

Curso 2011/12
CIENCIAS Y TECNOLOGÍAS/42
I.S.B.N.: 978-84-15910-44-2

SILVIA ARMAS ESPINEL

**Contribución al estudio de las propiedades físicas
de suelos ándicos de las Islas Canarias**

Directores

**JOSÉ MANUEL HERNÁNDEZ MORENO
CARLOS REGALADO REGALADO**



SOPORTES AUDIOVISUALES E INFORMÁTICOS
Serie Tesis Doctorales

Esta Tesis Doctoral ha sido posible gracias a la concesión de una beca de postgraduado para la realización de Tesis Doctoral por Caja Canarias desde 2003 a 2006 y al Proyecto de colaboración con BALTEN “Estudio de la evolución de suelos y plantas bajo riego con aguas depuradas de S/C de Tenerife y La Laguna en el Valle de San Lorenzo” desde 2000 a 2002.

A mi familia

Agradecimientos

En primer lugar quiero mostrar mi especial agradecimiento al Director José Manuel Hernández Moreno, por sus horas de dedicación y disponibilidad en todo momento para revolver dudas y problemas de todo tipo, por su incansable paciencia en la lectura y corrección de esta tesis que, sin su dirección y sugerencias, hubiera sido imposible concluir. Al Codirector Carlos Regalado Regalado, por sus consejos, colaboración y por sus sugerencias y revisión final de la memoria.

A Escolastico Aguiar, gerente de BALTEN (Balsas de Tenerife) por su iniciativa y apoyo en este proyecto.

A los miembros del grupo de Hidrología del Departamento de Suelos y Riegos (ICIA), por su apoyo y colaboración durante los meses de trabajo en el Centro.

A Araceli Delgado por su ayuda en las determinaciones de potencial zeta.

A Carmen Concepción, Emilio de BALTEN, Pedro Armas y Rosa Elena, por su ayuda en los muestreos de suelos.

Me gustaría también dar las gracias a los miembros del Departamento de Edafología. A todos los profesores, por su acogida y apoyo durante todos estos años, y en especial a la Dra. Montserrat Espino Mesa, por su afecto, buenos consejos y por darme siempre ánimos. Al personal laboral, Gladys y Antonio, por su colaboración en los trabajos de laboratorio. A todos los compañeros de laboratorio (Asterio, Cecilia, David, Javier, Jonay, José, Juan Luis, Raúl, entre otros), por su amistad y todos los momentos compartidos dentro y fuera del departamento.

A mis amigos de dentro y fuera del Departamento, por darme ánimos y confianza.

A mis padres y hermana, a quien dedico este trabajo, por su cariño y toda su comprensión y enorme paciencia durante todos estos largos años.

A todas aquellas personas que me han ayudado de una forma u otra en la elaboración de este trabajo.

A todos, muchas gracias.

ÍNDICE

CONTRIBUCIÓN AL ESTUDIO DE LAS PROPIEDADES FÍSICAS DE SUELOS ÁNDICOS DE LAS ISLAS CANARIAS

I. PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS GENERALES	3
II. CARACTERIZACIÓN DE LOS SUELOS	11
III. DISPERSIÓN DE ARCILLAS	51
IV. CURVAS CARACTERÍSTICAS DE RETENCIÓN DE AGUA	63
V. CURVAS DE RETRACCIÓN	131
VI. CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA	173
VII. EFECTO DE LAS CONDICIONES DE SODICIDAD/SALINIDAD EN LA DEGRADACIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LOS SUELOS	193
VIII. CONCLUSIONES FINALES	283
IX. BIBLIOGRAFÍA	289
X. ANEXOS	313

Nomenclatura o listado de términos y abreviaturas empleados	1
I. PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS GENERALES	3
II. CARACTERIZACIÓN DE LOS SUELOS	11
II.1. Revisión bibliográfica	13
II.2. Material y Métodos	18
II.2.1. Suelos	18
II.2.2. Determinaciones analíticas	28
II.2.3. Cálculos y tratamiento de la información	31
II.3. Resultados y Discusión	31
II.3.1. Características generales de los suelos	31
II.3.1.1. Mineralogía	31
II.3.1.2. Propiedades químicas generales	40
II.3.2. Propiedades ándicas y su evolución con las prácticas de manejo	44
II.4. Conclusiones	50
III. DISPERSIÓN DE ARCILLAS	51
III.1. Introducción y objetivos	53
III.2. Revisión bibliográfica	53
III.3. Material y Métodos	57
III.3.1. Suelos del estudio	57
III.3.2. Métodos de dispersión de arcillas	57
III.4. Resultados y Discusión	58
III.4.1. Evaluación de los métodos de dispersión de arcillas	58
III.4.2. Implicaciones prácticas de los problemas de dispersión	60
III.5. Conclusiones	62
IV. CURVAS CARACTERÍSTICAS DE RETENCIÓN DE AGUA	63
IV.1. Introducción y objetivos	65
IV.2. Revisión bibliográfica	66
IV.2.1. Evaluación de las características de retención de agua	66
IV.2.2. Modelos matemáticos de ajuste de las curvas de retención de agua	68
IV.2.3. Modelos de retención de agua. Funciones de edafotransferencia	73
IV.3. Material y Métodos	76
IV.3.1. Suelos del estudio	76
IV.3.2. Medida de la retención de agua	77
IV.4. Resultados y Discusión	78
IV.4.1. Descripción de las curvas características de retención de agua	78
IV.4.1.1. Descripción general de las curvas de retención de agua	76
IV.4.1.2. Estimación de los parámetros de ajuste de las curvas de retención de agua	82
IV.4.1.3. Relación entre los contenidos de agua ajustados y experimentales. Evaluación de la bondad de ajuste de los modelos	84
IV.4.1.4. Parámetros de ajuste y factores de forma	89
IV.4.2. Porosidad y parámetros derivados de las curvas de retención de agua	90
IV.4.2.1. Capacidad volumétrica de agua y densidad de tamaños de poros	90
IV.4.2.2. Tipos de curvas	96
IV.4.2.3. Estimación de la distribución de tamaños de poros y rangos de porosidad	103
IV.4.2.4. Parámetros e índices de calidad física derivados de las curvas características de agua	107
IV.4.3. Resumen de las principales relaciones encontradas entre las características de retención de agua y la calidad física y otras propiedades de los suelos	111

IV.5. Conclusiones	128
V. CURVAS DE RETRACCIÓN	131
V.1. Introducción y objetivos	133
V.2. Revisión bibliográfica	134
V.2.1. Fenómenos de hinchamiento/retracción de los suelos	134
V.2.2. Evaluación de la retracción	135
V.2.3. Fundamentos de los métodos de medida de los cambios de volumen del suelo	142
V.3. Material y Métodos	146
V.3.1. Suelos del estudio	146
V.3.2. Método de la parafina (muestras inalteradas)	147
V.3.3. Método de la pasta (muestras alteradas)	147
V.4. Resultados y Discusión	149
V.4.1. Retracción en muestras inalteradas	150
V.4.1.1. Evaluación de las curvas de retracción	150
V.4.1.2. Contribución de los datos de retracción a la interpretación de las curvas características de retención de agua	152
V.4.2. Retracción en muestras alteradas	153
V.4.2.1. Descripción de las curvas de retracción	153
V.4.2.2. Estimación de los parámetros de las curvas de retracción	156
V.4.2.3. Comparación de las curvas de retracción en muestras inalteradas y alteradas	167
V.5. Conclusiones	171
VI. CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA	173
VI.1. Introducción y objetivos	175
VI.2. Revisión bibliográfica	175
VI.2.1. Consideraciones generales	175
VI.2.2. Particularidades del comportamiento hidrológico de los suelos volcánicos	177
VI.3. Material y Métodos	178
VI.3.1. Suelos del estudio	178
VI.3.2. Medida de la conductividad hidráulica saturada	179
VI.4. Resultados y Discusión	181
VI.4.1. Evaluación de la conductividad hidráulica saturada. Variación temporal	181
VI.4.2. Resumen de las principales relaciones encontradas entre la conductividad hidráulica saturada y otras propiedades de los suelos	187
VI.5. Conclusiones	191
VII. EFECTO DE LAS CONDICIONES DE SODICIDAD/SALINIDAD EN LA DEGRADACIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LOS SUELOS	193
VII.1. Introducción y objetivos	195
VII.2. Revisión bibliográfica	196
VII.2.1. Consideraciones generales sobre los efectos de la sodicidad en la estabilidad estructural de los suelos	196
VII.2.2. Efecto de la sodicidad en la estabilidad estructural de suelos de carga variable	203
VII.2.3. Fundamentos de los ensayos de laboratorio para medida de la estabilidad estructural	204
VII.3. Material y Métodos	211
VII.3.1. Suelos del estudio	211
VII.3.2. Diseño experimental	212
VII.3.2.1. Ensayo en columnas	212
VII.3.2.2. Ensayo de dispersión	216

VII.4. Resultados y Discusión	220
VII.4.1. Respuesta de los suelos a los tratamientos	220
VII.4.1.1. Efecto de los tratamientos en la conductividad hidráulica saturada	220
VII.4.1.2. Efecto de los tratamientos en la retención de humedad	232
VII.4.1.3. Efecto de los tratamientos en la retracción	239
VII.4.1.4. Ensayo de dispersión mecánica	248
VII.4.2. Análisis de los lixiviados. Curvas de deserción	271
VII.5. Discusión general y conclusiones	280
VIII. CONCLUSIONES FINALES	283
IX. BIBLIOGRAFÍA	289
X. ANEXOS	313
Anexo 1. Caracterización de los suelos	313
1.1. Tablas de datos	313
1.2. Figuras	347
Anexo 2. Dispersión de arcillas	355
2.1. Tablas de datos	357
2.2. Análisis estadístico	361
2.2.1. Ecuaciones empleadas en el modelo de Saxton	361
2.2.2. Comparación de medias	361
Anexo 3. Curvas características de retención de agua	365
3.1. Tablas de datos	367
3.2. Figuras	385
3.3. Análisis estadístico	396
3.3.1. Estadísticos utilizados para la selección de modelos	396
3.3.2. Regresiones lineales y comparación de medias	398
3.3.3. Ecuaciones para la determinación del parámetro S del modelo de Dexter	405
Anexo 4. Curvas características de retracción del suelo	407
4.1. Tablas de datos	409
4.2. Figuras	416
4.3. Análisis estadístico	424
4.3.1. Modelo de Peng y Horn para el ajuste de las curvas de retracción	424
Anexo 5. Conductividad hidráulica saturada	429
5.1. Análisis estadístico	431
Anexo 6. Ensayos de sodicidad/salinidad	433
6.1. Tablas de datos	435
6.2. Figuras	459
Anexo 7. Índice de tablas	473
Anexo 8. Índice de figuras	479
Anexo 9. Índice de fotos	487

LISTADO DE SIMBOLOS Y TÉRMINOS EMPLEADOS

Símbolo o abreviatura	Descripción	Unidades utilizadas (Unidades SI)
α	Parámetro de ajuste del modelo de van Genuchten	$\text{cm}^{-1} (\text{m}^{-1})$
ψ	Potencial del agua en el suelo	bar, kPa (Pa)
λ	Parámetro de ajuste del modelo de Brooks y Corey	
ζ	Potencial Z	mV (V)
θ_s, θ_r	Contenido volumétrico de humedad a saturación y residual	$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} (\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3})$
ρ_b	Densidad aparente	$\text{g} \cdot \text{cm}^{-3} (\text{kg} \cdot \text{m}^{-3})$
ΔP	Retención de fosfato	% o g P/100g suelo
AIC	Criterio de Información de Akaike (<i>Akaike Information Criterion</i>)	
$\text{Al}_o, \text{Al}_p, \text{Al}_{dc}, \text{Al}_{ca}$	Aluminio extraído con oxalato amónico, pirofosfato sódico, ditionito-citrato y citrato-ascórbico, respectivamente	% o g Al/100g suelo
AU (PAW)	Agua útil para las plantas (<i>Plant Available Water</i>)	$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} (\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3})$
BC	Modelo de ajuste de Brooks y Corey (1964)	
C	Capacidad diferencial o volumétrica de agua	$\text{cm}^{-1} (\text{m}^{-1})$
C_{org}	Carbono orgánico	%
CC	Capacidad de campo	
CE	Conductividad eléctrica del extracto de pasta saturada	$\text{dS} \cdot \text{m}^{-1} (\text{S} \cdot \text{m}^{-1})$
CIC	Capacidad de intercambio catiónico	$\text{meq}/100\text{g} (\text{cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1})$
CROSS	Ratio de cationes de estabilidad estructural del suelo (<i>Cation Ratio of Soil Structural Stability</i>)	- concentraciones en $\text{meq} \cdot \text{L}^{-1}$ ($\text{cmol}(+) \cdot \text{L}^{-1}$)
C_{TH}	Concentración umbral o crítica	$\text{meq} \cdot \text{L}^{-1} (\text{cmol}(+) \cdot \text{L}^{-1})$
C_{TU}	Concentración de turbidez	$\text{meq} \cdot \text{L}^{-1} (\text{cmol}(+) \cdot \text{L}^{-1})$
D	Densidad de tamaños de poros	
DC	(<i>Dispersible Clay</i>) Arcilla dispersable	
DQO	Demanda química de oxígeno	$\text{mg} \cdot \text{L}^{-1} (\text{kg} \cdot \text{m}^{-3})$
e, ew	Relación de huecos, relación de agua	$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} (\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3})$
e_r, ew_r	Relación relativa de huecos, relación relativa de agua	%
$\text{Fe}_o, \text{Fe}_p, \text{Fe}_{dc}, \text{Fe}_{ca}$	Hierro extraído con oxalato amónico, pirofosfato sódico, ditionito-citrato y citrato-ascórbico, respectivamente	% o g Fe/100g suelo
FE (PTFs)	Funciones de edafotransferencia (<i>Pedo-Transfer Functions</i>)	
FV	(<i>Flocculation Value</i>) Valor de floculación	
h	Succión del agua en el suelo	cm (m)
IRI	(<i>Integral Retention Index</i>) Índice integral de retención	
K	Conductividad hidráulica	$\text{mm} \cdot \text{h}^{-1} (\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$
K_s	Conductividad hidráulica saturada	$\text{mm} \cdot \text{h}^{-1} (\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$
LR	Límite de retracción	$\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1} (\text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1})$
m	Parámetro de ajuste del modelo de van Genuchten	-
ME	Movilidad electroforética	$\mu\text{m} \cdot \text{cm} \cdot \text{V}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} (\text{m}^2 \cdot \text{V}^{-1} \cdot \text{s}^{-1})$
MH	(<i>Magnesium Hazard</i>) Riesgo de magnesio	- concentraciones en $\text{meq} \cdot \text{L}^{-1}$ ($\text{cmol}(+) \cdot \text{L}^{-1}$)
MP	Macroporosidad	
mp	Microporosidad	
n	Parámetro de ajuste del modelo de van Genuchten	-
RAP (PAR)	Relación de adsorción de potasio (<i>potassium absorption ratio</i>)	- concentraciones en $\text{meq} \cdot \text{L}^{-1}$ ($\text{cmol}(+) \cdot \text{L}^{-1}$)
PCC	Punto cero de carga	
PDI	(<i>Polydispersity Index</i>) Índice de polidispersidad	
PM	Punto de marchitamiento permanente	
PSI (ESP)	Porcentaje de saturación de sodio intercambiable (<i>Exchangeable Sodium Percentage</i>)	% concentraciones en $\text{meq}/100\text{g} (\text{cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1})$
PSIe (ESPe)	Porcentaje de saturación de sodio intercambiable efectiva	%
RAS (SAR)	Relación de adsorción de sodio (<i>Sodium Absorption Ratio</i>)	- concentraciones en $\text{meq} \cdot \text{L}^{-1}$ ($\text{cmol}(+) \cdot \text{L}^{-1}$)
RDC	(<i>Relative Dispersible Clay</i>) Arcilla dispersable, relativa	%

Símbolo o abreviatura	Descripción	Unidades utilizadas (Unidades SI)
RT	Retracción total	%
RTa	Retracción total absoluta o capacidad de retracción	$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)
RTr	Retracción total relativa	%
RWDC	(<i>relative Water Dispersible Clay</i>) Arcilla dispersable en agua, relativa	%
S	Parámetro de Dexter (2004a) de calidad física del suelo	-
SBC	(<i>Schwarz and Bayesian Criterion</i>) Criterio de información de Schwarz y Bayesian	
S _e	Saturación efectiva	
Si _o , Si _p , Si _{dc} , Si _{ca}	Silicio extraído con oxalato amónico, pirofosfato sódico, ditionito-citrato y citrato-ascórbico, respectivamente	% o g Si/100g suelo
SI	Índice de estabilidad estructural	
v	Volumen específico de suelo	$\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ ($\text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$)
VG	Modelo de ajuste de van Genuchten (1980)	
VP	Volumen de poro	
w	Contenido gravimétrico de agua	$\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$
WDC	(<i>Water Dispersible Clay</i>) Arcilla dispersable en agua	%
w _r	pérdida relativa de agua gravimétrica	%

CAPÍTULO I.

PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS GENERALES

Los suelos de origen volcánico presentan unas propiedades únicas debido a su contenido en **componentes amorfos**, que abarcan minerales mal cristalizados o de ordenación de corto alcance, principalmente silicatos de aluminio (alofana e imogolita) y oxihidróxidos de hierro y de aluminio, en general estrechamente asociados a la materia orgánica¹.

El efecto de estos componentes se debe a su elevada superficie específica y a su reactividad química. La reactividad química de las superficies se debe a los grupos hidroxilos asociados a los minerales poco organizados de Al y Fe. Por una parte, estos grupos pueden adquirir carga eléctrica por protonación o desprotonación en función del pH y la fuerza iónica del medio (carga variable), impartiendo capacidad de intercambio catiónico y aniónico que pueden presentarse simultáneamente en los suelos. Por otra parte, los grupos hidroxilos pueden interactuar con oxianiones (por ejemplo, fosfato) y aniones orgánicos mediante un mecanismo de intercambio de ligando (resultando enlaces covalentes del tipo -Al-O-P, -Al-O-C). De este modo, los aniones quedan incorporados a la superficie, modificando su carga. Estos mecanismos explican la inmovilización de aniones como el fosfato y la estabilidad de la materia orgánica en los suelos donde predominan los componentes amorfos. Los suelos ricos en sesquióxidos presentan estas características de carga variable y adsorción específica aunque con una reactividad considerablemente menor, dado el carácter cristalino de sus componentes (baja superficie específica).

Los suelos donde predominan los componentes amorfos se denominan Andosoles o Andisoles, según el sistema de clasificación. Las propiedades asociadas a estos materiales se denominan **propiedades ándicas**, y se evalúan actualmente a través de unos parámetros de diagnóstico, que reflejan las cantidades de aluminio y hierro asociados a los citados componentes amorfos, y que se describirán con mayor detalle en el capítulo II.2. Estos parámetros se utilizan a nivel taxonómico en la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1998) y la FAO (IUSS, 2007). Asimismo la Soil Taxonomy ha incorporado subgrupos ándicos en algunos órdenes de suelos, con el fin de incluir aquellos suelos que presentan propiedades ándicas, pero no en cantidad suficiente o en el espesor requerido para clasificarlos como Andisoles. En los sistemas de clasificación de capacidad de uso, como el Fertility Capability System (Sánchez *et al.*, 2003), se introduce el modificador “amorfo”.

Como ya se ha indicado, las **características físicas** asociadas a las propiedades ándicas son muy particulares: baja densidad aparente, elevada porosidad y una importante agregación, con una distribución equilibrada de macro, meso y microporos, que se traduce simultáneamente en una gran permeabilidad y capacidad de retención de agua (Sharma y Uehara, 1968 a y b; Tsuji *et al.*, 1975; Nanzyo *et al.*, 1993). Estos componentes amorfos poseen una fuerte acción agregante que determina unas buenas propiedades estructurales, tales como la estabilidad de agregados y la reducción del hinchamiento asociado a los minerales de arcilla (El-Swaify, 1975). Diversos trabajos, en los que se comparan los rangos de permeabilidad obtenidos antes y después de eliminar estos compuestos de las

¹ Durante el proceso evolutivo de los suelos, los componentes amorfos tienden a cristalizar, por lo que las propiedades asociadas van perdiendo intensidad y pueden llegar a desaparecer.

muestras de suelo, corroboran esta acción estabilizante o protectora de la estructura, en suelos con distintas texturas de Hawaii (McNeal *et al.*, 1968; El-Swaify *et al.*, 1969). Este efecto también se ha puesto de manifiesto en suelos arenosos a los que se les ha añadido óxidos de Fe y Al sintéticos (Shainberg *et al.*, 1987; Keren y Singer, 1989).

Estos suelos fuertemente agregados se caracterizan además por la dificultad que presentan para lograr una dispersión completa previa al análisis granulométrico, dando lugar a texturas más gruesas que las reales (entendiendo como real el contenido en total de partículas elementales). Este comportamiento anómalo es en parte el responsable de los elevados valores de retención de agua y permeabilidad descritos en estos suelos en relación con el contenido “aparente” de arcilla. En consecuencia, ha sido necesario el empleo de técnicas específicas, para lograr una destrucción de las pseudopartículas (arenas, limos) y una dispersión de arcilla adecuada, como se discutirá en el capítulo III.2. En consecuencia, los suelos volcánicos poseen una elevada estabilidad estructural inherente, que pueden perder en condiciones de manejo inadecuado del suelo.

Todas las propiedades mencionadas presentan una gran dependencia del **estado de humedad** y perturbación de los suelos. Así, Dorel *et al.* (2000), en suelos volcánicos del Caribe con cultivo de platanera, señalan como principales responsables de la degradación física y mecánica de estos suelos, los procesos de desecación y compactación. La desecación puede determinar fenómenos de retracción importantes, incluso comparable a los que presentan los suelos arcillosos expandibles (aunque no en la forma); siendo en gran parte irreversible (Takenaka, 1965; Maeda y Warkentin, 1975). La desecación puede llevar a una reducción de la capacidad de retención de agua hasta de un 60 % de la inicial (Warkentin y Maeda, 1980). En suelos alofánicos, la desecación extrema provoca la pérdida de coherencia de los agregados y que el suelo se convierta en una masa polvorienta, susceptible de erosión eólica, conocida en Canarias como “polvillo”.

Otro aspecto de gran interés es el efecto de la **sodificación** en la estabilidad de la estructura, especialmente importante como consecuencia del riego con aguas de mala calidad. Los materiales ándicos y los sesquióxidos imparten una gran insensibilidad a la degradación estructural provocada por el riego con aguas sódicas y alcalinas (El-Swaify, 1975). Este efecto es de especial relevancia en zonas volcánicas donde con frecuencia los componentes de carga variable coexisten con los filosilicatos. La bibliografía sobre el tema es escasa debido a que estos suelos se encuentran generalmente en zonas húmedas y existen pocas referencias sobre el efecto del riego con aguas de mala calidad, destacando únicamente los trabajos de El-Swaify (1969, 1973) en Hawaii. Sin embargo, la presencia de arcillas cristalinas, especialmente las expandibles, puede contrarrestar el efecto estabilizante de los materiales ándicos, como se ha observado en Australia (McFarlane *et al.*, 1992; Halliwell *et al.*, 2001) e Israel (Levy *et al.*, 1999).

Los suelos de las Islas Canarias se caracterizan por su gran diversidad en cuanto a su tipología y distribución geográfica, debido a la gran variabilidad de los factores que determinan la formación de los

suelos: el clima, la vegetación, el material de origen, el tiempo de alteración y el relieve. Los suelos con características ándicas son, tanto en extensión como por su interés forestal y agronómico, los más importantes en gran parte de las Islas Canarias. En este tipo de suelos asociado a un material de origen volcánico y condiciones bioclimáticas muy particulares, los componentes de carga variable juegan un papel esencial en sus propiedades físicas y químicas, a tener en cuenta a la hora de estudiar los procesos de degradación (salinización, acidificación, erosión) y manejo.

Los Andisoles están presentes en todas las islas, ocupando un 60 % de la superficie de las zonas de medianías y altas y siempre en las vertientes Norte de las islas montañosas, donde encuentran las condiciones de humedad permanente y elevada que necesitan para su formación (Tejedor-Salguero *et al.*, 2007). Se forman sobre materiales volcánicos piroclásticos y en concreto sobre cenizas volcánicas, que, por su contenido en vidrio y elevada superficie específica, se alteran rápidamente. En estas zonas también son frecuentes los suelos con ciertas propiedades ándicas y/o ricos en sesquióxidos. Éstos, junto con los Andisoles presentan pues un gran interés ambiental (al aparecer asociados a zonas protegidas, con vegetación tipo laurisilva y fayal-brezal) y agronómico (por ser utilizados también como suelo de cultivo para gran número de especies de interés agrícola (maíz, papa, viña, etc.) y ser soporte de especies forrajeras).

Otro aspecto que añade importancia a estos suelos es que se transportan desde sus zonas de origen a las zonas costeras para su cultivo. Aunque las zonas costeras presentan unas condiciones climáticas más favorables para una gran variedad de cultivos, también ofrecen una serie de limitaciones en lo que respecta a los suelos: erosión (falta de suelo), pedregosidad, salinidad y sodicidad. En estos casos se recurre a la fabricación de “**sorribas**”. Se denominan así a las parcelas de cultivo con suelos transportados (principalmente Andisoles y suelos ándicos) normalmente desde zonas de medianías, que presentan mejores condiciones de fertilidad. Las sorribas se encuentran generalmente por debajo de los 300 m de altitud y se utilizan para cultivos de exportación, principalmente tomate y plátano². La sorriba constituye la creación de un nuevo medio edáfico bajo un clima más cálido y árido y sometido a una elevada fertilización y riegos con aguas generalmente de mala calidad, que se traducen en cambios notables de las propiedades físico-químicas y biológicas de los suelos y, según las prácticas de manejo, en un alto potencial de degradación de los mismos.

Antecedentes de este estudio en las Islas Canarias

En Canarias, las relaciones entre los componentes minerales de los Andisoles y sus propiedades están relativamente bien evaluadas, sin embargo, la contribución de las propiedades ándicas a las propiedades físicas de otros tipos de suelos, es un tema poco estudiado. Por otro lado, son

² La extensión ocupada por la platanera ha descendido (de 12.747 ha en 1984 a 9.111 ha en 2010), aunque el rendimiento ha aumentado en más del 10 %)

escasos en las Islas trabajos que estudien con profundidad las consecuencias de las prácticas agronómicas en la calidad física de los suelos en función de su tipología.

La primera contribución científica al estudio de las propiedades físicas de los Andosoles de las Islas Canarias que nos consta se debe a Fernández-Caldas y Tejedor-Salguero (1975) y Fernández Caldas *et al.* (1982). En estos trabajos se abordan las características de retención de agua a diferentes succiones en diferentes tipos de Andisoles. Se describe asimismo el problema de la dispersión con el método convencional del hexametáfosfato sódico y se ensayan métodos de dispersión con ultrasonidos en función del pH. Algunos suelos alofánicos presentaron dispersión óptima por debajo de pH 5. Posteriormente, en el Departamento de Edafología y Geología de la Universidad de La Laguna (ULL) y en colaboración con el Centre de Pédologie Biologique de Nancy (Francia), se ensayó el método de dispersión con resinas de intercambio catiónico, actualmente adoptado por la AFNOR (utilizado en este estudio).

González-Batista (1978) determinó la superficie específica de arcillas alofánicas de diferente composición por adsorción de nitrógeno y etilenglicol-monoetil-éter. Los resultados se relacionaron con propiedades químicas y electrocinéticas.

Pérez Arencibia (1988) y Ayosa-Moreno (1985) estudiaron las propiedades reológicas de suelos arcillosos de las Islas en relación con su comportamiento cerámico.

Asimismo se han llevado a cabo también en el Departamento de Edafología y Geología de la ULL numerosos trabajos sobre la erosión y degradación de Andosoles de las islas y en particular sobre la estabilidad de los agregados y erosión hídrica (Rodríguez *et al.*, 2002; Jiménez *et al.*, 2006; Hernández-Moreno *et al.*, 2007).

El comportamiento hidrológico de los suelos de las Islas ha sido estudiado por el equipo del Laboratorio de Suelos y Riegos del Instituto Canario de Investigaciones Agrarias (ICIA). Los trabajos se han centrado en el estudio de los fenómenos de flujo preferencial (Muñoz-Carpena *et al.*, 1996; Regalado *et al.*, 2001), estimación de la conductividad hidráulica insaturada mediante modelos o técnicas de optimización inversa (Ritter *et al.*, 2003a), comportamiento dieléctrico (Regalado *et al.*, 2003), y transporte de solutos (Ritter *et al.*, 2003b, Muñoz-Carpena *et al.*, 2005) e hidrofobicidad (Regalado y Ritter, 2005).

En las Islas Canarias Occidentales, las aguas de riego han sido tradicionalmente aguas subterráneas de tipo bicarbonatada-Na-Mg o Mg-Na, con valores de alcalinidad elevados y por tanto alto riesgo de pérdida de permeabilidad. Ello explica las elevadas dosis de enmiendas de yeso que se utilizan normalmente. El uso creciente de aguas desaladas para consumo humano implica que las aguas regeneradas que se destinan al riego conserven algunas características de aquellas, incluyendo índices negativos de Langelier. Los niveles salinos relativamente bajos de las aguas de riego desaladas o regeneradas de origen desaladas, han provocado problemas de permeabilidad, como han descrito Palacios *et al.* (1999) en suelos arcillosos del norte de Gran Canaria. En contraste, destacamos la observación que aparece en el Plan Hidrológico Insular de Tenerife (PHI, 1989): “...las

características de nuestros suelos deben dulcificar los tipos de calidades de agua de riego o de lo contrario ya deberían haberse arruinado nuestras parcelas y los cultivos en ellas establecidos...” en clara referencia a la insensibilidad a la degradación por sodificación en algunos tipos de suelos canarios. Esta cita ha inspirado en parte la realización de este trabajo.

Objetivos

De las consideraciones anteriores se desprende la necesidad de contribuir al conocimiento de las propiedades físicas de los Andisoles de las Islas Canarias así como de otros suelos que presentan ciertas características ándicas. Dada la susceptibilidad de las propiedades de estos suelos a las condiciones de manejo, se han incluido suelos cultivados bajo riego.

En el marco de este objetivo general se distinguen los siguientes **objetivos específicos**:

a) Estudio de las propiedades asociadas a la calidad física de los suelos: curvas características de retención de agua, conductividad hidráulica saturada, cambios de volumen asociados a variaciones de humedad (hinchamiento/retracción), comportamiento frente a los agentes dispersantes.

b) Estudio del efecto de las condiciones de salinidad/sodicidad en la degradación de la estructura y la permeabilidad de los suelos en ensayos de laboratorio y en campo. La hipótesis de trabajo es que las propiedades ándicas asociadas a los suelos volcánicos son agentes estabilizantes de la estructura del suelo frente a los efectos del riego con aguas de mala calidad.

Para evaluar la influencia del carácter ándico de los suelos en sus propiedades físicas, los suelos de este estudio se han seleccionado de forma que presenten un rango en sus propiedades ándicas, partiendo de los Andisoles.

CAPÍTULO II.
CARACTERIZACIÓN DE LOS SUELOS

II.1. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Caracterización de materiales ándicos y mineralogía de los suelos

La investigación básica de referencia sobre los suelos ándicos se produce en los años 70 por investigadores de Japón, Estados Unidos y Nueva Zelanda. En estos trabajos se profundiza en la caracterización de los materiales amorfos y su influencia en las propiedades físicas de los suelos. En ellos se pone de manifiesto la gran influencia de estos materiales en la capacidad de retención de agua de los suelos, fenómenos de hinchamiento, irreversibilidad al secado, estabilidad estructural y elevada permeabilidad en relación con su textura aparente (Sharma y Uehara, 1968a,b; Maeda y Warkentin, 1975; Tsuji *et al.*, 1975; Maeda *et al.*, 1977; El-Swaify, 1980).

En la década de los ochenta, una Comisión Internacional para la Clasificación de Andisoles (ICOMAND) estableció los parámetros físicos y químicos que reflejan las **propiedades ándicas**. Se llegó a este consenso a partir de las bases de datos de suelos de las regiones volcánicas del mundo y la experiencia acumulada de su uso y manejo. Algunos países (Estados Unidos, Nueva Zelanda) ya contaban con una metodología *ad hoc* para la caracterización de los suelos con propiedades ándicas con utilización generalizada en usos agrícolas y no agrícolas del suelo.

Los **parámetros de diagnóstico** que definen estas propiedades son (Soil Survey Staff, 1999):

- $Al_0 + \frac{1}{2} \cdot Fe_0$ (% en peso): aluminio y hierro extraídos con oxalato amónico a pH 3 (el factor $\frac{1}{2}$ se introduce para evitar la expresión en moles y refleja que el peso atómico del hierro duplica aproximadamente el del aluminio, facilitando así la utilización por usuarios del suelo no técnicos). Este parámetro representa la cantidad de materiales amorfos (alofana, óxidos de Fe y Al) que se disuelven selectivamente frente a los minerales cristalinos.
- ΔP (%): porcentaje de fosfato retenido por 1 g de suelo en 25 mL de una disolución de 1.000 $mg \cdot L^{-1}$ de P. Este parámetro da una medida de reactividad de los sólidos que refleja la naturaleza hidroxilada de las superficies de los materiales ándicos y la cantidad de superficie expuesta. La retención de fósforo se atribuye sobre todo a la presencia de Al activo proveniente de los complejos humus-aluminio de la alofana e imogolita (Shoji *et al.*, 1993) y a los óxidos de Fe de baja cristalinidad.
- ρ_b ($g \cdot cm^{-3}$): densidad aparente a la capacidad de campo. Este parámetro físico refleja la elevada porosidad asociada a los materiales ándicos.

En este sistema de clasificación se incluye además el **carácter vítrico** como otro criterio de definición de las propiedades ándicas.

Los valores concretos para estos parámetros son (Soil Survey Staff, 2003):

- $Al_o + \frac{1}{2} \cdot Fe_o > 2 \%$
- retención de fosfatos $> 85 \%$
- densidad aparente (a $\frac{1}{3}$ bar) $< 0,90 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

Los **Andisoles** (Soil Survey Staff, 1999) son suelos que poseen propiedades ándicas en al menos 35 cm de los primeros 60 cm de la capa superficial o en un 60 % del total del grosor del suelo si hay un contacto lítico o paralítico a una profundidad de 60 cm o menos.

Estos parámetros, con algunas modificaciones menores, han sido adoptados por el sistema FAO (IUSS, 2007), de amplia utilización internacional, especialmente en los países en desarrollo, para definir el grupo de los Andosoles. En este sistema, dentro de las propiedades ándicas, se distingue entre propiedades:

- **aluándicas:** con propiedades ándicas y un contenido en sílice extraíble (por oxalato a pH de 3) menor de 0,6 % y una relación de Al extraíble por pirofosfato/Al extraíble por oxalato (Al_p/Al_o) de 0,5 o más.
- **silándicas:** si los valores anteriores pasan a ser mayores de 0,6 % y la razón menor de 0,5.

La elección del parámetro ($Al_o + \frac{1}{2} \cdot Fe_o$) se ha fundamentado en la gran cantidad de propiedades físicas y químicas covariantes que presenta, además de ΔP y ρ_b . Así, existen estrechas correlaciones entre ($Al_o + \frac{1}{2} \cdot Fe_o$) y las siguientes propiedades:

- Retención de agua (Shoji *et al.*, 1993; Dorel *et al.*, 2000)
- Macroporosidad, microporosidad (Maeda *et al.*, 1977; Bartoli *et al.*, 1988, 1992, 1998)
- Estabilidad estructural y resistencia a la dispersión (Emerson, 1968, 1991; Bartoli *et al.*, 1991)
- Superficie específica (Paterson, 1977; Bartoli *et al.*, 1998)
- Baja tasa de mineralización de nitrógeno (Sánchez *et al.*, 2003).

El mineral más característico de los suelos volcánicos es la **alofana**. Se trata de un aluminosilicato hidratado producido en etapas tempranas de la meteorización del vidrio volcánico, a partir de soluciones de Si y Al y en condiciones de $pH > 4,7$ (van Olphen, 1971; Wesley, 1977; Wada, 1987). La composición de la alofana varía de acuerdo con el predominio de Al ó Si y en la naturaleza se pueden encontrar alofanas ricas en Al (relación Al:Si; 2:1) y alofanas ricas en Si (Al:Si; 1:1). Aunque la mayor parte de la literatura se ha referido a la alofana como un mineral amorfo, este mineral está constituido por nano-partículas consistentes en esferas huecas con diámetros externos que varían entre 3,5 y 5 nm y espesor entre 0,7 y 1 nm (Wada, 1987; Shoji *et al.*, 1993). Estas esferas se agrupan en agregados (*domains*; de diámetro: 0,01 - 1 μm), los cuales se unen para formar agregados de mayor tamaño (*clusters*; diámetro: 1 - 100 μm). Una fuerte agregación se desarrolla entre partículas individuales debido a los enlaces cementantes, enlaces de hidrógeno, atracción eléctrica y fuerzas de

Van der Waals (Rao, 1995). Dependiendo del predominio de las formas de Al se pueden distinguir dos tipos de Andosoles: “alofánico” (Al en forma de alofana y/o imogolita) y “no alofánico” (Al principalmente asociado con el humus) (Shoji y Fujiwara, 1984). Cuando estos componentes son menos abundantes frente a la presencia de vidrios volcánicos, los suelos reciben el nombre de “víticos” (IUSS, 2007; Soil Survey Staff, 2010).

La presencia de alofana está generalmente asociada con la de **imogolita**. Este mineral está formado por fibras o microtubos de un diámetro exterior de 10 a 30 nm y longitud de varias micras (Wada, 1987) y a veces se presenta en haces conectando las esférulas de alofana. La imogolita tiene propiedades químicas similares a la alofana, pero a diferencia de ésta presenta una composición fija (Al/Si = 2) y mayor ordenación.

La alofana rica en Si puede evolucionar a **haloisita** después de un período de evolución que puede tardar miles de años (Fieldes y Claridge, 1975; Parfitt *et al.*, 1984; Parfitt, 1990; Shoji *et al.*, 1993), bajo condiciones de precipitación inferiores a 1.500 mm/año (Dahlgren *et al.*, 1993) y pH entre 5,7 y 7,1 (Wada, 1989). La haloisita muestra una estructura similar a la **caolinita muy desordenada**, que puede admitir hasta dos moléculas de agua entre los paquetes estructurales (por lo que presenta reflexión basal a 10 Å). Se puede formar por cristalización de material alofánico o directamente a través de los vidrios volcánicos.

La caracterización y cuantificación de estos materiales es compleja. En este sentido cabe destacar las revisiones realizadas por Parfitt (1990) y Acevedo-Sandoval *et al.* (2004) sobre la identificación y caracterización de las distintas formas de alofana y sobre el papel de los óxidos de hierro en el suelo, respectivamente, y la realizada por García-Rodeja *et al.* (2007) sobre las distintas **técnicas de disolución selectiva** empleadas en la caracterización de suelos volcánicos de Europa.

Generalmente es necesaria una combinación de métodos químicos de extracción selectiva para distinguir los distintos componentes amorfos (silicatos de aluminio) de otros compuestos disueltos por un reactivo dado. La combinación más comúnmente utilizada es la disolución de **oxalato ácido**, para extraer las cantidades de Al y Si de compuestos mal cristalizados (Al_o , Si_o), y la disolución de **pirofosfato**, para determinar la cantidad de Al asociada a complejos húmicos (Al_p , Fe_p). Se asume que la extracción con pirofosfato recupera formas de Al y Fe ligadas fundamentalmente a la materia orgánica, aunque es una extracción poco selectiva y puede incluir formas inorgánicas de bajo grado de orden, así como algunas formas cristalinas (Dahlgren, 1994). El oxalato amónico se considera que actúa sobre el suelo extrayendo Fe y Al asociados a la materia orgánica y también formas inorgánicas amorfas o de baja cristalinidad. La diferencia entre estos dos extractantes se emplea posteriormente para estimar las concentraciones de **alofana** e **imogolita**, así como la relación molar Al/Si del material alofánico (Parfitt y Wilson, 1985). La relación molar Al/Si se estima a partir de la expresión $(Al_o - Al_p)/Si_o$, que corrige el Al disuelto de complejos orgánicos por el tratamiento de oxalato ácido. La relación Al_p/Al_o puede ser utilizada para separar aproximadamente los Andosoles alofánicos (< 0,5) y

no alofánicos ($> 0,5$), según Saigusa *et al.* (1991, citado por Nanzzyo *et al.*, 1993). Este criterio se utiliza en la WRB (2007) para separar propiedades silandicas y aluandicas. Según estos autores, la acumulación de carbono orgánico (C_{org}) está relacionada positivamente con la ratio Al_p/Al_o , presentando en general los Andisoles no alofánicos valores de C_{org} superiores al 6 %. Este valor se considera como un valor crítico en estos suelos. Muchas propiedades físicas de los Andisoles como la densidad aparente y límites líquido y plástico se ven fuertemente afectadas cuando el contenido en carbono orgánico es superior al 6 % (Nanzzyo *et al.*, 1993).

