporos gruesos > 0.75 mm. Para los suelos de las unidades de estudio, la transmisión de agua por gravedad, es decir, la conductividad hidráulica (K), domina el flujo de infiltración cerca de la saturación. Este dominio se debe al elevado volumen de macroporos de los suelos, principalmente los anchos, porque son los responsables del flujo rápido de agua gravitacional (Duchaufour, 1987).

El suelo de AG se compactó y disminuyó considerablemente la fracción de macroporos (principalmente los anchos), lo que sugiere que la infiltración cerca de la saturación es

superior en BN. Lorenz et al. (2000), en la zona, también detectaron que el uso de la tierra redujo significativamente la macroporosidad de los suelos, y supusieron un decrecimiento de su capacidad de infiltración. Aoki y Sereno (2003), mediante un infiltrómetro de disco de tensión, compararon la conductividad hidráulica a saturación (K_s) de suelos *Kastanozem* de clima semiárido del sur de Córdoba (Argentina), en distintas situaciones de uso: con bosque natural y otros con agricultura convencional, uno en posición topográfica de ladera y otro de depresión. Encontraron que en el suelo del bosque fue mayor ($K_s = 50\text{mm/h}$) que en los suelos agrícolas de ladera ($K_s = 21\text{mm/h}$) y depresión ($K_s = 14\text{mm/h}$), diferencias que se atribuyen al número de macroporos anchos $> 0.75\text{mm/m}^2$ más elevado en el suelo bosque. Para los suelos de ambos sitios, la utilización de $\psi = -2\text{cm}$ en las mediciones de infiltración permitió que un porcentaje importante de los macroporos anchos participen de las mismas. *Pero lo realmente destacado es que el volumen total de macroporos anchos que participaron fue el doble en BN (24%) que en AG (12%).* A causa de esta notable diferencia, se supone que la infiltración debería ser mayor en BN. Como es sabido, la infiltración resultó igual en ambos sitios, lo cual no parece razonable.

Aoki y Sereno (2003), en los suelos *Kastanozem* en las situaciones de uso ya explicitadas (ver párrafo anterior), midieron infiltración a $\psi = -2\text{cm}$ y obtuvieron valores de K en un rango que se corresponde con el de este trabajo. Aunque no hicieron referencia específica sobre modificaciones en este parámetro como consecuencia del uso del suelo.

Se indagaron dos posibles causas de porque la infiltración fue igual entre sitios, ellas son: la hidrofobosidad del suelo del bosque y la diferencia entre la humedad inicial de los suelos. A continuación se discute al respecto, después se enuncia la conclusión del apartado.

Hidrofobosidad del suelo

La considerable hidrofobosidad (o repelencia de agua) del suelo del bosque es un factor que pudo haber influenciado los resultados de infiltración. Esta propiedad es originada por compuestos orgánicos derivados de plantas vivas o en descomposición y/o microorganismos (Doerr et al., 2000). En suelos naturales, el material orgánico repelente de agua es derivado principalmente de las plantas (Wahl et al., 2003). Numerosos investigadores han reportado suelos hidrófobos en ambientes semiáridos (Doerr et al., 2000).

Según el “Water drop penetration time (WDPT), test” el suelo de AG es “humedecible; no repelente de agua”. Originalmente este sitio era bosque, lo que permite asumir que alguna vez sus suelos fueron hidrófobos. La eliminación de esta propiedad del suelo posiblemente se

debió a que los más de 17 años de agricultura continua en aquél, han mineralizado los compuestos orgánicos repelentes de agua.

Un suelo hidrófobo repele el agua y disminuye la infiltración (Dekker y Ritsma, 2000). Por ejemplo, DeBano (1971) encontró que la infiltración en un suelo hidrófobo fue 25 veces menor que un suelo similar no hidrófobo. De ahí que la eliminación de la hidrofobosidad del suelo agrícola beneficie al proceso.

Puede suponerse que la considerable hidrofobosidad del suelo del bosque disminuyó la infiltración, y en consecuencia, relativizó las ventajas de un sistema poroso más apto para el proceso. Pero por motivos que se verán, esta hipótesis tiene puntos débiles.

La hidrofobosidad del suelo es una propiedad variable con el contenido de humedad. Es más severa cuando el suelo está seco, y declina con el incremento de la humedad hasta un "*contenido de humedad crítico*", por encima del cual el suelo es hidrofílico (DeBano, 1971). Por ejemplo, Dekker y Ritsema (2000), para un suelo franco limoso (*silt loam soil*) de los Países Bajos de Europa, aplicando el "Water drop penetration time (WDPT) test" a una profundidad de 10- 15cm, encontraron que dichos suelos son de "fuertemente repelentes de agua" a "extremadamente repelentes de agua", y que el "contenido de humedad crítico" es 25 (%vol). Dekker y Ritsema (2000), indican que la infiltración inicialmente es severamente limitada cuando el suelo hidrófobo está seco. Por ejemplo, Wallis et al. (1990), para un suelo arenoso hidrófobo, reportaron que la infiltración fue 6 veces menor en sectores secos que en los adyacentes húmedos.