Para el método de extracción con oxalato amónico se utiliza usualmente una relación suelo:disolución de 1:40 a pH 3, o de 1:100, si se prevén valores elevados ($Al > 2\%$). Para los suelos que superan este valor ampliamente y para los que el pH aumenta significativamente durante la extracción, Thorlacius (2002) recomienda emplear una relación de 1:200. Por su parte, Dahlgren (1994) recomienda elevar la relación a 1:200 si el Al extraíble es superior a 5 %. Con respecto al Fe, una sola extracción con oxalato parece insuficiente para caracterizar la fracción poco cristalina. Así, Buurman *et al.* (2001), utilizando extracciones secuenciales con oxalato en Andosoles de Tenerife, encontraron que la cantidad de Al disuelta en la primera extracción respecto a la quinta o séptima (dependiendo del suelo) oscilaba entre 38 y 72 %. En el caso del Fe, el rango fue de 7-39 %. En otros suelos volcánicos, estos autores encuentran que hacen falta de 5 a 7 extracciones para aproximarse al contenido de Fe de una sola extracción con ditionito.

Alternativamente, se ha empleado el Al extraído con **ditionito-citrato** sódico (Al_{dc}) en lugar de Al_p para estimar la relación Al/Si. Así, Dahlgren y Ugolini (1991) obtuvieron ratios de Al/Si de imogolita más ajustados utilizando la expresión $(Al_o - Al_{dc})/Si_o$ en spodosoles ricos en imogolita. El tratamiento con ditionito-citrato extrae los mismos componentes que el oxalato excepto alofana e imogolita, y además, extrae oxi-hidróxidos de Fe cristalinos (Wada, 1989). Permite por tanto estimar la cantidad de Fe libre total (Fe_{dc}), en el que se incluyen los productos de la solubilización de óxidos y oxihidróxidos de Fe bien cristalizados, las formas de Fe de baja cristalinidad y también las formas asociadas a la materia orgánica (Novoa Muñoz *et al.*, 2002). En algunos casos se añade bicarbonato sódico (tratamiento **DCB**) para mantener el pH de la disolución alrededor de 7,3, y optimizar la efectividad de la extracción (Dahlgren, 1994).

Las concentraciones de **ferrihidrita** se pueden estimar a partir de la concentración de Fe extraído con oxalato ácido (Fe_o) utilizando un factor de 1,7 (Parfitt y Childs, 1988; Childs *et al.*, 1991, citados por Nanzzyo *et al.*, 1993). La diferencia ($Fe_o - Fe_p$) se identifica con el Fe-ferrihidritico. El Fe presente como goetita y hematita (óxidos de Fe cristalinos) se puede estimar mediante la diferencia de Fe_{dc} y Fe_o (Parfitt y Childs, 1988). Por otro lado, la relación Fe_o/Fe_{dc} es una medida de la proporción del total de hierro edafogénico (amorfo más ferrihidrita), según Acevedo-Sandoval *et al.* (2004).

Como se ha explicado anteriormente, el tratamiento con oxalato es un método sencillo y efectivo para disolver óxidos de Fe mal cristalizados, pero disuelve también magnetita y la mayor parte de las formas activas de Al en el suelo, por lo que no es un método adecuado para separar o

distinguir formas específicas de óxidos de Fe. Reyes y Torrent (1997) proponen un método sencillo de extracción selectiva de los óxidos de Fe mal cristalizados mediante el uso de citrato combinado con ácido ascórbico (Fe_{ca}), apoyándose en el carácter débilmente reductor del ascórbico. Según estos autores, el **citrato-ascórbico** es más selectivo que el oxalato, al disolver comparativamente cantidades no significativas de alofana, imogolita y magnetita. De esta forma, la diferencia entre Fe_o y Fe_{ca} se podría utilizar para estimar los óxidos de Fe amorfos asociados a material alofánico.

Como resumen, se han incluido las siguientes tablas, en las que se indica la eficacia de cada reactivo para extraer los distintos componentes del suelo (Dahlgren, 1994, adaptado de Parfitt y Childs, 1988) (Tabla 1), y los componentes extraídos con las disoluciones selectivas e interpretación atribuida a las relaciones derivadas a partir de éstos según la bibliografía descrita anteriormente (Tabla 2).

Tabla 1. Eficacia de cada reactivo para extraer diversos componentes del suelo (Dahlgren, 1994, adaptado de Parfitt y Childs, 1988): Nula (< 1 %), pobre (< 10 %), moderada (10-80 %) y buena (> 80 %), dispersión (suspensiones coloidales muy estables, difíciles de eliminar).

Componente	Pirofosfato pH 10; 0,1 M	Oxalato pH 3; 0,2 M	Ditionito-citrato
Al-humus	buena	buena	buena
Ferridrita	dispersión	buena	buena
Goetita	dispersión	ninguna	buena
Alofana	pobre	buena	moderada
Imogolita	pobre	buena	moderada
Gibbsite	nula	pobre	nula
Haloisita	nula	nula	nula
Magnetita	nula	pobre-moderada	moderada
Filosilicatos	nula	moderada	moderada

Tabla 2. Nomenclatura utilizada para expresar los componentes extraídos con las disoluciones selectivas e interpretación atribuida a las relaciones derivadas a partir de éstos.

	Significado atribuido
Extracción con oxalato amónico: Al_o, Fe_o	Óxidos amorfos de Al y Fe, no cristalinos y poco ordenados
Extracción con pirofosfato sódico: Al_p, Fe_p	Óxidos de Al y Fe asociados a complejos orgánicos
Extracción con ditionito-citrato: Al_{dc}, Fe_{dc}	Óxidos amorfos de Al y Fe no alofánicos y oxihidróxidos de Fe cristalinos
Extracción con citrato-ascórbico: Al_{ca}, Fe_{ca}	Óxidos de Fe amorfos no alofánicos (orgánicos y óxidos mal cristalizados)
$Al_p/Al_o > 0,5$	Criterio para Andisol no alofánico; Al asociado a compuestos cristalinos
$Al_p/Al_o < 0,5$	Criterio para Andisol alofánico; Al asociado a compuestos inorgánicos amorfos
$Si_o \cdot 7,1$	Alofana e imogolita
$Fe_o \cdot 1,7$	Óxidos amorfos de Fe (ferrihidrita)
Relación atómica Al/Si: $(Al_o - Al_p)/Si_o \approx 1$	Alofana rica en Si (Al:Si = 1:1)
Relación atómica Al/Si: $(Al_o - Al_p)/Si_o \approx 2-4$	Alofana rica en Al (Al:Si = 2:1)
$Fe_o/Fe_{dc} < 0,5$ (García-Rodeja <i>et al.</i> , 2007) o 0,75 (Mizota y van Reeuwijk, 1989)	Predominio de óxidos de Fe cristalinos
$Fe_o/Fe_{dc} > 0,5$ o 0,75	Predominio de óxidos de Fe no cristalinos
$(Al_o - Al_p), (Fe_o - Fe_p)$	Al y Fe amorfos inorgánicos (Al y Fe activo). Al asociado a la alofana e imogolita
$(Fe_{dc} - Fe_o)$	Óxidos cristalinos de Fe (goetita, magnetita, hematina, etc.)
$(Al_o - Al_{ca}), (Si_o - Si_{ca}), (Fe_o - Fe_{ca})$	Al y Fe amorfos alofánicos

II.2. MATERIAL Y MÉTODOS

II.2.1. SUELOS

De acuerdo con los objetivos del trabajo, se han seleccionado los suelos de forma que presenten un rango en sus propiedades ándicas.

En el caso de los suelos naturales (suelos N), se han elegido dos Andosoles alofánicos y organominerales y un Ultisol y un Alfisol con ciertas características ándicas. Los perfiles representativos han sido descritos en el Departamento de Edafología y Geología de la Universidad de La Laguna (ULL).

Para la selección de los suelos de cultivo (suelos C), se ha procurado contar con fincas sorribadas con suelos procedentes de zonas de medianías con ciertas características ándicas (evidencias morfológicas y analíticas) y en las que existiera información sobre el manejo y características de los suelos y cultivos. Asimismo se tuvo en cuenta la posibilidad de realizar ensayos en campo a lo largo del tiempo.

Los suelos se han agrupado en dos conjuntos, el primero constituye el grupo central de este trabajo, mientras que los suelos del segundo grupo se han seleccionado con fines comparativos para algunos capítulos, por ejemplo, para obtener mayor representatividad o significado estadístico en alguna técnica o propiedad estudiada.

Las propiedades determinadas en cada conjunto son las siguientes:

- 1) **Conjunto 1:** Suelos N1, N2, N3, N4, C1, C2, C3 y C4. En este grupo se han realizado todas las determinaciones de propiedades físicas y mineralogía: Conductividad hidráulica saturada, retención de agua y retracción, ensayo de sodicidad (ensayo en columnas y test de dispersión), disoluciones selectivas, rayos X y análisis térmico. En el suelo N3 no se realizó el ensayo de sodicidad.
- 2) **Conjunto 2:** Se pueden distinguir dos subconjuntos:
 - a) Suelos C5, C6, C7, C8, C9 y C10: Se han seleccionado con el fin de completar el calibrado de las propiedades ándicas con la retención de agua y la retención de fosfato.
 - b) Suelos C11 y C12: En estos suelos se ha llevado a cabo el ensayo de sodicidad (conductividad hidráulica saturada, retención de agua y retracción) y las disoluciones selectivas y mineralogía. Se han seleccionado en representación de suelos arcillosos no ándicos.

En la Tabla 3 se resumen algunos datos generales de los suelos y de las parcelas y cultivos seleccionados.

Suelos naturales

Se han seleccionado una serie de Andosoles y suelos ándicos (Ultisoles y Alfisoles) representativos de las zonas altas y de medianías de las islas de Tenerife y La Palma. Las muestras se tomaron en zonas adyacentes a los perfiles representativos. Debido al elevado nivel de materia orgánica y al mayor grado de degradación del horizonte superficial, se tomaron las muestras en los horizontes inmediatamente inferiores.

Isla de la Palma:

- **Suelo N1:** El perfil representativo de la zona se ha descrito en la Guía de Campo del Congreso de suelos Volcánicos (Departamento de Edafología, 1984) con el nombre de “Barlovento”. Se trata de un Andisol, con un alto grado de alteración y elevado contenido en alofana y cierto carácter hídrico. Está clasificado como *Typic Hapludands*. Un estudio más detallado de la mineralogía fue realizado por Rodríguez *et al.* (1989). Se tomaron muestras en septiembre de 2004 de los horizontes B_{w1} y B_{w2} .

Isla de Tenerife:

- **Suelo N2:** El perfil denominado “Las Aves” se encuentra en los Montes de Agua García. Se trata de un Andisol clasificado como *Typic Hapludands*. Ha sido descrito y estudiado por Fernández-Caldas *et al.* (1982), González-Batista *et al.* (1982) y Departamento de Edafología (1984). Se tomaron muestras de zonas adyacentes al perfil en mayo de 2001 y julio de 2003 de los horizontes A y B_w .
- **Suelo N3:** El perfil denominado “Las Lajas” se encuentra en la zona de Anaga. Se trata de un perfil complejo constituido por un Andisol sobre un Ultisol. Ha sido descrito por Fernández-Caldas y Tejedor-Salguero (1975) y Departamento de Edafología (1984). Se tomaron muestras de zonas adyacentes al perfil en noviembre de 2004 de los horizontes B_w y $2B_{t1}$.
- **Suelo N4:** El perfil “Las Carboneras” está situado entre La Laguna y La Esperanza. Ha sido descrito y estudiado por Fernández-Caldas *et al.* (1982). Se tomaron muestras en julio de 2003 del horizonte B (se evitó tomar muestras superficiales por estar el suelo muy degradado en el horizonte superficial).

Los Andosoles N1, N2 y N3 se caracterizan por una estructura que va de migajosa, grumosa muy fina a granular particular (friable, que se resuelve en microagregados). El horizonte de profundidad del suelo N3 y el suelo N4 tienen estructura poliédrica y poliédrica muy desarrollada, respectivamente.

Suelos cultivados:

Se han seleccionado suelos de las islas de Tenerife, Gran Canaria y El Hierro, todas ellas son sorribas, excepto la finca de Santa María de Guía, en Gran Canaria (en parte).

Isla de Tenerife:

Se han seleccionado una serie de suelos de cultivo representativos del norte y sur de la isla de Tenerife, con un rango en sus propiedades ándicas. No se conoce con exactitud el material de origen de estos suelos transportados, ya que proceden de múltiples zonas de extracción y mezcla de diferentes tipos de suelos, Andosoles y suelos con carácter ándico (*Andic Rhodustalfs–Paleustalfs–Haplustalfs*, *Andic Dystrustepts–Haplustepts*, y en menor medida, *Typic Hapludands*). En el caso de la finca “X”, que se incorporó una vez iniciado el proyecto, los suelos proceden del municipio de Tacoronte a unos 700 msnm. La cantera presenta suelos profundos con capas superpuestas presentando en superficie Alfisoles con carácter ándico. Es la única finca donde se conoce el estado inicial (incluyendo variabilidad espacial).

Se estudiaron tres fincas de platanera del Valle de San Lorenzo (Arona) y dos fincas del Norte de Tenerife (Valle Guerra), realizando las mediciones y el seguimiento de las propiedades físicas de los suelos.

Las tres primeras fincas, “B”, “F” y “X” (**suelos C4, C3 y C2**, respectivamente), forman parte del seguimiento que se realizaba con el Organismo Autónomo Local Balsas de Tenerife (BALTEN) dentro del “Proyecto sobre impacto del riego con aguas depuradas en suelos y plantas” entre el Departamento de Edafología y Geología y dicho Ente Autónomo. En el momento del muestreo, las fincas estaban dedicadas al cultivo de la platanera bajo invernadero de malla, con riego por goteo, salvo la finca B, con riego por microaspersión; el riego se aplicaba en distintas proporciones de agua residual depurada y agua blanca. Se aprovecharon los cuatro muestreos anuales que se realizaban dentro del citado Proyecto para hacer los muestreos de suelo inalterado y las medidas de permeabilidad *in situ*. Los datos del seguimiento básico de la calidad de las aguas depuradas y las propiedades de los suelos de las fincas asociadas y experimental están disponibles a través de los proyectos de colaboración ya referenciados entre los Departamentos de Edafología y Geología y de Ingeniería Química y Tecnología Farmacéutica de la Universidad de La Laguna con BALTEN.

A partir de esta base de datos provista por los citados organismos se realizó una evaluación de aquellas propiedades químicas que pueden tener un efecto directo o indirecto en las propiedades físicas de los suelos estudiados. Se aprovecharon los cuatro muestreos anuales que se realizaban dentro del citado Proyecto para hacer los muestreos de suelo inalterado y las medidas de permeabilidad *in situ*. En concreto, los datos de propiedades físicas utilizados en el presente trabajo se corresponden con 4 a 6 muestreos (entre enero de 2000 y julio de 2003) y 3 muestras (2 profundidades) por suelo. Además se seleccionaron 2 muestras por suelo del muestreo de enero de 2004 para el ensayo de sodicidad (capítulo VII). En una selección de estas muestras se determinaron las propiedades ándicas y composición mineralógica.

Los datos correspondientes a las propiedades químicas y físicas generales (retención de agua, conductividad hidráulica saturada y textura por el método convencional) de los suelos de las fincas de Valle Guerra, “Pajalillos” (suelo C1) y “Las Cuevas” (suelo C10), han sido cedidos por el Departamento de Suelos y Riegos del ICIA (Instituto Canario de Investigaciones Agrarias) y CATESA (Compañía Agrícola de Tenerife, S.A.), respectivamente.

La finca “Pajalillos” (**suelo C1**) es la más antigua (más de 40 años) y no se conoce su procedencia, presentando las propiedades ándicas más marcadas. En el momento del muestreo, la finca estaba dedicada al cultivo de la platanera, bajo invernadero de plástico de 850 m². Aunque las dimensiones del invernadero son inferiores a lo que es habitual en la isla, en lo referente al sistema de cultivo, variedades, manejo, etc. se puede considerar representativo del cultivo de plátanos en el norte de la isla. Se seleccionaron 35 muestras, de un conjunto de 70 muestras superficiales del muestreo de variabilidad realizado por el citado Departamento en noviembre de 1999, para su caracterización mineralógica (disoluciones selectivas, rayos X y análisis térmico).

El **suelo C10** corresponde a una parcela de estudio de 4.800 m², localizada dentro de la finca “Las Cuevas”, de 42 ha, perteneciente a la Compañía Agrícola de Tenerife, S.A. (CATESA). Los datos generales de este suelo utilizados en el trabajo se recogen en la Memoria Final del Proyecto INIA SC95-059. El suelo ha sido descrito por Muñoz-Carpena *et al.* (2002).

Isla de Gran Canaria:

- **Suelo C11:** Procede de un suelo (un 20 % de suelo *in situ* y resto suelos transportados de la zona de Montaña Alta, en Santa María de Guía y zona baja de Gáldar) de platanera situado en el municipio de Santa María de Guía (Finca “El Llano”). Presenta carácter vértico y se clasifica como *Torriarents*. Ha sido estudiado por el Laboratorio Agrario de la Granja Agrícola Experimental. Actualmente se riega con agua desalada.
- **Suelo C12:** Suelo de sorriba (con suelos de los alrededores) de la Finca experimental del Cabildo de Gran Canaria (Finca “La Cebolla”) situada en el municipio de Arucas a unos

100 msnm. Antes de ser finca experimental, se cultivaba de tomate. El suelo ha sido descrito por Palacios *et al.* (2009) y ha sido clasificado como *Torriarents*.

Isla de El Hierro:

El material de origen de las fincas sorribadas de la isla de El Hierro está bien caracterizado. Los suelos de la cantera principal (*mesic Vitric Hapludands*) y de la segunda cantera en importancia de suelo extraído (*Alfic Hapludands*) han sido caracterizados por Padrón (1993). En el momento del muestreo las sorribas se hallaban cultivadas con platanera, fincas H1 y H4 (**suelos C5 y C8**), y piña tropical, fincas H2 y H3 (**suelos C6 y C7**). La finca H5 (suelo C9) se encuentra en abandono y anteriormente estaba dedicada a diversos cultivos. Los suelos se clasifican como *Torriarents*.

La estructura de los suelos cultivados oscila entre granular fina-media y particular (friable, que se resuelve en microagregados). La estructura de los suelos seleccionados de El Hierro es particular, grumosa fina.

A continuación se muestran los datos generales de los suelos estudiados (Tabla 3). En cada capítulo (apartado Material y Métodos) se detalla la fecha de muestreo y la referencia de las muestras empleadas en dicho capítulo.

Tabla 3. Datos generales de los suelos de este estudio.

Nombre Perfil/ Finca	Referencia suelo	Isla	Situación	Altitud (m)	Clasificación – Soil Survey Staff (1999)
Barlovento	N1	La Palma	Laguna de Barlovento (Barlovento)	760	Typic Hapludands (Andosol)
Las Aves	N2	Tenerife	Aguagarcía (Tacoronte)	1.100	Typic Hapludands (Andosol)
Las Lajas	N3	Tenerife	Las Mercedes (La Laguna)	1.000	Hapludands (Suelo ferráltico)
Carboneras	N4	Tenerife	La Esperanza (El Rosario)	825	Andic Udic Rhodoustalf (Suelo fersialítico)
Pajalillos	C1	Tenerife	Valle Guerra (La Laguna)	< 300	Haplic Torriarents
X	C2	Tenerife	Valle de San Lorenzo (Arona)	< 300	Haplic Torriarents
F	C3	Tenerife	Valle de San Lorenzo (Arona)	< 300	Haplic Torriarents
B	C4	Tenerife	Valle de San Lorenzo (Arona)	< 300	Haplic Torriarents
H1	C5	El Hierro	Valle del Golfo (Frontera)	< 300	Torriarents
H2	C6	El Hierro	Valle del Golfo (Frontera)	< 300	Torriarents
H3	C7	El Hierro	Valle del Golfo (Frontera)	< 300	Torriarents
H4	C8	El Hierro	Valle del Golfo (Frontera)	< 300	Torriarents
H5	C9	El Hierro	Valle del Golfo (Frontera)	< 300	Torriarents
Cuevas	C10	Tenerife	Valle Guerra (La Laguna)	< 300	Torriarents
El Llano	C11	Gran Canaria	Farailaga Bajo (Santa María de Guía)	200	Torriarents
La Cebolla	C12	Gran Canaria	(Arucas)	100	Torriarents

Tabla 3 (Cont.). Datos generales de los suelos empleados.

Nombre Perfil/ Finca	Referencia suelo	Uso del suelo	Edad finca (años)	Procedencia suelo sorriba	Profundidad sorriba (cm)	Vegetación/ Tipo de cultivo	Superficie finca (m ²)	Sistema riego	Agua de riego
Barlovento	N1	natural	-	-	-	Fayal-brezal y tagasaste	-	-	-
Las Aves	N2	natural	-	-	-	Pinar	-	-	-
Las Lajas	N3	natural	-	-	-	Laurisilva	-	-	-
Carboneras	N4	natural	-	-	-	Gramíneas	-	-	-
Pajalillos	C1	cultivado	27	Zona norte, medianías (500-900 m)	80-90	Platanera “Gran Enana” (invernadero de cubierta plástica)	850	Goteo	Agua blanca
X	C2	cultivado	12	Inmediaciones perfil los Rodeos; ctra. General La Laguna-Tacoronte (600 m)	80-90	Platanera “Gran Enana” (invernadero de malla)	1.250	Goteo	Agua residual depurada
F	C3	cultivado		Varias zonas de extracción	80-90	Platanera “Gran Enana” (invernadero de malla)	1.000	Goteo	Agua residual depurada
B	C4	cultivado	16	Varias zonas de extracción	80-90	Platanera “Gran Enana” (invernadero de malla)	6.603	Aspersión	Agua residual depurada
H1	C5	cultivado	30	Zona alta (meseta de Nisdafe (1.324 m)	80-160	Platanera (invernadero)	3.267	Aspersión	Agua blanca
H2	C6	cultivado	3	Zona alta (meseta de Nisdafe (1.324 m)	80-160	Piña tropical (al aire libre)	1.500	Aspersión	Agua blanca
H3	C7	cultivado	10	Zona alta (meseta de Nisdafe (1.324 m)	80-160	Piña tropical (al aire libre)	4.238	Aspersión	Agua blanca
H4	C8	cultivado	20-30	Zona alta (meseta de Nisdafe (1.324 m)	80-160	Platanera (invernadero)	2.301	Aspersión	Agua blanca
H5	C9	cultivado	30	Zona alta (meseta de Nisdafe (1.324 m)	80-160	En barbecho	5.280	Aspersión	Agua blanca
Cuevas	C10	cultivado	50	Varias zonas de extracción	80-90	Platanera (invernadero)	4.800	Aspersión	Agua blanca
El Llano	C11	cultivado		In situ y zona Montaña Alta en Santa María de Guia y zona baja de Gáldar	80-90	Platanera (invernadero)	11.200	Goteo	Agua de pozo y desalinizada
La Cebolla	C12	cultivado		Varias zonas de extracción	80-90	Variable (tomates, gramíneas...)	2.016	Goteo subterráneo	Agua residual depurada

Cada suelo se ha numerado de acuerdo con sus características ándicas, según se describe al final de este apartado. En adelante se hará referencia a los suelos con esta numeración y en función de la pertenencia al grupo central de suelos de este trabajo (Conjunto 1) o al grupo complementario de suelos (Conjunto 2), como se explicó anteriormente.

La referencia o denominación de los suelos, que se mantendrá a partir de ahora, se muestra en las Tablas 4 y 5. En éstas se exponen las referencias utilizadas para los suelos (ordenados según el carácter ándico decreciente) y para las muestras o réplicas de cada suelo, en función del uso del suelo (natural “N” o cultivado “C”) y la profundidad de muestreo (superficial “S” o de profundidad “P”). En el caso de existir más de un horizonte o profundidad de muestreo se han numerado en orden creciente de profundidad (P1, P2, etc.). La última cifra de la referencia de la muestra se corresponde con el número de muestra o réplica del suelo.

Tabla 4. Numeración y referencia de los suelos empleados (Conjunto 1).

Nombre perfil/finca	Uso del suelo	Horizonte/ Profundidad	Nº suelo	Referencia suelo	Prof. (cm)	Nº muestra	Referencia muestra
Barlovento	natural	Hor. B _{w1}	1	N1 _{P1}	15-30	1	N1 _{P1-1}
		Hor. B _{w2}	1	N1 _{P2}	30-60	1	N1 _{P2-1}
Aves	natural	Hor. A	2	N2 _S	15-30	1	N2 _{S-1}
		Hor. B _w	2	N2 _P	35-45	1	N2 _{P-1}
		Hor. A	2	N2 _S	15-30	2	N2 _{S-2}
		Hor. B _w	2	N2 _P	35-45	2	N2 _{P-2}
Las Lajas	natural	Hor. B _w	3	N3 _{P1}	30	1	N3 _{P1-1}
		Hor. 2B _{t1}	3	N3 _{P2}	70	1	N3 _{P2-1}
Carboneras	natural	Hor. A	4	N4 _S	15	1	N4 _{S-1}
		Hor. B	4	N4 _P	30	1	N4 _{P-1}
Pajalillos	cultivado	Sup.	1	C1 _S	0-15	1	C1 _{S-1}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	2	C1 _{S-2}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	3	C1 _{S-3}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	4	C1 _{S-4}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	5	C1 _{S-5}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	6	C1 _{S-6}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	7	C1 _{S-7}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	8	C1 _{S-8}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	9	C1 _{S-9}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	10	C1 _{S-10}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	11	C1 _{S-11}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	12	C1 _{S-12}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	13	C1 _{S-13}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	14	C1 _{S-14}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	15	C1 _{S-15}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	16	C1 _{S-16}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	17	C1 _{S-17}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	18	C1 _{S-18}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	19	C1 _{S-19}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	20	C1 _{S-20}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	21	C1 _{S-21}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	22	C1 _{S-22}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	23	C1 _{S-23}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	24	C1 _{S-24}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	25	C1 _{S-25}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	26	C1 _{S-26}
		Sup.	1	C1 _S	0-15	27	C1 _{S-27}

Tabla 4 (Cont). Numeración y referencia de los suelos empleados (Conjunto 1).

Nombre perfil/finca	Uso del suelo	Horizonte/ Profundidad	Nº suelo	Referencia suelo	Prof. (cm)	Nº muestra	Referencia muestra
Pajalillos	cultivado	Sup.	1	C1 _s	0-15	28	C1 _{s-28}
		Sup.	1	C1 _s	0-15	29	C1 _{s-29}
		Sup.	1	C1 _s	0-15	30	C1 _{s-30}
		Sup.	1	C1 _s	0-15	31	C1 _{s-31}
		Sup.	1	C1 _s	0-15	32	C1 _{s-32}
		Sup.	1	C1 _s	0-15	33	C1 _{s-33}
		Sup.	1	C1 _s	0-15	34	C1 _{s-34}
		Sup.	1	C1 _s	0-15	35	C1 _{s-35}
		Prof.	1	C1 _p	15-30	36	C1 _{p-36}
X	cultivado	Sup.	2	C2 _s	0-15	1	C2 _{s-1}
		Prof.	2	C2 _p	15-30	1	C2 _{p-1}
		Sup.	2	C2 _s	0-15	2	C2 _{s-2}
		Prof.	2	C2 _p	15-30	2	C2 _{p-2}
		Sup.	2	C2 _s	0-15	3	C2 _{s-3}
		Prof.	2	C2 _p	15-30	3	C2 _{p-3}
		Sup.	2	C2 _s	0-15	4	C2 _{s-4}
		Prof.	2	C2 _p	15-30	4	C2 _{p-4}
		Sup.	2	C2 _s	0-15	5	C2 _{s-5}
		Prof.	2	C2 _p	15-30	5	C2 _{p-5}
		Sup.	2	C2 _s	0-15	6	C2 _{s-6}
		Prof.	2	C2 _p	15-30	6	C2 _{p-6}
		Sup.	2	C2 _s	0-15	7	C2 _{s-7}
		Prof.	2	C2 _p	15-30	7	C2 _{p-7}
		Sup.	2	C2 _s	0-15	8	C2 _{s-8}
		Prof.	2	C2 _p	15-30	8	C2 _{p-8}
		Sup.	2	C2 _s	0-15	9	C2 _{s-9}
		Prof.	2	C2 _p	15-30	9	C2 _{p-9}
		Sup.	2	C2 _s	0-15	10	C2 _{s-10}
		Prof.	2	C2 _p	15-30	10	C2 _{p-10}
		Sup.	2	C2 _s	0-15	11	C2 _{s-11}
		Prof.	2	C2 _p	15-30	11	C2 _{p-11}
		Sup.	2	C2 _s	0-15	12	C2 _{s-12}
		Prof.	2	C2 _p	15-30	12	C2 _{p-12}
		Sup.	2	C2 _s	0-15	13	C2 _{s-13}
		Prof.	2	C2 _p	15-30	13	C2 _{p-13}
		Sup.	2	C2 _s	0-15	14	C2 _{s-14}
		Prof.	2	C2 _p	15-30	14	C2 _{p-14}
		Sup.	2	C2 _s	0-15	15	C2 _{s-15}
		Prof.	2	C2 _p	15-30	15	C2 _{p-15}
FA	cultivado	Sup.	3	C3 _s	0-15	1	C3 _{s-1}
		Prof.	3	C3 _p	15-30	1	C3 _{p-1}
		Sup.	3	C3 _s	0-15	2	C3 _{s-2}
		Prof.	3	C3 _p	15-30	2	C3 _{p-2}
		Sup.	3	C3 _s	0-15	3	C3 _{s-3}
		Prof.	3	C3 _p	15-30	3	C3 _{p-3}
		Sup.	3	C3 _s	0-15	4	C3 _{s-4}
		Prof.	3	C3 _p	15-30	4	C3 _{p-4}
		Sup.	3	C3 _s	0-15	5	C3 _{s-5}
		Prof.	3	C3 _p	15-30	5	C3 _{p-5}
		Sup.	3	C3 _s	0-15	6	C3 _{s-6}
		Prof.	3	C3 _p	15-30	6	C3 _{p-6}
		Sup.	3	C3 _s	0-15	7	C3 _{s-7}
		Prof.	3	C3 _p	15-30	7	C3 _{p-7}
BA	cultivado	Sup.	4	C4 _s	0-15	1	C4 _{s-1}
		Prof.	4	C4 _p	15-30	1	C4 _{p-1}
		Sup.	4	C4 _s	0-15	2	C4 _{s-2}
		Prof.	4	C4 _p	15-30	2	C4 _{p-2}
		Sup.	4	C4 _s	0-15	3	C4 _{s-3}
		Prof.	4	C4 _p	15-30	3	C4 _{p-3}

Tabla 4 (Cont.). Numeración y referencia de los suelos empleados (Conjunto 1).

Nombre perfil/finca	Uso del suelo	Horizonte/ Profundidad	Nº suelo	Referencia suelo	Prof. (cm)	Nº muestra	Referencia muestra
BA	cultivado	Sup.	4	C4 _S	0-15	4	C4 _{S-4}
		Prof.	4	C4 _P	15-30	4	C4 _{P-4}
		Sup.	4	C4 _S	0-15	5	C4 _{S-5}
		Prof.	4	C4 _P	15-30	5	C4 _{P-5}
		Sup.	4	C4 _S	0-15	6	C4 _{S-6}
		Prof.	4	C4 _P	15-30	6	C4 _{P-6}

Tabla 5. Numeración y referencia de los suelos empleados (Conjunto 2).

Nombre perfil/finca	Uso del suelo	Horizonte/ Profundidad	Nº suelo	Referencia suelo	Prof. (cm)	Nº muestra	Referencia muestra
H1	cultivado	Sup.	5	C5 _S	0-25	1	C5 _{S-1}
		Prof.	5	C5 _{P1}	25-50	1	C5 _{P1-1}
		Prof.	5	C5 _{P2}	50-60	1	C5 _{P2-1}
		Prof.	5	C5 _{P3}	60-75	1	C5 _{P3-1}
		Sup.	5	C5 _S	0-25	2	C5 _{S-2}
		Prof.	5	C5 _{P1}	25-50	2	C5 _{P1-2}
		Sup.	5	C5 _S	0-25	3	C5 _{S-3}
		Prof.	5	C5 _{P1}	25-50	3	C5 _{P1-3}
H2	cultivado	Prof.	6	C6 _P	0-50	1	C6 _{P-1}
		Prof.	6	C6 _P	0-50	2	C6 _{P-2}
		Prof.	6	C6 _P	0-50	3	C6 _{P-3}
H3	cultivado	Prof.	7	C7 _P	0-40	1	C7 _{P-1}
		Prof.	7	C7 _P	0-40	2	C7 _{P-2}
		Prof.	7	C7 _P	0-40	3	C7 _{P-3}
H4	cultivado	Sup.	8	C8 _S	2-20	1	C8 _{S-1}
		Prof.	8	C8 _P	20-40	1	C8 _{P-1}
		Sup.	8	C8 _S	2-20	2	C8 _{S-2}
		Prof.	8	C8 _P	20-40	2	C8 _{P-2}
		Sup.	8	C8 _S	2-20	3	C8 _{S-3}
		Prof.	8	C8 _P	20-40	3	C8 _{P-3}
H5	cultivado	Sup.	9	C9 _S	0-6	1	C9 _{S-1}
		Prof.	9	C9 _P	6-60	1	C9 _{P-1}
Cuevas	cultivado	Sup.	10	C10 _S	0-10	1	C10 _{S-1}
		Prof.	10	C10 _{P1}	10-30	1	C10 _{P1-1}
		Prof.	10	C10 _{P2}	30-80	1	C10 _{P2-1}
		Sup.	10	C10 _S	0-10	2	C10 _{S-2}
		Prof.	10	C10 _{P1}	10-30	2	C10 _{P1-2}
		Prof.	10	C10 _{P2}	30-70	2	C10 _{P2-2}
		Sup.	10	C10 _S	0-10	3	C10 _{S-3}
		Prof.	10	C10 _{P1}	10-30	3	C10 _{P1-3}
		Prof.	10	C10 _{P2}	30-65	3	C10 _{P2-3}
		Sup.	10	C10 _S	0-10	4	C10 _{S-4}
		Prof.	10	C10 _{P1}	10-30	4	C10 _{P1-4}
		Prof.	10	C10 _{P2}	30-60	4	C10 _{P2-4}
		Sup.	10	C10 _S	0-10	5	C10 _{S-5}
		Prof.	10	C10 _{P1}	10-30	5	C10 _{P1-5}
		Prof.	10	C10 _{P2}	30-60	5	C10 _{P2-5}
		Sup.	10	C10 _S	0-10	6	C10 _{S-6}
		Prof.	10	C10 _{P1}	10-30	6	C10 _{P1-6}
		Prof.	10	C10 _{P2}	30-60	6	C10 _{P2-6}
		Sup.	10	C10 _S	0-10	7	C10 _{S-7}
		Prof.	10	C10 _{P1}	10-30	7	C10 _{P1-7}
Prof.	10	C10 _{P2}	30-60	7	C10 _{P2-7}		
El Llano	cultivado	Prof.	11	C11 _P	15-30	1	C11 _{P-1}
La Cebolla	cultivado	Prof.	12	C12 _P	15-30	1	C12 _{P-1}

II.2.2. DETERMINACIONES ANALÍTICAS

Métodos de análisis de las propiedades químicas

Las muestras fueron secadas y tamizadas por 2 mm. Los resultados se han expresado sobre base seca (105°C).

pH

pH (H₂O): Se midió en suspensión acuosa (1:2,5), después de agitar y dejar un tiempo de contacto de 30 minutos. La lectura se realizó en un pH-metro marca Radiometer modelo PHM82 con electrodo combinado.

Carbono y nitrógeno

Carbono orgánico total: Se determinó por oxidación con dicromato potásico, según método de Walkley y Black (1934) y posteriormente modificado, utilizando ferroína como indicador.

Nitrógeno: Se determinó por digestión Kjeldhal (Tecator mod. 1026).

Fósforo asimilable

Extracción con NaHCO₃ a pH = 8,5 (Olsen *et al.*, 1954).

Capacidad de cambio catiónica y cationes cambiables

Los cationes cambiables se determinaron según el método de Bower *et al.* (1952) (Thomas, 1982) con acetato amónico 1 N pH 7 y acetato sódico 1 N pH 8,2.

La capacidad de intercambio catiónico (CIC) se determinó siguiendo el procedimiento de Bower *et al.* (1952). Las muestras de suelo con contenido en carbonatos fueron tratadas con una solución acetato sódico 1 N (pH = 8,2). Se eliminó el exceso de sodio mediante lavados repetidos con etanol y se desplazó el sodio adsorbido con acetato amónico 1 N (pH = 7). Las muestras restantes fueron sometidas a un procedimiento similar utilizando en primer lugar una solución de acetato amónico 1 N (pH = 7), a continuación etanol para eliminar el exceso de amonio y finalmente cloruro potásico 1 N para desplazar el amonio de las posiciones de cambio. El amonio desplazado se determinó usando el método de Nessler (Jackson, 1964).

Extracto de las pastas saturadas

La conductividad eléctrica (CE) a 25°C y el pH del extracto de saturación se determinaron siguiendo el método de Richards (U.S. Salinity Lab. Staff., 1954).

En aquellos suelos cuya conductividad eléctrica fue superior a $2 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$, se determinaron las concentraciones de cationes y aniones en el extracto, por los métodos que se relacionan en el apartado correspondiente.

Determinación analítica de cationes

Espectroscopía de absorción atómica y emisión (Perkin Elmer Mod. 3100).

Sodio y potasio: Por fotometría de llama, con llama aire-acetileno.

Calcio y magnesio: Por absorción atómica, con llama aire-acetileno, en presencia de concentraciones de lantano del orden de 0,1 a 1 %, para evitar interferencias de sílice, aluminio, fosfatos y sulfatos.

Determinación analítica de aniones

Cloruros, carbonatos y bicarbonatos: Con valorador automático Mettler mod.DL25. Cloruros por valoración potencimétrica con electrodo de Ag/AgCl. Carbonatos-bicarbonatos por valoración potencimétrica con electrodos vidrio/calmelanos.

Sulfatos: Por el método turbidimétrico de Black *et al.* (1965).

Método retención de fosfato

Se siguió el método de Blakemore *et al.* (1981). Determinado como la proporción de fosfato retenido por 5 g de suelo tras equilibrar con 25 mL de una disolución de fosfato potásico de 1.000 ppm (pH 4,6) y que se supone relacionado con el Al activo en minerales arcilla amorfos procedentes de rápida alteración de cenizas volcánicas.

Extracciones químicas selectivas

Método oxalato amónico, pH 3

Se siguió el método de Blakemore *et al.* (1981). Se agitó en la oscuridad 1 g de suelo en 100 mL de 0,2 M de oxalato amónico (pH 3) durante 4 horas. Se centrifugó durante 15 minutos a 2.500 rpm y tras filtrar se determinaron las cantidades de Fe, Al y Si extraídas.

Método pirofosfato sódico

El hierro, aluminio y silicio asociados a la materia orgánica se extrajeron con pirofosfato sódico 0,1 M, determinándose los elementos por absorción atómica, según el método de McKeage *et al.* (1971). Se agitaron 2 g de muestra de suelo con 200 ml de pirofosfato sódico 0,1 M durante una noche (16 horas). Se centrifugó a 2.000 rpm, y tras filtrar se determinaron las cantidades de Fe, Al y Si extraídas.

Método citrato-ditionito

Se siguió el método de Holmgren (1967). Se agitó 0,5 g de suelo molido en recipientes de 50 mL con 0,5 g de ditionito sódico, 6 g de citrato sódico y 30 mL de agua destilada durante una noche (16 horas). Se centrifugó durante 10 minutos a 6.000 rpm y tras filtrar se determinaron las cantidades de Fe, Al y Si extraídas.

Método citrato-ascórbico

Se siguió un método modificado del método propuesto por Reyes y Torrent (1997). Se agitó 1 g de suelo en 100 mL de 0,2 M de citrato trisódico (ajustado con ácido ascórbico hasta pH 6) durante 16 horas. Se centrifugó durante 10 minutos a 6.000 rpm y tras filtrar se determinaron las cantidades de Fe, Al y Si extraídas.

El análisis de Fe, Al y Si en las respectivas soluciones se realizó mediante espectrometría de adsorción atómica. Para Al y Si se empleó llama de óxido nitroso.

Densidad aparente

Se determinó la densidad aparente a “capacidad de campo” utilizando el método del cilindro. Consiste en un cilindro metálico con un diámetro de 7,5 cm de diámetro y 20 cm de altura que se clava en el suelo hasta la profundidad a la que se quiera realizar el estudio. El peso de la muestra se determinó después de secar en estufa a 105° C y alcanzar pesada constante (Blake, 1965). La densidad aparente del suelo se expresó en kilogramos por metro cúbico.

Análisis instrumental

Para el estudio por **difracción de rayos X** (DRX), se siguió el método del polvo desorientado y agregado orientado con tratamiento de EG (etilenglicol) y calentado a 105°C utilizando un difractómetro Panalytical X'Pert.

Para el **análisis térmico** diferencial (ATD) y termogravimétrico (TG y DTG), se secó al aire una parte de las suspensiones. Las condiciones operativas fueron: velocidad de calentamiento: 10°C/minuto, crisoles de platino y atmósfera de N₂. Se utilizó una balanza termogravimétrica (TG) Perkin Elmer Pyris Diamond TGA/DTA.

II.2.3. CÁLCULOS Y TRATAMIENTO DE LA INFORMACIÓN

La determinación del contenido en **alofana** se basa en la relación entre la cantidad de SiO₂ en función de la ratio Al/Si:

$$y = -5,1 x + 23,4$$

donde

$y = \%Si$ en la alofana; $x = (Al_o - Al_p)/Si_o$

por lo que el contenido de alofana se determina a partir de:

$\% \text{ Alofana} = Si_o \cdot (100/y)$, siendo Si_o el valor experimental de la muestra.

Ya que las alofanas presentan un rango limitado de composición y que las ratios de las cantidades extraídas de Al y Si pueden exceder este rango debido a la falta de especificidad de la extracción, han de ponerse límites al rango de los ratios. Sobre la base de un gran número de análisis de muestras de diferentes regiones del mundo, un rango razonable se encontraría entre 1,0 y 2,5 (Parfitt, 1983; Parfitt y Henmi, 1982; Parfitt y Wilson, 1985). Todo exceso de Al o Si tendría que asignarse a otras fases como gibsite desordenada o sílice opalina, respectivamente.

Para la obtención de todos los **análisis estadísticos** descritos en las tablas y figuras que se presentan en el trabajo, se ha utilizado el paquete estadístico SPSS 11.0 para Windows (SPSS, 2001). Para los estadísticos admitimos como significativo el ajuste en un margen de error inferior a 0,05.

II.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

II.3.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS SUELOS SELECCIONADOS

II.3.1.1. Mineralogía

Análisis instrumental: Análisis térmico y difracción de rayos X

En la Tabla 6 se resume la información obtenida por las dos técnicas. En la Figura 1 se comparan algunas curvas representativas del análisis térmico (TG y DTG) de cada suelo. En la Figura 1 (Anexo 1.2) se recogen las curvas correspondientes al análisis térmico diferencial (ATD) y termogravimétrico (TG y DTG), por fecha de muestreo y muestra.

Para facilitar la descripción se agrupan los suelos de acuerdo con su contenido en componentes amorfos, en términos de Al y Fe extraídos con oxalato amónico (Al_o y Fe_o).

- Suelos con $Al_o + 1/2 \cdot Fe_o > 2 \%$:

El análisis térmico muestra un comportamiento característico de los materiales alofánicos, con una pérdida muy importante de humedad hacia los 100°C y una disminución gradual de peso interrumpida por la deshidroxilación de oxidróxidos de Fe y Al hacia los 250°C (excepto el suelo N1) (Figura 1). La pérdida de humedad osciló entre 17 (suelo C1) y 55 % (N1). Únicamente el suelo C1 presentó haloisita. La pérdida de peso a 600°C varió entre 27 (C1) y 55 % (N1). La DRX confirma la existencia de gibsita en el suelo N2 y de haloisita en C1.

- Suelos con $Al_o + 1/2 \cdot Fe_o < 2 \%$:

La pérdida de humedad osciló entre 13 y 17 %. Los oxi-hidróxidos se manifiestan especialmente en la muestra C2_{p.5}. Estos valores elevados de humedad se corresponden con los altos contenidos en amorfos (Wada *et al.* 1972). La haloisita y la esmectita también contribuyen significativamente a esta pérdida de humedad.

El endotérmico entre 450 y 500°C, característico de la haloisita, se manifiesta en todos, con una pérdida entre 2 y 5 %. El suelo N4 se diferencia por una pérdida de humedad inferior a la del resto (8 %); asimismo, el contenido de haloisita fue mayor (8 %) y la pérdida a 600°C inferior. La DRX confirma la presencia de haloisita en todos los suelos y revela gibsita, excepto en las muestras de El Hierro (suelos C5 a C9) y suelos C10, C11 y C12.

En la figura 2 se analiza con más detalle la relación entre la pérdida de humedad a 100°C (análisis térmico) y el contenido en $(Al_o + 1/2 \cdot Fe_o)$. Esta pérdida se debe al agua adsorbida y depende de la superficie específica. Los únicos minerales de arcilla comunes en los suelos que presentan un efecto (o pico) hacia los 100°C son las esmectitas, algunas vermiculitas y la haloisita (van Olphen y Fripiat, 1979). En el caso de los materiales alofánicos, los ultramicroporos pueden jugar un papel importante en la retención de humedad.

Wäldchen *et al.* (2012) encontraron una relación lineal significativa entre la humedad de suelos secos al aire (20-22 %) y su contenido en arcilla con los siguientes rangos: 0,28 a 6,3 % de humedad correspondiente a 6,0-81,6 % de arcilla. Los suelos estudiados tenían cantidades limitadas de esmectita y vermiculita, es decir con baja superficie específica. En nuestro caso, el suelo C11, rico en esmectita, presentó una pérdida alrededor del 9 %. La relación entre la pérdida de humedad y $(Al_o + 1/2 \cdot Fe_o)$ no fue muy estrecha. Los suelos vítricos (alofana silícica) presentaron bajos contenidos relativos de humedad. Las muestras superficiales de C1 y N2 presentaron bajos contenidos de humedad en relación con las muestras de profundidad para contenidos comparables de $(Al_o + 1/2 \cdot Fe_o)$, lo que sugiere la importancia de los ciclos de secado, que se manifiestan fundamentalmente en superficie.

Los Andisoles y suelos C2, C3 y C4 presentaron valores de humedad superiores al 10 %, llegando los más alofánicos a superar el 30 %.

Estos resultados muestran el interés de profundizar en estas relaciones, utilizando valores de humedad de referencia. La pérdida de humedad podría ser un parámetro de diagnóstico de las propiedades ándicas, especialmente en estudios de seguimiento de suelos.

Tabla 6. Composición en Minerales Secundarios (integración de DRX y análisis térmico).

Suelo	Fases de Silicatos de Al (cristalinos y amorfos)			Oxihidróxidos de Al y Fe	CaCO ₃
	principal	secundaria	indicios		
N1 _{P1}	A*			Amorfos, mal cristalizados (solo disolución selectiva)	
N1 _{P2}	A*			Idem	
N2 _S	A		Im	Gi, He, OHi	
N2 _P	A	Im		Gi, OHi	
N3 _{P1}	Ht	I		Gi, OHi	
N3 _{P2}	Ht	I	A	Gi, OHi	
N4 _P	Ht	I		Oxihidróxidos de Fe	
C1 _S	A	Ht	I	Gi, OHi, (He)	
C1 _P	A	Ht	I	idem	
C2 _S	Ht	I	A	Gi, OHi, (He)	
C2 _P	Ht	I	A	idem	
C3 _S	Ht, Il		A	Gi, OHi	
C3 _P	Ht, Il		A	idem	
C4 _S	Ht	I	Sm	OHi	
C4 _P	Ht	I	Sm	OHi	
C5 _S	A _{Si}				
C5 _{P1}	A _{Si}				
C5 _{P2}	A _{Si}				
C5 _{P3}	A _{Si}				
C6 _P	A _{Si}				
C7 _P	A _{Al}	Ht			
C8 _S	A _{Si}				
C8 _P	A _{Si}				
C9 _S	A _{Si}				
C9 _P	A _{Si}				
C10 _S	Ht, Il				
C10 _{P1}	Ht, Il				
C10 _{P2}	Ht, Il				
C11 _P	Ht, Il	Sm			+
C12 _P	Ht, Il		Sm	He	+

A alofana alumínica, A_{Si} alofana silícica, A* (“alofana” muy alumínica, ver texto), **Im** Imogolita, **Ht** Haloisita, **Il** Ilita, **OHi** oxihidróxidos de Al y Fe no identificados (TG, ATD), **Gi** Gibsita, **He** hematite, **Go** Goetita, **Sm** Esmeclita
() cantidades bajas de oxidos + Carbonato calcico

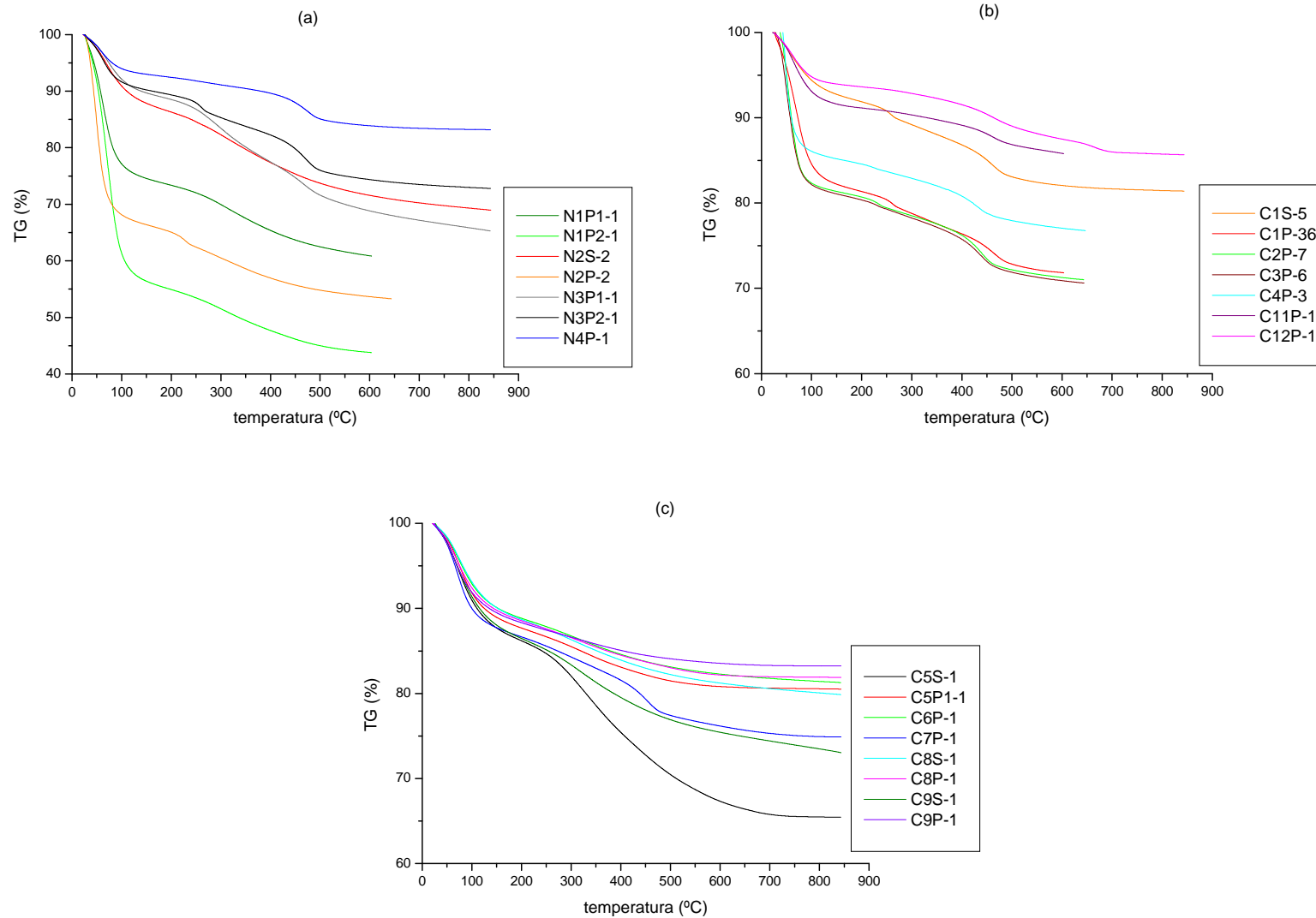


Figura 1. Curvas representativas del análisis térmico (TG expresado en porcentaje) de los suelos (a) naturales, (b) cultivados y (c) suelos de El Hierro.

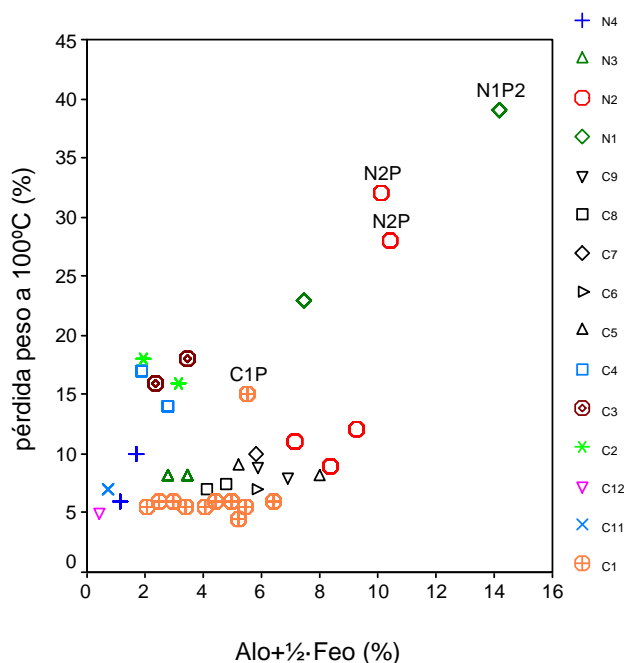


Figura 2. Relación entre la pérdida de peso a 100 °C (análisis térmico) y el contenido en $(Al_0+1/2 \cdot Fe_0)$, por suelos.

Disoluciones selectivas

Los resultados de la extracción selectiva de Fe, Al y Si se describen a continuación.

En las Tablas 1 a 3 del Anexo 1.1 se resumen los valores promedio de Fe, Al y Si obtenidos con las disoluciones selectivas así como las relaciones entre éstos, por suelo y muestra. En la Tabla 7 se recogen los coeficientes de correlación (R^2) entre las distintas formas de Fe y Al, así como con otras propiedades de los suelos, destacándose en **negrita** las correlaciones más significativas.

Tabla 7. Coeficiente de correlación de Pearson (R^2) y nivel de significancia entre las distintas formas de Fe, Al y Si extraídas con las disoluciones selectivas, para todos los suelos.

		Fe_o	Al_o	Si_o	Fe_p	Al_p	Si_p	Fe_{ca}	Al_{ca}	Si_{ca}	Fe_{dc}	Al_{dc}	Si_{dc}
Fe_o	Corr.	-	0,125**	0,043**	0,035**	0,028**	-0,070**	-0,005*	0,185**	0,012**	0,498**	0,354**	0,173**
	Sig. (bilateral)	-	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,047	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Al_o	Corr.	0,125**	-	0,476**	0,132**	0,280**	-0,099**	-0,025**	0,567**	0,062**	0,183**	0,692**	0,286**
	Sig. (bilateral)	0,000	-	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Si_o	Corr.	0,043**	0,476**	-	-0,071**	-0,023**	-0,268**	-0,001	0,081**	0,002	-0,010**	0,127**	0,00003
	Sig. (bilateral)	0,000	0,000	-	0,000	0,000	0,000	0,389	0,000	0,181	0,006	0,000	0,888
Fe_p	Corr.	0,039**	0,135**	-0,065**	-	0,908**	0,342**	0,010**	0,394**	0,157**	0,750**	0,134**	0,266**
	Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,000	-	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al_p	Corr.	0,032**	0,288**	-0,020**	0,908**	-	0,242**	0,00005	0,490**	0,114**	0,654**	0,289**	0,285**
	Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,000	0,000	-	0,000	0,844	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Si_p	Corr.	-0,070**	-0,099**	-0,268**	0,359**	0,266**	-	0,187**	0,002	0,071**	0,102**	-0,217**	-0,003
	Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-	0,000	0,245	0,000	0,000	0,000	0,156
Fe_{ca}	Corr.	-0,005**	-0,025**	-0,001	0,009**	0,00005	0,187**	-	0,119**	0,473**	0,027**	-0,151**	0,056**
	Sig. (bilateral)	0,047	0,000	0,389	0,005	0,844	0,000	-	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al_{ca}	Corr.	0,185**	0,567**	0,081**	0,411**	0,501**	0,002	0,119**	-	0,449**	0,426**	0,280**	0,546**
	Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,245	0,000	-	0,000	0,000	0,000	0,000
Si_{ca}	Corr.	0,012**	0,062**	0,002	0,164**	0,119**	0,071**	0,473**	0,449**	--	0,218**	-0,003	0,516**
	Sig. (bilateral)	0,002	0,000	0,181	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-	0,000	0,144	0,000
Fe_{dc}	Corr.	0,498**	0,183**	-0,010**	0,724**	0,627**	0,102**	0,027**	0,426**	0,218**	-	0,145**	0,314**
	Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-	0,000	0,000
Al_{dc}	Corr.	0,354**	0,692**	0,127**	0,121**	0,289**	-0,217**	-0,151**	0,280**	-0,003	0,145**	-	0,244**
	Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,144	0,000	-	0,000
Si_{dc}	Corr.	0,173**	0,286**	0,00003	0,260**	0,276**	-0,003	0,056**	0,546**	0,516**	0,314**	0,244**	-
	Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,888	0,000	0,000	0,156	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-
pH_{H2O}	Corr.	-0,328**	-0,495**	-0,027**	-0,382**	-0,523**	0,003	0,323**	-0,396**	0,001	-0,376**	-0,566**	-0,161**
	Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,163	0,000	0,000	0,420	0,000	0,000	0,000
Arcilla	Corr.	-0,202**	-0,142**	-0,228**	0,028**	0,020**	0,456**	0,217**	0,002	0,199**	-0,00003	-0,196**	-0,031**
	Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,289	0,000	0,890	0,000	0,000
CICE	Corr.	-0,078**	-0,322**	-0,133**	-0,125**	-0,197**	0,004	0,016**	-0,241**	0,003	-0,233**	-0,431**	-0,042**
	Sig. (bilateral)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,061	0,001	0,000	0,131	0,000	0,000	0,000
MO	Corr.	0,005**	0,205**	0,037**	0,271**	0,350**	0,021**	-0,007*	0,219**	0,016**	0,132**	0,071**	0,011**
	Sig. (bilateral)	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	0,000	0,001	0,000	0,000	0,005

**La correlación es significativa al nivel 0,01 (bilateral).

*La correlación es significativa al nivel 0,05 (bilateral).

En los *suelos naturales* destacaron los elevados valores medios del Al extraído con oxalato (Al_o), especialmente en los suelos N1_{P1} (12,2 %) y N2_P (7,9 %), con respecto a las otras formas de Al extraídas. En los suelos N3 y N4 por el contrario, los niveles de Al_o fueron del mismo orden que Al_p , Al_{dc} y Al_{ca} (≤ 2 %). Los contenidos en Fe y Al extraídos con pirofosfato (Fe_p y Al_p) fueron en general bajos (< 1 %), con excepción de los suelos N1 y N3, con valores del orden de 1-4 %. Destacaron también los elevados valores de Fe extraído con ditionito-citrato (Fe_{dc}) obtenidos en los suelos N1 y N3 en comparación con las otras formas de Fe disueltas. Como se indicó en el apartado II.1, en Andosoles de Tenerife (incluyendo el suelo N2), Buurman *et al.* (2001) encontraron que la primera extracción de Al extraída con oxalato amónico representa entre el 38 y 72 % de un total de 5 a 7 extracciones (7 a 39 % en el caso del Fe).

En los *suelos cultivados*, los valores de Al_o fueron en general elevados (excepto en los suelos C10, C11 y C12, en los que son inferiores al 1 %) y significativamente superiores a los valores de Al_p , indicando el predominio de la alofana sobre los complejos Al-humus. El suelo C1 y los Andosoles cultivados de El Hierro (C5, C6, C7 C8 y C9) presentaron valores medios de Al_o y de $Fe_o > 2$ %. El suelo C1_P presentó niveles de Fe_{dc} del mismo orden a los obtenidos en el Andisol natural N1 (> 10 %), mientras que el resto de los suelos mostraron valores alrededor de 3-4 % de Fe_{dc} . En los suelos de Gran Canaria (C11_P y C12_P), los valores de Fe, Al y Si extraídos con las distintas disoluciones son bajos (< 1 %), excepto el suelo C11 que presentó un 3,3 % de Fe_{dc} . El Fe extraído con citrato-ascórbico (Fe_{ca}) varió entre 0,1 (suelo C12_P) y 3,7 % (C2_P).

A continuación pasamos a describir algunas relaciones destacadas entre estos valores, considerando el conjunto de los suelos:

En la Figura 3a se comparan los niveles de Al_o y Si_o obtenidos, por suelos. La correlación fue significativa salvo por algunos puntos desviantes de los suelos N1 y N3, con valores muy bajos de Si_o con respecto a Al_o . Destaca también la desviación del conjunto de suelos de El Hierro (símbolos con relleno), con mayor cantidad de Si_o (andisoles vítricos). La relación mejora al corregir la relación con el Al orgánico, Al_p , obteniendo una relación Al/Si ($Al_o - Al_p = 2,45 \cdot Si_o + 0,05$; $R^2 = 0,65$) similar a la obtenida por García-Rodeja *et al.* (2007) para los horizontes ándicos de un conjunto de suelos volcánicos de Europa ($Al_o - Al_p = 2,50 \cdot Si_o - 0,14$). En general, las muestras superficiales presentaron los menores contenidos en Al_o y Si_o .

Como se indicó anteriormente, la diferencia ($Al_o - Al_p$) representa la fracción de Al-alofánica/imogolítico, es decir, la fracción de Al inorgánico amorfo (Parfitt y Henmi, 1982). La relación $(Al_o - Al_p)/Si_o$ toma valores próximos a 1 en los suelos N4, C2, C3, C4, C11 y C12, lo que indicaría la presencia de alofana pobre en Al. Por el contrario, esta relación adquiere valores alrededor

de 2 en el suelo C1 y superiores a 3 en los suelos N1, N2 y N3, y por tanto predominaría la alofana rica en Al. Con respecto a estos valores (ratio Al/Si > 3), se debe tener en cuenta que el Al unido a complejos húmicos es corregido gracias al Al extraído con pirofosfato, pero las demás formas de Al, atacadas parcialmente por el oxalato ácido conducen a una sobreestimación del ratio Al/Si. Esto puede explicar los valores de Al/Si superiores a 3, especialmente cuando las concentraciones de Si_o son bajas, con la consiguiente división por un número pequeño (Nanzyo *et al.*, 1993), como es el caso de los suelos N1 y N3.

Los valores de Al_p y Al_o ($Al_p/Al_o < 0,5$) sugieren que en la mayoría de los suelos predomina el Al-inorgánico (alofana e imogolita). Las únicas excepciones fueron los suelos N1_{P1} y N3 con $Al_p/Al_o > 0,5$ y asociados a valores elevados de carbono orgánico total (Tabla 6, Anexo 1.1), indicando un mayor carácter organomineral.

Las cuatro formas de Al extraídas están más fuertemente correlacionadas entre sí que las correspondientes formas de Fe para el conjunto de los suelos (Tabla 7). Los niveles de Al_o fueron notablemente superiores a Al_{dc} en los suelos N1, N2 y C1_p, lo que refleja el predominio en estos suelos de la alofana, como se vio anteriormente. Se observó una relación positiva entre los valores de Al_p y **carbono orgánico total** de los suelos, separándose las muestras de carácter organomineral (Figura 3b). Cabe destacar que la relación del contenido en materia orgánica con Al_p fue más significativa ($R^2 = 0,35$, $P < 0$), que con Fe_p ($R^2 = 0,27$, $P < 0$). En todos los casos, el contenido en Al_p fue superior a Fe_p y la correlación fue significativa entre ambos valores ($R^2 = 0,908$, $P < 0$). Por otro lado, la relación entre las otras formas de Al y Fe no fue significativa.

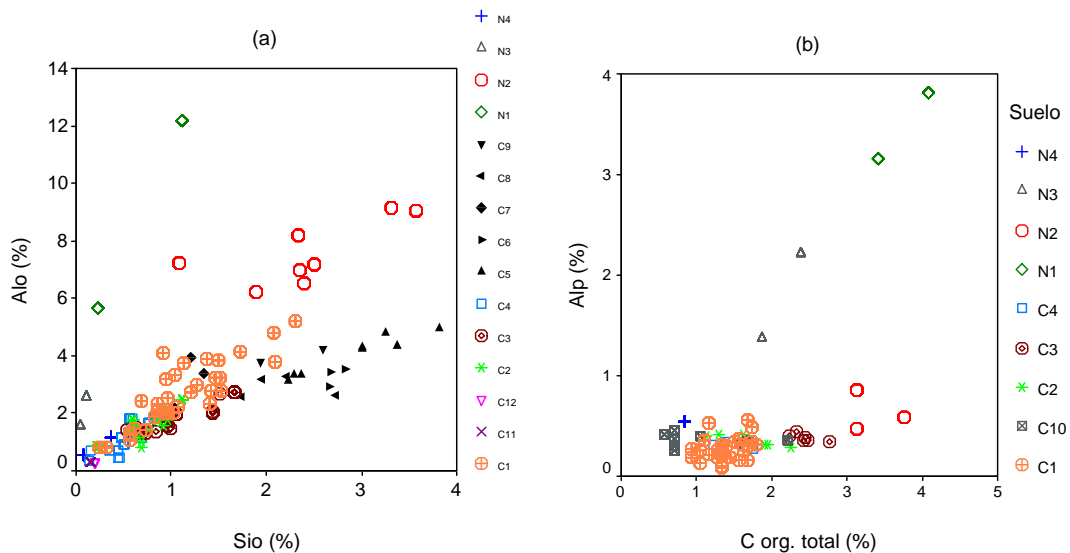


Figura 3. Relación entre (a) los contenidos de Al (Al_o) y Si (Si_o) extraídos con oxalato, incluyendo las ecuaciones de regresión para todos los suelos (ecuación 1) y para todos los suelos excluyendo los suelos de El Hierro (símbolos con relleno, ecuación 2); (b) relación (Al_o-Al_p) (diferencia entre los contenidos en Al extraído con oxalato y con pirofosfato) y el contenido en Si_o, por suelos y; (c) relación entre los contenidos de Al_p y carbono orgánico total, por suelos.

La disolución **ditionito-citrato** extrajo lógicamente más cantidad de Fe que el oxalato (Figura 4a), y se apreció una correlación positiva entre ambas cantidades para el conjunto de los suelos ($Fe_{dc} = 3,06 \cdot Fe_o - 0,46$, $R^2 = 0,46$), comparable a la presentada por García-Rodeja *et al.* (2007) para los horizontes ándicos de un conjunto de suelos volcánicos de Europa ($Fe_{dc} = 3,03 \cdot Fe_o - 1,24$, $R^2 = 0,814$).

La relación entre las formas de Fe extraído con oxalato y con ditionito-citrato (Fe_o/Fe_{dc}) se utiliza como un índice del grado de cristalinidad de los óxidos (Tabla 2), siendo más alta ($> 0,75$) en los Andosoles jóvenes y menor en los antiguos ($< 0,75$), de acuerdo con Mizota y van Reeuwijk (1989). Se considera que valores inferiores a 0,1 reflejan el predominio de óxidos de Fe cristalinos (Fitzpatrick y Schwertmann, 1982, citado por Prasetyo y Gilkes, 1994). Esta relación fue baja en todos los suelos excepto en los suelos N2 y C1, en los que fue superior a 0,5, indicando el predominio de óxidos de Fe no cristalinos. Sin embargo, como se indicó en el apartado II.1, en los suelos ricos en materiales amorfos una sola extracción con oxalato es insuficiente para extraer estos materiales; por lo tanto la diferencia ($Fe_{dc} - Fe_o$) en nuestros suelos puede distar mucho de representar el hierro o aluminio cristalinos.

Las concentraciones de Fe_o fueron superiores a las de Fe_p ($Fe_p/Fe_o < 0,35$) en la mayor parte de los casos, sugiriendo que las formas de Fe no cristalinas provienen posiblemente de ferrihidrita, y no de Fe asociado a complejos orgánicos. Por otra parte, esta relación fue $> 0,35$ en los suelos N1 y N3, siendo los valores de Fe_p y Fe_o del mismo orden en el suelo N1 (3-4 %). Para este suelo, $Fe_{dc} > Fe_o$, mientras que $Al_o > Al_{dc}$. El contenido en **ferrihidrita**, estimado a partir del contenido en Fe_o ($Fe_o \cdot 1,7$) (Childs, 1985; Parfitt y Childs, 1988), fue en general elevado, encontrándose el valor menor en el suelo N4 (1,9 %) y el más alto en el suelo N1_{p2} (6,8 %) entre los suelos naturales, y 0,4 (suelo C12_p) y 10,1 % (C5_{p3}) entre los suelos cultivados (Tabla 2, Anexo 1.1), y por lo se acaba de decir, probablemente la cantidad de ferrihidrita sea bastante mayor.

Reyes y Torrent (1997) estudiaron la extracción con **citrato-ascórbico** (Fe_{ca}) para determinar los óxidos de Fe amorfos, al ser este reactivo más selectivo que el oxalato, ya que no disuelve alofana ni magnetita. En la Figura 4b se muestra la relación entre los contenidos de Fe_o y Fe_{ca} para los suelos estudiados, incluyendo las rectas de regresión obtenidas por estos autores para un conjunto de suelos pertenecientes a diferentes ordenes (ecuación 1) y para un conjunto de Andosoles y Espodosoles (ecuación 2) de diferentes regiones del mundo. En nuestro caso, los suelos presentaron una elevada dispersión ($Fe_{ca} = - 0,08 \cdot Fe_o + 1,89$, $R^2 = 0,006$, $P < 0,037$), pero muestran una tendencia similar a la obtenida por estos autores en los andosoles ($Fe_o > Fe_{ca}$), a diferencia del resto de los suelos, en los que $Fe_o \approx Fe_{ca}$. La diferencia ($Fe_o - Fe_{ca}$) adquiere valores elevados en los suelos alofánicos, por lo que esta diferencia se correspondería a Fe asociado a alofana u óxidos de Fe ocluidos en agregados de alofana.

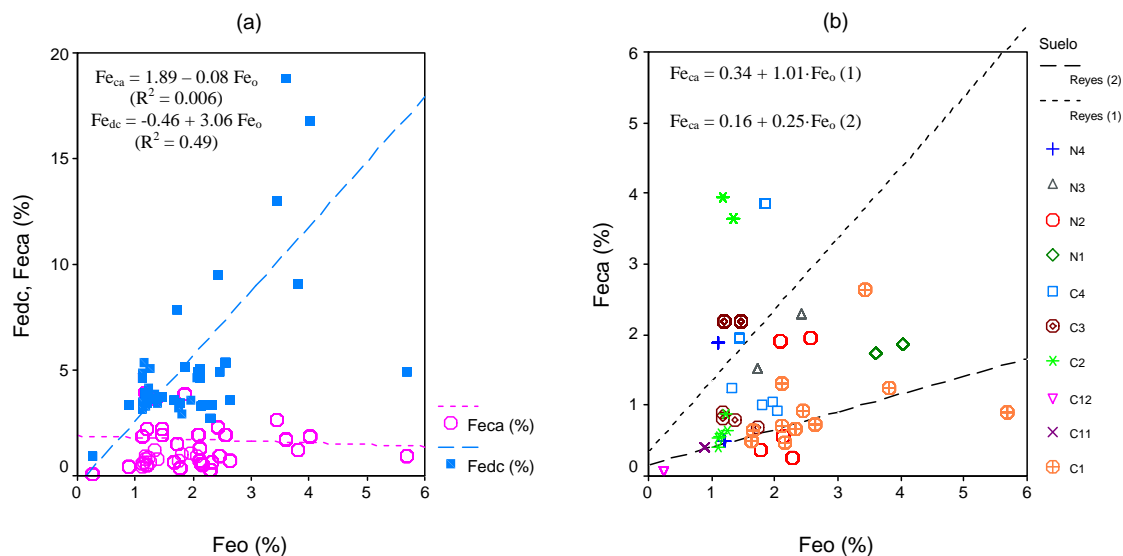


Figura 4. (a) y (b) Relación entre los contenidos de Fe extraídos con citrato-ascórbico (Fe_{ca}) y ditionito-citrato (Fe_{dc}) con el Fe extraído con oxalato (Fe_o), por suelos. En la figura (b) las líneas discontinuas representan la relación obtenida por Reyes y Torrent (1997) para un conjunto de suelos de distintos ordenes (grupo 1) y para un conjunto de Andosoles y Espodosoles de distintas regiones del mundo (grupo 2).

II.3.1.2. Propiedades químicas generales

La composición de la disolución del suelo, complejo de cambio y otras propiedades generales de los suelos figuran en las Tablas 4 a 7 (Anexo 1.1) por suelo y muestra. En el caso de los suelos C5, C6, C7, C8 y C9 (suelos de El Hierro), los valores de cationes y aniones solubles se determinaron en extracto 1:1. En los suelos C2, C3 y C4, estos datos se corresponden con muestreos en los que se determinaron las propiedades físicas (entre 4 y 6 muestreos realizados entre enero de 2000 y julio de 2003). En estos suelos se dispone además de datos de variación temporal de más de 10 años, gracias al seguimiento realizado dentro del Proyecto de Investigación de la ULL en colaboración con BALTEN descrito en el anterior apartado (II.2). En las Figuras 5 y 6 se muestra la variación temporal de algunas de estas propiedades desde la puesta en cultivo de estas fincas o inicio de dicho Proyecto.

Los *suelos cultivados* presentaron en general valores de pH dentro del rango alcalino, con valores próximos a 7,5-8,0, salvo los suelos C10_S y C10_{P1} con valores inferiores a 6,5, y el suelo C7_P con un valor medio de 5,7. En cuanto a la salinidad, los valores de conductividad eléctrica CE oscilaron entre 1,5-3 dS·m⁻¹ para los suelos C4 y C10, mientras que los suelos C1, C2 y C3 mostraron valores notablemente más salinos. Los niveles de materia orgánica fueron en general del orden de 2-4 %.

La capacidad de intercambio catiónico efectiva, CICE (estimada a partir de la suma de los cationes cambiabiles y acidez cambiabiles) varió entre valores medios próximos a 30 meq/100g (suelos

C1, C6, C7, C9 y C10) y alrededor o superior a 40 meq/100g (suelos C2, C3, C4, C5, C8, C11 y C12). Destacan los elevados valores de sodio cambiante obtenidos en los suelos C2, C3, C11 y C12 (en estos dos últimos, el porcentaje de saturación de sodio intercambiable, PSI (ESP en sus siglas en inglés) alcanza el 30 %), y de potasio cambiante en los suelos C3 y C11. En los suelos C1, C3, C4 y C10, el calcio cambiante representa el 50 % aproximadamente del complejo de cambio, mientras que en el suelo C2 predominan el calcio y el magnesio, ocupando un 30 % cada uno. En los suelos de El Hierro, destaca el predominio del Ca, que varía entre el 57 (suelo C9) y el 70 % (C8).

Considerando los suelos para los que se dispone de muestreos temporales (suelos C2, C3 y C4) y en base a los datos del seguimiento realizado por medio del citado “Proyecto sobre impacto del riego con aguas depuradas en suelos y plantas”, cabe destacar las siguientes observaciones acerca de las variaciones de algunos parámetros tras la puesta en cultivo de las sorribas y como consecuencia del riego con aguas de baja calidad y la fertilización intensiva.

La CE sufre marcadas oscilaciones periódicas, con una disminución en los meses de invierno e incrementos progresivos a lo largo del periodo de crecimiento del cultivo, coincidiendo con las mayores aplicaciones de fertilizantes. Los iones predominantes son el sodio, cloruros y sulfatos. El pH del suelo parte de valores iniciales ligeramente ácidos, evolucionando hacia valores neutros o alcalinos (Figura 5). También se ha observado un aumento con el tiempo de los niveles de materia orgánica, fósforo y cationes cambiables, como se aprecia en las Figuras 5 y 6, respectivamente. La relación de adsorción de sodio, RAS (SAR en sus siglas en inglés, utilizamos en adelante estas siglas) tiende a aumentar con la CE, lo que se aprecia claramente en el suelo más salino, C2 (Figura 6e). El porcentaje de saturación en Na alcanza, salvo valores anómalos, valores cercanos o inferiores al 10 % en el suelo C4, mientras que en los suelos C2 y C3 se llega en algunos periodos de estudio a valores próximos o superiores al 15 % (valor considerado como límite para suelos sódicos). Estos suelos tienen además aportes regulares de materia orgánica (enmiendas forestales (pinocha) o estiércol).

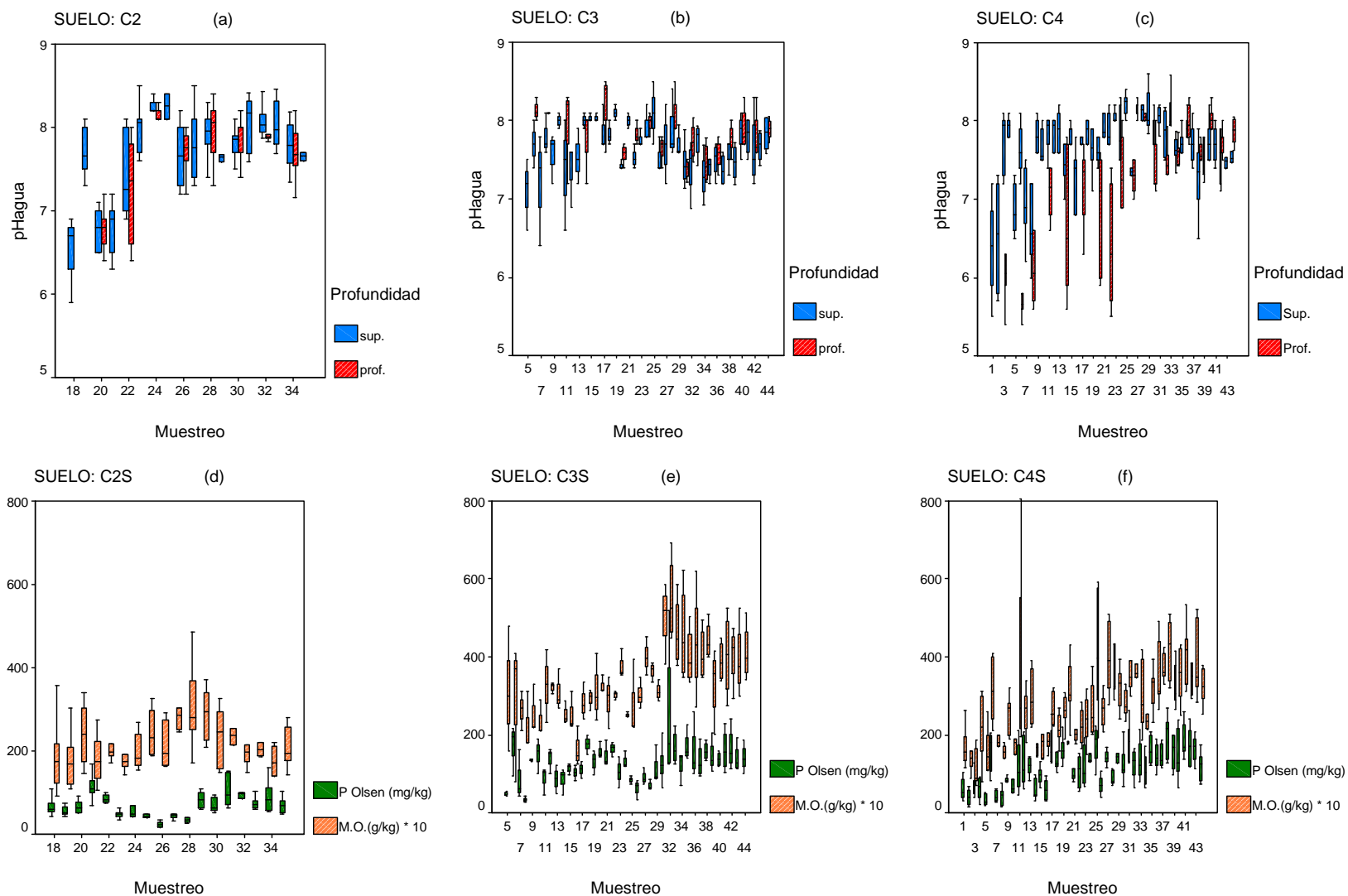


Figura 5. (a), (b) y (c) Evolución temporal del pH (agua) por profundidad, y (d), (e) y (f) de la materia orgánica (valores multiplicados por 10, g/Kg) y fósforo (P, mg/Kg) en superficie, en los suelos C2, C3 y C4. Muestréos numerados desde jul-94 (1) hasta ene-04 (44).