Si al momento de las mediciones el suelo del bosque hubiese estado seco y con su máxima hidrofobosidad, se tendría un buen argumento para apoyar la hipótesis de que su considerable hidrofobosidad disminuyó la infiltración. Como se sabe, la humedad inicial del suelo era elevada [21 (% vol); $pF = 3.1$], y ello debilita dicha hipótesis, porque puede ser que, por un lado, se redujo bastante la hidrofobosidad, y por otro, quizás se alcanzó el "*contenido de humedad crítico*".

Para tomar una postura objetiva al respecto es necesario profundizar las investigaciones sobre la influencia de la humedad del suelo sobre la hidrofobosidad y la infiltración.

Humedad inicial del suelo

La diferencia de humedad inicial de los suelos entre sitios es otro factor que pudo haber influenciado los resultados de infiltración. Por ejemplo, Moreno et al. (1993), mediante un infiltrómetro de disco de tensión, utilizando $\psi = 0\text{cm}$, -3cm y -10cm , midieron la conductividad hidráulica (K) y sorptividad (S) de dos suelos: uno salino- arcilloso y el otro

arenoso. Cuando compararon sus resultados, encontraron discrepancias con los de Thony et al. (1991) para los mismos suelos. Concluyeron que las causas de estas diferencias pueden atribuirse a las distintas condiciones en que se encontraban los suelos, es decir, con una humedad inicial más elevada cuando Thony et al. (1991) efectuaron sus mediciones. Esta conclusión es comprensible, debido a que las propiedades hidráulicas del suelo son altamente dependientes de su contenido de humedad. K decrece en diversos ordenes de magnitud a medida que el contenido de agua cambia desde la saturación a la desecación (Hanks y Ashcroft, 1986; Mualem, 1986). S varía en sentido inverso, se incrementa en diversos ordenes de magnitud a medida que el contenido de agua cambia desde la saturación a la desecación. Es posible que la gran diferencia de humedad inicial de los suelos entre sitios ($\Delta H_{vi} = (H_{vi(AG)}; 34) - (H_{vi(BN)}; 21) = 13$ (% vol)), haya influenciado las propiedades hidráulicas de los suelos del modo en que se muestra cualitativamente en Tabla 15.

Tabla 15. Posible influencia de la diferencia entre los contenidos de humedad inicial de los suelos sobre las propiedades hidráulicas del suelo.

Propiedad hidráulica del suelo	BN	AG
Conductividad hidráulica	-	+
Sorptividad	+	-

Los símbolos (+) y (-) denotan respectivamente (más favorecida) y (menos favorecida).

El conocimiento de la magnitud de esta influencia es crítico para K , por su dominio en el flujo de infiltración y porque se vio menos favorecida en BN. A continuación se describe el mecanismo general por el cual la menor humedad del suelo puede disminuir K .

Transcurrido cierto tiempo de iniciada la infiltración, desde la superficie y a lo largo de una columna de suelo subyacente, la humedad del suelo cambia muy poco hasta que a una determinada profundidad decrece bruscamente hasta alcanzar su estado inicial (H_{vi}): este decrecimiento de la humedad recibe el nombre de “frente de humectación” (Hanks y Ashcroft, 1986). En el frente de humectación, por la brusca merma de la humedad del suelo, K decrece considerablemente (Hanks y Ashcroft, 1986; Baver et al., 1991), lo que ofrece resistencia al flujo de agua que avanza (proveniente desde más arriba con mayor K) y que se aproxima a dicho frente. Cuando menor sea la humedad inicial del suelo, más importante será

la disminución de K en el frente de humectación (Gavande, 1991), por lo tanto, mayor puede ser la resistencia a la transmisión superficial de agua (decrecimiento de K en superficie).

Puede suponerse que la menor humedad del suelo del bosque determinó (en referencia al suelo agrícola) que la disminución de K en el frente de humectación haya sido más severa, y que ello originó una significativa resistencia a la transmisión superficial de agua, es decir, que disminuyó K en superficie.

De ser cierto que la elevada humedad del suelo del bosque redujo bastante su hidrofobosidad, o que se alcanzó su "*contenido de humedad crítico*" (ambas cosas muy probables), es posible que la disminución de K superficial en el suelo del bosque (mediante el mecanismo descrito anteriormente) haya sido muy importante, y ello aminoró la infiltración.