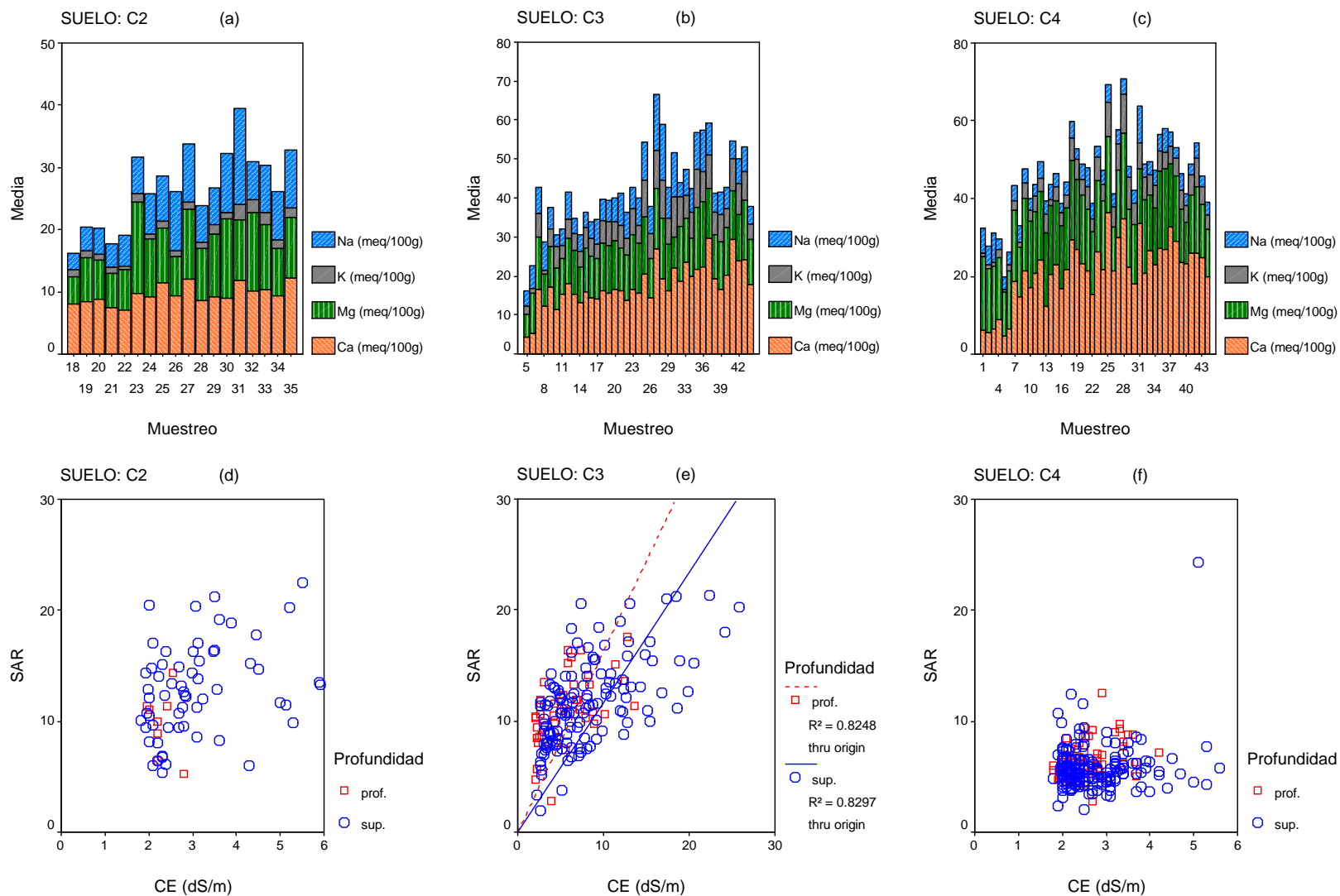


Figura 6. (a), (b) y (c) Evolución temporal de los cationes cambiables. Muestréos numerados desde jul-94 (1) hasta ene-04 (44) y (d), (e) y (f) relación entre la conductividad eléctrica (CE) y la relación de adsorción de Na (SAR), en los suelos C2, C3 y C4.

II.3.2. PROPIEDADES ÁNDICAS Y SU EVOLUCIÓN CON LAS PRÁCTICAS DE MANEJO

En la Tabla 8 se recogen los valores medios de las propiedades ándicas de los suelos del trabajo: contenidos en $(Al_o+1/2 \cdot Fe_o)$ y Si_o , retención de fósforo (ΔP) y densidad aparente (ρ_b). Con fines comparativos se han incluido los suelos naturales.

El suelo C1 cumple en general con los requisitos para su clasificación como Andosol en lo que respecta a los contenidos de $(Al_o+1/2 \cdot Fe_o)$ y valores de densidad aparente, pero no en cuanto a la retención de fósforo, probablemente debido a la fertilización. Sin embargo, en adelante se hará referencia a este suelo como el Andosol cultivado, por su elevado contenido en materiales amorfos en comparación con los otros suelos cultivados.

Los suelos C5, C6, C7 y C9 cumplen los criterios para entrar en el subgrupo ándico vía Criterio 2 (con $(Al_o+1/2 \cdot Fe_o) > 0,4 \%$, vidrio volcánico $\geq 30 \%$ y retención de fósforo $\Delta P \geq 25 \%$).

Los suelos C2, C3 y C4 no cumplen estrictamente las propiedades ándicas según la Soil Taxonomy, pero presentan valores elevados de $Al_o+1/2 \cdot Fe_o (> 2 \%)$ y densidad aparente $\leq 1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, es decir, poseen características ándicas o ciertas propiedades ándicas. En este sentido cabe resaltar las consideraciones de Tejedor-Salguero *et al.* (2009) respecto a la clasificación de estos suelos fuertemente antropizados y la propuesta de incluir un subgrupo ándico en los Torriorthents.

El suelo N1 presenta ciertas características “hídricas”, es decir, sus propiedades físicas y químicas presentan un alto grado de irreversibilidad al secado. En la Soil Taxonomy (USDA, 2006) el subgrupo “hídrico” de los Andosoles debe cumplir que en las muestras no secadas, el contenido de agua sea $\geq 70 \%$ a 1.500 kPa. En la WRB (FAO, 2006), este valor debe ser $\geq 100 \%$ a 1.500 kPa.

En la Figura 8, también observamos varias muestras que presentan carácter silándico (de los suelos N1, N3 y C4).

Por otra parte, remarcamos también los elevados contenidos de hierro extraído con citrato-ditionito (también Al), consistentes con el origen basáltico de los suelos. En la mayor parte de las muestras se cumple el criterio del modificador “i” del sistema FCC ($R_2O_3/\text{arcilla} > 0,2$), relacionado con la fijación de fósforo y estabilidad estructural de suelos ricos en sesquióxidos (Tabla 8).

En el suelo N4, clasificado inicialmente como Andic Udic Rhodustalfs por sus características morfológicas, algunos horizontes podrían incluirse en el subgrupo ándico (Tabla 8).

Como se indicó anteriormente, estos suelos se han numerado de acuerdo con sus características ándicas.

Tabla 8. Valores medios de las propiedades ándicas y sesquíóxidos libres (R_2O_3).

Suelo	$Al_o+1/2 \cdot Fe_o$ (%)	SiO (%)	Al_p/Al_o	ΔP (%)	ρ_b ($g \cdot cm^{-3}$)	Fe_{dc} (%)	$R_2O_3/arcilla, R^{**}$
N1 _{P1}	7,46	0,23	0,68	95,6	0,57	18,82	0,55
N1 _{P2}	14,19	1,12	0,26	97,9	0,60	16,78	0,59
N2 _S	8,81	1,96	0,13	96,9	0,65	2,97	0,24
N2 _P	9,12	2,86	0,08	98,5	0,57	4,59	0,28
N3 _{P1}	3,43	0,10	0,86	78,8	0,61	7,88	n.d.
N3 _{P2}	2,77	0,05	0,88	74,8	1,06	9,49	n.d.
N4 _P	1,43	0,22	0,76	58,3	1,11	5,27	n.d.
C1 _S	4,20	1,08	0,11	77,5	0,84	4,51	0,34
C1 _P	5,51	2,09	0,07	89,4	n.d.	13,03	n.d.
C2 _S	2,30	0,57	0,31	59,5	1,11	4,46	0,21
C2 _P	2,53	0,75	0,30	80,5	1,04	3,82	n.d.
C3 _S	2,47	0,93	0,26	61,8	1,01	3,51	0,16
C3 _P	2,85	1,26	0,26	71,3	0,96	3,76	n.d.
C4 _S	2,04	0,57	0,44	64,3	0,97	3,77	0,22
C4 _P	2,36	0,72	0,44	67,9	0,96	4,42	n.d.
C5 _S	5,32	2,29	n.d.	56,9	0,68	n.d.	n.d.
C5 _{P1}	7,36	3,40	n.d.	90,7	1,04	n.d.	n.d.
C5 _{P2}	7,36	3,25	n.d.	93,2	n.d.	n.d.	n.d.
C5 _{P3}	7,25	3,00	n.d.	91,1	n.d.	n.d.	n.d.
C6 _P	5,72	2,71	n.d.	83,3	0,82	n.d.	n.d.
C7 _P	5,34	1,19	n.d.	88,9	0,85	n.d.	n.d.
C8 _S	4,10	1,34	n.d.	73,8	0,91	n.d.	n.d.
C8 _P	5,19	2,30	n.d.	86,1	0,84	n.d.	n.d.
C9 _S	5,90	1,94	n.d.	77,1	0,92	n.d.	n.d.
C9 _P	6,93	2,60	n.d.	87,2	0,93	n.d.	n.d.
C10 _S	0,78	n.d.	n.d.	17,0	1,09	n.d.	n.d.
C10 _{P1}	0,77	n.d.	n.d.	23,0	1,18	n.d.	n.d.
C10 _{P2}	0,84	n.d.	n.d.	35,0	1,18	n.d.	n.d.
C11 _P	0,76	0,15	0,45	(*)	1,20	3,34	n.d.
C12 _P	0,43	0,20	0,37	(*)	1,25	0,91	n.d.

* suelos carbonatados

** óxidos libres extraídos con ditionito, $R_2O_3 = Al_2O_3 + Fe_2O_3$; arcilla,R = arcilla dispersa con resinas (Capítulo III)

En cuanto a la evolución temporal de las propiedades ándicas destacamos las siguientes observaciones:

Se ha observado en diversos estudios que algunas propiedades relevantes asociadas con las propiedades ándicas (como la estabilidad estructural, conductividad hidráulica saturada, retención de agua y adsorción específica de aniones (P, B y metales pesados)) permanecen con poca variación tras años de cultivo (constatado en varias fincas de seguimiento de BALTEN). Sin embargo, en otros casos la expresión de las propiedades ándicas aumenta con los años (como se ha observado en la finca G, finca también de seguimiento de BALTEN (piroclastos sálicos) y fincas descritas de El Hierro).

Para evaluar la evolución temporal de las propiedades ándicas hemos estudiado: la retención de P, la densidad aparente y la CICE y CIC. En este trabajo profundizamos en las propiedades físicas.

En los suelos C2, C3 y C4 la **densidad aparente** ha aumentado desde su puesta en cultivo, con valores iniciales inferiores a $0,9 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a valores promedio de $1,0-1,1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ en los años posteriores. El valor de $(Al_o+1/2 \cdot Fe_o)$ está próximo en estos suelos al nivel crítico mínimo (2 %). La

Figura 7a muestra el descenso característico de la densidad aparente con Al_o en este tipo de suelos. El Fe contribuye muy poco a la variabilidad de esta relación (Figura 7b) y la mayor parte de las muestras (suelos cultivados) tienen contenidos en carbono orgánico inferiores al 3 % (Figuras 7c,d). Estas figuras incluyen muestras de distintas fechas de muestreos.

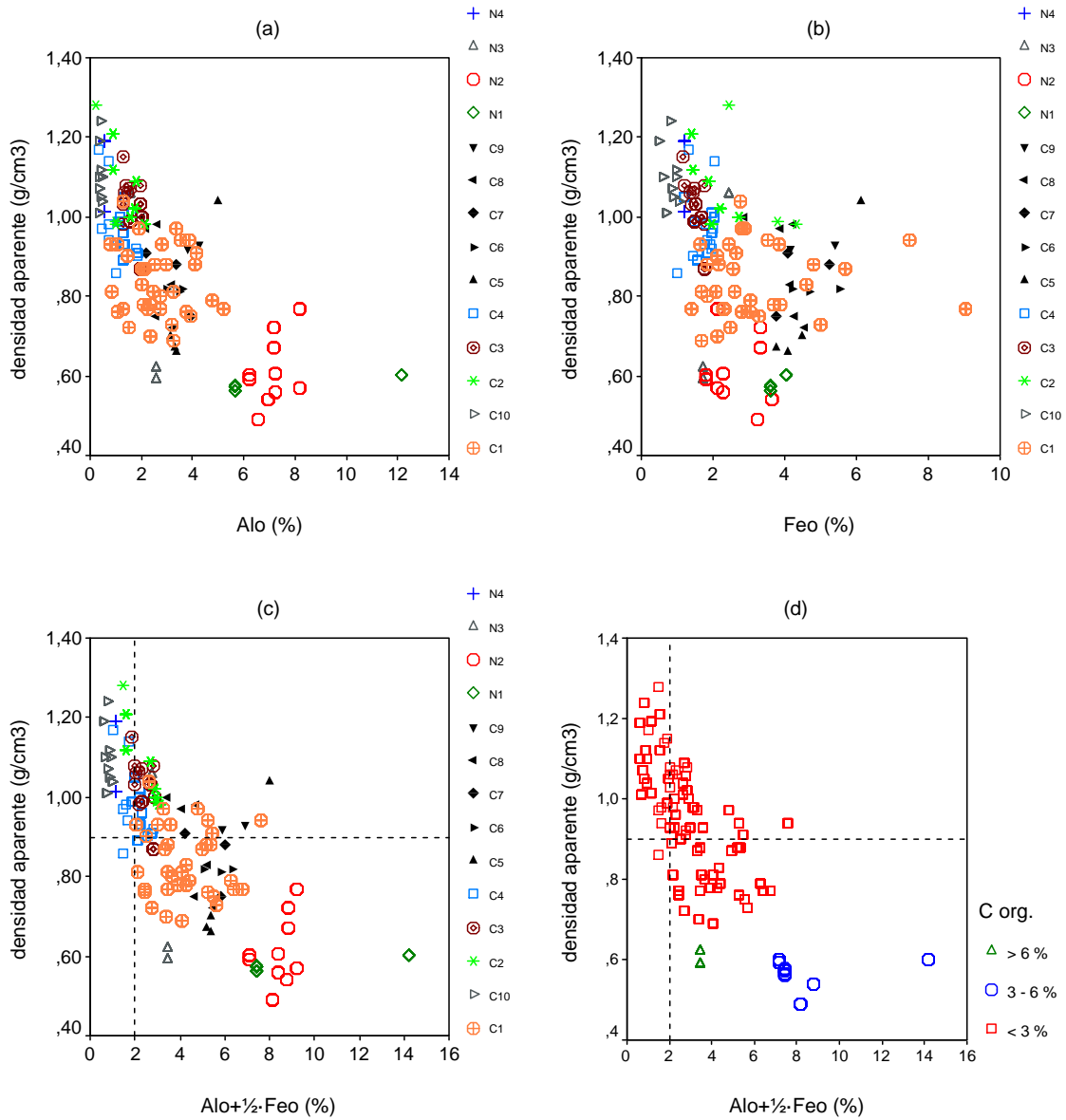


Figura 7. Relación entre la densidad aparente (ρ_b) y el contenido en (a) Al_o , (b) Fe_o y (c) $(Al_o+1/2 \cdot Fe_o)$ por suelos y (d) $(Al_o+1/2 \cdot Fe_o)$ en función del contenido en carbono orgánico.

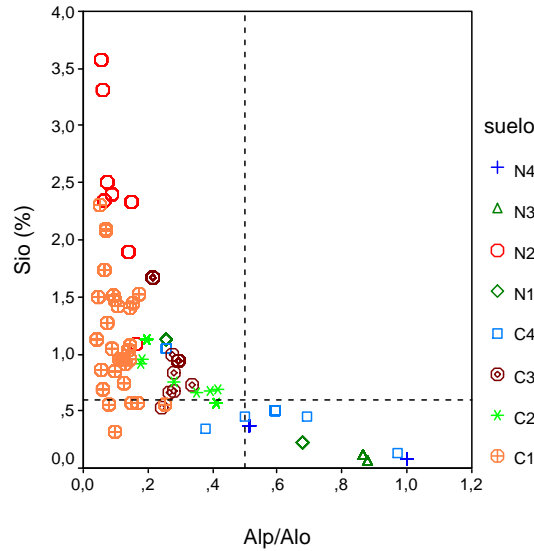


Figura 8. Relación entre el contenido en Si_0 y la relación Al_p/Al_0 , por suelos. Las líneas discontinuas representan los valores umbrales para separar las propiedades silándicas y aluándicas.

La **retención de fósforo** osciló entre 17 (C10_s) y 93 % (C5_{p2}), aumentando también con la profundidad (Tabla 12). Los niveles de retención de fosfato resultan un tanto bajos, pero hay que tener en cuenta que se trata de suelos fertilizados con valores muy elevados de fósforo Olsen. Esta saturación de P conduciría a una disminución de la capacidad de retención relativa a los contenidos de Al_0 y Fe_0 (Figura 9b). A pesar de ello, se mantienen valores elevados de ΔP incluso para niveles de P Olsen superiores a $200 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$. La influencia del contenido en $(Al_0 + \frac{1}{2} \cdot Fe_0)$ en la retención de fosfato se muestra en la Figura 9a, donde se incluye como referencia la curva de regresión obtenida a partir de datos de retención de fosfato en suelos naturales de las Islas Canarias. Ensayos previos realizados con estos suelos (C1, C2, C3 y C4) con extracciones sucesivas de fósforo, demostraron (al igual que lo observado con el método de extracción de oxalato amónico) que los métodos empleados no son adecuados para suelos con elevados contenidos en componentes amorfos.

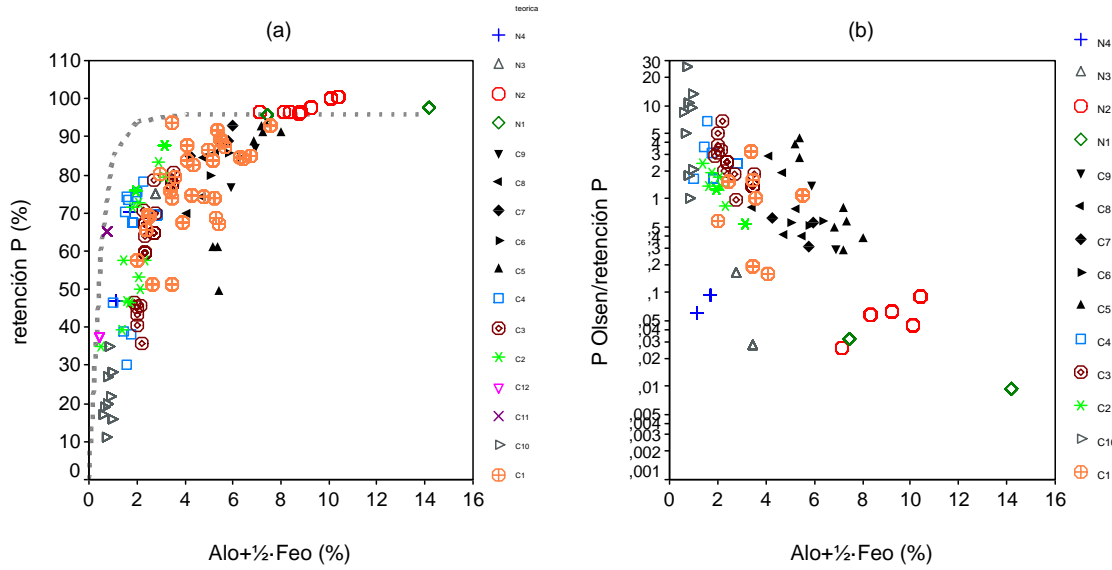


Figura 9. Relación entre el contenido en $(Al_0 + \frac{1}{2} \cdot Fe_0)$ y (a) los valores de retención de P (ΔP) y (b) la relación P Olsen/ ΔP , por suelos. La línea discontinua representa los datos de retención de fosfato obtenidos en suelos naturales de las Islas Canarias.

El parámetro **ActPot**, definido como el ratio entre la capacidad de intercambio catiónico actual CICE (valores de pH y salinidad de campo) y la potencial CIC (pH 7, 1 N), se utiliza como un indicador de la carga variable. Espino-Mesa *et al.* (1993) encontraron que ActPot está inversamente relacionado con $(Al_0 + \frac{1}{2} \cdot Fe_0)$. En los suelos cultivados C2, C3 y C4, ActPot tendió a aumentar con el tiempo, alcanzando valores > 1 (a partir de valores iniciales $< 0,5$). El aumento con el tiempo de la conductividad eléctrica (CE), pH y fósforo explican este incremento, consecuencia de la fertilización y estabilización de la estructura del suelo (Figura 10a). En la Figura 10b se aprecia el aumento de la retención de P con CIC y Al_0 .

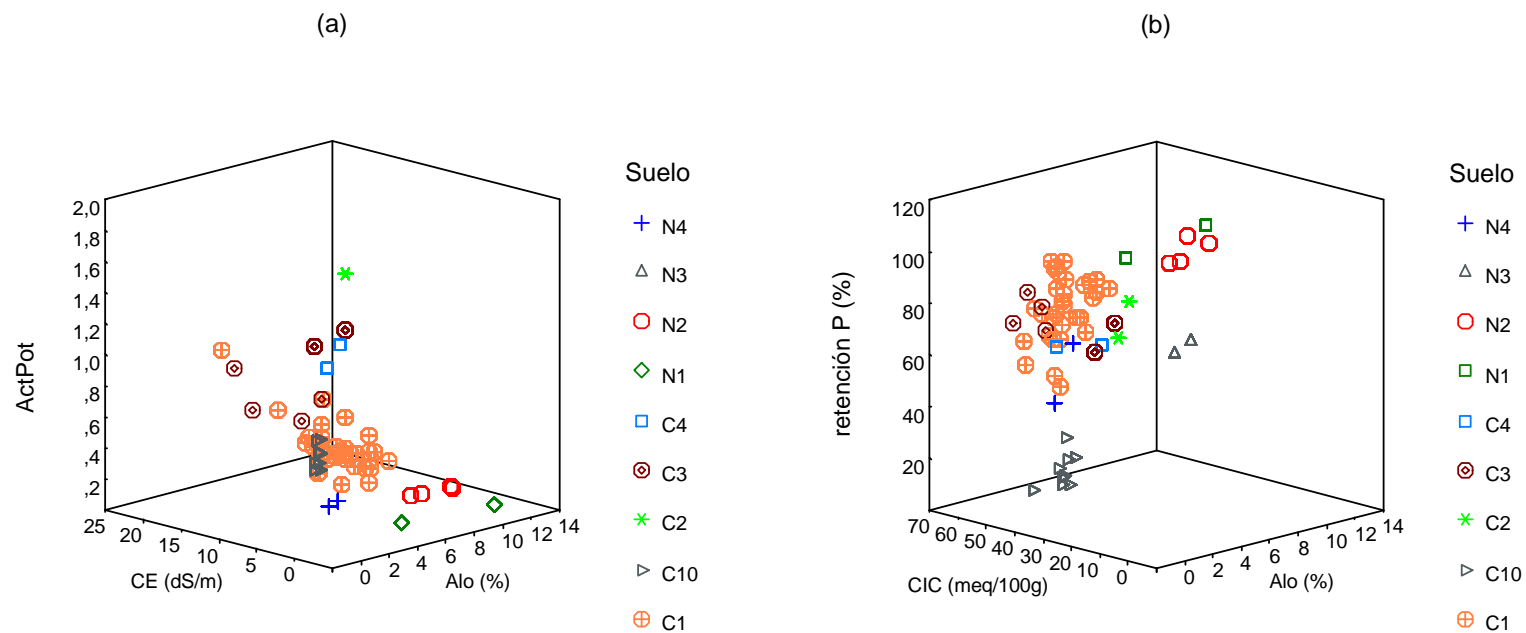


Figura 10. (a) Relación entre el ratio Actpot (relación entre la capacidad de intercambio catiónico actual y potencial, CIC_e/CIC) y el contenido en Al_o y la conductividad eléctrica (CE), y (b) relación entre la retención de fósforo, el contenido en Al_o y la CIC, por suelos.

II.4. CONCLUSIONES

De los resultados referentes a la caracterización de los suelos, destacamos, dejando aparte los Andisoles bien conocidos, que la mayor parte de los suelos de sorriba de la isla de Tenerife presentan propiedades ándicas significativas, cumpliendo al menos los requisitos requeridos por la Soil Taxonomy para definir el subgrupo ándico. Destacamos asimismo los elevados contenidos en sesquióxidos libres que presenta la mayor parte de los suelos estudiados.

A pesar de haber estado sometidos a un cultivo intensivo durante décadas, los suelos mantienen parte de sus propiedades más características: la densidad aparente se estabiliza alrededor de $1-1,1 \text{ g/cm}^3$ y la capacidad de retención aniónica específica, a pesar de haberse reducido significativamente es suficientemente alta como para tener que mantener niveles de P Olsen elevados o hacer aportaciones anuales de bórax.

CAPÍTULO III.

DISPERSIÓN DE ARCILLAS

III.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Debido al efecto fuertemente agregante y/o cementante de los materiales alofánicos y los oxihidróxidos de Fe y Al, los Andosoles y suelos ricos en sesquióxidos (Oxisoles, Ultisoles) presentan en general problemas para dispersar. Este efecto se manifiesta generalmente en una textura aparente en campo arenosa o limosa en muestras que en realidad son arcillosas. Aunque algunas propiedades físicas y mecánicas están relacionadas con la textura aparente, es importante evaluar la verdadera distribución de tamaño de partícula que refleja la actividad del suelo y, por lo tanto, su comportamiento físico y químico.

El análisis mecánico convencional requiere la aplicación de una serie de pretratamientos que incluyen la eliminación de los agentes cementantes, la agitación intensa y la dispersión de las partículas de arcilla mediante el uso de iones (principalmente sodio) que incrementan la carga negativa de las partículas.

Los principales métodos utilizados para dispersar estos suelos se han basado en la aplicación de una importante energía mecánica: i) método de ultrasonidos (basado en la aplicación de un determinado nivel de energía (vatios) durante un periodo de tiempo concreto); ii) método brasileño (tratamiento del suelo con NaOH y agitación intensa durante 3 horas (EMBRAPA, 1979)); iii) resinas en bola. El empleo de resinas saturadas con sodio se ha mostrado como el método de dispersión más eficaz en numerosos estudios en suelos ricos en sesquióxidos de Fe y Al y materia orgánica. Bartoli *et al.* (1991) recomiendan este método de dispersión para suelos fuertemente agregados como los Andosoles y Oxisoles.

El **objetivo** de este capítulo es el estudio de los suelos seleccionados en cuanto a su comportamiento frente a la dispersión de arcillas, mediante la determinación de la textura por dos metodologías distintas, dispersión con hexametáfosfato sódico y resinas de intercambio catiónico, y evaluación de los índices de estabilidad derivados.

III.2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

El análisis granulométrico consiste en la separación de las distintas fracciones de partículas primarias en categorías de clases de acuerdo con su tamaño de partícula. La proporción relativa de cada partícula, previa destrucción de los agregados, por clases de tamaños en fracciones granulométricas, definen las clases texturales o composición granulométrica de un suelo.

Los agentes dispersantes a base de sodio, como el hexametáfosfato sódico (HMP), actúan sustituyendo el sodio por los cationes polivalentes, sobre los que tiene un efecto complejante el anión

hexametáfosfato. El ión sodio Na^+ actúa sobre la estabilidad del suelo mediante tres mecanismos (Churchman *et al.*, 1997): (i) como catión monovalente, altamente hidratado, el Na^+ es atraído con menor atracción por superficies cargadas negativamente, en relación con los otros cationes comunes del medio natural (como Ca^{2+} , Mg^{2+} y Al^{3+}), aumentando el espesor de la doble capa difusa, la repulsión entre las micelas y con ello, la dispersión de la arcilla; (ii) el Na^+ se muestra ineficaz como catión de unión o ligando entre minerales y materia orgánica, comparado con cationes polivalentes; (iii) la sustitución de Al^{3+} o Ca^{2+} como cationes asociados con materia orgánica, por Na^+ , aumenta su solubilidad y humectabilidad, aumentando en consecuencia la presión interna y favoreciendo la dispersión.

Particularidades de la dispersión en suelos de carga variable

En el caso de los Andosoles, las dificultades de dispersión y de definición de la fracción arcilla han sido revisadas por algunos autores como Maeda *et al.* (1977), Wada (1977) y Nanzyo *et al.* (1993). La resistencia a la dispersión se debe tanto a las características químicas que mantienen la floculación en los materiales alofánicos no desecados, como a las fuerzas físico-químicas de cementación en suelos secos. En éstos, los agregados de alofana pueden destruirse en mayor o menor grado, dependiendo de la severidad de la dispersión mecánica. Se han observado diferentes características de dispersión en Andosoles de diversas áreas geográficas, lo que puede deberse a la variable composición e interacción de sus componentes. Por ejemplo, la presencia de gibsita perturba las características de dispersión de la alofana. Sin embargo, no existe ningún estudio sistemático que pueda guiar la metodología de la dispersión basada en la composición. El criterio normalmente utilizado para un método de dispersión es la producción de la mayor cantidad de material coloidal. No existe un “mejor método de dispersión” para todos los Andosoles, pero el más utilizado es generalmente la dispersión ultrasónica de una suspensión de suelo no seco a pH 3 o a pH por encima de 9 utilizando polifosfato como agente desfloculante. El método de las resinas de intercambio catiónico, utilizado en este trabajo, se describirá más adelante.

Al igual que con los Andosoles, no existe una metodología establecida para determinar la distribución del tamaño de partícula en los suelos tropicales muy alterados. Una revisión de las particularidades texturales de estos suelos ha sido realizada por El-Swaify (1980) en Oxisoles y por Lal (1980) en Alfisoles y Ultisoles tropicales. Los Oxisoles y otros tipos de suelos, particularmente los horizontes subsuperficiales, requieren un alto insumo de energía para su disgregación física, así como un medio adecuado para impedir la refloculación.

El **efecto del pH** en la dispersión de arcillas es importante en Andisoles, y está estrechamente relacionado con la cantidad de carga de la superficie de las partículas. Así, la imogolita dispersa únicamente bajo condiciones ácidas (Yoshinaga y Aomine, 1962, citados por Nanzyo *et al.*, 1993), debido al incremento de la carga positiva en su superficie al disminuir el pH. Sin embargo, la región

de pH en la que dispersa la alofana depende de su composición química. La alofana con una ratio Al/Si de 2 dispersa tanto en medio ácido como alcalino, mientras que con una ratio de Al/Si de 1, dispersa en el rango alcalino, lo que indica que el máximo de dispersión se obtiene a valores de pH alejado del punto cero de carga (PCC) para las arcillas no cristalinas (Nanzyo *et al.*, 1993).

La **dispersión ultrasonica** con ajuste de pH se ha utilizado con éxito en Andosoles de Japon y también en varios Andosoles de las Islas Canarias (Tejedor-Salguero y Fernández-Caldas, 1975). Estos autores sólo pudieron lograr una dispersión importante en los horizontes profundos del perfil del suelo N2 (Las Aves) utilizando un medio ácido, lo que atribuyen al contenido importante de imogolita e hidróxidos. El inconveniente de este procedimiento es que no está estandarizado y las condiciones óptimas de intensidad y duración del tratamiento de ultrasonido son distintas para cada suelo (Nanzyo *et al.*, 1993).

La dispersión de suelos con intercambiadores catiónicos fue introducida por Edwards y Bremner (1965), y aunque dio los mejores resultados de dispersión en sus estudios de dispersión ultrasónica (Edwards y Bremner, 1967), su utilización no ha sido recomendada. La razón principal es que una vez el suelo ha sido dispersado con **resinas de intercambio catiónico (en bolas)**, es difícil separar éstas del suelo para realizar el análisis mecánico. No obstante, Bartoli y colaboradores retomaron este método por sus buenos resultados en Andosoles y Oxisoles, y actualmente está recogido por la Asociación Francesa de Normalización (AFNOR, 1987).

Bartoli *et al.* (1991) en Oxisoles de diversas regiones del mundo no encontraron diferencias significativas en la dispersión por distintos tratamientos que incluían el Na, pero sí destacan la elevada dispersión conseguida por el tratamiento con resinas en Oxisoles ricos en gibsitita.

Roiller *et al.* (1972, citado por Churchman *et al.*, 1997) obtuvieron los mejores resultados con el tratamiento con resinas sódicas, pero concluyeron que el pretratamiento para la destrucción de los agentes cementantes era esencial, especialmente en el caso de los Andosoles y suelos ricos en materia orgánica. Por otro lado, Churchman y Tate (1987) demostraron que las resinas sódicas eran efectivas en la desagregación y dispersión de muestras orgánicas previamente tratadas por peroxidación; sin embargo en suelos alofánicos con bajo contenido en materia orgánica, las resinas se mostraron efectivas sin necesidad de una destrucción previa de la materia orgánica.

Bartoli y Philippy (1990) relacionan el efecto de las resinas en bola saturadas con Na y con H con el aumento de la desagregación del suelo gracias a la rotura de uniones de asociaciones Al-materia orgánica de carácter hidrófobo. Bartoli y Burtin (2007) obtuvieron incrementos notables de arcilla dispersa con el uso de resinas en bola saturadas con Na, y pretratamiento con ultrasonido, con respecto a otros tratamientos (dispersión en agua y HMP) en una selección de Andosoles no vítricos de Europa.

El efecto dispersante de la resina se ha atribuido a (Bartoli *et al.*, 1988, 1991; Churchman *et al.*, 1997):

- La presión interna máxima debida al aire atrapado en los agregados aumenta al aumentar la mojabilidad o humectabilidad desde un estado hidrófobo a hidrófilo en el suelo tratado con resina;
- La resina-Na sería más eficiente que las sales de Na en el intercambio catiónico, al ser un proceso más estequiométrico frente a la concentración de polifosfato sódico, que sería demasiado alta, favoreciendo la floculación.

No obstante, el papel de la resina es complejo debido a que ocurren tres procesos (o actúan a tres niveles): intercambio catiónico, equilibrio Donan e hinchamiento de la resina (Tremillon, 1965, citado por Bartoli *et al.*, 1991).

Las **resinas en forma de membrana** han introducido una serie de ventajas frente a las resinas en bola, en concreto por su mayor facilidad para separarlas del suelo y para su regeneración y reutilización. Este tipo de resinas se han venido utilizando desde los años 30 en diversos estudios de sistemas naturales de suelos y aguas y en concreto en la valoración de los niveles de nutrientes y de microelementos y tratamientos de aguas. Su empleo para la dispersión del suelo sin embargo está aún poco extendido.

Avila-Segura (1999) evaluó la efectividad de las resinas en membrana (saturadas con Na) con respecto a las resinas en bola y otros métodos convencionales para la dispersión de distintos tipos de suelos, obteniendo con las primeras una eficacia del 80-90 % respecto al tratamiento con polimetafosfato-Na. La ventaja de este método es que no produce otros compuestos residuales (por ejemplo iones fosfato), lo que permite posteriores estudios de la suspensión y de las distintas fracciones del suelo.

Armas-Espinel *et al.* (2002) estudiaron la dispersión con resinas en membrana catiónicas y aniónicas en los suelos N2 y C4 de este trabajo, bajo distintas condiciones de agitación y relación suelo:resina. En el caso del suelo ándico cultivado C4, se obtuvo la siguiente secuencia en el rendimiento en arcilla: resinas en bola \cong resinas en membrana (39,0 %) > HMP (29,6 %) >> agua (19,5 %). En el Andosol natural N2, la combinación de resinas catiónicas (saturadas con H) y aniónicas (saturadas con Cl), y consecuente acidificación del medio, fue el tratamiento más eficaz.

En el siguiente esquema sintetizamos los procesos o efectos involucrados en función del tratamiento de dispersión empleado (adaptado de Churchman *et al.*, 1997):

Tratamiento	Efectos					
	Estrés osmótico	Intercambio catiónico	Mecánico	Incremento carga negativa	Disolución de materia orgánica	Disminución de la hidrofobicidad
Na-diálisis	++	++			+	+
Na-HMP	+	+	++	++		
Na-Resina	++	++	++		++	++
Membrana catiónica	++	++	+		++ (?)	++ (?)
Membranas catiónica + aniónica	++	++	+	?	+	?

++ Efecto mayor
+ Efecto menor

Según este esquema, las resinas en bola presentan estrés osmótico, intercambio catiónico y efecto mecánico, pero también un aumento de la humectabilidad a través de la disolución de materia orgánica. Las resinas en membrana tendrían unos efectos similares aunque con un menor efecto mecánico. No hemos encontrado en la bibliografía referencias acerca de su efecto sobre la materia orgánica y la hidrofobicidad.

III.3. MATERIAL Y MÉTODOS

III.3.1. SUELOS DEL ESTUDIO

Los suelos utilizados en este estudio se describen en el capítulo II. Las muestras empleadas se indican en el siguiente cuadro:

Tabla 1. Relación de suelos utilizados en este capítulo.

Suelo	Fecha de muestreo	Muestra
N1	Sept. 2004	N1 _{P1-1} , N1 _{P2-1}
N2	May. 2001	N2 _{S-1} , N2 _{P-1}
C1 _S	Nov. 1999	C1 _{S-4} , C1 _{S-6} , C1 _{S-11} , C1 _{S-19} , C1 _{S-22} , C1 _{S-29} , C1 _{S-32}
C2 _S	Ene. 2000	C2 _{S-1} , C2 _{S-2} , C2 _{S-3} , C2 _{S-4} , C2 _{S-5} , C2 _{S-6}
C3 _S	Ene. 2000	C3 _{S-1} , C3 _{S-2} , C3 _{S-3}
C4 _S	Ene. 2000	C4 _{S-1} , C4 _{S-2} , C4 _{S-3} , C4 _{S-4} , C4 _{S-5} , C4 _{S-6}

III.3.2. MÉTODOS DE DISPERSIÓN DE ARCILLAS

Dispersión con hexametáfosfato sódico

Se utilizó el método del densímetro de Bouyoucos (Gee y Bouders, 1986), basado en la medida de la densidad de una suspensión del suelo tras la dispersión de las muestras de suelo con una disolución de hexametáfosfato sódico (35,7 g·L⁻¹ NaPO₃ y 2,95 g·L⁻¹ Na₂CO₃). Esta se relaciona con

la concentración de partículas de la misma, y ésta a su vez depende del ritmo de sedimentación de cada tamaño de partícula en suspensión. Las fracciones de arena gruesa y fina se determinaron por tamizado por 0,2 y 0,05 mm. La clase textural se determinó a partir de la composición granulométrica de acuerdo a los criterios de clasificación USDA (Schoeneberger *et al.*, 2002).

Dispersión con resinas de intercambio catiónico en bola

Se emplearon resinas de intercambio catiónico Na-Amberlite IR-120 (tamaño 500 μm) en forma de bolas. El procedimiento utilizado es una modificación del método presentado por Burtin *et al.* (1991). A 40 g de suelo, previamente tamizado por 200 μm para separar la fracción arena gruesa, se le añaden 100 mL de resinas y se lleva a un volumen aproximado de 300 mL con agua destilada. Se agita 12 horas y se tamiza por tamices consecutivos de 200 y 50 μm con el fin de separar las resinas y arena fina. La suspensión se transfiere a una probeta de 1 L y se enrasa a 1 L con agua destilada. La determinación de las fracciones limo y arcilla se realiza con el método del densímetro de Bouyoucos.

III.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

III.4.1. EVALUACIÓN DE LOS MÉTODOS DE DISPERSIÓN DE ARCILLAS

En la Tabla 2 se resumen los valores medios por suelo de las distintas fracciones granulométricas obtenidas después de dispersar con el método estándar del hexametáfosfato sódico (HMP) y con resinas (R), así como los valores medios del índice $w_{15\text{bar}}/\text{arcilla}$, cuyo significado se discutirá en el siguiente apartado. Los correspondientes valores por muestra se recogen en la Tabla 1 del Anexo 2.1. En la Figura 1a se comparan los valores de arcilla dispersa por el método de las resinas frente a los obtenidos por el método del HMP. Se han incluido asimismo como referencia los correspondientes valores del perfil de Ravelo (*Hapludands*) determinados en el Departamento de Edafología y Geología (ULL).