Conclusión: influencia de la agricultura sobre la infiltración

Del análisis efectuado, en concreto, surge lo siguiente:

- la agricultura si bien disminuyó la aptitud del sistema poroso del suelo para la infiltración, también eliminó su hidrofobosidad, lo que beneficia al proceso;
- la propiedad hidráulica del suelo que domina el flujo de infiltración, es decir, la conductividad hidráulica, es en el suelo del bosque mayor o igual a la del suelo agrícola, nunca menor.

4.3. El rol del bosque en la protección física del suelo y el control de la escorrentía

Diversos estudios en una variedad de ambientes han demostrado el efecto positivo de la cobertura vegetal en la reducción de la escorrentía y erosión hídrica (Elwell y Stocking, 1976; Dunne et al., 1978; Francis y Thornes, 1990; Boix- Fayos et al., 1998). La vegetación proporciona protección física directa a la superficie del suelo, por un lado, la cobertura de copas y de hojarasca intercepta la lluvia y reduce consecuentemente la disgregación de las partículas del suelo causado por el impacto de la gota de lluvia en la superficie, y por otro, mejora indirectamente las propiedades físicas y químicas del suelo, esencialmente por la incorporación de materia orgánica (García- Ruíz et al., 1995; Bochet et al., 1998). Bellot et al. (1999), en un ambiente semiárido del sudeste de España, demostraron que la intercepción de lluvia se incrementa con la cobertura vegetal. Descroix et al. (2001), indican que cuando mayor es la espesura de la hojarasca del suelo, mayor es la intercepción de lluvia y la disminución de la energía cinética de las gotas.

Aproximadamente un día antes de haberse realizado las tareas de campo (muestreo) se registró en la zona una importante lluvia de 90mm = 90 (l/m²), con una intensidad máxima de 120mm/h por poco tiempo, y con una intensidad de aproximadamente 60mm/h durante 1h. Analizando los datos de humedad de los suelos y de retención de agua, se infirió que una mayor proporción de agua de lluvia alcanzó al suelo agrícola. Las coberturas vegetales y de hojarasca características de cada sitio permiten explicar este hallazgo (Tabla 16). La menor cobertura vegetal y de hojarasca en AG interceptó escasa lluvia, y es así que a sus suelos llegó más agua y alcanzaron la saturación, y posiblemente se generó escorrentía. En BN la lluvia antes de llegar al suelo tuvo que atravesar los diversos estratos del bosque y la capa de hojarasca, con lo cual gran parte de la misma fue interceptada. Esto originó que menos agua llegue al suelo, y también, una reducción de la energía cinética de la lluvia, lo que protegió al suelo del impacto de las gotas y propició la captación total del agua que alcanzó la superficie. Con respecto a lo último, se destaca que hubo un importante déficit de 38 (l/m²) para completar la capacidad superficial de captación de agua del suelo seco (CS (pF < 4.2) = 59 (l/m²)).

Tabla 16. Características de las coberturas vegetales y de hojarasca del suelo de ambos de sitios.

Sitio	Cobertura vegetal	Cobertura de Hojarasca
AG	Cobertura vegetal únicamente en épocas de cultivo (período estival), con un solo estrato con características de herbáceo.	Debido a la modalidad de cultivo (siembra directa) la cobertura de hojarasca está presente gran parte del año. Generalmente ésta no forma capas importantes como la del bosque y frecuentemente se observan superficies de suelo desnudo.
BN	Cobertura vegetal permanente, con dos estratos arbóreos, uno arbustivo y otro herbáceo.	Cobertura más o menos espesa de hojarasca que cubre casi toda la superficie del suelo.

Las intensidades de la lluvia superaron ampliamente las tasas de infiltración a $\psi = - 2\text{cm}$ en ambos sitios. Aunque básicamente para el bosque, a causa de la intercepción, muy posiblemente las intensidades finales al nivel del suelo fueron muy inferiores a las que alcanzaron las copas del estrato superior.

Unos datos pluviográficos permiten realizar un sutil análisis. Vanlesberg y Silver (2000), para una estación pluviográfica cercana al área de estudio (ubicada en los Bajos Submeridionales de la provincia de Santa Fe), reportaron que en Enero en la estación *El Nochero* el 40% de los eventos de lluvia ocurren con una intensidad de entre 20 a 60 mm/día, y el 5% de los eventos ocurren con una intensidad de entre 60 a 150mm/día. Esto demuestra

que en Enero se registran lluvias de intensidad considerable, por lo que es posible que en estos meses determinados eventos puedan sobrepasar la capacidad de infiltración de los suelos.