Tabla 2. Valores medios de las fracciones de arcilla, limo y arena dispersas con hexametáfosfato (HMP) y con resinas (R) y del índice $w_{15\text{bar}}/\text{arcilla}$, por suelos.

Suelo	Arcilla, HMP (%)	Limo, HMP (%)	Arena, HMP (%)	Arcilla, R (%)	$w_{15}/\text{arc,HMP}$	$w_{15}/\text{arc,R}$
N1 _{P1}	25,80	28,60	45,60	60,0	2,29	1,30
N1 _{P2}	34,80	13,20	52,10	61,8	2,23	1,29
N2 _S	5,8	30,6	63,6	55,0	3,22	0,65
N2 _P	8,3	24,8	67,0	47,9	11,03	1,34
N3 _(A1)	41,0	-	-	21,0*	1,33	2,59
N3 _(Bw)	57,0	-	-	68,0*	0,72	0,60
N4 _P	48,3	22,4	29,3	-	0,46	-
C1	14,8	22,2	62,9	35,9	3,02	1,02
C2	45,4	39,4	16,3	43,9	0,64	0,68
C3	44,9	40,6	15,8	45,6	0,67	0,71
C4	35,4	39,9	24,4	42,7	1,19	0,94
C10	45,6	33,3	21,3	46,0	0,48	0,47

* F. Bartoli (comunicación personal)

En la Figura 1a destacan claramente las muestras que se desvían de la línea 1:1, con valores de arcilla dispersa con resinas notablemente superiores a las obtenidas con el método estándar. Como era de esperar, las mayores diferencias se observan en el caso de los suelos más alofánicos, como queda ilustrado en la Figura 1b, donde se representa la **ratio arcilla(HMP)/arcilla(R)** frente a Al_o . Se aprecia claramente que para $Al_o > 2\%$, los valores de arcilla dispersa con HMP son muy bajos (suelos N1, N2 y C1). La relación con $(Al_o + 1/2 \cdot Fe_o)$ es similar (no se muestra).

Con el método de las resinas, la textura del suelo C1 pasa de franco-arenosa a franco-arcillosa. En el suelo C4 también se obtuvieron aumentos significativos. La textura de los suelos C4 y C3, clasificadas como franco-arcillosa y arcillo-limosa, respectivamente, pasan a arcillosas con el método de las resinas (Tabla 1, Anexo 2.1). En el caso de los suelos naturales N1, N2 y N3, también la dispersión con HMP dio lugar a texturas más groseras (franca, franca-arenosa), que las obtenidas con las resinas (arcillosa), con incrementos superiores al 40 % de arcilla.

Estos resultados concuerdan con los obtenidos por Bartoli *et al.* (1991) en suelos de carga variable de distintas regiones del mundo. En la muestra superficial del suelo N3 (A₁), con destrucción previa de la materia orgánica, se obtuvieron sin embargo valores de $\text{arcilla(R)} < \text{arcilla(HMP)}$, atribuible al carácter organomineral (mayor influencia del tipo de materia orgánica).

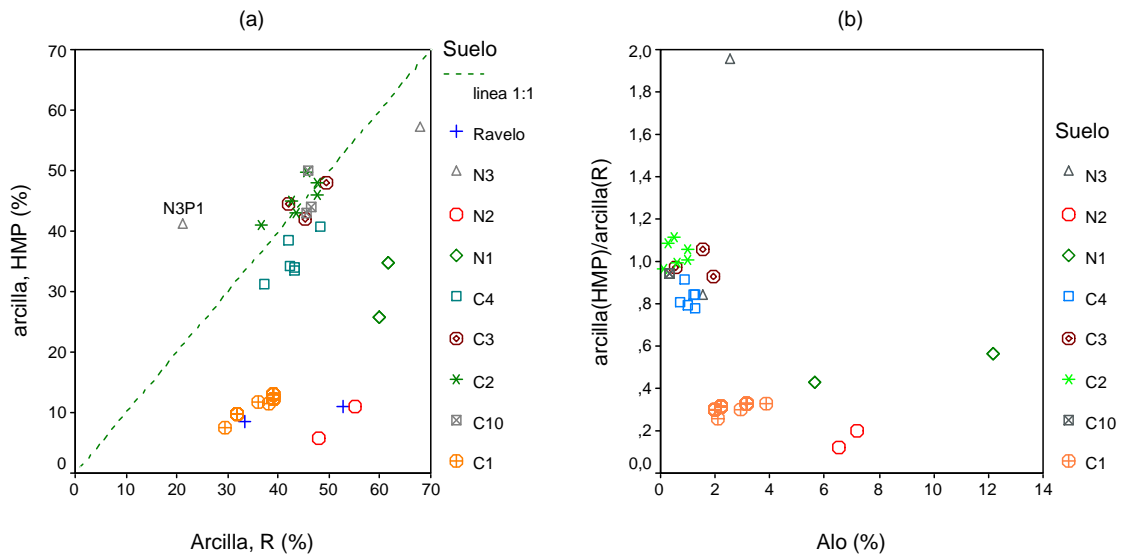


Figura 1. (a) Relación entre los valores de arcilla dispersa mediante resinas (R) y el método convencional (HMP) y (b) relación entre la ratio “arcilla(HMP)/arcilla(R)” y el contenido en Al extraído con oxalato amónico, Al_o, por suelos. La línea discontinua representa la línea 1:1. Se han incluido los valores obtenidos en el perfil Ravelo (Departamento de Edafología, ULL).

III.4.2. IMPLICACIONES PRÁCTICAS DE LOS PROBLEMAS DE DISPERSIÓN

Las diferencias entre la textura “real” y “aparente” de los suelos afectan lógicamente a la interpretación de las propiedades físicas en relación con la textura. Así, por ejemplo, la aplicación a los suelos de este estudio del modelo desarrollado por Saxton *et al.* (1986) para la estimación de propiedades físicas a partir de los porcentajes de arcilla y arena, da lugar a diferencias significativas en la estimación de la densidad aparente, retención de humedad a distintos potenciales, saturación y conductividad hidráulica saturada. Las ecuaciones empleadas para este modelo figuran en el Anexo 2.2.1. En todos los casos la densidad aparente estimada fue superior a la obtenida, especialmente en los suelos naturales N1, N2 y N3 y los suelos cultivados C1 y C4 (Tabla 2, Anexo 2.1). Las diferencias fueron también notables en las retenciones de humedad a 33 kPa y 1.500 kPa, con menores valores estimados, mientras que no fueron significativas en los suelos C2 (P = 0,580), C10 (P = 0,931) y N4 (Tabla 1, Anexo 2.2.2). Los rangos de conductividad hidráulica saturada estimados se correspondieron aproximadamente con los obtenidos en campo, aunque tienden a ser inferiores, como se discutirá en el apartado VI.4.

Debido a las dificultades de aplicar los métodos granulométricos convencionales por análisis mecánico a los Andosoles y suelos ricos en óxidos, se ha recomendado aplicar el valor de retención de agua a 1.500 kPa para estimar el contenido en arcilla. La retención de agua a 1.500 kPa (15 bar) representa el volumen de agua que llena los poros de un diámetro aproximado $\leq 0,2 \mu\text{m}$. El contenido en arcilla de los Andosoles, determinado por análisis mecánico utilizando ultrasonido y ajuste de pH, y

los valores de retención de agua a 1.500 kPa muestran una relación lineal hasta un contenido de arcilla del 30 % (Nanzyo *et al.*, 1993) en suelos del “Andisol TU Database 1992”, aunque con bastante dispersión. Por esto, las clases texturales comunes no se utilizan en los Andisoles, sino que son sustituidas por clases texturales basadas en la retención de agua a 1.500 kPa, como *ashy*, *medial* e *hydrous* (Soil Survey Staff, 1992). A pesar de ello, estas relaciones se han investigado poco en suelos volcánicos, y en particular se han estudiado menos los suelos volcánicos europeos, con respecto a sus homólogos de América, Asia y Nueva Zelanda (Bartoli y Burtin, 2007).

Para suelos donde predominan los filosilicatos, la ratio $w_{15\text{bar}}/\text{arcilla}$ se encuentra alrededor de 0,4. Se aceptan generalmente valores $\leq 0,6$ como representativos de una buena dispersión (NSSL Staff, 1983), cuando se exceden estos valores y los factores del suelo no explican esta situación, generalmente es debido a una dispersión incompleta. La desviación entorno a este valor puede deberse a diferentes factores. Las arcillas de baja actividad lo disminuyen, mientras que las de alta actividad lo aumentan. Por ejemplo, para suelos con predominio de illita se han indicado ratios de 0,43, y de 0,46 para suelos con haloisita y smectita (Seybold y Harms, 2012). La materia orgánica y los materiales poco cristalinos determinan un aumento de $w_{15\text{bar}}$, y por lo tanto, de esta ratio. En el Soil Survey Staff (1992) se proponen las siguientes ecuaciones:

$$w_{15\text{bar}}/\text{arcilla} \approx 0,4, \text{ o bien, } \text{arcilla} \approx 2,5 \cdot w_{15\text{bar}}$$

Si la ratio es $> 0,6$ y los suelos no tienen propiedades ándicas, la arcilla se estima a partir de:

$$\% \text{ arcilla} = 2,5 \cdot (w_{15\text{bar}} - \% \text{ carbono orgánico})$$

El uso del valor de 0,4 se limita a suelos con ratio de M.O./arcilla $\leq 0,2$ (Seybold y Harms, 2012).

En la Figura 3 se observan las importantes diferencias que presentan los suelos estudiados, especialmente los suelos más ándicos, con valores de $w_{15\text{bar}}/\text{arcilla}$ (HMP) del orden de 2-3 (Tabla 2). Estos valores podrían atribuirse a los efectos directos (retención de agua) e indirectos (dispersión) de las propiedades ándicas. El horizonte superficial del suelo N2 estudiado presenta valores de densidad aparente superiores al horizonte de profundidad, atribuible a la desecación y compactación que ha sufrido la zona de muestreo (uso leve), presentando asimismo valores de $w_{15\text{bar}}$ inferiores a la muestra de profundidad (menor ratio $w_{15\text{bar}}/\text{arcilla}$). Por otra parte, los suelos N3_{p2} y N4_p presentaron valores de esta ratio entorno a 0,6, lo que se asociaría a una adecuada dispersión.

Para los valores de arcilla dispersa con resinas, el índice $w_{15\text{bar}}/\text{arcilla}$ desciende notablemente, aunque todavía permanece en valores cercanos a 1 (salvo el suelo menos ándico C10, con valores $< 0,6$). Este resultado puede atribuirse a que no se alcanzó la dispersión adecuada y/o a la influencia de los materiales amorfos.

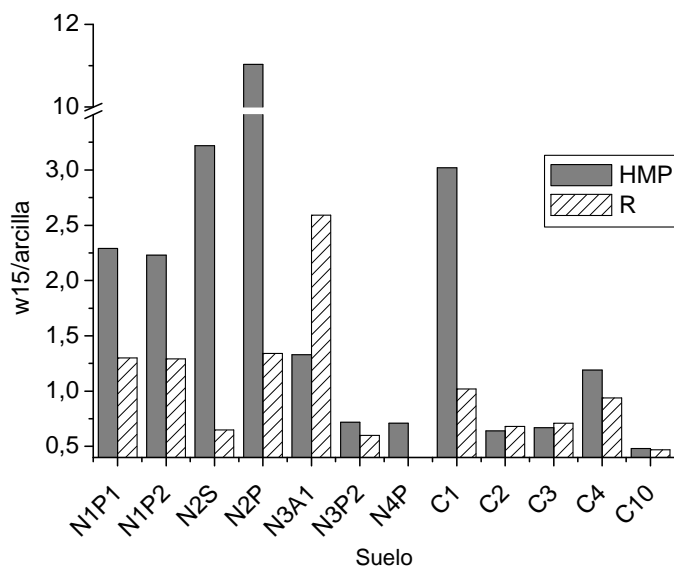


Figura 3. Comparación entre los valores de $w_{15bar}/arcilla(HMP)$ y $w_{15bar}/arcilla(R)$, por suelos. La línea discontinua representa el valor crítico de 0,6.

III.5. CONCLUSIONES

Los resultados han puesto de manifiesto que los problemas de dispersión no sólo aparecen en los suelos alofánicos, sino también asociados a características aluandicas y contenidos elevados en oxihidróxidos de Fe y Al.

- Las mayores diferencias respecto al método convencional se encontraron en los suelos alofánicos con independencia de su uso (suelos naturales y suelo C1), con ratios $arcilla(HMP)/arcilla(R) < 0,6$ y $w_{15bar}/arcilla(HMP) > 2$.
- En los suelos con bajo valores de $Al_o (\leq 2 \%)$, con ratios $arcilla(HMP)/arcilla(R) = 0,8-1,1$ y $w_{15bar}/arcilla(HMP) = 0,5-1$, no se observó relación entre Al_o y el índice de dispersión $w_{15bar}/arcilla$.
- Las funciones de edafotransferencia para la estimación de propiedades físicas del suelo basados en su textura no son aplicables en los tipos de suelos estudiados, por lo que deben ser calibrados para mejorar su capacidad predictiva.

CAPÍTULO IV.

**CURVAS CARACTERÍSTICAS DE RETENCIÓN
DE AGUA**

IV.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Las propiedades hidráulicas más importantes de los suelos son la retención de agua y la conductividad hidráulica. La curva característica de retención de agua describe la relación entre el potencial mátrico del suelo (ψ) o succión (h) y su contenido en agua (θ), y es una característica única de cada suelo. Generalmente se precisa la representación continua de la curva para su incorporación por ejemplo en modelos predictivos de la conductividad hidráulica insaturada, y en modelos de simulación de los fenómenos de transporte en la zona no saturada del suelo. Las curvas de retención pueden obtenerse, bien mediante el ajuste de expresiones analíticas con varios parámetros a una serie de datos discretos (ψ , θ), que pueden ser obtenidos experimentalmente a partir de técnicas de laboratorio, o bien a partir de funciones de edafotransferencia. Las dos funciones analíticas clásicas usadas con mayor frecuencia han sido las propuestas por Brooks y Corey (1964) y por van Genuchten (1980). Estos modelos deben su popularidad a su gran flexibilidad para ajustarse a los datos experimentales de retención de agua en la región húmeda, donde a menudo se espera que ocurra la mayor parte del flujo.

Tradicionalmente las características de retención de agua de suelos volcánicos han sido estudiadas en suelos de regiones tropicales (Caribe, Centroamérica y Sudamérica), y la mayor parte de estos trabajos se han centrado en la determinación de algunos puntos de la curva de retención de agua, generalmente a $\frac{1}{3}$ y 15 bar (33 y 1.500 kPa) (Maeda *et al.*, 1977; El-Swaify, 1980; Nanzyo *et al.*, 1993). En los últimos años se ha realizado también un importante esfuerzo en la caracterización hidrológica de los suelos volcánicos europeos, gracias a proyectos como el programa europeo COST action 622, para el estudio de suelos volcánicos de Europa, con especial hincapié en las características atípicas de estos suelos y su manejo (Basile *et al.*, 2007). Bartoli *et al.* (2007) resumen los resultados más recientes obtenidos en el comportamiento dieléctrico y movilidad del agua, transporte de agua y solutos y efectos del secado e hidrofobicidad en Andosoles de Europa.

Como se expuso en la Introducción (Capítulo I), los estudios en Canarias en relación a las propiedades hidráulicas de estos suelos se han orientado en los últimos años hacia el estudio de los fenómenos de flujo preferencial (Regalado *et al.*, 2001), estimación de la conductividad hidráulica insaturada mediante modelos o técnicas de optimización inversa (Ritter *et al.*, 2003a; Ritter *et al.*, 2004) y transporte de solutos (Muñoz Carpena *et al.*, 1998; Ritter *et al.*, 2003b, Muñoz-Carpena *et al.*, 2005) e hidrofobicidad (Regalado y Ritter, 2005). Regalado *et al.* (2003) relacionan por primera vez en suelos de las islas su comportamiento dieléctrico anómalo con las propiedades ándicas. Regalado (2005) aplica técnicas de escalado al estudio de la retención de agua y conductividad hidráulica de un Andosol cultivado de Tenerife, relacionando su distribución espacial con variaciones de la porosidad

causadas por procesos de degradación del suelo (secado y compactación del suelo) inducidos por el manejo del cultivo y del riego.

El objetivo general del presente capítulo es describir las características de retención de agua de los suelos del estudio en diferentes condiciones de humedad y curvas características asociadas. Dentro de este objetivo, se hará especial hincapié en los siguientes aspectos u **objetivos** concretos:

- Estudio del significado de los parámetros de ajuste de las curvas y factores de forma, y relación con el comportamiento hídrico de los suelos;
- Identificación del tamaño de poros asociados al rango de máxima cesión de agua;
- Evaluación de dos parámetros derivados de la curva de retención de agua, como indicadores de la calidad física de los suelos;
- Relacionar las características de retención de agua con la mineralogía de los suelos;
- Implicaciones prácticas de los aspectos anteriores.

IV.2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

IV.2.1. EVALUACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS DE RETENCIÓN DE AGUA DE LOS SUELOS

El conocimiento de la capacidad de retención de agua del suelo es importante para la realización de diversas investigaciones e interpretaciones de las relaciones suelo - agua. La misma afecta directamente a la disponibilidad de agua para los cultivos, infiltración, drenaje, el transporte de solutos, y propiedades mecánicas del suelo.

La **curva característica de humedad** de un suelo describe la relación entre el contenido de agua y la succión del suelo. El contenido de humedad, expresado en contenido volumétrico de agua (θ), es comúnmente representado frente a la succión (h) en escala logarítmica (pF).

La cantidad de agua que queda en un suelo tras aplicar una determinada succión está directamente relacionada con el diámetro y volumen de los poros saturados a ese potencial y por tanto un incremento gradual en la succión resulta en un vaciado de poros progresivamente más pequeños. En consecuencia, la curva de retención de agua puede servir para inferir una interpretación cuantitativa de la distribución de tamaños de poros en el caso de suelos que no han sufrido retracción. El posterior modelado de la curva y expresión en una forma continua y paramétrica, permite su aplicación en modelos predictivos o de simulación de transporte de solutos y otros procesos hidrológicos, en estudios sobre escalado y distribución espacial de las propiedades hidráulicas, la comparación entre diferentes suelos y la interpolación para estimar determinados valores de humedad característicos (como pueden ser la capacidad de campo y punto de marchitez) o de regiones de la curva de la que no se disponen suficientes datos (Cornelis *et al.*, 2005).

Algunas de las principales aplicaciones de las curvas de retención de agua son la resolución de modelos numéricos de flujo de agua en el suelo y la estimación (con los valores de conductividad hidráulica saturada, K_s) de la conductividad hidráulica insaturada (K), cuya determinación por métodos directos es dificultosa. Diversos autores (van Genuchten y Leij, 1992; Durner, 1994) exponen en sus trabajos una amplia revisión de los métodos de estimación indirecta de la conductividad hidráulica insaturada.

La medición directa de estas propiedades ($\theta(h)$ y $K(h)$) es costosa en términos de tiempo y dinero, por lo que como alternativa se ha extendido en los últimos años el uso de las denominadas **funciones de edafotransferencia** (FE), que estiman las propiedades hidráulicas del suelo a través de correlaciones con datos de variables relacionadas de determinación más sencilla y rutinaria (van Genuchten y Leij, 1992). Los modelos más difundidos están realizados a partir de bases de datos de zonas templadas y se basan en la estimación de la retención de agua mediante análisis de regresión a partir de la textura, densidad aparente, y materia orgánica entre otras. En el último apartado se describen brevemente estos modelos y la problemática para su aplicación en suelos de regiones tropicales.

Las características de retención de humedad de un suelo se ven afectadas por distintos **factores**. Así, se considera que a bajas succiones (aproximadamente entre 0 y 100 kPa) la curva de retención de agua resultante depende principalmente del efecto de la distribución de agregados y grandes poros y por tanto de la estructura del suelo. Por el contrario, a altas succiones la retención de humedad se ve más afectada por fenómenos de adsorción y por tanto por la textura y superficie específica del suelo (a muy altas succiones). De esto se deduce que cuanto mayor es el contenido en arcilla, mayor es en general el contenido de agua a cualquier valor de succión de la curva y más gradual la pendiente de ésta. Es decir, en un suelo de textura arcillosa, la reducción de agua a lo largo de la curva de succión cambia suavemente y es más uniforme. En suelos de textura arenosa sin embargo, la mayor parte de los poros son relativamente grandes, y una vez éstos se vacían rápidamente a una succión baja, el agua que queda retenida es mínima, por lo que el cambio de pendiente de la curva es más brusco.

En cuanto al efecto de la estructura, se ha observado que éste es más acusado en los rangos de baja succión de la curva (cerca de la saturación). Así, la compactación provoca una reducción de la porosidad total, debido a una disminución parcial de la cantidad de poros grandes (macroporos) en favor de poros de tamaños intermedios (mesoporos). Por otra parte, los microporos no se ven afectados por la compactación, por lo que las curvas de un suelo compactado y de uno no compactado tienden a converger en el rango de altas succiones. Este proceso puede llevar en consecuencia a un aumento en la cantidad de agua retenida entre rangos específicos de succión de importancia agronómica (Arche y Smith, 1972, citado por Smith y Mullis, 2001).

A la hora de interpretar las curvas de succión es importante además considerar la existencia de procesos de hinchamiento y retracción de arcillas y de floculación y dispersión de agregados, que pueden conducir a cambios en las características de retención de humedad de un suelo como resultado de un cambio gradual en la matriz del suelo (Hillel, 1971).

Otros factores que afectan a las características de retención de humedad de un suelo son: mineralogía de las arcillas, contenido en materia orgánica (favorece la retención de agua especialmente a bajos potenciales, mientras que suelos ricos en materia orgánica pierden rápidamente el agua a altos potenciales), y presencia de óxidos de hierro y carbonatos cálcicos (Minasny, 2000; Smith y Mullis, 2001).

Las inconsistencias entre la textura y la curva de humedad pueden deberse en parte a variaciones en la distribución de tamaños de poros que no se reflejan en las características texturales (contenidos de arcilla, limo y arcilla), o bien a variaciones en la mineralogía (Schjonning, 1992, citado por Sumner, 2000). Anteriormente, Tsuji *et al.* (1975) hacen también referencia a la inconsistencia entre la textura determinada en laboratorio con la aparente en campo en suelos de Hawai, especialmente Oxisoles y Ultisoles. Estos autores resaltan la importancia de estudiar, más que la textura, la composición mineralógica y la estructura del suelo, en relación con el desarrollo de espacios de poros inter- e intra-agregados, para una mejor predicción de las características de retención de humedad de los mismos.

IV.2.2. MODELOS MATEMÁTICOS DE AJUSTE DE LAS CURVAS DE RETENCIÓN DE AGUA

El empleo de funciones que representen de forma adecuada la retención de agua es esencial en la simulación de los fenómenos de transporte en la zona no saturada del suelo. Se han propuesto numerosos **modelos matemáticos** para describir empíricamente las características de retención de agua de un suelo. En general estos modelos se fundamentan en el ajuste de una curva teórica derivada a partir de datos medidos experimentalmente. La curva de ajuste está formulada con 2 a 4 parámetros del suelo, los cuales son obtenidos en base a una regresión de mínimos cuadrados.

En diversos trabajos se puede encontrar una amplia revisión de las numerosas funciones de ajuste de la curva de retención de agua desarrolladas en las últimas décadas (Don Scott, 2000; Minasny, 2000; Kosugi *et al.*, 2002; Cornellis *et al.*, 2005; Zhou y Yu., 2005). En la Tabla 1 se recogen algunos ejemplos de estos modelos.

Puesto que en general los modelos describen las curvas de retención en el rango $\theta_r \leq \theta \leq \theta_s$, se suele utilizar la definición de saturación efectiva:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad [\text{Ec. 1}]$$

donde

θ_r y θ_s son los contenidos volumétricos de agua residual y saturada, respectivamente
 θ es el contenido volumétrico de agua.

Tabla 1. Ejemplos de modelos de ajuste de la curva de retención de agua.

Modelo	Parámetros
$S_e = (h_a/h)^{-\lambda}$ para $h < h_a$ $S_e = 1$ para $h \geq h_a$ $\lambda > 0$	h_a es la succión en el punto de entrada de aire, λ es un parámetro adimensional que caracteriza la distribución de tamaños de poros (Brooks y Corey, 1964)
$S_e = [1 + (\alpha \cdot h^n)]^{-m}$ m puede simplificarse con $m = 1 - 1/n$	α es un parámetro inversamente relacionado con el valor de entrada de aire (m^{-1}), y m y n son parámetros adimensionales que afectan a la pendiente de la localización del punto de inflexión en la curva de retención (van Genuchten, 1980)
$S_e = (1 + (h/h_i)) \exp(-h/h_i)$	Modelo exponencial propuesto por Tani (1982), Russo (1988) y Ross y Smettem (1993), que reproduce la función exponencial de Gardner (1958) para la conductividad hidráulica insaturada al incorporar el modelo de Mualem (1976)
$S_e = Q \cdot (\ln(h/\hat{h})/\sigma)$ donde $Q(x) = (1/(2 \cdot \pi)) \int_x^\infty \exp(-u^2/2) du$ $\sigma > 0$	Modelo lognormal, donde \hat{h} es la mediana de la succión ($S_e(\hat{h}) = 0,5$), correspondiendo a la mediana del radio de poro \hat{r} ($\hat{h} = A/\hat{r}$), con A aproximadamente igual a $-1,49 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2$ (Kosugi, 1994, 1996)

De entre las anteriores, las ecuaciones más frecuentemente empleadas son las de van Genuchten (1980) y de Brooks y Corey (1964). Estos modelos deben su popularidad a que se ajustan fácilmente a los datos experimentales de retención de agua en la región húmeda, donde a menudo se espera que ocurra la mayor parte del flujo. Además, son funciones analíticas simples, que permiten fácilmente una descripción adecuada de la retención de agua con tres parámetros (suponiendo la porosidad conocida), así como estimar la conductividad relativa en combinación con modelos de continuidad y conectividad de poros (Mualem, 1976).

En la expresión de **van Genuchten (VG)**, los parámetros α , n y m están sujetos a $\alpha > 0$, $n > 1$ y $m > 0$. La expresión se simplifica asumiendo que $m = 1 - 1/n$, o bien se optimiza m en los casos en que el ajuste mejora. Normalmente θ_s se puede obtener experimentalmente, mientras que θ_r , α y n se estiman a partir del ajuste. El parámetro θ_r es el contenido de agua retenido a valores de potencial ψ muy negativos (succiones altas) y para el que la curva de succión tiende a cero. Está íntimamente relacionado con el área superficial de la fase sólida del suelo, por lo que tiende a aumentar con el contenido en arcilla (Hodnett y Tomasella, 2002).

En esta ecuación, α determina la posición de la densidad máxima de poros, mientras que los parámetros m y n determinan la distancia entre los tamaños de poros más finos y los más gruesos (Durner, 1994). Según van Genuchten y Nielsen (1985, citado por Coppola, 2000), α^l se corresponde con la denominada "presión de entrada de aire" para bajos valores de m/n , mientras que para valores

elevados de esta relación, equivale a la succión en el punto de inflexión de la curva. Valores bajos de α indican cambios pequeños del contenido de agua a medida que la succión aumenta (potencial mátrico se hace más negativo), lo que ocurre generalmente en suelos de texturas finas y suelos de estructura pobre. Por otro lado, valores elevados de α indican un cambio brusco en el contenido de agua, en el que parte de los poros se vacían a valores bajos de succión, y que es característico de suelos arenosos y suelos bien estructurados (Hodnett y Tomasella, 2002).

Valores elevados de n y m se asocian con curvas de succión con una acusada forma sigmoideal y una distribución de tamaños de poros homogénea (van Genuchten y Nielsen, 1985, citado por van de Berg *et al.*, 1997). Según Hodnett y Tomasella (2002), para valores elevados de n , por ejemplo $n = 3$, la pendiente de la curva es pronunciada y muestra un descenso rápido del contenido en agua a medida que h se hace más negativa, mientras que para valores bajos de n , por ejemplo $n = 1,1$, el cambio en el contenido de agua es gradual. Valores bajos de m corresponden a pendientes moderadas en el rango bajo de succión y pendientes más pronunciadas en el rango de altas succiones. El parámetro n está relacionado con la distribución de tamaños de poros; cuanto más uniforme ésta, mayores son los valores de n , y mayor es la pendiente de la curva en la zona seca de la misma (Zhou y Yu, 2005).

Asimismo, Raijkai *et al.* (1996) señalan que valores elevados del parámetro n son característicos de suelos de textura gruesa, y al contrario en el caso de texturas finas, apoyándose en que los valores elevados de n y m son consistentes con la hipótesis de que la retención de agua disminuye rápidamente al aumentar éstos. Rasiah y Aylmore (1998) sin embargo obtuvieron resultados contrarios a esta hipótesis, atribuyendo esta discrepancia a que la pendiente de la curva de retención depende de la combinación de los valores de todos los parámetros de VG y no sólo de n y m , y en el diferente rango de n obtenido en los dos trabajos (Raijkai *et al.* (1996) presentan valores de $n < 1$).

En el modelo de **Brooks y Corey (BC)**, el parámetro h_a es el valor de succión en el punto de entrada de aire, y λ es un factor de distribución de tamaños de poros, que afecta a la pendiente de la curva. Generalmente los valores de λ oscilan en el rango 0,3 a 10,0. Esta ecuación representa en realidad un caso especial de la ecuación de VG: La ecuación de VG se iguala a la ecuación de BC para presiones elevadas comparadas con la presión de escala, con los parámetros de forma relacionados de acuerdo a $\lambda \approx m \cdot n$ (Haverkamp *et al.*, 2005). La conversión entre las ecuaciones de BC y VG se basa a menudo por ello en la igualdad $\lambda \approx m \cdot n$, incluso cerca de saturación (Lenhard *et al.*, 1989; Rawls *et al.*, 1992). Este modelo tiene potencialmente 4 parámetros a ajustar: tres parámetros de escala, θ_s , θ_r , h_a ; y un parámetro de forma, λ , mientras que el modelo de VG tiene un máximo de 5 parámetros a optimizar: tres parámetros de escala, θ_s , θ_r y α ; y dos parámetros de forma n y m .

En general es preferible limitar el número de parámetros a optimizar para simplificar las predicciones empíricas mediante funciones de edafotransferencia y para evitar valores físicamente irreales, y correlaciones elevadas entre parámetros (Haverkamp *et al.*, 2005).

A pesar de seguir siendo el modelo más ampliamente utilizado, la expresión de van Genuchten (1980) presenta ciertas limitaciones para su aplicación en algunos tipos de suelos, y que han sido citadas por diversos autores (Vogel y Cislérova, 1988; Ross y Smettem, 1993; Durner, 1994; Mallants *et al.*, 1997; Coppola, 2000).

La ecuación de VG es satisfactoria para suelos con un comportamiento en sus curvas de retención de agua de tipo **unimodal** y con una distribución normal o log-normal, pero se muestra inadecuada para aquellos suelos que presentan un sistema de poros heterogéneo, particularmente suelos con una importante macroporosidad o fuertemente agregados cerca de saturación (Othmer *et al.*, 1991; Ross y Smettem, 1993) o suelos con más de un sistema principal de poros (Durner, 1994). Una fuerte agregación, así como procesos biológicos formadores de suelo, pueden dar lugar a la formación de sistemas secundarios de poros en suelos de cualquier tipo de textura (Othmer *et al.*, 1991). Diversos investigadores (Tsuiji *et al.*, 1975; Fies, 1992; Tamari, 1994) describen la presencia de un sistema de poros en estos suelos, compuesto por “intraagregados” o “poros texturales” e “interagregados” o “poros estructurales”, presentando cada uno de ellos sus propias características hidráulicas. Este comportamiento se ha observado con frecuencia en suelos tropicales, particularmente en oxisoles (Tomasella *et al.*, 2000). Las curvas de succión pueden presentar en consecuencia más de un rango principal de poros, con un máximo en el rango de poros texturales y otro en el de poros estructurales, cada uno caracterizado por su propia función de retención.

El ajuste de este tipo de curvas **multimodales** es resuelto generalmente mediante la superposición de dos o más subcurvas de van Genuchten (Durner, 1994; Mallants *et al.*, 1997; Coppola, 2000; Miyamoto *et al.*, 2003; Tawornpruek *et al.*, 2005; Blonquist *et al.*, 2006). Los coeficientes o parámetros derivados de estas funciones así como la relación entre ellos (“factores de forma”) tienen en principio el mismo significado físico que en el caso de curvas unimodales. Sin embargo, si la curva no es claramente bimodal o multimodal, los coeficientes tienden a estar altamente correlacionados, y deben interpretarse en ese caso en términos exclusivamente de parámetros de ajuste de una curva (Durner, 1994).

Por otra parte, el modelo de VG no tiene en cuenta la existencia de un punto de entrada de aire (h_a), pero sí incluye un punto de inflexión (h_i), que hace que este modelo sea más apropiado que el modelo de Brooks y Corey para suelos con curvas de tipo sigmoidal. Sin embargo, este modelo no describe adecuadamente las características hidráulicas de aquellos suelos, en los que se distingue claramente una zona o región de entrada de aire (Kosugi *et al.*, 2002). En este sentido, se han presentado diversos **modelos modificados de VG** para superar esta limitación. Vogel y Cislérova (1988) propusieron “cortar” la función de VG en el punto de entrada de aire y normalizar la función de VG y la función de conductividad hidráulica relativa en el valor en este punto. Esta aproximación sin embargo no es la más óptima en la mayor parte de los casos, pues resta flexibilidad a la curva, especialmente por los efectos sobre el parámetro α (Ippisch *et al.*, 2006). En consecuencia, Vogel *et*

al. (2001) modificaron el modelo clásico de VG para añadir flexibilidad en la descripción de las propiedades hidráulicas cerca de saturación, reemplazando el parámetro θ_s de VG por un parámetro ficticio (extrapolado) θ_s' , ligeramente mayor. En este modelo modificado se sustituye también el parámetro θ_r por el parámetro ficticio (extrapolado) $\theta_r' > \theta_r$. Esto puede tener un gran efecto en la función que describe la conductividad hidráulica insaturada, especialmente para texturas finas. Al flexibilizar la ecuación de VG se consigue incorporar el efecto de los macroporos, que pueden hacer aumentar bruscamente la conductividad hidráulica a bajas succiones cerca de saturación (Dawes *et al.*, 2003). La conductividad hidráulica predicha es de esta forma extremadamente sensible a pequeños cambios en la pendiente de la curva de retención cerca de saturación (Vogel *et al.*, 2001).

Se han propuesto asimismo diversos **índices o parámetros derivados** de la función de retención de agua del suelo, que permiten cuantificar las características de retención de humedad de cada suelo. El objetivo es integrar el comportamiento hidráulico de un suelo en un único valor característico, que facilitaría su interpretación y comparación entre distintos suelos y la relación con otras propiedades de los suelos.

Así por ejemplo, en diversos estudios se utiliza el valor de la pendiente de la curva de retención de humedad en su punto de inflexión (**parámetro S**) como un indicador de la calidad física del suelo (Dexter, 2004a; Awiti *et al.*, 2005; Osuna-Ceja *et al.*, 2006; Kutlu y Ersahin, 2008). Según Dexter (2004a), la degradación física del suelo ocurre cuando éste es compactado y reduce la pendiente de la curva de retención en el punto de inflexión, y por tanto el parámetro S es indicativo de la medida en que la porosidad del suelo está concentrada en un rango limitado de poros. Asumiendo que la porosidad del suelo se puede dividir en dos zonas; una porosidad textural y una porosidad estructural, el autor considera como una primera aproximación que los poros que se vacían entre saturación y el punto de inflexión al secarse el suelo son poros estructurales, mientras que por debajo del punto de inflexión son poros texturales. Awiti *et al.* (2005) cuestionan el uso de este parámetro para suelos fuertemente estructurados, que presentan una distribución de poros bimodal, puesto que el modelo de Dexter sólo considera un punto de inflexión en la curva de retención de agua. Los suelos con estructura bimodal pueden presentar sin embargo dos puntos de inflexión distintos, asociados a macroporos (altamente sensibles al manejo del suelo), y a microporos (menos sensibles al manejo). Dexter (2004a) sugiere al respecto utilizar de forma simplificada la ecuación de van Genuchten ajustada a una curva unimodal, asumiendo que valores elevados de S indicarían en cualquier caso la presencia de varios rangos de poros interconectados (el autor considera que a efectos de comparar S entre distintos suelos, el número real de datos disponibles no suele ser suficiente para describir la curva con la precisión necesaria para detectar los distintos puntos de inflexión). En posteriores trabajos se ha relacionado S con algunas propiedades mecánicas e hidráulicas de los suelos (Dexter, 2004b,c; Dexter y Czyz, 2007; Asgarzadeh *et al.*, 2010), con la calidad del agua (Mosaddegi *et al.*, 2008) y con otros indicadores de la calidad física del suelo, como el contenido en carbono orgánico, la estabilidad

estructural y el agua útil (Kutlu y Ersahin, 2008; Reynolds *et al.*, 2009). Asimismo, se ha validado S para suelos de regiones tropicales y bajo diferentes prácticas de manejo (Osuna-Ceja *et al.*, 2006; Tormena *et al.*, 2008; Pires *et al.*, 2008; Vieira *et al.*, 2009; Li *et al.*, 2011).

Haverkamp *et al.* (2005) introdujeron el término “**índice de la pendiente**” P (*shape index*), como una medida integral de la pendiente de la curva de retención transformada en logarítmica, basándose en el análisis fractal de la curva de succión.

Basile *et al.* (2007) proponen el denominado **parámetro IRI** (*Integral Retention Index*) como un parámetro integrador del comportamiento hidráulico de los suelos, definido como el cociente entre el valor de la integral bajo la curva de retención y la longitud del intervalo de integración (normalmente $\theta_s - \theta_p$). Estos autores obtuvieron una relación significativa entre el parámetro *IRI* y el carácter ándico (determinado a partir de su contenido en $Al_{0+1/2} \cdot Fe_0$) de un conjunto de suelos volcánicos de Europa. De esta forma este índice adimensional ($0 < IRI < 1$) representaría el valor promedio de la función $\theta(\log h)$ en el intervalo $(0, w_p)$, y permitiría comparar la curva de retención de agua completa al transformarla en un único valor característico.

IV.2.3. MODELOS DE RETENCIÓN DE AGUA. FUNCIONES DE EDAFOTRANSFERENCIA

El modelado del agua en el suelo requiere el conocimiento preciso de una serie de propiedades físicas e hídricas. La información básica sobre las primeras suele estar disponible, como es el caso de la composición granulométrica, el contenido de materia orgánica, la densidad aparente o la porosidad. Sin embargo, los datos sobre propiedades hidráulicas fundamentales para el modelado hidrológico de un suelo no forman parte en general de las analíticas rutinarias. La determinación directa del contenido del agua de un suelo a distintos valores de succión es laboriosa, precisa un periodo importante de tiempo y además requiere un instrumental que no está disponible en todos los laboratorios de análisis de suelos. De ahí que en los últimos años se hayan desarrollado modelos para predecir las humedades características a partir de otros parámetros del suelo de determinación más sencilla y rutinaria. Estas funciones, denominadas **funciones de edafotransferencia (FFE)** o PTFs (según sus iniciales en inglés, *Pedo-Transfer Functions*), están basadas en distintas propiedades del suelo.

La mayoría de ellas se basan en establecer un análisis de regresión múltiple entre el contenido de humedad a una tensión dada y la textura, densidad aparente y contenido de materia orgánica del suelo (Gupta y Larson, 1979; Rawls *et al.*, 1982, 1983), o en la utilización de uno o más puntos medidos de la curva de retención de humedad, ya sea a 33 kPa o a 1.500 kPa (Rawls *et al.*, 1982; Ahuja *et al.*, 1985).

En otros casos, las FFE se han utilizado para predecir los parámetros de ecuaciones como las de Brooks y Corey (1964) y van Genuchten (1980) y para describir la curva completa de retención de humedad (Saxton *et al.*, 1986; van der Berg *et al.*, 1997; Tomasella y Hodnett, 1998; Tomasella *et al.*,

2000; Rajkai *et al.*, 2004). A menudo en estos trabajos, para mejorar el modelo de predicción, se hace uso de variables derivadas de las propiedades originales del suelo (por ejemplo, el logaritmo del contenido en arcilla, una potencia de la densidad aparente, etc. (Rajkai *et al.*, 2004)), o modifican las unidades de la variable (por ejemplo expresar el porcentaje de arcilla en términos volumétricos en lugar de gravimétricos (van der Berg *et al.*, 1997)).