La presencia de capas sedimentadas en la depresión del paisaje prueba irrefutablemente que se produce un proceso de desagregación y transporte de materiales desde las posiciones más altas por acción de la lluvia y escorrentía, es decir, erosión hídrica. Lorenz et al. (2000), remarcan la presencia de suelos coluviales en las depresiones más grandes, lo cual se refleja en la clasificación de suelos por adjetivos como “*cumulic*” o “*pachic*”.

Seguramente la escorrentía se produce principalmente en los campos. En el bosque, si es que se produce, probablemente no es significativa. Un fundamento para esto es que en los campos se observan síntomas de escorrentía, no siendo igual en el bosque. La abundante bibliografía sobre escorrentía y erosión provee otros fundamentos.

En el Parque Chaqueño (centro y norte de Argentina), Irurtia y Maccarini (1994) indican que el desmonte es la causa de la erosión (hídrica y eólica), y los procesos de erosión se perciben fácilmente después de 5- 10 años de desmonte.

Snelder y Bryan (1995), en Kenia, encontraron que por debajo del umbral de 55% de cobertura vegetal, la escorrentía y la erosión se incrementan muy rápidamente. Para “*Bosques en regeneración*” y “*Bosques secundarios*” del Chaco Semiárido, como los del área de estudio (ver definiciones en “**2.1. Área de estudio**”, pág. 4), la cobertura de vegetación está muy por encima de este umbral, y es muy destacado que la proporción de suelo desnudo es escasa (5%) (Tabla 17), lo que supone un control efectivo de la escorrentía y erosión.

Tabla 17. Porcentajes de los distintos grupos de coberturas de “Bosques en regeneración” y “Bosques secundarios” del Chaco Semiárido.

Grupo de cobertura	Bosques en regeneración [% de cobertura]	Bosques secundarios [% de cobertura]
Árboles	sin datos	sin datos
Arbustos	80	80
Hierbas (gramíneas, otras herbáceas, arbustos menores o iguales a 30cm de altura)	68	66
Mohos	6	6
Hojarasca	40	38
Suelo desnudo	5	5

Fuente: Brassiolo (2002).

Grésillon (1994) demuestra que la vegetación juega un rol primario en la producción de escorrentía (suelos desnudos producen abundante escorrentía en poco tiempo), mientras que el incremento de la pendiente no conduce a altos coeficientes de escorrentía. Descroix et al. (2001), en un ambiente semiárido al Oeste de Sierra Madre (México), concluyeron que las variables que reducen la escorrentía son: cobertura vegetal y de hojarasca, pendiente, contenido de MOS y arcilla del suelo y estabilidad estructural del suelo. Posiblemente, en los campos agrícolas, la menor cobertura de plantas y de hojarasca, así como el menor contenido de MOS que repercute negativamente en el sistema poroso del suelo, sean los principales causales de la generación de escorrentía, y no las suaves pendientes (<5%) del terreno.

Es razonable asumir que los períodos más críticos para la generación de escorrentía coinciden con épocas en que la cobertura vegetal y de hojarasca de los campos es mínima y es normal la ocurrencia de lluvias intensas. Esta situación se presenta principalmente en primavera, estación en la que comienzan las primeras tormentas del período estival, y en la que la mayoría de los campos se encuentran en fase de poscosecha desde el verano anterior, por lo cual la cobertura de cultivo está ausente y debido al tiempo transcurrido, la hojarasca se encuentra bastante descompuesta.

Sobre la base de lo expuesto hasta el momento, puede decirse que la escorrentía en el bosque, si es que se produce, posiblemente se encuentra muy limitada debido a la presencia de la importante cobertura vegetal y de hojarasca, así como las mejores condiciones físicas del suelo, determinadas principalmente por su mayor contenido de MOS. *El déficit que hubo de 38 (l/m²) para completar la capacidad superficial de captación de agua del suelo seco ($CS_{(pF < 4.2)} = 59$ (l/m²)), demuestra que el sistema "suelo- bosque" se encuentra en condiciones de soportar lluvias de mayor cantidad e intensidad a las de la conocida, lo cual es muy significativo.*

El rol del bosque en la protección física del suelo y el control de la escorrentía es un argumento sólido para su conservación, fundamentalmente para la región, donde tienden a desaparecer a causa de la expansión de la frontera agropecuaria y la ausencia de una planificación de usos del territorio. En años recientes, por sus efectos positivos en el paisaje, la restauración de las coberturas forestales ha sido uno de los principales objetivos en áreas áridas y semiáridas, donde prácticas silviculturales especiales han sido desarrolladas (Bellot et al., 1999). Las políticas de manejo del bosque deben orientarse a incrementar y/o mantener superficies y coberturas adecuadas. Controlar la generación de escorrentía implica una

disminución o eliminación de los riegos de erosión e inundaciones, fenómenos que tanto daño causan a los ecosistemas y a la actividad del hombre.

5. Conclusiones

Para cada uno de los puntos discutidos, se destacan las siguientes conclusiones:

Influencia de la agricultura sobre la estructura y el sistema poroso del suelo

- el laboreo agrícola degradó la estructura del suelo (leve compactación), y modificó su sistema poroso, provocando una destrucción de los macroporos más gruesos (más sensibles) y su transformación en otros de menor tamaño (macroporos más finos y mesoporos);
- principalmente por la destrucción de sus macroporos, se disminuyó la aptitud del sistema poroso del suelo agrícola para cumplir sus funciones hidráulicas, lo que incrementa allí las posibilidades de generación de escorrentía;
- básicamente por su mayor volumen de macroporos, el sistema poroso del suelo del bosque posee mayor capacidad para captar, infiltrar y percolar superficialmente agua de lluvia.

Influencia de la agricultura sobre la infiltración

- la agricultura, si bien disminuyó la aptitud del sistema poroso del suelo para la infiltración, también eliminó su hidrofobosidad, lo que beneficia al proceso;
- la propiedad hidráulica del suelo que domina el flujo de infiltración, es decir, la conductividad hidráulica, es en el suelo del bosque mayor o igual a la del suelo agrícola, nunca menor.

El rol del bosque en la protección física del suelo y el control de la escorrentía

- la escorrentía en el bosque, si es que se produce, probablemente se encuentra muy limitada debido a la protección física del suelo proporcionada por la cobertura vegetal y de hojarasca, así como las mejores condiciones del sistema poroso del suelo, determinadas principalmente por su mayor contenido MOS. Se demostró que el sistema “suelo- bosque” se encuentra en condiciones de soportar lluvias muy importantes;
- El rol del bosque en la protección física del suelo y el control de la escorrentía es un argumento sólido para su conservación, fundamentalmente para la región, donde tienden a

desaparecer a causa de la expansión de la frontera agropecuaria y la ausencia de una planificación de usos del territorio.

6. Bibliografía

- Angulo- Jaramillo, R., J- P. Vandervaere, S. Roulier, J- L. Thony, J- P. Gaudet, M. Vauclin. 2000. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometer. A review and recent developments. *Soil & Tillage Research*. 55: 1- 29.
- Ankeny, M. D., T. C. Kaspar, R. Horton. 1990. Characterization of tillage and traffic effects on unconfined infiltration measurement. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54: 837- 840.
- Aoki, A. M., R. Sereno. 2003. Modificaciones de la conductividad hidráulica y porosidad del suelo, estimadas mediante infiltrómetro de disco a tensión. Taller de física de suelos. Metodologías físicas para investigación de propiedades del suelo; unificación de procedimientos. La Plata, Argentina.
- Baver, L. D., W. H. Gardner, W. R. Gardner. 1991. Física de suelos. 529 pp., Limusa. México.
- Bellot, J., J. R. Sanchez, E. Chirino, N. Hernandez, F. Abdelli, J. M. Martinez. 1999. Effect of different vegetation type cover on the soil water balance in semi- arid areas of south eastern Spain. *Physic and Chemistry of the Earth (B)*. 24 (4): 353- 357.
- Blake, G. R., K. H. Hartge. 1986. Bulk density. pp 363- 375. En Klute, A. (ed). *Methods of soil analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods*. Agronomy 9, ASA, ASA, Inc., Publisher, 1188p., Madison, Wisconsin, USA.
- Blank, R. R., M. A. Fosberg. 1989. Cultivated and adjacent virgin soils in Northcentral South Dakota. I. Chemical and physical comparisons. *Soil Sci. Soc.* 53:1484- 1490.
- Bochet, E., J. L. Rubio, J. Poesen. 1998. Relative efficiency of three representative matorral species in reducing water erosion at the microscale in a semi- arid climate (Valencia, Spain). *Geomorphology*. 23: 139 –150.
- Boix- Fayos, C., A. Calvo- Cases, A. C. Imeson, M. D. Soriano- Soto, I. R. Tiemessen. 1998. Spatial and short- term temporal variations in runoff, soil aggregation and other soil properties along a Mediterranean climatological gradient. *Catena*. 33: 123 –138.
- Boletta, P. E. 2001. Utilización de información agrometeorológica y satelital para la evaluación de la desertificación en el Chaco Seco- Departamento Moreno, Santiago del Estero. Tesis de Master. UNCOR. Córdoba, Argentina.
- Boletta, P. E., L. R. Acuña, M. L. Juárez de Moya. 1992. Análisis de las características climáticas de la provincia de Santiago del Estero y su comportamiento durante la sequía de la campaña agrícola 1988- 1989. INTA- UNSE. Santiago del Estero, Argentina.
- Boletta, P. E. 1988. Clima del Chaco Semiárido. En Oficina Regional de la FAO para América Latina y El Caribe (ed). *Desmonte y Habilitación de Tierras en la Región Chaqueña Semiárida*. Santiago, Chile.