Estas funciones se han convertido en una herramienta particularmente útil en regiones en las que los datos son escasos o inexistentes y se pretende predecir determinados valores característicos de la curva de retención a partir de la utilización únicamente de dos o tres variables predictoras. Las funciones de edafotransferencia surgen en definitiva como una alternativa útil para la caracterización hidrodinámica de suelos, particularmente para el empleo de modelos de simulación hidrológica y transporte de contaminantes a nivel de grandes cuencas hidrográficas (Bonilla y Cancino, 2001).

Estos modelos no pueden ser usados de modo indiscriminado en cualquier parte del Mundo, ya que han sido deducidos usando series de datos de suelos muy concretos, siendo por tanto imprescindible validarlos si se desea hacer uso de los mismos en condiciones edáficas y climáticas distintas a las de los lugares de la experimentación, que sirvieron de base a la obtención del respectivo modelo. Así, por ejemplo, Gupta y Larson (1979) desarrollaron su modelo a partir de los datos de 43 muestras de suelos de la parte este y centro de los Estados Unidos, obteniendo una ecuación que proporciona el contenido volumétrico de humedad a un determinado potencial, en función del contenido de arena, limo y arcilla, el porcentaje de materia orgánica y la densidad aparente. Rawls *et al.* (1982) obtuvieron su modelo a partir de los datos de 5.320 muestras de suelo correspondientes a 1.323 lugares de numerosos estados de EEUU, desarrollando una ecuación similar a la de Gupta y Larson (1979), pero que usa sólo los datos de textura y contenido de materia orgánica para el cálculo de las retenciones de agua a los potenciales más usuales. Saxton *et al.* (1986) también estimaron las características hidráulicas del suelo, partiendo de datos texturales en un amplio rango de tipos de suelos. De Jong *et al.* (1983) caracterizan la curva de humedad del suelo, desarrollando un modelo a partir de 64 muestras de 32 suelos de las praderas de Canadá. El modelo emplea los datos de textura y materia orgánica y está basado en el desarrollo de dos ecuaciones de regresión lineal. El modelo de Rawls y Brakensiek (1985), citados por Wösten *et al.* (2001), es utilizado para estimar la parte “seca” de la curva de retención de agua, empleando una regresión lineal múltiple para estimar los parámetros de Brooks y Corey (1964) a partir de los valores de arcilla, arena y porosidad, partiendo de una base de datos de 6.000 suelos.

Carsel y Parrish (1988) presentan en su trabajo los rangos de α y n para las distintas clases texturales (Tabla 2). Schaap *et al.* (1998) derivan los parámetros del modelo de van Genuchten a partir de las clases texturales USDA. Wösten *et al.* (1999) presentan a partir de una base datos de suelos europeos los parámetros de VG agrupados en 11 posibles clases en función de las 6 clases texturales definidas por la FAO (cinco minerales y uno orgánico) y las dos clases edafológicas (horizontes superficiales y profundos).

Tabla 2. Parámetros de van Genuchten para las 12 clases texturales (Carsel y Parrish, 1988).

Textura	α	n
Arenosa	0,145	2,68
Areno franca	0,124	2,28
Franco arenosa	0,075	1,89
Franca	0,036	1,56
Limosa	0,016	1,37
Franco limosa	0,020	1,41
Franco arcillo arenosa	0,059	1,48
Franco arcillosa	0,019	1,31
Franco arcillo limosa	0,010	1,23
Arcillo arenosa	0,027	1,23
Arcillo limosa	0,005	1,09
Arcillosa	0,008	1,06

La universalidad de estas funciones se ha puesto en duda, ya que la mayor parte de las FFE se han desarrollado a partir de bases de datos de suelos de regiones templadas. Diversos autores exponen las **limitaciones** del uso de estas FFE y advierten que deben emplearse con precaución en suelos de regiones tropicales.

Van der Berg *et al.* (1997) señalan que las regresiones derivadas de suelos de regiones templadas, empleadas para predecir el agua útil, no son adecuadas para suelos ferralíticos y suelos relacionados, dominados por arcillas de baja actividad. Estos autores y otros (Tomasella y Hodnett, 1998; Tomasella *et al.*, 2000) han derivado FFE exclusivamente para suelos tropicales, obteniendo siempre una mejor predicción de las características hidráulicas, que al usar funciones derivadas de datos de suelos de regiones templadas.

Hodnett y Tomasella (2002) apoyan la iniciativa de desarrollar FFE para grupos específicos de suelos, como Andisoles o Vertisoles, tal como se ha realizado ya en Ferrasoles (van der Berg *et al.*, 1997) y en suelos de Brasil (Tomasella *et al.*, 2000). Sung e Iba (2010) señalan la necesidad de calibrar el modelo de Saxton para estimar las propiedades hídricas de una serie de suelos (Entisoles, Inceptisoles, Spodosoles, Alfisoles, Ultisoles y Oxisoles, entre otros) de Malasia.

Estas discrepancias o limitaciones del uso de FFE de regiones templadas para otro tipo de suelos se explican en parte en base al diferente rango de texturas que exhiben los dos grupos de suelos (templados/tropicales), dando lugar a errores más o menos significativos en la estimación de la retención de agua (Tomasella *et al.*, 2000).

Hodnett y Tomasella (2002) destacan también como un factor importante, los procesos de meteorización y lavado (pérdida de Ca, Mg, Na y K, acumulación de Fe y Al) que sufren los suelos de regiones tropicales, que crean unas características mineralógicas y estructurales muy particulares, que no se encuentran habitualmente en regiones templadas.

En general, los suelos tropicales presentan valores promedio de densidad aparente para cada clase textural inferiores a los correspondientes de suelos templados. Asimismo, los parámetros de van Genuchten derivados de suelos tropicales y templados muestran diferencias acusadas. Los valores

ajustados de θ_s y θ_r recopilados de suelos tropicales son generalmente superiores a los obtenidos en regiones templadas para todas las clases texturales (Moreira *et al.*, 2004). Otra razón que explica estas diferencias puede ser el comportamiento “híbrido” o bimodal observado frecuentemente en las curvas de retención de agua de suelos tropicales, particularmente oxisoles, y que las FFE derivadas de regiones templadas no son capaces de reflejar (Tomasella *et al.*, 2000). Este comportamiento hace referencia como se explicó anteriormente a la elevada retención de agua que muestran estos suelos a altas succiones, mientras que a succiones intermedias reflejan el bajo contenido en limo, presentando por último a bajas succiones un “salto” característico, asociado a la presencia de poros con diámetro > 2 mm, de forma similar a un suelo arenoso.

IV.3. MATERIAL Y MÉTODOS

IV.3.1. SUELOS DEL ESTUDIO

Los suelos utilizados en este estudio se describen en el capítulo II. Las muestras empleadas se indican en el siguiente cuadro:

Tabla 3. Relación de suelos utilizados en este capítulo.

Suelo	Fecha de muestreo	Muestra
N1 _p	Sept. 2004	N1 _{p1-1} , N1 _{p2-1}
N2 _s	May. 2001	N2 _{s-1}
N2 _s	Jul. 2003	N2 _{s-1} , N2 _{s-2}
N2 _p	May. 2001	N2 _{p-1} , N2 _{p-2}
N2 _p	Jul. 2003	N2 _{p-1} , N2 _{p-2}
N3 _{p1}	Nov. 2004	N3 _{p1-1} , N3 _{p2-1}
N4 _p	Jul. 2003	N4 _{p-1}
C1 _s	Nov. 1999	C1 _{s-1} – C1 _{s-35}
C2 _s	Jul. 2000	C2 _{s-2} , C2 _{s-4} , C2 _{s-6}
C2 _p	Jul. 2000	C2 _{p-2} , C2 _{p-4} , C2 _{p-6}
C3 _s	Jul. 2000	C3 _{s-1} , C3 _{s-2}
C3 _p	Jul. 2000	C3 _{p-1} , C3 _{p-2}
C4 _s	Abr. 2000	C4 _{s-2} , C4 _{s-6}
C4 _s	Jul. 2000	C4 _{s-2} , C4 _{s-3} , C4 _{s-6}
C4 _p	Abr. 2000	C4 _{p-2}
C4 _p	Jul. 2000	C4 _{p-2} , C4 _{p-3} , C4 _{p-6}
C10 _s	Jun. 1994	C10 _{s-1} , C10 _{s-3} , C10 _{s-5} , C10 _{s-6}
C10 _{p1}	Jun. 1994	C10 _{p1-1} , C10 _{p1-3} , C10 _{p1-5} , C10 _{p1-6}
C10 _{p2}	Jun. 1994	C10 _{p2-3}

IV.3.2. MEDIDA DE LA RETENCIÓN DE AGUA

Curvas de succión

Se emplearon muestras inalteradas tomadas en anillos de 5 cm de diámetro y volumen de 96,6 cm³ con ayuda de una barrena manual cilíndrica. Las muestras se trasladaron al laboratorio una vez tapadas para conservar la humedad presente en campo. Una vez en el laboratorio se saturaron mediante inmersión en una solución de agua, timol y carbonato cálcico, elevando la altura del nivel de la solución de forma gradual para facilitar la salida de aire y evitar que quedara atrapado en el sistema de poros. A continuación, una vez saturadas las muestras, se llevaron a cabo medidas de tensión y humedad en dos rangos de succión diferenciados utilizando el siguiente instrumental:

- Rango de 0-90 kPa: Se llevó a cabo mediante un sistema de cámaras de presión conocido como células Tempe (Foto 1a). Este sistema consiste en una serie de placas cerámicas porosas saturadas, de 100 kPa de presión de burbujeo, sobre las que descansan los anillos de muestra inalterada. El conjunto anillo+placa se mantiene a una presión determinada mediante un anillo exterior cerrado herméticamente por un conjunto de juntas tóricas, al cual se inyecta aire a presión con un compresor. Se efectuaron 10 pasos de presión: 0,2; 0,5; 1; 2,5; 5; 10; 25; 50; 70 y 90 kPa. Se midió el volumen de líquido evacuado en cada incremento de presión, que se convirtió en peso a través de la densidad del líquido lixiviado y posteriormente en humedad volumétrica (θ) de la muestra del anillo. La presión aplicada se reguló mediante un manómetro de agua (en los primeros puntos de la curva) y manómetro de mercurio (en los puntos finales, normalmente a partir del paso de 5 kPa).

- Rango 100-1.500 kPa: Se realizó en placas de presión de Richards (Klute, 1986). El funcionamiento es similar al anterior, salvo que se debe cambiar de placa cerámica en cada valor de presión, y se dispone de una placa para una serie de muestras. Las muestras se pesan antes de pasarlas de una placa a otra. Se han utilizado placas de 100, 500 y 1.500 kPa (Foto 1b).

Por último las muestras se secan en estufa a 105°C para obtener el peso seco y poder determinar el contenido de agua. Los resultados se expresan en contenido volumétrico de agua conocido el volumen de la muestra de suelo.

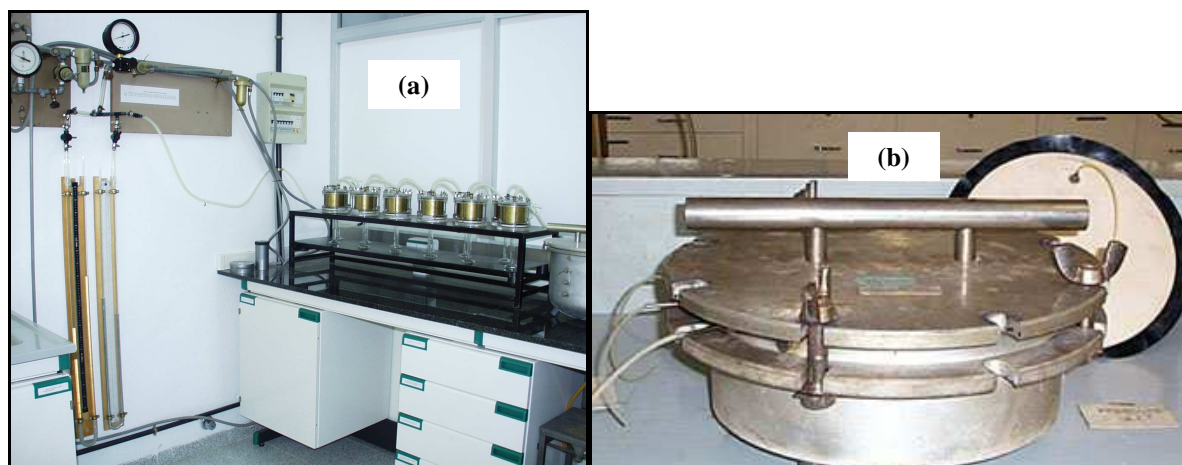


Foto 1. Imagen del equipo de (a) células Tempe y (b) placas de presión de Richards para medida de la curva de retención de agua del suelo.

IV.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

IV.4.1. DESCRIPCIÓN DE LAS CURVAS CARACTERÍSTICAS DE RETENCIÓN DE AGUA

IV.4.1.1. Descripción general de las curvas de retención de agua

En los siguientes apartados de este capítulo se describen los valores característicos de retención de agua (expresado en contenido volumétrico), el ajuste de las curvas de retención, así como los parámetros derivados de las curvas de retención de agua de los suelos. Con fines comparativos, en este apartado evaluamos estos valores de retención en términos de humedad gravimétrica, por su interés al reflejar la elevada porosidad y capacidad de retención de agua de los suelos alofánicos.

En la Figura 1a y 1b se comparan las curvas de retención de agua gravimétrica representativas de los suelos naturales y cultivados, respectivamente. Estas curvas se pueden expresar asimismo en términos de pérdida relativa de agua (w_r), según la siguiente expresión:

$$w_r = \frac{w_i}{w_{0,01bar}} \cdot 100 \quad [\text{Ec. 2}]$$

donde w_i y $w_{0,01bar}$ son los valores de retención gravimétrica de agua para un valor dado de succión i y 0,01 bar (1 kPa), respectivamente (Dorel *et al.*, 2000). En la Figura 1c y 1d se representan los valores promedios de w_r en función de los rangos de succión para los suelos naturales y cultivados, respectivamente. Con el fin de facilitar la comparación entre las curvas se ha expresado la succión en escala logarítmica, siendo $pF = \log_{10}(h)$. En términos generales se pueden destacar los siguientes resultados:

Suelos naturales:

Los suelos N1_{P1}, N2_S y N3_{P1} presentaron curvas de retención de agua gravimétrica similares, con una importante cesión de agua en el rango de pF 1,4-2,4, en el que pierden un 30-35 % de agua. Estos suelos presentaron los mayores promedios de porosidad total con valores alrededor de 110-120 %, mientras que los menores valores se obtuvieron en los suelos N3_{P2} y N4_P, con un 55 %. Los contenidos de agua a pF 2,5 (33 kPa) oscilaron entre un 29 (suelo N4_P) y un 100 % (N1_{P2}), y a pF 4,2 (1.500 kPa) entre un 22 (N4_P) y un 77,5 % (N1_{P2}). Los suelos N1_{P2} y N3_{P2} mostraron un comportamiento “arcilloso”, con valores elevados de retención de agua tanto a bajas como a altas succiones (pero con diferente escala). Por el contrario, el suelo N4 mostró un comportamiento “arenoso”, con un salto brusco a partir de pF 1 (1 kPa), asociado a una importante liberación de agua a succiones bajas, pero manteniendo contenidos de agua a pF 4,2 (1.500 kPa) relativamente elevados, del orden de 22 %.

Los suelos N2, N1_{P1}, N3_{P1} y N4 presentaron la mayor pérdida relativa de agua, con valores totales de w_r variando entre 35 (N2_S) y 55 % (N3_{P1}), es decir, alrededor del 50-60 % de pérdida total de agua. Sin embargo, los suelos N3_{P1} y N2 y N1_{P1} han perdido a pF 2,4 el 30 y el 40 % del contenido en agua, respectivamente, mientras que en el suelo N4 ocurre a algo más de pF 1,7. Por otro lado, los suelos N1_{P2} y N3_{P2} mostraron un comportamiento distinto, con valores de w_r de 66 y 77 % (23 y 34 % pérdida total de agua, respectivamente) y con una cesión de agua más gradual a lo largo del rango de pF estudiado.

Suelos cultivados:

Los valores de porosidad total o retención de agua a saturación oscilaron entre un 42 (suelo C10_{P.2}) y 75 % (C1_S). El suelo C4_P presentó los mayores valores promedio de retención de agua gravimétrica a pF 2,5 (55 %) y a pF 4,2 (37,7 %), mientras que los menores valores correspondieron al suelo C10_{P2}, con un 28 % y 20,5 %, respectivamente.

El andisol C1 y los suelos ándicos C2, C3 y C4 mostraron curvas de retención de humedad gravimétrica similares, con un contenido de agua gravimétrica a saturación entorno al 60-75 %, y con una pérdida significativa de agua a partir de pF 0,5-1,5 en función del tipo de curva, como se explicará en el siguiente apartado (IV.4.2). A partir de este valor de succión se observa una cesión de agua más o menos gradual hasta pF 4,2, manteniendo valores notablemente elevados, del orden del 30-40 %. El suelo menos ándico C10 muestra los menores valores de retención de agua a lo largo de todo el rango de succión, con una liberación gradual de agua desde los primeros valores de succión.

La pérdida relativa de agua total fue del orden de 50-60 % (es decir, 50-40 % de pérdida total de agua). El suelo C1 mostró una cesión de agua gradual a lo largo de todo el rango de succión, con una pérdida total de agua del mismo orden a la observada en los suelos naturales N1 y N2. El suelo C10 presentó una zona “plana” entre pF 2 y 3 (10 y 100 kPa), similar a la mostrada por Dorel *et al.* (2000)

en un Nitisol de características mineralógicas similares a las de este suelo. Este tipo de curva estaría asociada a una porosidad constituida principalmente por macro y microporos, mientras que la observada en el suelo C1 se podría atribuir a la presencia de una importante variedad de rangos de poros interconectados (Armas *et al.*, 2003), como se discutirá en el apartado IV.4.2. Los suelos C2, C3 y C4 presentaron un comportamiento intermedio entre estos dos suelos.

Estos valores de retención de agua son comparables a los obtenidos por Fontes *et al.* (2004) en Andosoles de Azores. Sin embargo los suelos estudiados, tanto naturales como cultivados, presentaron en general valores de retención de agua inferiores a los encontrados en la bibliografía para suelos volcánicos. Así, en una recopilación de suelos alofánicos de diversas partes del Mundo, Maeda *et al.* (1977) describen valores de retención de agua gravimétrica que oscilan entre 36 y 255 % a 33 kPa y entre 30 y 192 % a 1.500 kPa. Los niveles de retención de agua a 1.500 kPa extremadamente elevados (de 70 a 170 %) son característicos de Andosoles de regiones con abundantes precipitaciones, como Japón (Maeda y Soma, 1986). Shoji *et al.* (1996) presentan contenidos de agua a 1.500 kPa de hasta un 160 % en Andosoles con un 12 % de $(Al_o + \frac{1}{2} \cdot Fe_o)$. Van Ranst *et al.* (2002) en una serie de suelos volcánicos de Indonesia con distintas propiedades químicas y un rango amplio de contenido en alofana, presentan rangos de variación de agua gravimétrica a 33 kPa de 40-180 % y a 1.500 kPa de 10-140 %. Se volverá sobre este aspecto en el apartado IV.4.3.

Como se señaló anteriormente, en algunas muestras se apreció una fuerte inflexión a succiones de pF 1 y pF 2 (1 y 10 kPa), indicando una importante cesión de agua inicial. En este sentido, El Swaify *et al.* (1980) encontraron en suelos ricos en sesquióxidos pérdidas iniciales de agua entre 3 y 30 kPa, atribuyendo esa pérdida al drenaje del espacio poral intraagregado, análogo al comportamiento de suelos arenosos, excepto que el agua retenida al final de la inflexión permanece en niveles mucho más altos. Esta importante cesión de agua a potenciales bajos, correspondiente a macroporos, y característica de texturas arenosas, parece corresponderse en este caso a una fuerte agregación del suelo. Este comportamiento ha sido descrito por diversos autores en suelos ricos en sesquióxidos y Andisoles en Hawai y otras regiones tropicales (Sharma y Uehara, 1968; Tsuji *et al.*, 1974; El-Swaify, 1980; Tawornpruek *et al.*, 2005). Estos últimos atribuyen los elevados valores de retención de agua a 1.500 kPa a la presencia de huecos o poros intraagregados y al desarrollo de una importante microestructura. Tomasella *et al.* (2000) hablan en este sentido de comportamiento “híbrido”. Este aspecto afecta a la definición de “agua útil” o “agua disponible para las plantas” en estos suelos, como se discutirá en el apartado IV.4.2.

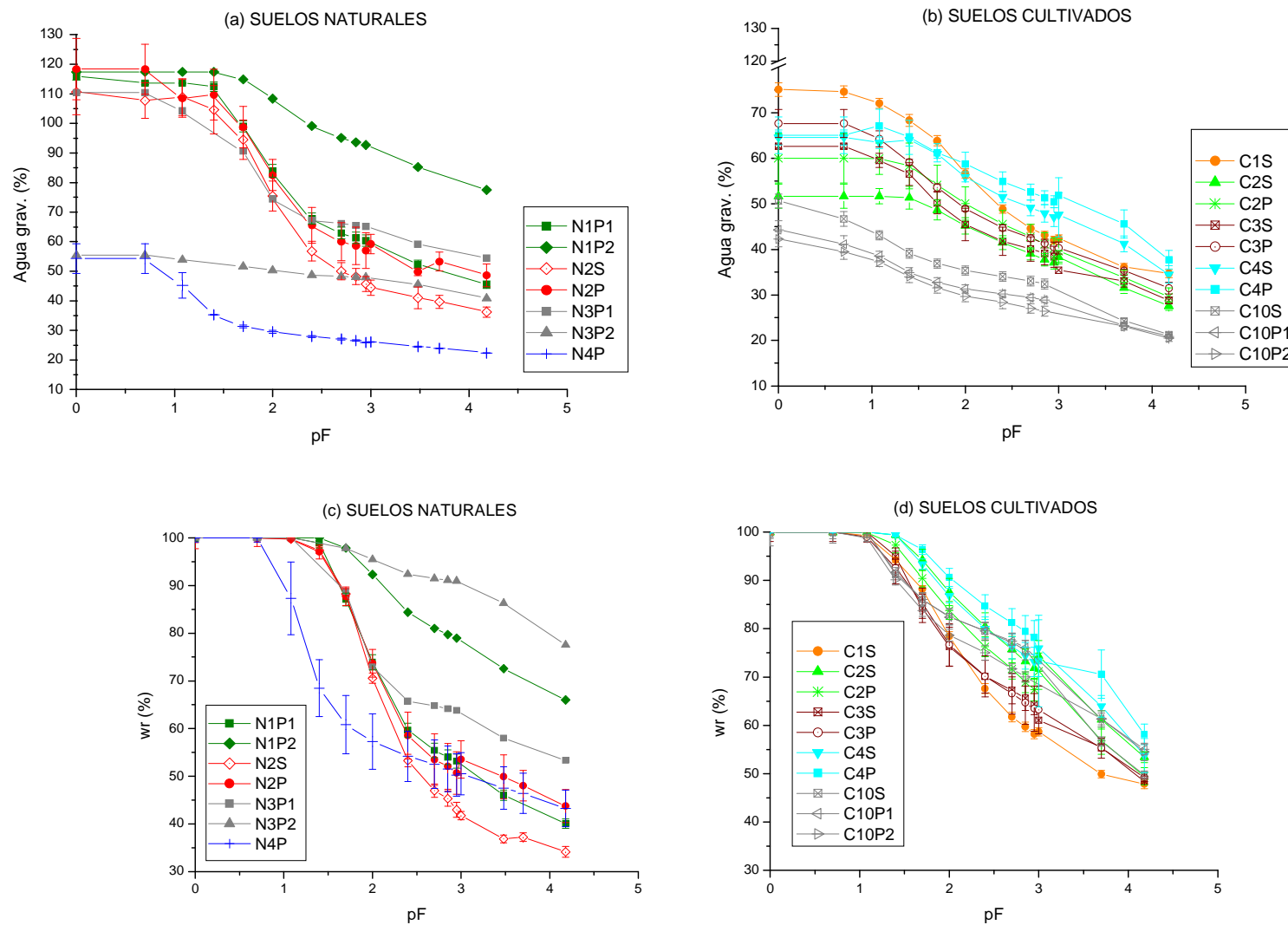


Figura 1. (a) y (b) Curvas de retención de agua gravimétrica para los suelos naturales y cultivados y (c) y (d) pérdida relativa de agua gravimétrica (w_r) de los suelos naturales y cultivados, en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$. Las barras representan el error típico de la media.

IV.4.1.2. Estimación de los parámetros de ajuste de las curvas de retención de agua

En este trabajo se han observado predominantemente ejemplos de curvas de retención de humedad con comportamiento unimodal y algunas claramente bimodales. A continuación se describe por separado el proceso de modelado de las curvas unimodales y bimodales, y se presentan las curvas teóricas y experimentales. Se han utilizado los modelos de van Genuchten (1980) y de Brooks y Corey (1964), por ser los modelos más ampliamente adoptados y citados en la bibliografía, y también por su relativa simplicidad para su aplicación en modelos de estimación de la distribución de poros y determinación de la conductividad hidráulica.

Curvas unimodales

La ecuación unidimensional de van Genuchten (1980) viene definida por la siguiente expresión:

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = [1 + (\alpha \cdot h)^n]^{-m} \quad [\text{Ec. 3}]$$

donde

$\theta(h)$ es el contenido de humedad volumétrico predicho en función de la succión h ,

θ_r , θ_s son los contenidos volumétricos de humedad residual y a saturación, respectivamente,

α , n , m son parámetros adimensionales de ajuste de la curva,

S_e es la saturación efectiva.

Originalmente la expresión contiene 5 parámetros (4 considerando que θ_s es un dato experimental), pero se simplifica asumiendo que $m = 1 - 1/n$ (van Genuchten y Nielsen, 1985), o bien se optimiza m en los casos en que el ajuste mejora. Para la estimación de los parámetros utilizamos el programa informático SHIPFIT (*Soil Hydraulic Properties Fitting*) (Durner, 1995). La aproximación $m = 1 - 1/n$ se recomienda cuando se dispone de un rango limitado de datos de la curva de retención (normalmente en la parte húmeda), ya que mantener ambos parámetros (n y m) independientes puede acarrear problemas en el proceso de estimación de los parámetros y en consecuencia una descripción menos precisa de la curva en la parte seca (van Genuchten *et al.*, 1991). En este trabajo evaluaremos las dos formas de la ecuación, con 4 y con 3 parámetros, a las que denominamos VG1 y VG2, respectivamente (apartado IV.4.1.3).

En esta ecuación, α determina la posición de la densidad máxima de poros, mientras que los parámetros m y n determinan la distancia entre los tamaños de poros más finos y los más gruesos (Durner, 1994). Según van Genuchten y Nielsen (1985), α^l se corresponde con la denominada "presión de entrada de aire" para bajos valores de m/n , mientras que para valores elevados de esta

relación, equivale a la succión en el punto de inflexión de la curva. Por otra parte, en suelos con doble porosidad, se describen dos puntos de entrada de aire. Uno a bajas succiones, que se corresponde con los grandes poros alrededor de los agregados, el segundo está relacionado con el tamaño máximo de poro dentro de los agregados (Gitirana y Fredlung, 2004; Russell, 2010).

Alternativamente hemos utilizado el **modelo de Brooks y Corey** (1964) para ajustar las curvas de succión en los casos en los que el ajuste mejora con respecto al modelo de VG:

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(\frac{h_a}{h} \right)^\lambda \quad [\text{Ec. 4}]$$

donde

h_a , λ son parámetros adimensionales de ajuste de la curva. El parámetro h_a es el valor de succión en el punto de entrada de aire, y λ es un factor de distribución de tamaños de poros, que afecta a la pendiente de la curva.

Curvas bimodales

Como se indicó en el apartado IV.2, los suelos fuertemente agregados presentan frecuentemente más de un rango principal de poros. Se han introducido en este sentido los términos bimodal y n -modal en referencia a la existencia de suelos con un sistema de poros heterogéneo en cuanto a sus características hidráulicas, lo que imposibilita describir correctamente las curvas de succión con los modelos anteriores.

Para describir adecuadamente este tipo de curvas utilizamos las funciones de retención multimodal, mediante la superposición de subcurvas de van Genuchten (Durner, 1994), esto es, mediante un sumatorio de dos funciones de van Genuchten de acuerdo a la expresión de la ecuación 3, cada una con sus respectivos parámetros α , n y m , una para la componente estructural y otra para la componente textural del espacio de poros:

$$S_e = \sum w_i \cdot \left(\frac{1}{1 + (\alpha_i \cdot h)^{n_i}} \right)^{m_i} \quad [\text{Ec. 5}]$$

donde

α_i , n_i , m_i son parámetros adimensionales de ajuste de la curva,
 w_i son factores de peso para cada subcurva, sujeto a $0 < w_i < 1$; $\sum w_i = 1$.

Los parámetros están sujetos a las condiciones: $\alpha_i > 0$; $n_i > 1$; y $m_i > 0$. Finalmente esta función multimodal se ajusta minimizando la función objetivo Z:

$$Z(P) = \sum w_i \cdot \|\theta_i - \theta(h_i, P)\|^\mu \quad [\text{Ec. 6}]$$

Donde, P es el vector de parámetros, μ es el número real que define la norma a través de la cual se obtiene la minimización, θ_i y $\theta(h_i, P)$ son los contenidos de agua medidos y calculados a la succión h_i , respectivamente (Durner, 1994). El programa utiliza un algoritmo de búsqueda “golden” para la optimización de parámetros (Press *et al.*, 1992).

Los valores obtenidos de los parámetros de ajuste se describirán al final de este apartado. Previamente realizamos la evaluación de la bondad del ajuste y comparación de los modelos empleados.

IV.4.1.3. Relación entre los contenidos de agua ajustados y experimentales. Evaluación de la bondad del ajuste de los modelos

Curvas unimodales

Una vez ajustada la ecuación de van Genuchten (VG) a los datos experimentales, comparamos ambas series de datos para evaluar la bondad del ajuste. Hemos evaluado dos modelos de VG, a los que denominamos VG1 y VG2, así como el modelo de Brooks y Corey (BC), en aquellos casos en que el modelo de VG no se ajustaba adecuadamente a los datos medidos, según los siguientes condicionantes:

Modelo	Restricciones	Parámetros	Nº de parámetros	Denominación
van Genuchten (1980)	$\theta_s = \theta_{\max}$, (m opt.)	θ_r, α, n, m	4	VG1
van Genuchten (1980)	$\theta_s = \theta_{\max}$, $m = 1-1/n$	θ_r, α, n	3	VG2
Brooks y Corey (1964)	$\theta_s = \theta_{\max}$	$\theta_r, \psi_a, \lambda$	3	BC

En los tres casos, θ_s es un valor fijado, igual al valor θ_s máximo de la curva experimental (contenido de agua para la succión $h = 0$). Con el fin de evaluar la bondad del ajuste de los valores predichos con cada modelo respecto a los datos experimentales utilizamos los siguientes estadísticos, que se describen con mayor detalle en el Anexo 3.3.1: La raíz del error cuadrático medio (RMSE), como una medida del error de predicción de un modelo, y el coeficiente de correlación (R^2), como una medida de la linealidad entre la pareja de datos medidos y ajustados. Para la comparación y selección de modelos con distinto número de parámetros, se utilizaron los siguientes estadísticos: el criterio de información de Akaike (AIC) (Akaike, 1974) y el criterio de información de Schwarz y Bayesian (SBC) (Schwarz, 1976).

Los resultados del análisis estadístico para evaluar la bondad de ajuste de los modelos se presentan en las Tablas 1 y 2 del Anexo 3.1, en ésta última se indica el mejor modelo seleccionado para cada muestra en función de los criterios anteriores.

En general, se observó un buen ajuste entre valores medidos y estimados, la bondad del ajuste queda reflejada en la Figura 2 para todo el rango de succión medido, y en la Figura 3 para pF 2 (10 kPa) y 4,2 (1.500 kPa). La relación entre valores experimentales y estimados presentó aproximadamente una relación 1:1, excepto por la desviación de algunos puntos en la zona más seca de la curva en los suelos N4 y C10 (Figura 3). Se obtuvo asimismo un pobre ajuste en el rango central de las curvas del suelo N2 (Figura 2a). Estos problemas de ajuste pueden deberse, como se verá en el siguiente apartado, a la presencia de un sistema de poros heterogéneo, y cuyas características de retención de agua no se ajustan o no se describen adecuadamente con un modelo simple sigmoideal (Durner, 1994; Miyamoto *et al.*, 2003).

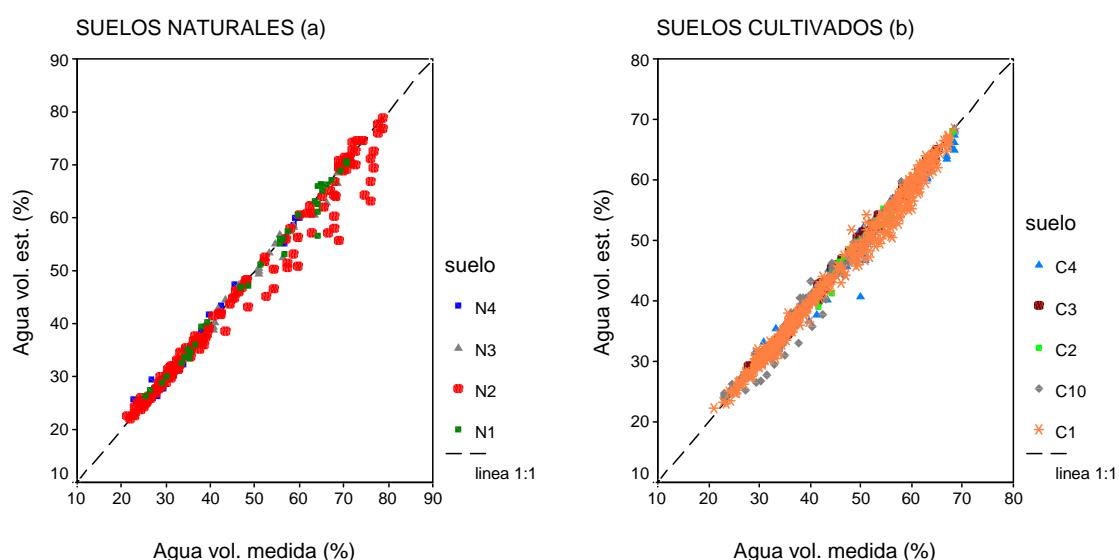


Figura 2. Relación entre los valores de retención de agua ajustados y experimentales para los suelos (a) naturales y (b) cultivados.

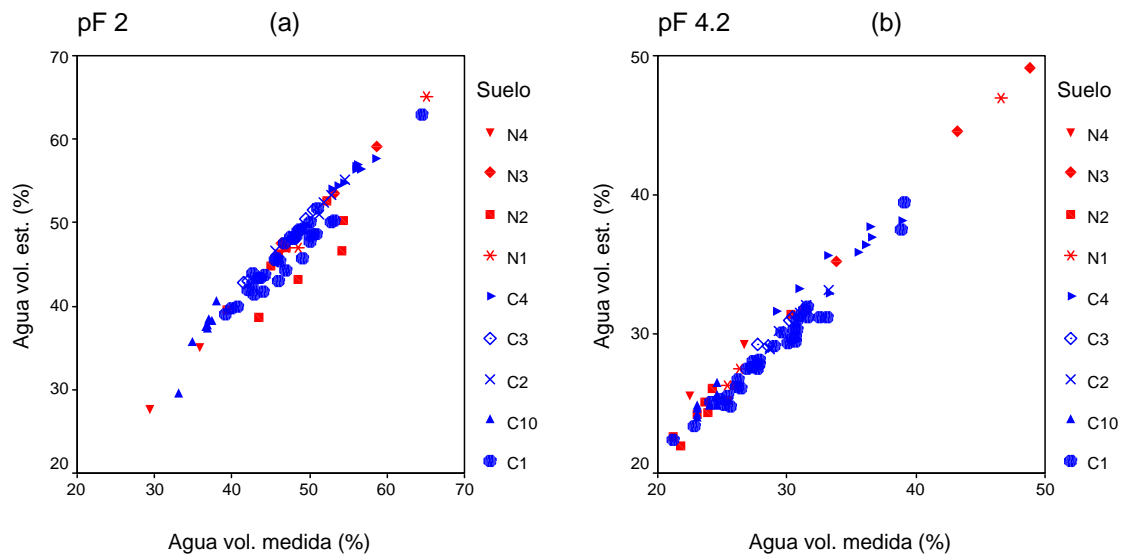


Figura 3. Relación entre los valores de retención de agua ajustados y experimentales para (a) pF 2 (10 kPa) y (b) pF 4,2 (1.500 kPa), por suelos. Suelos naturales en rojo y suelos cultivados en azul.

Atendiendo a los valores de RMSE y R^2 , el modelo VG1 (m_{opt}) se ajustó en general mejor (menor RMSE y mayor R^2) que el modelo VG2 ($m = 1-1/n$) a los datos experimentales, con excepción de los suelos $N3_{p2}$ y $C10_{p2}$ (Tabla 1, Anexo 3.1). Este resultado coincide con los obtenidos por otros autores como Cornelis *et al.* (2005).

El criterio de información de Akaike (AIC) es un estadístico utilizado para la selección de modelos (Akaike, 1974), que permite comparar el ajuste de una serie de modelos relacionados teniendo en cuenta el número de parámetros que emplean. Utilizamos la diferencia entre valores de AIC (ΔAIC) de modelos distintos para compararlos y evaluar qué modelo se ajusta mejor a la curva de retención de agua medida. Consideramos que si la diferencia entre valores de AIC de dos modelos distintos es superior a 4 ($\Delta AIC > 4$), se selecciona el modelo con menor ΔAIC ; y si son del mismo orden y la diferencia es inferior a 4 ($\Delta AIC(VG1) \approx \Delta AIC(VG2) < 4$), se selecciona el modelo VG2, por ser un modelo más simple (con menos parámetros). El criterio de información de Schwarz y Bayesian (SBC), (Schwarz, 1976) es una variante del criterio de Akaike, pero con una mayor penalización a un modelo frente a otro por la introducción de una variable más. Los modelos con los menores valores de estos criterios de selección se consideran los más apropiados (Tabla 1, Anexo 3.1).

Teniendo en cuenta estos condicionantes, hemos obtenido los siguientes resultados:

De acuerdo con AIC, el modelo VG2 exhibió el mejor ajuste en un 65 % del conjunto total de las muestras, y los modelos VG1 y BC en un 31 y 4 %, respectivamente. Estos porcentajes se reparten de forma equitativa entre los suelos cultivados y naturales. El modelo de BC se aplicó a muestras de los suelos C2 y N4, por ajustarse *a priori* mejor que el modelo de VG, especialmente en la zona inicial de la curva experimental. Respecto a los valores de R^2 y RMSE, el modelo de BC presentó el mejor ajuste

en estas muestras, pero en términos de AIC, este modelo fue el más apropiado únicamente en 3 muestras del suelo C2. La selección del modelo VG1 en lugar de VG2, indicaría que el efecto positivo de reducir SSE (sumatorio de residuales al cuadrado) es superior al efecto negativo asociado al aumento del número de parámetros con el modelo VG1.

En la Figura 1 (Anexo 3.2) se muestran las curvas de retención de agua experimentales y predichas a partir de la Ecuación 3. Los valores predichos se corresponden con los estimados a partir del mejor modelo de acuerdo a la diferencia ΔAIC (Tabla 2, Anexo 3.1). Las diferencias entre los tres modelos comparados fueron más acusadas ($\Delta AIC > 10$) en los suelos N2p, N4p, C2 y C4s.

Con respecto al criterio SBC, el modelo VG2 proporcionó el mejor ajuste (menor SBC) en un 49 % del conjunto total de las muestras, y los modelos VG1 y BC en un 45 y 5 %, respectivamente. Por tanto, considerando el elevado porcentaje asignado al modelo VG1, este criterio no parece discriminar este modelo (con mayor número de parámetros) frente al modelo VG2.

Curvas bimodales

Al modelar la curva de succión de agua mediante un ajuste bimodal aumenta el número de parámetros a optimizar de 3 a 6 parámetros (asumiendo que θ_s y m son conocidos):

Modelo	Restricciones	Parámetros	Nº de parámetros	Denominación
van Genuchten, unimodal	$\theta_s = \theta_{\max}, m \text{ opt.}$	θ_r, α, n, m	4	VG1
van Genuchten, unimodal	$\theta_s = \theta_{\max}, m = 1-1/n$	θ_r, α, n	3	VG2
van Genuchten, bimodal	$\theta_s = \theta_{\max}, m = 1-1/n$	$\theta_r, w_1, \alpha_1, n_1, \alpha_2, n_2$ ($w_2 = 1 - w_1$)	6	VG, 2n

Utilizamos los estadísticos RMSE, R^2 y AIC para comparar la bondad de ajuste y comparar los modelos de ajuste unimodal y bimodal.