- Bonelli, L., G. Lorenz, S. Roldan. 2000. Estabilidad estructural en suelos del Chaco Semiárido- análisis de distintas metodologías. XVII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, resúmenes extendidos en CD. Mar del Plata, Argentina.
- Bouma, J., J. H. M. Wosten. 1979. Flow patterns during extended saturated flow in two undisturbed swelling clay soils with different macropores. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43: 16- 22.
- Brassiolo, M. M. 2002. Zur Bewirtschaftung degradierter Wälder im semiariden Chaco Nordargentiniens unter Berücksichtigung der traditionellen Waldweide. Schriftenreihe Freiburger Forstliche Forschung 14. Waldbau- Institut. Albert- Ludwigs- Universität Freiburg.
- Cabrera, A. L. 1976. Regiones fitogeográficas argentinas. Enciclopedia argentina de agricultura y jardinería. Tomo II, Fascículo 1. Acme SACI. Buenos Aires, Argentina.
- Coughland, K. J., D. McGarry, R. J. Loch, B. Bridge, G. D. Smith. 1991. The measurement of soil structure- some practical initiatives. *Aust. J. Soil Res.* 29: 869- 889.
- Danielson, R. E., P. L. Sutherland. 1986. Porosity. pp 443- 460. En Klute, A. (ed). *Methods of soil analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods.* Agronomy 9, ASA, ASA, Inc., Publisher, 1188p., Madison, Wisconsin, USA.
- DeBano, L. F. 1971. The effect of hydrophobic substances on water movement in soil during infiltration. *Proceedings of the Soil Science Society of America.* 35: 340–343.
- DeBano, L. F. 1981. Water repellent soils: a state- of- the- art. United States Department of Agriculture, Forest Service, General Technical Report, PSW- 46, Berkeley, California, 21 pp.
- Dekker, L. W., C. J. Ritsema. 2000. Wetting patterns and moisture variability in water repellent Dutch soils. *Journal of Hydrology.* 231–232: 148–164.
- Descroix, L., D. Viramontes, M. Vauclin, J. L. Gonzales Barrios, M. Esteves. 2001. Influence of soil surface features and vegetation on runoff and erosion in the Western Sierra Madre (Durango, Northwest Mexico). *Catena.* 43: 115–135.
- Doerr, S. H., R. A. Shakesby, R. P. D. Walsh. 2000. Soil water repellency: its causes, characteristics and hydrogeomorphological significance. *Earth- Sci. Rev.* 51: 33–65.
- Doran, J. W., T. B. Parkin. 1994. Defining and assessing soil quality. En J.W. Doran et al., (ed). *Defining soil quality for a sustainable environment.* SSSA Spec. Publ. 35. SSSA and ASA, Madison, WI.
- Duchaufour, Ph. 1987. *Manual de edafología.* 214 pp., Masson, S.A. Barcelona.
- Dunne, T., W. E. Dietrich, M. J. Brunengo. 1978. Recent and past erosion rates in semi- arid Kenya. *Zeitschrift fuer Geomorphologie Supplementband.* 29: 130 –140.
- Elwell, H. A., M. A. Stocking. 1976. Vegetative cover to estimate soil erosion hazard in Rhodesia. *Geoderma.* 15: 61 –70.