Los valores de dichos estadísticos obtenidos para una serie de muestras que podían presentar *a priori* un comportamiento bimodal se recogen en la Tabla 3 (Anexo 3.1). Estas curvas se han observado en los suelos N1, N3, C2, C3 y C4. La Figura 4 muestra las curvas experimentales y teóricas de dichas muestras. El ajuste bimodal presentó el mejor ajuste de acuerdo a RMSE y R^2 (menor RMSE y mayor correlación R^2 entre los valores experimentales y ajustados).

De forma análoga a la utilizada en el caso de las curvas unimodales, comparamos los distintos modelos determinando la diferencia entre el AIC mínimo y el AIC del modelo a evaluar (ΔAIC), adoptando el mismo criterio de selección descrito anteriormente (Tabla 4, Anexo 3.1). En Tabla 3 (Anexo 3.1) se han señalado los casos en que el modelo bimodal (VG, 2n) proporciona el mejor ajuste de acuerdo a este criterio, asociándose estos casos a muestras de los suelos N1, C3 y C4.

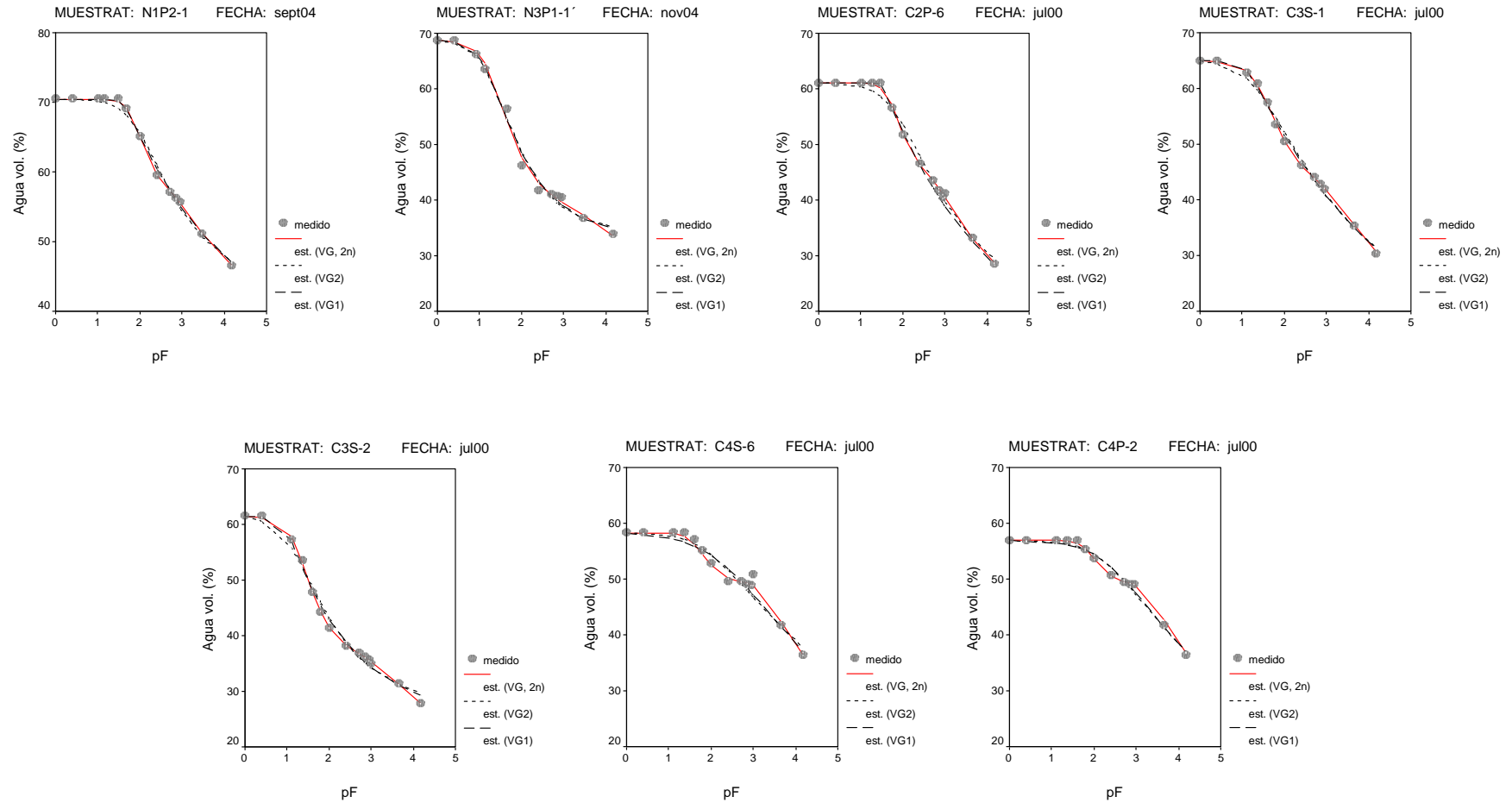


Figura 4. Curvas de retención de humedad medidas (símbolos) y estimadas (líneas) en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por muestra. Comparación de los modelos de ajuste de van Genuchten unimodal (con m optimizado (VG1) y $m = 1-1/n$ (VG2)) y bimodal (VG, 2n).

En resumen, podemos concluir que:

- A pesar de que la ecuación de van Genuchten presenta ciertos problemas de ajuste en la zona de saturación y en la parte más seca de la curva de algunos suelos, en general este modelo describe adecuadamente la curva de retención de agua en la mayor parte de las muestras estudiadas.
- Si bien el optimizar el parámetro m (modelo VG1) produce el mejor modelado en términos de bondad de ajuste (mayor R^2 y menor RMSE), en la mayoría de los casos se puede emplear la aproximación $m = 1-1/n$ (modelo VG2) y reducir así el número de parámetros de ajuste en uno (menor AIC), sin perder significativamente la capacidad de ajuste a la curva experimental.
- Se observaron 7 casos de curvas claramente bimodales pertenecientes a los suelos N1, N3, C2, C3 y C4, pero de acuerdo al criterio de selección de modelos adoptado, el modelo bimodal sería el más adecuado únicamente para 5 de estas muestras (suelos N1, C3 y C4).

IV.4.1.4. Parámetros de ajuste y factores de forma

Curvas unimodales

En la Tabla 5 (Anexo 3.1) se recogen los valores de los parámetros de VG y BC determinados a partir de las ecuaciones 3 y 4 (modelos VG1, VG2 y BC) por suelo y por muestra.

Al relacionar los parámetros de van Genuchten entre sí obtenemos los denominados “**factores de forma**” de la curva de retención de agua, de los que se desprende que α (α^{-1}) determina la posición del máximo de densidad de poros, mientras que m y n determinan la amplitud de la curva hacia tamaños de poro fino ($m \cdot n$) o grueso (m/n), (Durner, 1994). En la Tabla 6 (Anexo 3.1) se resumen los valores medios de los parámetros de ajuste, una vez seleccionado el modelo que proporciona el mejor ajuste para cada curva en función del criterio de selección descrito en el apartado anterior, así como los “factores de forma” derivados de éstos.

Los parámetros de ajuste α y m mostraron una variación moderada, oscilando para el conjunto de los suelos entre 0,005 y 0,668 y entre 0,009 y 0,498, respectivamente, mientras que en el parámetro n fue elevada (varianza = 125,5), variando entre 0,010 y 71,980.

En el apartado IV.4.2 se discutirá el significado de estos parámetros.

Curvas bimodales

En las Tablas 7 y 8 (Anexo 3.1) se resumen los valores de los parámetros de VG y los “factores de forma” obtenidos para las curvas bimodales por muestra, respectivamente.

Aproximadamente entre un 40 y 60 % ($w_2 = 0,4$ y $0,6$) de la porosidad total está ocupada por el segundo sistema de poros. Los valores de n_1 y m_1 tendieron a ser superiores a n_2 y m_2 , lo que indicaría una mayor pendiente en la región del 1º sistema de poros.

IV.4.2. POROSIDAD Y PARÁMETROS DERIVADOS DE LAS CURVAS DE RETENCIÓN DE AGUA

IV.4.2.1. Capacidad volumétrica de agua y densidad de tamaños de poros

Curvas unimodales

En el apartado anterior (IV.4.1) se describió el proceso seguido para ajustar las curvas de retención de agua de los suelos. El modelo de van Genuchten (VG) se ajustó a los datos experimentales y se estudió la bondad del ajuste de los modelos de i) VG con el parámetro m con valor fijo ($m = 1 - 1/n$), ii) VG con m optimizado y iii) Brooks y Corey (BC), en los casos en que el ajuste mejoraba significativamente con respecto al modelo de VG. Seguidamente se evaluó la bondad de ajuste de los modelos y se adoptó un criterio de selección del modelo más adecuado para cada curva.

A partir de la expresión de van Genuchten (Ecuación 3) definimos la **capacidad diferencial o volumétrica de agua “C”** como la derivada de la ecuación de VG:

$$C = \frac{d\theta}{dh} = \frac{-(\theta_s - \theta_r) \cdot \alpha \cdot n \cdot m \cdot (\alpha \cdot h)^{(n-1)}}{(1 + (\alpha \cdot h)^n)^{(m+1)}} \quad [\text{Ec. 7}]$$

La representación de $d\theta/dh$ ($C(\theta)$) frente a la succión aplicada h , en escala logarítmica ($\text{pF} = \log_{10}(h)$), representa la fracción de poros que drenan por cada cambio de potencial. La **densidad de tamaños de poros “D”** se relaciona con C mediante la siguiente expresión (Durner, 1994):

$$\frac{-d\theta(r)}{D \cdot \log_{10} r} = (\log_e(10)) \cdot h \cdot C \approx 2,3 \cdot h \cdot C \quad [\text{Ec. 8}]$$

Al representar la expresión anterior frente a $\log_{10}(h)$ se genera un área bajo la curva, que representa de forma aproximada la distribución de tamaños de poros asociados a cada potencial.

La densidad de tamaños de poros puede representarse frente al radio del poro (r), que está relacionado con h según la ecuación de Young-Laplace:

$$r = \frac{2\sigma \cos \gamma}{\rho_w g h} \quad [\text{Ec. 9}]$$

donde σ ($\text{N}\cdot\text{m}^{-1}$) y ρ_w ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) son la tensión superficial y la densidad del agua, respectivamente; g es la aceleración de la gravedad ($9,80 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$); y donde γ es el ángulo de contacto entre el líquido humectante y la pared de los poros del suelo, y que se asume nulo ($\cos \gamma = 1$) para el agua.

Los valores medios de la capacidad volumétrica de agua, C , y de la densidad de tamaños de poros, D , en función de la succión se muestran para cada suelo en la Figura 5. Se ha incluido asimismo un eje derivado con el radio de poro correspondiente a la succión aplicada.

En general se aprecia que la densidad de tamaños de poros se concentró principalmente en el rango de $pF = 1,5-2,5$ (radio de poro $r \approx 47,4 - 4,7 \mu\text{m}$) en todos los suelos, salvo en los suelos N4 y C10, en los que se localizó alrededor de $pF = 1$ ($r \approx 150 \mu\text{m}$). En éstos últimos además la amplitud de la curva fue menor (mayor concentración en un rango determinado de tamaño de poro) que en los anteriores.

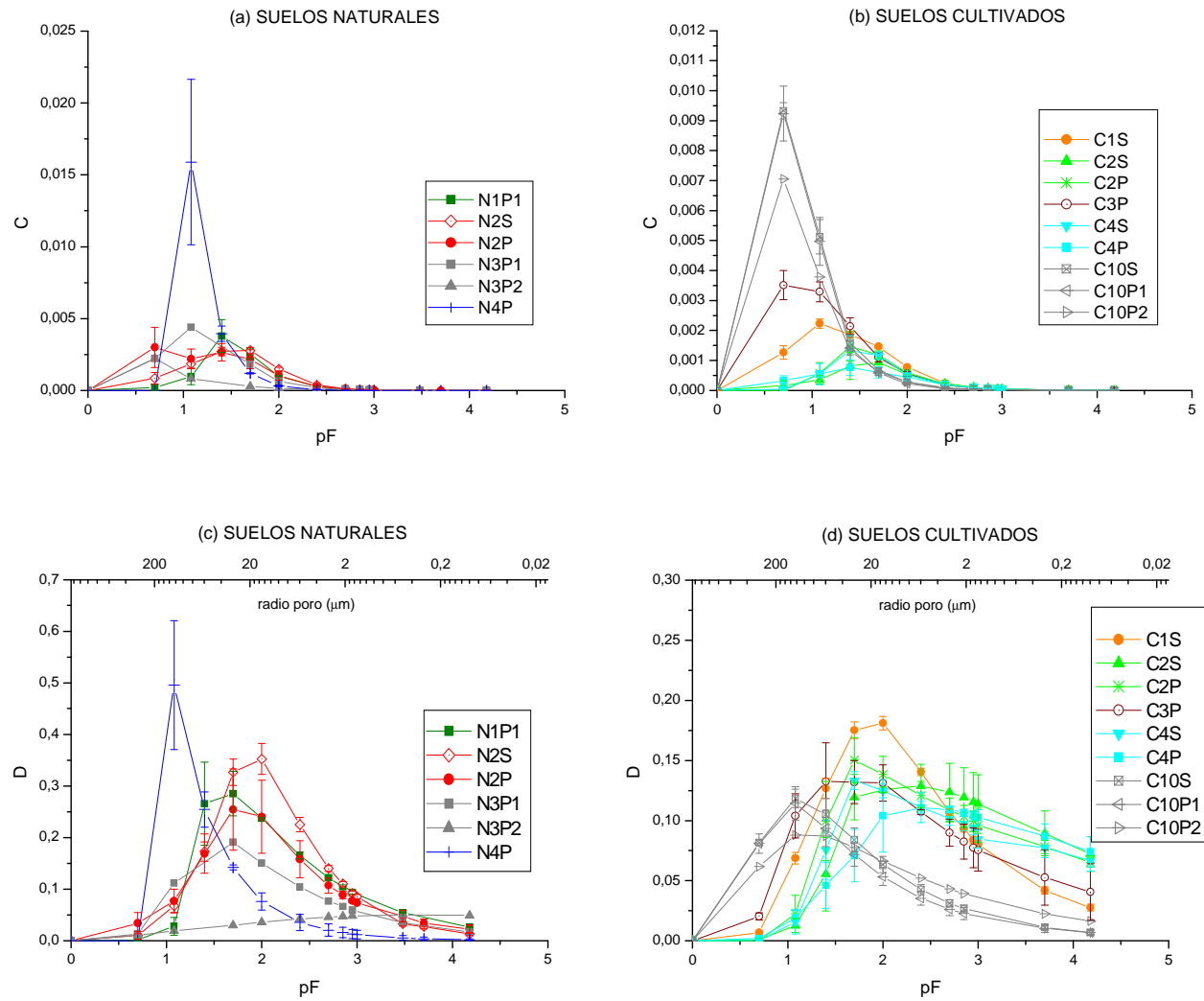


Figura 5. (a) y (b) Valores medios de la capacidad volumétrica de agua (C), en valor absoluto, para los suelos naturales y cultivados y (c) y (d) valores medios de la densidad de poros (D) para los suelos naturales y cultivados, en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$. El eje x derivado representa el radio de poro equivalente. Curvas unimodales.

Curvas bimodales

En este trabajo hemos determinado las curvas bimodales como un sumatorio de dos funciones de van Genuchten de acuerdo a la ecuación 5, cada una con sus respectivos parámetros α , n y m , una para la componente estructural y otra para la componente textural del espacio de poros (apartado IV.4.1). Análogamente, calculamos el valor de la capacidad volumétrica de agua, C , como un sumatorio de dos funciones de acuerdo a la expresión de la ecuación 7 para cada subcurva:

$$C = \sum w_i \cdot \frac{-(\theta_s - \theta_r) \cdot \alpha_i \cdot n_i \cdot m_i \cdot (\alpha_i \cdot h)^{(ni-1)}}{(1 + (\alpha_i \cdot h)^{ni})^{(mi+1)}} \quad [\text{Ec. 10}]$$

La Figura 6 muestra las curvas de C y D frente a la succión aplicada h (pF) de las curvas bimodales estudiadas. En estas curvas, el primer sistema de poros o pico se correspondería con mesoporos y se localiza entre 20,5 cm (pF = 1,31, correspondiendo a radio de poro $r \approx 75 \mu\text{m}$) para la muestra C3_{S-2} y 91,7 cm (pF = 1,96, $r \approx 16 \mu\text{m}$) para la muestra C4_{P-2}. El segundo pico estaría asociado a microporos y se encuentra entre 769,2 cm (pF = 2,89, $r \approx 2 \mu\text{m}$) en la muestra N1_{P2-1} y 3.333 cm (pF = 3,52, $r \approx 0,45 \mu\text{m}$) en las muestras C4_{S-6} y C4_{P-2}, (Tabla 8, Anexo 3.1).

La bibliografía es muy diversa en cuanto a la localización de los principales rangos de poros, observándose ejemplos de suelos con el sistema secundario de poros asociado tanto a macro y mesoporos, como a poros texturales.

Durner (1994) describe varios ejemplos de multimodalidad. Este autor presenta un ejemplo de curva bimodal con el primer sistema de poros en pF 1 ($\alpha = 0,1 \text{ cm}^{-1}$, $r \approx 150 \mu\text{m}$) y el segundo sistema de poros, textural, en pF 2,3 ($\alpha = 0,005$, $r \approx 7,5 \mu\text{m}$). También muestra otros ejemplos de suelos con curvas bimodales, en las que el sistema principal de poros se asocia a pF que oscilan entre 0,55 y 1,60, y el sistema secundario de poros a pF entre 1,92 y 4,22.

Mallants *et al.* (1997) describen en suelos agregados un segundo sistema de poros alrededor de pF 3 y ajustan un modelo trimodal en algunos casos, localizando un tercer sistema de poros cerca de saturación (macroporos).

Coppola (2000) presenta ajustes de curvas bimodales de suelos altamente agregados. Para los suelos estudiados, α_1 varía entre 0,127 y 0,86 (pico en pF = 0,89, $r \approx 190 \mu\text{m}$ y pF = 0,06, $r \approx 1,290 \mu\text{m}$), y α_2 entre 0,007 y 0,157 (pico en pF = 2,15, $r \approx 10,5 \mu\text{m}$ y pF = 0,8, $r \approx 235,5 \mu\text{m}$).

Miyamoto *et al.* (2003) describen las curvas bimodales de agregados de distintos tamaños de Andosoles de Japón. Los agregados más gruesos presentaron curvas de succión con dos “saltos” importantes en la cesión de agua, el primero en el rango de pF = 1-2, y el segundo en la zona más seca de la curva, a partir de pF = 4, y una zona “plana” (poca variación de la humedad con la succión) entre

estos dos rangos de succión, localizada entre $pF = 2-4$. Por el contrario, los agregados más finos no presentaron esta zona “plana” y la humedad varió de forma gradual con la succión.

Tawornpruek *et al.* (2005) en Oxisoles de Tailandia describe también una distribución de poros de carácter bimodal, asociada a diámetros de poros de $20 \mu m$ (poros interagregados) y $0,02 \mu m$ (poros intraagregados), que se corresponderían con succiones de $pF = 2,17$ y $5,17$, respectivamente.

Dörner *et al.* (2011) presentan en un Andosol cultivado de Chile curvas de retención de agua con dos rangos principales de liberación de agua, entre $pF = 0$ y $1,77$ y $pF > 1,77$.

Las muestras con curvas bimodales de este trabajo han presentado el segundo sistema de poros asociado a succiones elevadas, en la zona más seca de la curva de retención de agua, y como se ha visto en algunos trabajos, es frecuente en suelos agregados encontrar este rango principal de poros asociado a pF superiores a 3 (Miyamoto *et al.*, 2003) o incluso por encima de $pF = 4,2$ (Tawornpruek *et al.*, 2005; Blonquist *et al.*, 2006). Sin embargo, en esta región de la curva, y en particular en las zonas críticas (alrededor de $pF 3$, donde se produce un cambio de técnica de medida; de células Tempe a placas de Richard, y a pF superiores a 3), no se dispone de un número suficiente de medidas para describir la curva con precisión, lo que puede explicar que no se detectará una cantidad mayor de curvas bimodales o multimodales en estos suelos.

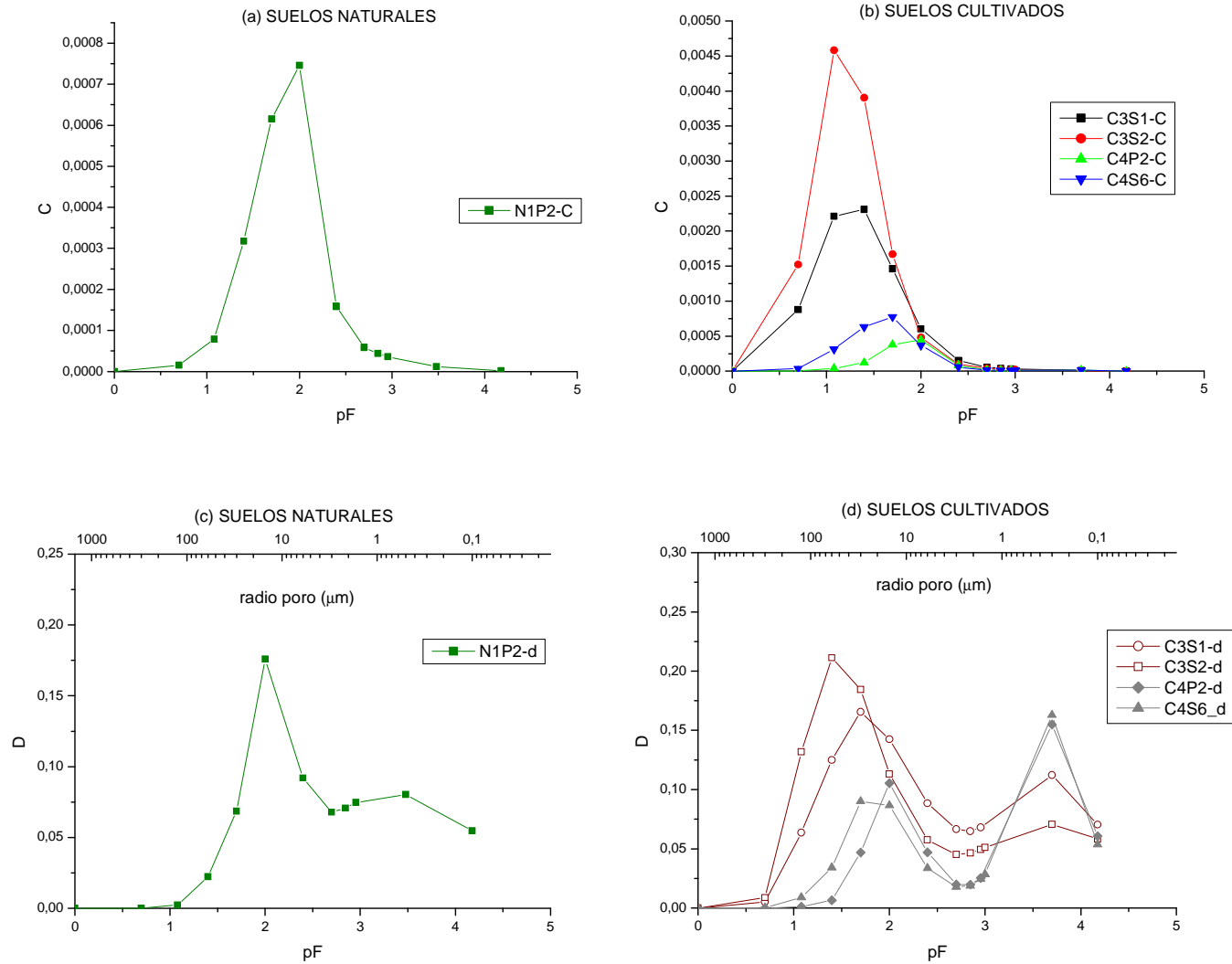


Figura 6. Valores de la capacidad volumétrica de agua, C , (en valor absoluto) y de la densidad de poros, D , en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por suelos y muestra. Curvas bimodales.

En resumen, hemos observado a grandes rasgos dos tipos de comportamientos:

- Suelos N4 y C10: presentaron curvas claramente unimodales, cediendo la mayor parte del agua cerca de saturación (alrededor de pF 1), estando asociado a macro y mesoporos (radio de poro de 150 μm);
- Resto de los suelos: Las diferentes pendientes de las curvas de succión y la amplitud del área de su derivada (pérdida gradual de agua) sugieren la existencia de una importante variedad de rangos de poros interconectados y que podrían asociarse a curvas multimodales en algunos casos (Durner, 1994; Mallants *et al.*, 1997). Por otra parte, en general el modelo unimodal de VG se ajustó adecuadamente a la mayor parte de las muestras y únicamente se aplicó el modelo bimodal a 5 muestras del total estudiado (75 muestras). El hecho de que no se observara un mayor número de curvas bimodales o multimodales en estos suelos podría deberse a que no se ha explorado el rango adecuado de succión (en particular la zona más seca de la curva) o no se realizaron el número suficiente de medidas en las zonas críticas (alrededor de pF 3, donde se produce un cambio de técnica de medida, y a pF superiores a 3). En este sentido, cabe destacar que algunos autores localizan el segundo sistema de poros a pF superiores a 3 (Miyamoto *et al.*, 2003) o incluso por encima de pF 4,2 (Blonquist *et al.*, 2006).

Asociadas a estos dos tipos generales de curvas se han podido observar varias clases de curvas en función de la forma y pendiente de las mismas, como se explica en el siguiente apartado.

IV.4.2.2. Tipos de curvas

De acuerdo a la forma y pendiente de las curvas de retención de humedad hemos agrupado las curvas en cuatro tipos. Estas categorías o clases se interpretarían como curvas representativas de ciertas características de retención de agua asociadas a un rango amplio de tipologías de curvas y no como tipos únicos de curvas. De esta forma, los casos observados fueron los siguientes:

- Tipo I: Tiene lugar una pérdida de agua desde los primeros puntos de la curva, con un máximo en la derivada a potenciales (pF) inferiores a 1,5.
- Tipo II: Es un caso intermedio entre los tipos I y III; al principio no existe pérdida de agua y después ésta comienza a potenciales alrededor o inferiores a 1.
- Tipo III: Inicialmente no hay una pérdida de agua destacada. A partir de cierto valor, normalmente pF 1, la cesión es más o menos brusca, con un máximo a potenciales entre 1,5 y 2,5.

- Tipo IV: Este tipo presenta en la parte inicial una pérdida importante de agua que se corresponde con una rama inicial abierta de la curva derivada, indicando una pérdida de agua constante desde el principio.

En las Figuras 7 y 8 se muestran las curvas características de retención de humedad, capacidad volumétrica de agua, C , (en valor absoluto) y curvas de distribución o densidad de tamaños de poros, D , de los suelos naturales y cultivados, en función del tipo de curva (curvas unimodales y bimodales).

La pérdida considerable de agua que se produce desde los primeros puntos de medida en la curva IV sugiere la presencia de una importante macroporosidad, que podría asociarse a abundancia de fisuras y grietas, observadas sobre el terreno en el suelo C10, en el que predominaron este tipo de curvas.

Los suelos C1, C2, C3 y C4 presentaron ejemplos de los tipos de curvas I, II y III, principalmente, con una mayor frecuencia de curvas tipo I en el suelo C1 (19 de un total de 35) y de tipo III en el suelo C2 (Tabla 6, Anexo 3.1). En el suelo N2 predominó el tipo II, aunque presentó casos de todos los tipos de curvas. Los suelos N3 y N4 mostraron curvas I y II, respectivamente, mientras que las del suelo N1 fueron del tipo II y III. No se observó ninguna tendencia con la profundidad de muestreo. Las muestras con curvas bimodales se asociaron con curvas tipo I ($C3_{S-1}$, $C3_{S-2}$), II ($C4_{S-6}$) y III ($N1_{P2-1}$ y $C4_{P-2}$) (Tabla 7, Anexo 3.1).

En el apartado IV.4.2.3 se relacionan estas categorías de curvas con los principales rangos de poros y en la sección VI.4.1 con los valores de conductividad hidráulica saturada.

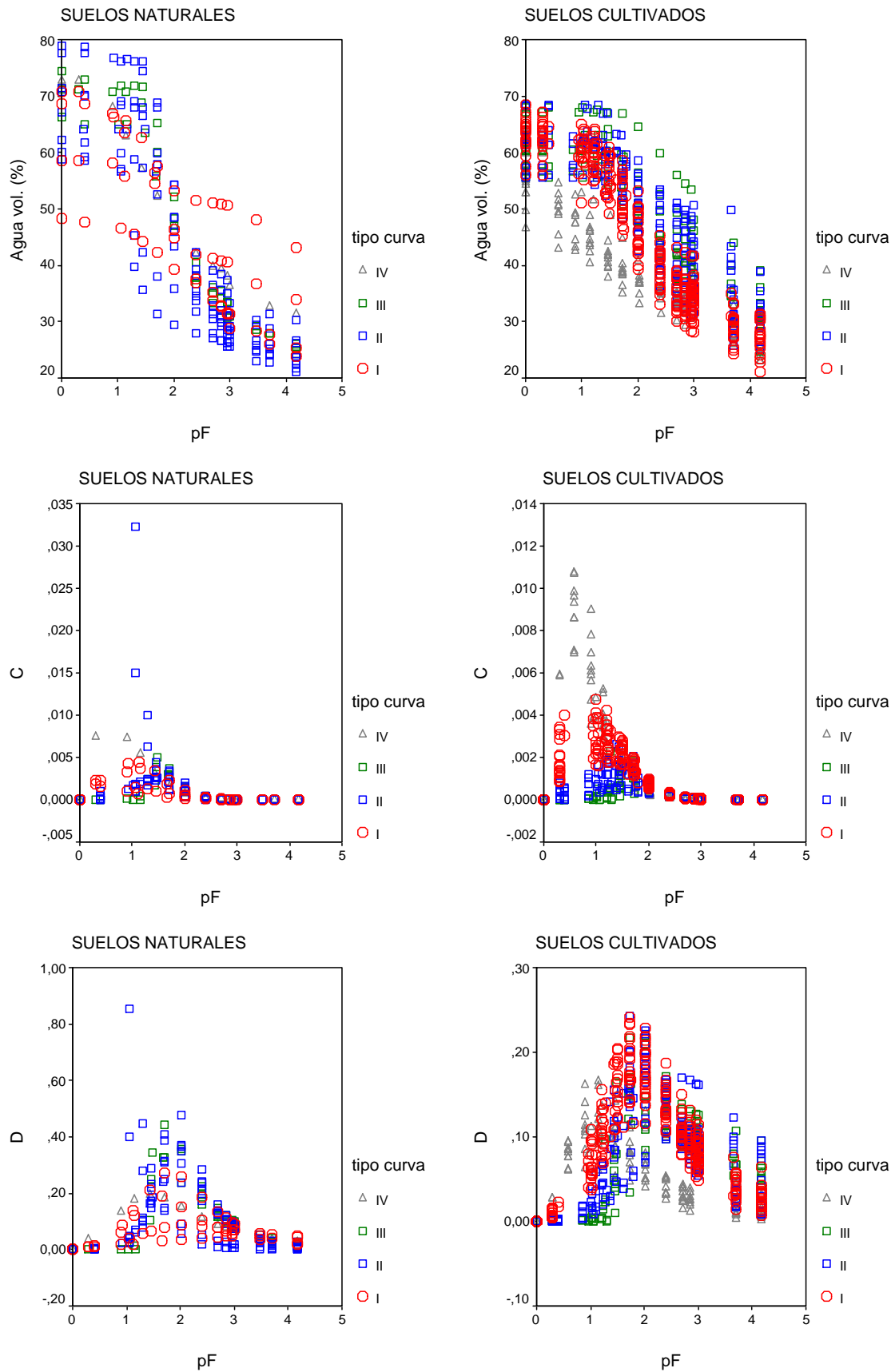


Figura 7. Curvas características de retención de humedad, capacidad volumétrica de agua (C), en valor absoluto, y curvas de distribución o densidad de tamaños de poros (D) en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, de los suelos naturales y cultivados, por tipo de curva. Curvas unimodales.

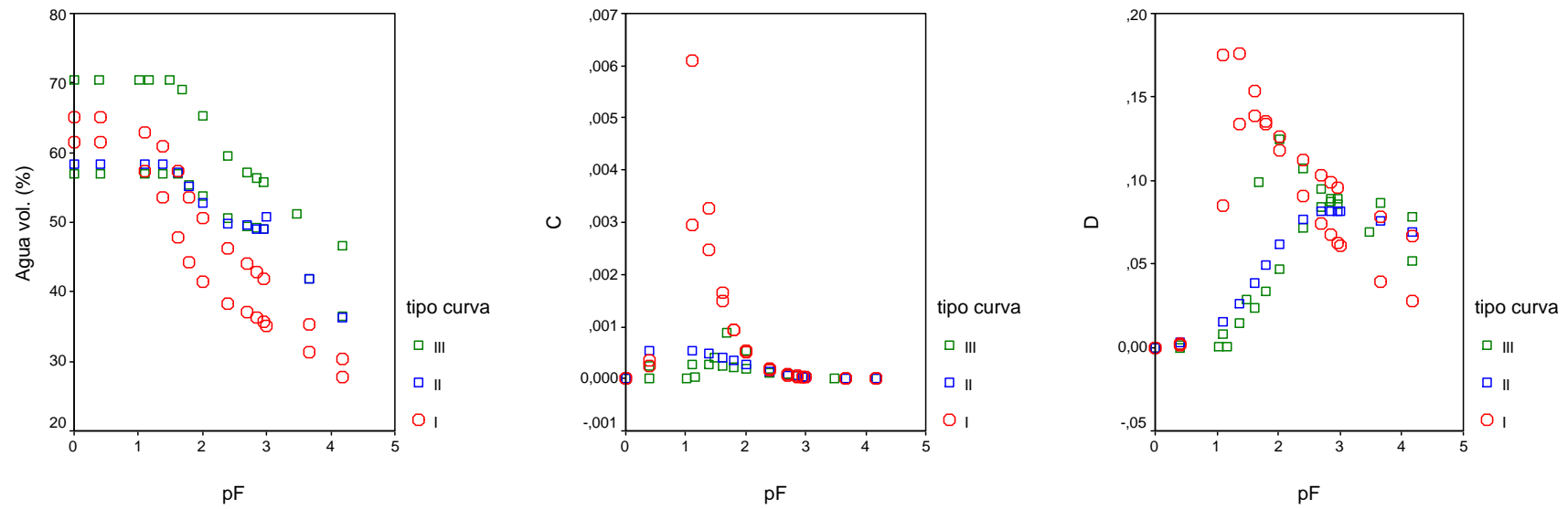


Figura 8. Curvas características de retención de humedad, capacidad volumétrica de agua (C), en valor absoluto y curvas de distribución o densidad de tamaños de poros (D), en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por tipo de curva. Curvas bimodales.

Diferenciación de las curvas

En la Tabla 4 se recogen los valores medios de los parámetros de VG determinados a partir de la ecuación 3, así como las relaciones entre éstos ("factores de forma") por tipos de curva. En la Tabla 6 (Anexo 3.1) se indican los correspondientes valores así como la categoría de curva en función de la fecha de muestreo y muestra.

Tabla 4. Valores medios de los parámetros de van Genuchten y de los "factores de forma" de las curvas de retención de humedad, por tipo de curva. Curvas unimodales¹.

Tipo de curva	Número de casos	θ_s , VG (cm ³ ·cm ⁻³)	θ_r , VG (cm ³ ·cm ⁻³)	α , VG (cm ⁻¹)	m , VG	n , VG
I	25	0,629±0,009 _b	0,228±0,014 _b	0,043±0,004 _a	0,278±0,019 _b	1,471±0,053 _a
II	23	0,640±0,013 _b	0,224±0,024 _b	0,029±0,005 _a	0,255±0,033 _b	7,431±3,889 _a
III	12	0,634±0,017 _b	0,214±0,019 _b	0,028±0,003 _a	0,106±0,022 _a	5,231±1,164 _a
IV	12	0,564±0,021 _a	0,113±0,032 _a	0,353±0,063 _b	0,148±0,027 _a	1,371±0,174 _a

Tipo de curva	Número de casos	$1/\alpha$ (cm)	m/n	$m \cdot n$
I	25	27,282±10,533 _b	0,191±0,014 _c	0,413±0,031 _{bc}
II	23	50,927±5,469 _c	0,145±0,019 _{bc}	0,551±0,064 _c
III	12	50,696±14,571 _c	0,047±0,016 _a	0,340±0,052 _{ab}
IV	12	4,572±1,003 _a	0,116±0,018 _b	0,192±0,038 _a

¹ Media y error típico de la media (x±s.e.)

Valores significativamente diferentes se corresponden con distintas letras

Un análisis de la varianza (ANOVA) nos permite confirmar que existen diferencias significativas entre los tipos de curvas respecto a los parámetros de ajuste de éstas, lo que confirma que existen diferencias en las características de retención de humedad. El desarrollo del ANOVA se recoge en la Tabla 1 (Anexo 3.3.2).

Al comparar los tipos de curvas entre sí, la F de Fischer ha resultado significativa para todos los términos (θ_s y θ_r (P = 0,004) y α , m , $1/\alpha$, m/n y $m \cdot n$ (P = 0,000)), salvo para n (P = 0,213). Las diferencias que se aprecian intuitivamente en las gráficas de las curvas quedan reflejadas con el ANOVA. Las pruebas *a posteriori* de post hoc y las comparaciones múltiples por parejas permiten determinar qué medias difieren entre sí, una vez se ha demostrado que existen diferencias significativas. Con el fin de determinar los factores de forma que mejor nos distinguen los tipos de curva se ha aplicado la prueba de rangos múltiples de Duncan.

Los resultados para el grupo de **curvas unimodales** son los siguientes:

El factor de forma que mejor nos agrupó los tipos de curva fue α^{-1} , con tres grupos: la curva tipo IV con el menor valor promedio, la curva I por otro lado, y las curvas II y III agrupadas, con el mayor valor promedio (Tabla 4). Como se explicó anteriormente, el valor de α^{-1} indica la posición del valor de la succión h asociado al máximo de densidad de poros; esto ocurre en la curva IV a 4,57 cm

H₂O (pF = 0,66, radio de poro $r \approx 328 \mu\text{m}$), es decir, a potenciales cerca de saturación, seguido de la curva I a 27,28 cm (pF = 1,44, $r \approx 55 \mu\text{m}$) aproximadamente, mientras que en las curvas II y III el máximo de densidad de poros estuvo localizado alrededor de 50 cm (pF = 1,7, $r \approx 30 \mu\text{m}$), (Figura 9a).

Para el factor de forma m/n , se distinguieron también 3 grupos. El valor promedio fue significativamente superior en las curvas I y II ($m/n = 0,191$ y $0,145$, respectivamente), indicando una mayor amplitud hacia los poros más gruesos respecto al máximo de la curva, en comparación con los otros tipos de curvas. La curva II, asociada también a la curva IV, presentó un valor medio ligeramente inferior ($0,116$), y por último la curva III, con el menor valor ($0,047$), constituyendo el 3º grupo (Figura 9b).

Para el parámetro n no existieron diferencias significativas entre los cuatro tipos de curva. Para los parámetros θ_s , θ_r y α , el test separó la curva IV del resto, al presentar los menores valores de θ_s y θ_r ($0,564$ y $0,113$, respectivamente) y el mayor valor promedio de α ($0,353$), (Tabla 4). Como se indicó anteriormente, las curvas estudiadas del suelo C10 se ajustaron en su totalidad a la curva tipo IV.

En definitiva, los “factores de forma” derivados de los parámetros de ajuste de las curvas de retención fueron útiles para distinguir los tipos de curvas. Estos resultados son por tanto consistentes con la clasificación *a priori* de las curvas expuesta en el apartado anterior y realizada en base a la posición relativa de las pérdidas más importantes de agua.