- Estación Agrometeorológica “La Maria”. 2003. Archivos de datos meteorológicos del mes de noviembre. INTA- Santiago del Estero, Argentina.
- Francis, C. F., J. B. Thornes. 1990. Runoff hydrographs from three Mediterranean vegetation cover types. En Thornes, J. B. (ed). *Vegetation and Erosion*. Jhon Wiley & Sons, Chichester.
- García-Ruiz, J. M., T. Lasanta, L. Ortigosa, P. Ruíz- Flaño, C. Mart, C. González. 1995. Sediment yield under different land uses in the Spanish Pyrenees. *Mountain Research and Development*. 15 (3): 229 –240.
- Gardner, H. W. 1986. Water content. pp 493- 541. En Klute, A. (ed). *Methods of soil analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods*. Agronomy 9, ASA, ASA, Inc., Publisher, 1188p., Madison, Wisconsin, USA.
- Gavande, S. A. 1991. *Física de suelos. Principios y aplicaciones*. 351 pp., Limusa. México.
- Grésillon, J. M. 1994. Contribution à l'étude de la formation des écoulements de crue sur les petits bassins- versants. Diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches, UJF- Grenoble 1.
- Hanks, R. J., G. L. Ashcroft. 1986. *Applied Soil Physics*. Advances Series in Agricultural Sciences; v 8. 2nd ed. Springer- Verlag, Berlin.
- Haverkamp, R., P. J. Ross, K. R. J. Smettem, J. Y. Parlange. 1994. Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. Part 2. Physically based infiltration equation. *Water Resour. Res.* 30: 2931 – 2935.
- Hueck, K. 1978. *Los bosques de Sudamérica*. Sociedad Alemana de Cooperación Técnica- GTZ. Eschborn, Alemania.
- Irurtia, C. B., G. D. Maccarini. 1994. La erosión del suelo en la República Argentina. En Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Oficina Regional de la FAO para América Latina y el Caribe (ed). *Suelos y Agua 1. Erosión de Suelos en América Latina*. Santiago, Chile.
- ISSS Working Group RB. 1998. World reference base for soil resources. *World Soil Resources Report 84*, 88 pp., FAO, ISRIC, ISSS, Rome.
- Karlen, D. L., D. E. Stott. 1994. A framework for evaluating physical and chemical indicators of soil quality. pp 53- 72. En Doran J.W., D.C. Coleman, D.F. Bezdicek, Ba. Stewart. (ed). *Defining soil quality for a sustainable environment*. SSSA Special Publication 35. Wisconsin. USA.
- King, P. M. 1981. Comparison of methods for measuring severity of water repellence of sandy soils and assessment of some factors that affect its measurement. *Aust. J. Soil Res.* 19: 275–285.
- Klute, A. 1986. Water retention: laboratory methods. pp 635- 660. En Klute, A. (ed). *Methods of soil analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods*. Agronomy 9, ASA, ASA, Inc., Publisher, 1188p., Madison, Wisconsin, USA.

- Klute, A., C. Dirksen. 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. pp 687- 734. En Klute, A. (ed). *Methods of soil analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods.* Agronomy 9, ASA, ASA, Inc., Publisher, 1188p., Madison, Wisconsin, USA.
- Logsdon, S. D. 1997. Transient variations in the infiltration rate during measurement with tension infiltrometers. *Soil Sci.* 162 (4): 233– 241.
- Lorenz, G., C. L. Bonelli, S. Roldán, C. Araya, K. Rondano. 2000. Soil quality changes due to land use in a Kastanozem- Phaeozem soilscape of Semiarid Chaco. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft.* 93: 169- 172.
- Minetti, J. L., M. A. Acuña. 1994. Régimen de variabilidad interanual de las precipitaciones anuales en el centro- este de la provincia de Santiago del Estero. El Salto climático de las décadas de 1950- 60. INTA. Santiago del Estero, Argentina.
- Ministerio de Defensa. 1978. Evaluación de recursos naturales por información obtenida mediante teledetección satelitarea. Mapa geomorfológico 1:250000. Ministerio de Defensa. Buenos Aires, Argentina.
- Morello, J., J. Adámoli. 1968. Las Grandes Unidades de vegetación y ambiente del Chaco Argentino. Primera parte: Objetivos y metodología. INTA, Serie Fitogeográfica N° 10. Buenos Aires, Argentina.
- Morello, J., J. Adámoli. 1974. Las Grandes Unidades de vegetación y ambiente del Chaco Argentino. Segunda parte: Vegetación y ambiente de la provincia del Chaco. INTA, Serie Fitogeográfica N° 13. Buenos Aires, Argentina.
- Moreno, F., L. Andreu, J. E. Fernandez, J. A. Cayuela. 1993. Medida in situ de las propiedades hidráulicas del suelo. *Riegos y Drenaje XXI.* 73: 14- 18.
- Mualem, Y. 1986. Hydraulic conductivity of unsaturated soils: prediction and formulas. pp 799- 823. En Klute, A. (ed). *Methods of soil analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods.* Agronomy 9, ASA, ASA, Inc., Publisher, 1188p., Madison, Wisconsin, USA.
- Nearing, M. A., L. J. Lane, E. E. Alberts, J. M Laflen. 1990. Prediction technology for erosion by water: Status and research needs. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54: 1702- 1711.
- Page, A. L., Miller, R. H., Keeney, D. R (ed). 1982. *Methods of soil analysis. Part 2: Chemical and microbiological properties.* Agronomy 9, ASA, SSSA, 1159 p., Madison, Wisconsin, USA.
- Parlange, J. -Y. 1977. A note on the use of infiltration equations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41: 654–655.
- Perroux, K. M., I. White. 1988. Design for disc permeameters. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52: 1205–1215.
- Philip, J. R. 1957. The theory of infiltration: Part 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.* 84: 257–264.

- Prego, J. A. 1996. Introducción. pp 1- 3. En Kugler, W. F., A. J. Prego, A. C. Gutierrez, R. A. Capurro, A. E. Glave, J. L. Panigatti. (ed). El deterioro del ambiente en la Argentina. Fundación para la Educación, la Ciencia y la Cultura. Argentina.
- Reynolds, W. D., D. E. Elrick. 1991. Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55: 633- 639.
- Ritsema, C. J., L. W. Dekker, J. M. H. Hendrickx, W. Hamminga. 1993. Preferential flow mechanism in a water repellent sandy soil. *Water Resources Research.* 29: 2183–2193.
- Roldán, S., G. Lorenz, L. Bonelli. 2000. Aspectos de calidad de la materia orgánica del suelo en función del uso de la tierra en el centro este santiagueño. XVII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, resúmenes extendidos en CD. Mar del Plata, Argentina.
- Schlichting, E., H. P. Blume, K. Stahr. 1995. *Bodenkundliches Praktikum. Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, insbesondere Land und Forstwirte, und für Geowissenschaftler.* Pareys Studentexte 81, 295 pp., Blackwell Wissenschafts–Verlag, Berlin.
- Snelder, D. J., R. B. Bryan. 1995. The use of rainfall simulation tests to assess the influence of vegetation density on soil loss on degraded rangelands in the Baringo District, Kenya. *Catena.* 25 (1–4): 105–116.
- SSSA. 1979. Glossary of soil science terms. Rev. ed. Soil Science Society of America , Madison, WI.
- SYSTAT. 1992. *Statistic*, version 5.2 edition. SYSTAT Inc. Evanston, USA.
- Thony, J. L., G. Vachaud, B. E. Clothier, R. Angulo- Jaramillo. 1991. Field measurement of the hydraulic properties of soil. *Soil Technology.* 4: 111- 130.
- Tisdall, J. M., Oades J. M. 1982. Organic matter and water- stable aggregates in soils. *Soil Sci.* 33: 141- 163.
- U. S. Dept. of Agriculture. Soil Conservation Service. Soil Survey Staff. 1993. *Soil Survey Manual.* U. S. Dept. of Agric. Handb. 18. U. S. Govt. Print. Off. Washington, DC. 437 pp.
- Van der Weert, R., K. J. Lenselink. 1972. The influence of mechanical clearing of forest on some physical and chemical soil properties. *Surin. Landb.* 20: 2- 14.
- van Genuchten, M. T. 1980. A closed- form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892- 898.
- Van't Woudt, B. D. 1959. Particle coatings affecting the wettability of soils. *Journal of Geophysical Research.* 64: 263–267.
- Vandervaere, J- P., M. Vauclin, D. E. Elrick. 2000a. Transient flow from tension infiltrometer: I. The two- parameter equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 1263- 1272.
- Vandervaere, J- P., M. Vauclin, D. E. Elrick. 2000b. Transient flow from tension infiltrometer: II. Four methods to determine sorptivity and conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 1272- 1284.

- Vanlesberg, S. B., M. L. Silver. 2000. Modelación de lluvias regionales en la provincia de Santa Fe. En Farías H. D., M. T. Pílan, M. J. Borsellino, F. J. Pece, A. del R. Storniolo, M. T. Mattar. (ed). Uso y preservación de los recursos hídricos en los umbrales del siglo XXI. Memorias del XVIII congreso nacional del agua. Santiago del Estero, Argentina.
- Wallis, M. G., D. J. Horne, K. W. McAuliffe. 1990. A study of water repellency and its amelioration in a yellow brown sand: 1. Severity of water repellency and the effects of wetting and abrasion. *New Zealand Journal of Agriculture Research*. 33: 139–144.
- Whal, N. A., O. Bens, B. Schäfer, R. F. Hüttl. 2003. Impact of changes in land- use management on soil hydraulic properties: hydraulic conductivity, water repellency and water retention. *Physics and Chemistry of the Earth*. 28: 1377- 1397.
- White, I., M. J. Sully, K. M. Perroux. 1992. Measurement of surface soil hydraulic properties: Disk permeameters, tension infiltrometers and other techniques. In Topp, G. C., et al. (ed), *Advances in measurement of soil physical properties: Bringing theory into practice*. SSSA Spec. Publ. 30. SSSA, Madison, WI.
- Wonnacott T. H., R. J. Wonnacott. 1979. *Introducción a la estadística*. 515 pp., Limusa. México.
- Zhang, R. 1997. Infiltration models for the disk infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61: 1597- 1603.