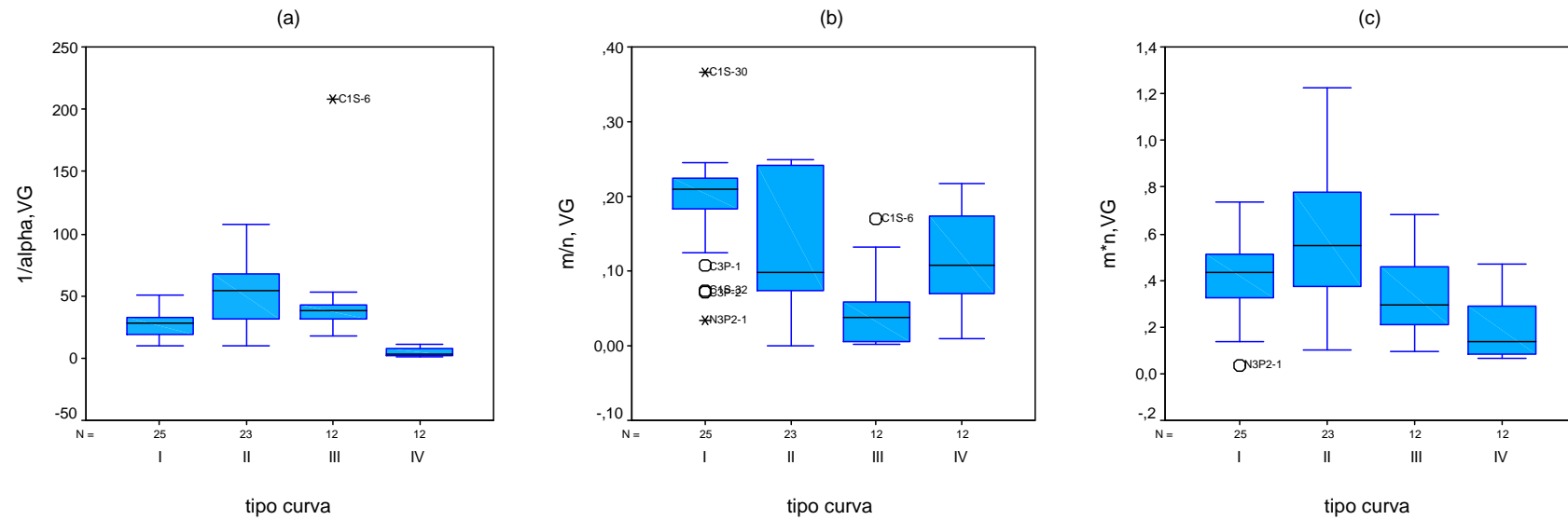


Figura 9. Valores medios de los factores de forma $1/\alpha$, m/n y $m*n$ por tipos de curva. Curvas unimodales.

IV.4.2.3. Estimación de la distribución de tamaños de poros y rangos de porosidad

La distribución de tamaños de poros obtenida a partir de la curva de succión del suelo puede ser utilizada como una forma de cuantificar la estructura o agregación del suelo, o para relacionar con la conductividad hidráulica. Los indicadores de calidad física del suelo son expresiones directas o indirectas del volumen y distribución de poros (Reynolds *et al.*, 2009). Por lo tanto, el significado de estos indicadores va a depender de la rigidez del suelo, es decir, de las variaciones de volumen que se pueden producir como consecuencia de la variación de la saturación en agua. Estos aspectos de los fenómenos de retracción-hinchamiento se estudian en el capítulo V. Se adelanta aquí que la perturbación del suelo puede influir considerablemente en el comportamiento de los suelos. Las muestras no alteradas se presentaron como relativamente rígidas, especialmente el Andosol natural, por lo que puede ser aceptable deducir las propiedades de porosidad a partir de las curvas características de humedad de los suelos. En este sentido también se manifiesta Dorel *et al.* (2000).

La terminología utilizada para definir los diferentes rangos de poros no está bien normalizada, existiendo numerosas clasificaciones de poros en función de su tamaño y función. A grandes rasgos asociamos el límite de 10 kPa (pF 2) para macroporos y el resto de la porosidad como microporos (Quirk y Murray, 1991). En otros trabajos, se asocia el contenido de agua comprendido entre succiones de 0 a 33 kPa a macroporos (agua gravitacional), entre 33 y 1.500 kPa a mesoporos (agua capilar) y superiores a 1.500 kPa a microporos (agua higroscópica) (Nanzyo *et al.*, 1993; Bartoli *et al.*, 2007).

Uno de los rangos de porosidad más característico es el denominado “agua útil” (AU) o “agua disponible para las plantas” (*plant available water*, PAW, en sus siglas en inglés), que convencionalmente se define como la diferencia entre el contenido de agua a una succión de 33 kPa (capacidad de campo, CC) y a 1.500 kPa (estado o punto de marchitamiento permanente, PM). Sin embargo, debido a la importante pérdida de agua entre 1 y 10 kPa (pF = 1 y 2) observada en estos suelos, se ha sugerido tomar el valor de 10 kPa en lugar de 33 kPa como la succión asociada a la capacidad de campo de estos suelos, valor que se ha adoptado en suelos de Reino Unido, Australia y Canadá (El Swaify *et al.*, 1980) y que hemos denominado “agua útil modificada” (AU2).

Cabe señalar que en la actualidad coexisten diversos métodos de estimación de CC y PM a partir de las curvas de retención de humedad y de conductividad hidráulica, en sustitución de la definición clásica de AU (Giráldez *et al.*, 2011).

En este trabajo utilizamos las siguientes expresiones de porosidad y tipos de poros basadas en las revisiones de distintos autores y que de forma esquemática se resumen en las Tablas 5 y 6 y en la Figura 10:

Tabla 5. Definiciones de rangos de porosidad utilizadas en el trabajo.

Expresión	Definición	Referencia
Macroporosidad, MP ₁	$\theta_s - \theta_{1 \text{ kPa}}$	Jarvis <i>et al.</i> (2002), Reynolds <i>et al.</i> (2008)
Porosidad llena de aire, MP ₁₀	$\theta_s - \theta_{10 \text{ kPa}}$	Vomocil (1965, citado por Startsev y McNabb, 2001), White (2006)
Porosidad efectiva, MP ₃₃	$\theta_s - \theta_{33 \text{ kPa}}$	Ahuja <i>et al.</i> (1989)
Agua útil, AU	$\theta_{33 \text{ kPa}} - \theta_{1500 \text{ kPa}}$	
Agua útil, AU2	$\theta_{10 \text{ kPa}} - \theta_{1500 \text{ kPa}}$	El-Swaify (1980), White (2006)
mp ₁₀	$\theta_{10 \text{ kPa}}$	
Porosidad capilar, mp ₃₃	$\theta_{33 \text{ kPa}}$	Bartoli <i>et al.</i> (2007)
Microporosidad textural, mp ₁₅₀₀	$\theta_{1500 \text{ kPa}}$	

Tabla 6. Clasificaciones de poros empleadas en el trabajo.

Poros	Tamaño de poro (diámetro)	Correspondencia con la succión	Tamaño de poro (diámetro)	Correspondencia con la succión
	Luxmore (1981)		Soil Science Society of America (1997)	
Macroporos	>1.000 μm	>3 cm H ₂ O (0,3 kPa)	> 75 μm	>40 cm H ₂ O (4 kPa)
Mesoporos	10-1.000 μm	300-3 cm (30-0,3 kPa)	30-75 μm	100-40 cm (10-4 kPa)
Microporos	<10 μm	<300 cm (30 kPa)	5-30 μm	600-100 cm H ₂ O (60-10 kPa)

Figura 10. Esquema de la terminología empleada para definir los distintos rangos de porosidad.

MP ₃₃				
MP ₁₀				
MP ₁				
0 (pF 0)	1 kPa (pF 1)	10 kPa (pF 2)	33 kPa (pF 2,5)	1.500 kPa (pF 4,2)
				mp ₁₅₀₀
			AU	
		AU2		
		mp ₁₀		
		mp ₃₃		

MP: macroporosidad
mp: microporosidad

Los valores de los distintos rangos de porosidad determinados por suelo y por muestra se recogen en la Tabla 9 (Anexo 3.1). Posteriormente se han relacionado estos términos con las categorías o tipos de curvas definidos en el apartado anterior (Figura 11). Los valores medios se resumen en la Tabla 7.

Tabla 7. Valores medios de los distintos rangos de porosidad determinados, por tipo de curva¹.

Tipo de curva	Número de casos	MP ₁ (%)	MP ₁₀ (%)	MP ₃₃ (%)	AU (%)
I	27	3,56±1,26 _b	17,27±0,93 _b	24,09±0,73 _b	10,73±0,48 _a
II	24	0,63±0,09 _a	14,25±1,52 _b	22,90±1,58 _b	11,33±0,94 _a
III	17	0,12±0,05 _a	9,88±1,49 _a	18,10±1,38 _a	13,62±0,68 _b
IV	12	7,30±0,39 _c	17,19±1,01 _b	18,66±0,92 _a	9,76±0,71 _a

Tabla 7 (Cont.). Valores medios de los distintos rangos de porosidad determinados, por tipo de curva 1.

Tipo de curva	Número de casos	AU2 (%)	mp ₁₀ (%)	mp ₃₃ (%)	mp _{1.500} (%)
I	27	18,16±0,66 _b	46,26±0,74 _b	38,83±0,08 _{ab}	28,08±0,53 _b
II	24	19,94±1,24 _{bc}	49,50±1,49 _{bc}	40,89±1,53 _b	29,33±0,84 _{bc}
III	17	21,29±0,78 _c	52,67±1,33 _c	45,00±1,66 _c	31,00±0,91 _c
IV	12	13,99±0,93 _a	39,17±1,43 _a	34,95±1,13 _a	24,56±0,42 _a

¹ Media y error típico de la media (x±s.e.)

Valores significativamente diferentes se corresponden con distintas letras

Suelos naturales:

Los suelos N1_{P2} y N3_{P2} presentaron los menores valores medios de retención de agua asociada a los rangos de macroporos (MP₁₀, MP₃₃). Destacaron los elevados valores de MP₁₀ del suelo N4 (27,9 %), a la vez que presenta los menores valores de AU y microporosidad (mp₁₅₀₀).

En términos relativos, destaca la elevada proporción de macro y microporos. Considerando la clasificación de poros de Nanzyo *et al.* (1993), la proporción de macroporos (contenido de agua entre saturación y 33 kPa) ocupa alrededor del 40-50 % de la porosidad total (salvo en los suelos N1_{P2} y N3_{P2}), mientras que los microporos (contenido de agua > 1.500 kPa) varían entre el 40 y 70 % (Figura 11a).

Suelos cultivados:

El suelo C10 presentó los valores medios más elevados de MP₁ (alrededor de 6-8 %), a la vez que los menores valores de AU y microporosidad (mp₁₀, mp₃₃ y mp₁₅₀₀). Los mayores valores de macroporosidad (MP₁₀, MP₃₃) correspondieron a los suelos C1 y C3, mientras que los suelos C2 y C4 mostraron los mayores valores promedio de microporosidad.

La proporción relativa de macro y microporos es, al igual que en los suelos naturales, también elevada en relación a la porosidad total (Figura 11b).

Respecto al **Agua Útil**, los valores expresados en porcentaje en volumen son relativamente bajos, teniendo en cuenta los elevados contenidos de agua de estos suelos, oscilando entre un 3,9 (suelo C10_{P2}) y un 15,8 % (C4_S) para los suelos estudiados. Los valores medios son en general superiores en los suelos cultivados respecto a los naturales. Los bajos valores de agua útil en comparación con su contenido total de agua son característicos de los suelos volcánicos (Maeda y Soma, 1986). Tomando la diferencia de agua entre 10 y 1.500 kPa como el agua útil (AU2), los rangos ascienden a valores del orden del 20 % en todos los suelos, salvo los suelos N4_P y C10_{P2} con un 6-7 % (Tabla 9, Anexo 3.1).

Mediante una Prueba de muestras relacionadas se comprueba que las diferencias entre AU y AU2 fueron significativas para todos los suelos ($P < 0,05$), con excepción de los suelos N3_{P2}, N4_P, C4_P y C10_{P2} (Tabla 3, Anexo 3.3). Por tipo de curva, la diferencia de medias fue significativa ($P = 0 < 0,05$) para las cuatro categorías de curvas (Tabla 4, Anexo 3.3).

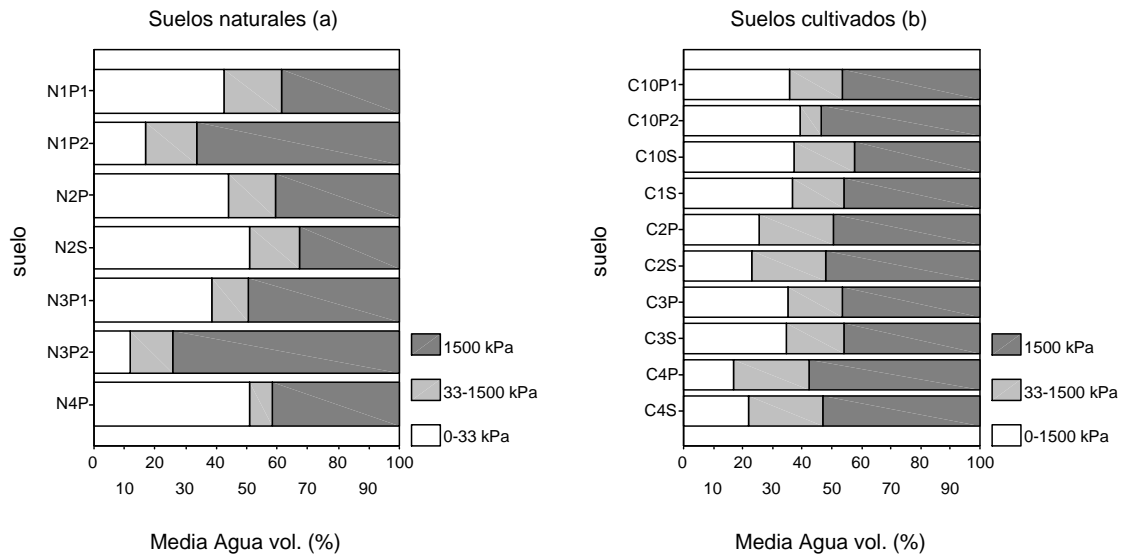


Figura 11. Proporción de macroporos (contenido de agua entre succiones correspondientes a 0 – 33 kPa), mesoporos (33 – 1.500 kPa) y microporos (> 1.500 kPa) (100 % = volumen total de poros) para los suelos (a) naturales y (b) cultivados.

Las expresiones calculadas que mejor nos distinguieron las distintas categorías de curvas entre sí, parecen corresponder a los rangos de macro y microporos. Se ha aplicado el test de Duncan con el fin de determinar qué medias difieren significativamente (Tabla 2, Anexo 3.3). Estos rangos se correspondieron concretamente con los términos MP_1 , MP_{10} , AU y AU2, pero también a nivel de los microporos, con mp_{10} y mp_{1500} :

La curva tipo IV, predominante en el suelo C10, presentó los mayores valores de macroporosidad MP_1 , con un valor promedio alrededor de 7,3 %. La macroporosidad MP_{10} discriminó la curva tipo III, con el menor valor (9,9 %). El agua útil AU discriminó únicamente la curva III, con el valor promedio más elevado (13,6 %), mientras que el agua útil AU2 agrupó las curvas en tres grupos, la curva IV, con el menor valor (13,9 %), las curvas I y II con valores similares, y las curvas II y III, con los mayores valores (19,9 y 21,3 %, respectivamente). La microporosidad mp_{10} y la microporosidad fina mp_{1500} nos distinguieron tres grupos, la curva IV, con el menor valor, las curvas I y II, y las curvas II y III, con los mayores valores (Tabla 7).

En los siguientes capítulos se relacionan algunos de estos rangos de porosidad con otras propiedades de los suelos, como las propiedades ándicas (IV.4.3) y la conductividad hidráulica (VI.4.1).

IV.4.2.4. Parámetros e índices de calidad física relacionados o derivados de las curvas características de agua

Tal como se señaló en la revisión bibliográfica de este capítulo, en determinados estudios se hace imprescindible poder integrar o sintetizar el comportamiento hidráulico de un suelo en un único valor o índice característico, lo que facilitaría comparar las características hidráulicas de suelos de diferente origen y relacionarlas con otras propiedades de los suelos.

De los índices citados en la revisión, hemos seleccionado i) el parámetro S propuesto por Dexter (2004a), al estar relacionado con diversas propiedades de los suelos y por su fácil estimación a partir de los parámetros de ajuste de van Genuchten (1980); y ii) el parámetro IRI , propuesto por Basile *et al.* (2007), por estar estrechamente relacionado con el carácter ándico de los suelos, de acuerdo con estos autores.

Parámetro S

Dexter (2004a) define el parámetro S como la pendiente de la curva de retención de agua en el punto de inflexión, al ser representada ésta como el contenido gravimétrico de agua vs succión ($\log h$). Según este autor, el valor de S es indicativo de la medida en que la porosidad del suelo está concentrada en un rango limitado de poros. La degradación física del suelo ocurre cuando éste es compactado y reduce la pendiente de la curva en el punto de inflexión. Por tanto, el autor propone el uso de S como un índice de la calidad física de los suelos, que permitiría comparar distintos tipos de suelos bajo diferentes condiciones de manejo.

La pendiente de la curva en el punto de inflexión (donde la pendiente de la curvatura cambia de signo) se puede hallar bien “a ojo” directamente sobre la curva representada, o bien, como sugiere el autor, más conveniente, tras ajustar la curva a una función matemática, y calcular la pendiente en términos de los parámetros de la función. En este trabajo adoptaremos este procedimiento, que se describe con mayor detalle en el Anexo 3.3.3. A partir de este método, S se determina según:

$$S = -n \cdot (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(1 + \frac{1}{m}\right)^{-(1+m)} \quad [\text{Ec. 11}]$$

$$\text{Para } m = 1 - \frac{1}{n} : S = -n \cdot (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(\frac{2 \cdot n - 1}{n - 1}\right)^{\left(\frac{1}{n} - 2\right)} \quad [\text{Ec. 12}]$$

En base a la información obtenida de diversos trabajos realizados en diferentes suelos de regiones templadas, Dexter (2004c) propone cuatro categorías de calidad física de los suelos en función de los valores que puede adquirir este parámetro: $S \geq 0,05$ (muy buena); $0,05 > S \geq 0,035$ (buena); $0,035 > S \geq 0,020$ (pobre) y $S < 0,02$ (muy pobre).

En la Figura 12 se muestran los valores medios del parámetro S y del contenido de agua gravimétrico en el punto de inflexión, w_i , por suelos. En la Tabla 10 (Anexo 3.1) se recogen estos valores por suelo y muestra. S varió entre 0,024 y 0,147 para los suelos cultivados y entre 0,018 y 0,382 para los suelos naturales. En los suelos cultivados, no se observó diferencias significativas por profundidad de muestreo, mientras que en los suelos naturales, S fue superior en los horizontes superficiales. Los valores promedio de S fueron en general superiores a 0,05, lo que indicaría conforme a la clasificación anterior, que estos suelos presentarían una calidad física muy buena, con excepción del suelo C10, que presentó valores de $S \leq 0,035$ (que estaría asociado por tanto a una estructura del suelo pobre), y el suelo N3_{P2} con $S < 0,02$ (muy pobre).

Estos valores son similares a los obtenidos por Tormena *et al.* (2008) en un Oxisol bajo distintos sistemas de cultivo (en este trabajo, S oscila entre 0,021 y 0,072), y por Pires *et al.* (2008) en dos ferrasoles y un nitosol de Brasil (S varía entre 0,027 y 0,059).

La succión en el punto de inflexión, h_i , osciló entre 5 y 846 cm (0,5 y 84,6 kPa) para los suelos cultivados y entre 10 y 237 cm (1 y 23,7 kPa) para los suelos naturales. Los valores medios están alrededor de 100 cm (10 kPa), es decir asociado a mesoporos.

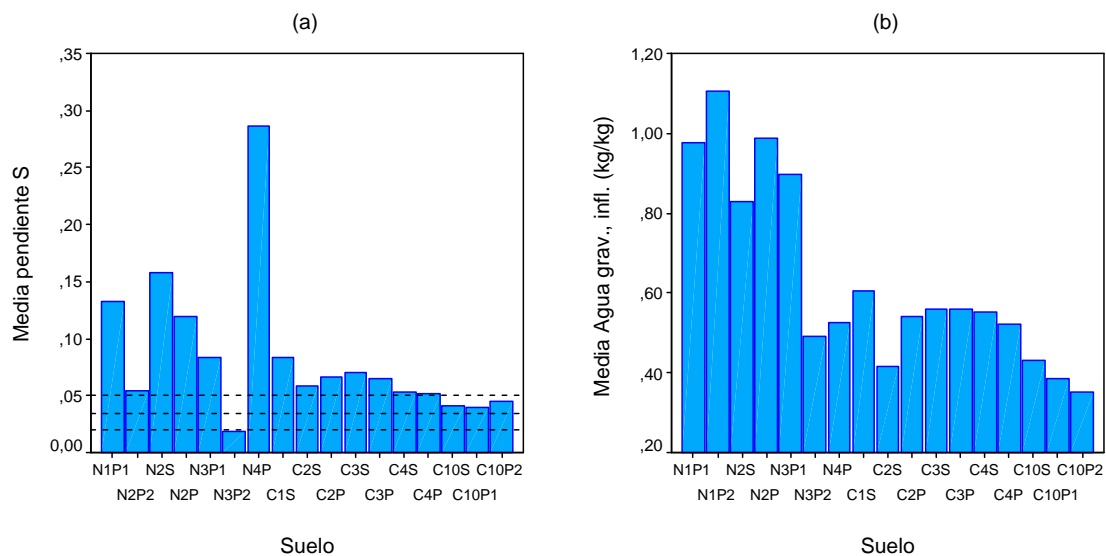


Figura 12. Valores medios de (a) la pendiente, S , y del (b) contenido de agua gravimétrico en el punto de inflexión, w_i , según Dexter (2004), por suelos. Las líneas discontinuas representan los valores extremos de las categorías de S : 0,02; 0,035 y 0,05.

En relación a los tipos de curvas de retención de agua descritos en el apartado IV.4.2.2, se observa que la pendiente, S , y el contenido de agua en el punto de inflexión, w_i , fueron significativamente menores en la curva tipo IV (Tabla 8). El valor del potencial de agua en el punto de inflexión, h_i , fue, análogamente al factor de forma α^l , también menor en la curva tipo IV (al ceder

estas muestras la mayor parte del agua cerca de saturación) y aumentó de la curva tipo I a la tipo III a medida que el punto de inflexión está más próximo a la zona más seca de la curva (Figura 13).

Tabla 8. Valores medios de la pendiente (S), succión (h_i) y contenido de agua volumétrico (θ_i) y gravimétrico (w_i) en el punto de inflexión, según Dexter (2004), por tipo de curva¹.

Tipo curva	Número de casos	S	h_i (cm)	θ_i (cm ³ ·cm ⁻³)	w_i (kg·kg ⁻¹)
I	27	0,098±0,033 _{ab}	71,2±7,9 _{ab}	0,502±0,007 _b	0,618±0,017 _b
II	24	0,146±0,104 _b	192,0±47,9 _{ab}	0,515±0,008 _{bc}	0,655±0,036 _b
III	17	0,105±0,080 _b	248,7±121,5 _b	0,544±0,017 _c	0,636±0,055 _b
IV	12	0,052±0,011 _a	21,6±3,4 _a	0,461±0,015 _a	0,482±0,065 _a

¹Media y error típico de la media ($\bar{x}\pm s.e.$)

Valores significativamente diferentes se corresponden con distintas letras

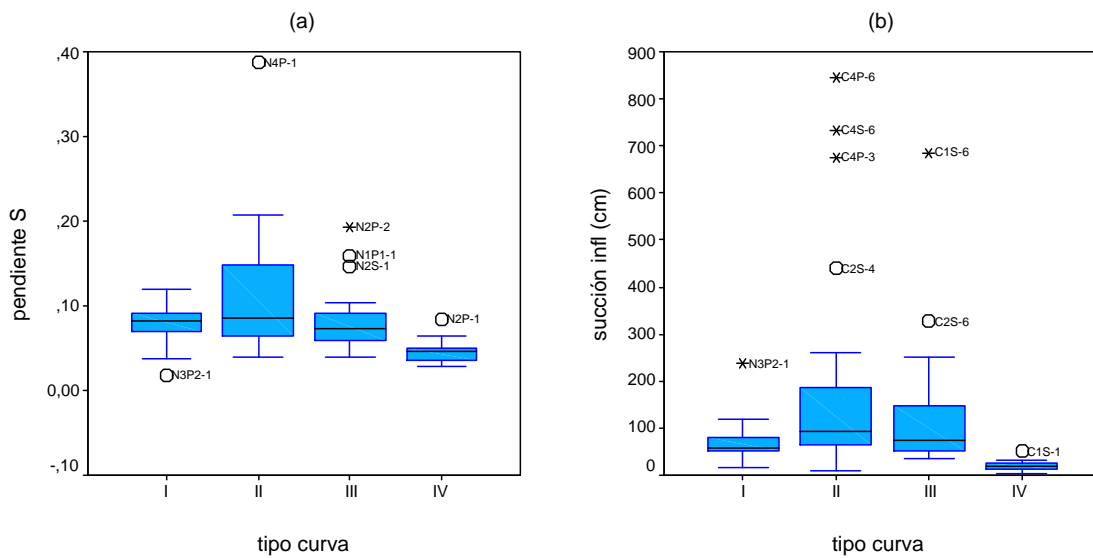


Figura 13. Valores medios de (a) la pendiente, S , y (b) la succión en el punto de inflexión, h_i , por tipos de curva.

Parámetro IRI

Basile *et al.* (2007) estudian el sistema de poros del suelo por medio de las curvas de retención de agua y del análisis de imagen de un conjunto de suelos volcánicos de Europa (suelos de referencia del programa *COST action 622*). Estos autores proponen el parámetro *IRI* o índice integral de retención (*Integral Retention Index*) como un parámetro integrador del comportamiento hidráulico de los suelos:

$$IRI = \frac{1}{wp} \int_0^{wp} \theta \cdot d(\log_{10} h) \quad [\text{Ec. 13}]$$

donde $wp = 4,2$ es la succión en el punto de marchitez y los límites de la integral son 0 y wp .

De esta forma este índice adimensional ($0 < IRI < 1$) representaría el valor promedio de la función $\theta(\log h)$ en el intervalo $(0, w_p)$, y permitiría comparar la curva de retención de agua completa al transformarla en un único valor característico. Utilizamos el programa Microcal Origin 6.0 (Microcal Software, Northampton, MA, USA) para determinar el valor de la integral.

En la Tabla 10 (Anexo 3.1) se recogen los valores promedio de *IRI* determinados para los suelos del estudio en función de la fecha de muestreo y la muestra. Los valores de *IRI* oscilaron entre 0,34 y 0,62 y fueron en general inferiores en las muestras superficiales de todos los suelos (Figura 14). Basile *et al.* (2007) obtuvieron valores de *IRI* del orden de 0,27-0,71, siendo inferiores en las muestras superficiales de los suelos cultivados, y al revés en los suelos naturales, lo que atribuyeron a los procesos de secado que sufren las áreas cultivadas en zonas áridas y semiáridas.

Al igual que el potencial de agua en el punto de inflexión, *IRI* fue también menor en la curva tipo IV (al ceder estas muestras la mayor parte del agua cerca de saturación) y aumentó de la curva tipo I a la tipo III (Figura 14b).

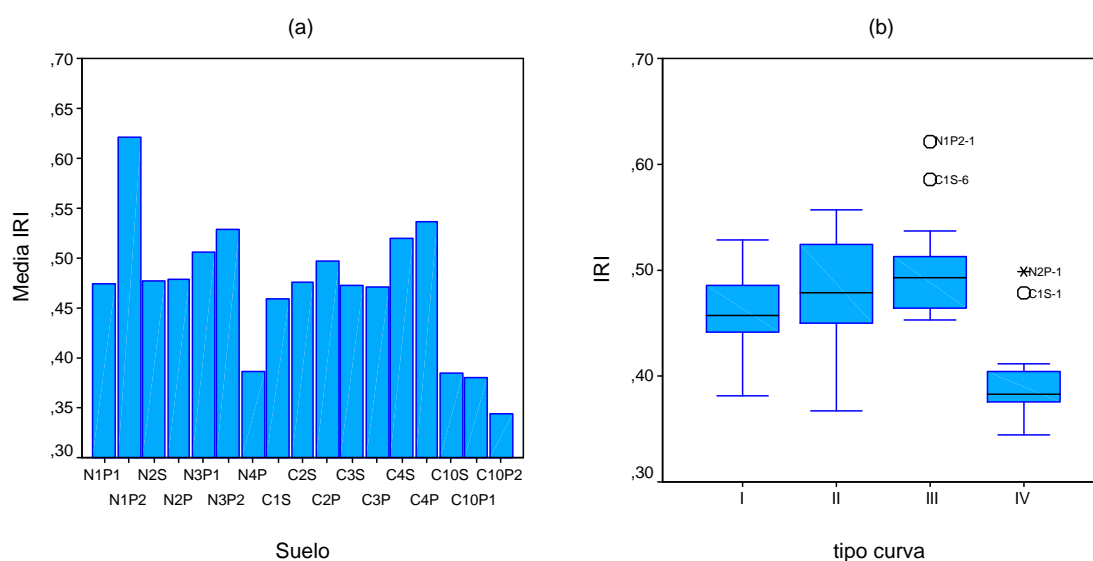


Figura 14. Valores medios del parámetro *IRI* (a) por suelos y (b) por tipos de curva.

La relación de estos parámetros con las propiedades ándicas y otras propiedades de los suelos se muestra en el siguiente apartado (IV.4.3).

IV.4.3. RESUMEN DE LAS PRINCIPALES RELACIONES ENCONTRADAS ENTRE LAS CARACTERÍSTICAS DE RETENCIÓN DE AGUA Y LA CALIDAD FÍSICA Y OTRAS PROPIEDADES DE LOS SUELOS

En la Tabla 9 se recogen los resultados del análisis de regresión lineal para algunas relaciones destacadas obtenidas entre las características de retención de agua y algunas propiedades de los suelos (contenido en Al y Fe extraídos con oxalato amónico ($Al_o+1/2 \cdot Fe_o$), carbono orgánico total, C_{org} , y densidad aparente, ρ_b). Las correspondientes correlaciones parcial y semiparcial, así como las restantes relaciones se detallan en la Tabla 5 del Anexo 3.3, respectivamente.

Con respecto a la **retención gravimétrica de agua a distintos valores de pF**, los coeficientes de correlación múltiple fueron elevados considerando el efecto conjunto de todas las variables (Tabla 9). Sin embargo, al comparar los diferentes coeficientes de correlación (de orden cero, parcial y semiparcial) podemos extraer las siguientes consideraciones (Tabla 5, Anexo 3.3):

La relación entre los distintos contenidos de agua (saturación; 1; 10; 33 y 1.500 kPa de succión) y la variable ($Al_o+1/2 \cdot Fe_o$) fue significativa, con $R^2 > 0,60$ (correlación de orden cero), siendo superior en el rango intermedio de pF (para 10 kPa, $R^2 = 0,696$). Al eliminar de estas dos variables el efecto atribuible al resto de variables independientes (C_{org} y ρ_b), la relación baja hasta $R^2 < 0,40$ (parcial), y cuando el efecto del resto de las variables se elimina sólo del contenido de agua, la relación disminuye hasta $R^2 < 0,13$ (semiparcial). Lo cual está indicando que la relación entre estos contenidos de agua y ($Al_o+1/2 \cdot Fe_o$) puede explicarse casi por completo sin recurrir a las otras dos variables consideradas. Esta conclusión es aplicable también a la relación de los contenidos de agua a 10, 33 y 1.500 kPa con la densidad aparente. Sin embargo, para 0 (saturación) y 1 kPa, los coeficientes de orden cero y parciales son elevados 0,869 (saturación) y 0,857 (1 kPa); y 0,645 (saturación) y 0,618 (1 kPa), respectivamente, lo que señalaría la influencia de las demás variables en esta relación. Por último, el incluir el contenido en materia orgánica en la regresión, no parece mejorar sustancialmente estas relaciones en vista de los bajos coeficientes, tanto de orden cero como parciales.

Tabla 9. Análisis de regresión de los contenidos gravimétricos de agua (w) a varios valores de pF con el contenido en Al y Fe extraídos con oxalato amónico ($Al_o+1/2 \cdot Fe_o$), carbono orgánico total ($C_{org.}$) y densidad aparente (ρ_b), para el conjunto de los suelos.

	Parámetros de regresión				Coeficiente de correlación (R^2)			
	$Al_o+1/2 \cdot Fe_o$ (%)	$C_{org.}$ (%)	ρ_b ($g \cdot cm^{-3}$)	constante	$Al_o+1/2 \cdot Fe_o$ (%)	$C_{org.}$ (%)	ρ_b ($g \cdot cm^{-3}$)	Múltiple
w_s	1,761	2,648	-91,309	143,305	0,604	0,366	-0,869	0,901
w_1 kPa	2,249	2,463	-85,507	134,474	0,627	0,342	-0,857	0,897
w_{10} kPa	3,005	2,237	-40,522	77,168	0,696	0,323	-0,738	0,848
w_{33} kPa	2,797	3,468	-18,773	49,688	0,653	0,329	-0,604	0,769
w_{1500} kPa	2,009	1,938	-16,553	38,382	0,613	0,333	-0,599	0,736
S	0,017	-	-	0,041	0,337	-	-	-
S^{**}	0,020	-	-	0,024	0,519	-	-	-
S	-	-	-0,289	0,362	-	-	0,417	-
S^{**}	-	-	-0,333	0,394	-	-	0,632	-
IRI	0,009	-	-	0,431	0,208	-	-	-

* Relación lineal significativa ($P < 0,05$)

** excluyendo el suelo N4

En la Figura 19 se ha representado la relación entre estos valores de retención de agua y el contenido en ($Al_o+1/2 \cdot Fe_o$), por suelos. El contenido gravimétrico de agua (w) a un pF determinado disminuyó en general al disminuir el carácter ándico para el rango completo de pF estudiado. Sin embargo se pueden distinguir dos comportamientos diferenciados:

a) Los suelos C2 y C4 presentaron valores de w superiores a los estimados a partir de su contenido en ($Al_o+1/2 \cdot Fe_o$).

b) Los suelos N2, C1 y C3, con valores menores a los que correspondería a su contenido en ($Al_o+1/2 \cdot Fe_o$), se desvían de la tendencia general.

Caso a):

Este resultado se ha atribuido a procesos de hinchamiento de arcilla en muestras con valores elevados de la relación $(Na+Mg)/Ca$ (Armas *et al.*, 2003). Al representar la relación w_{1500}/Al_o (retención de agua a 1.500 kPa respecto al contenido en Al extraído con oxalato amónico) frente al parámetro $(Na+Mg)/Ca$ (suma de los cationes cambiables Na y Mg respecto al Ca cambiabile), observamos una tendencia positiva, especialmente en el rango $Al_o = 1-3 \%$ (Figura 15b), excepto para las muestras del suelo C2, y que podría atribuirse al efecto del Na (Mg) sobre la capacidad de retención de agua (Armas *et al.*, 2003).

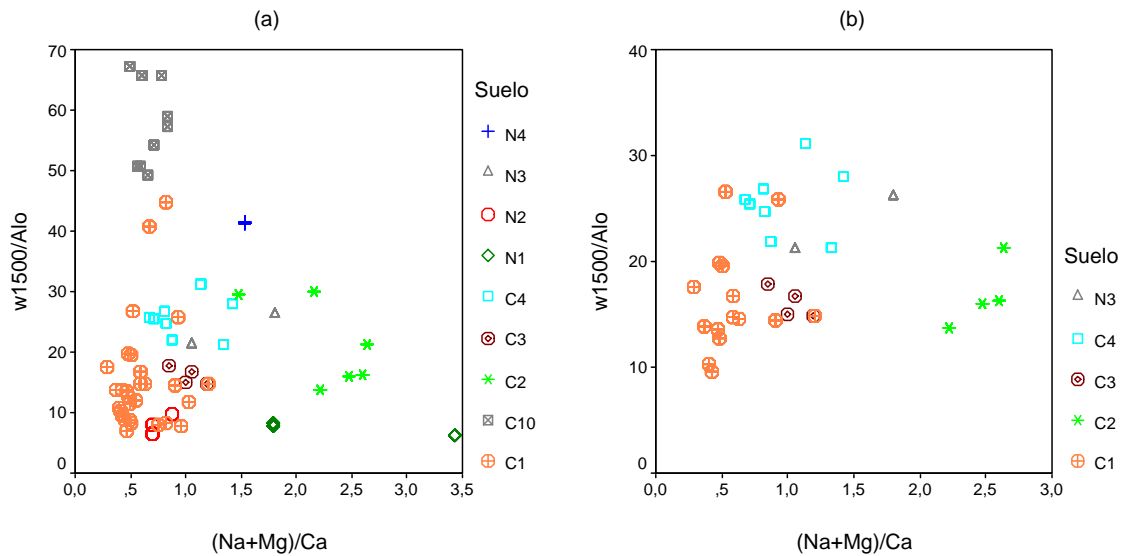


Figura 15. Relación entre los parámetros “ w_{1500}/Al_0 ” (retención de agua gravimétrica a 1.500 kPa respecto al contenido en Al extraído con oxalato amónico Al_0) y “ $(Na+Mg)/Ca$ ” (suma de los cationes cambiables Na y Mg respecto al Ca cambiante) para a) todo el rango de Al_0 y para b) el rango $Al_0 = 1-3\%$, por suelos.

Caso b):

Los suelos estudiados, tanto naturales como cultivados, presentaron en general valores de retención de agua inferiores a los encontrados en la bibliografía para suelos volcánicos.

En la Figura 16a se muestra la relación entre el contenido volumétrico de agua a saturación y el contenido en $(Al_0 + \frac{1}{2} \cdot Fe_0)$, incluyendo los valores obtenidos por Basile *et al.* (2007) para un conjunto de suelos volcánicos europeos (incluyendo el suelo N2) con un rango de variación de $(Al_0 + \frac{1}{2} \cdot Fe_0)$ de 0,06-11,7 %. Los suelos del estudio y en particular los suelos naturales N1 y N2 presentaron valores de agua a saturación inferiores a la tendencia general observada por estos autores en función del carácter ándico.

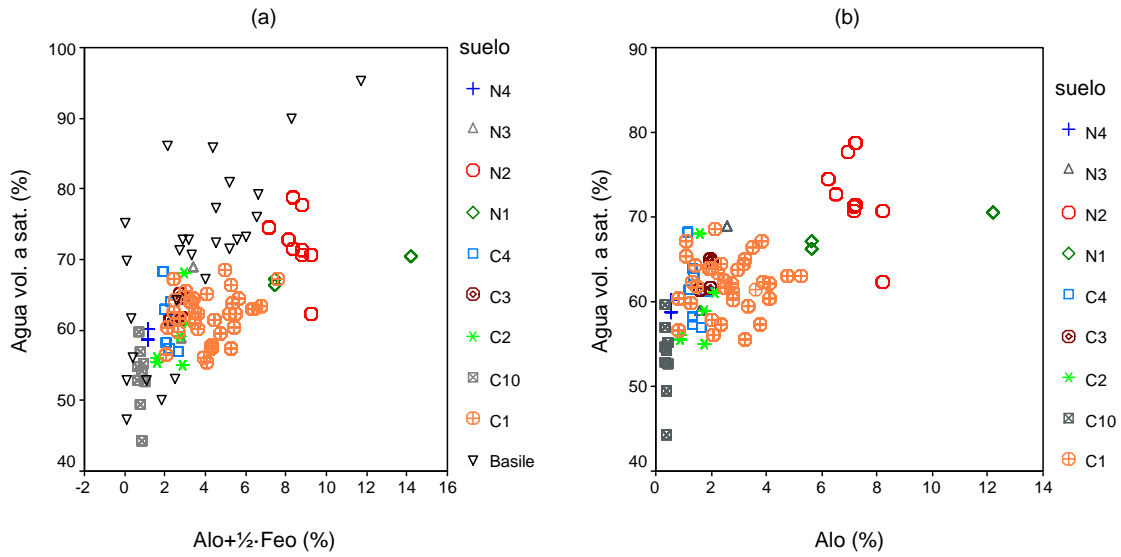


Figura 16. Relación del contenido de agua volumétrica a saturación con el contenido en $(Al_0+1/2 \cdot Fe_0)$, por suelos. Se han incluido los valores recopilados por Basile *et al.* (2007) en una serie de suelos volcánicos europeos.

En las Figuras 17 y 18 se puede observar la relación entre los contenidos gravimétricos de agua (w) a 33 y 1.500 kPa con la **densidad aparente** (ρ_b) y el contenido en **alofana**³. La correlación entre $w_{33 \text{ kPa}}$ y ρ_b mejora ligeramente al cambiar la regresión de lineal a logarítmica ($R^2 = 0,604$ y $0,626$, respectivamente). A diferencia de la relación obtenida con el contenido en $(Al_0+1/2 \cdot Fe_0)$, la correlación de estos contenidos de agua con el porcentaje de alofana fue muy baja ($R^2 = 0,21$ y $0,16$, respectivamente). En dichas Figuras se han incluido las regresiones obtenidas por van Ranst *et al.* (2002) en una recopilación de suelos volcánicos de Indonesia con un rango de variación de Al_0 de 3 a 10 % ($Al_0+1/2 \cdot Fe_0 = 4-14$ %). De la Figura 17b se desprende que para un mismo porcentaje en alofana, los suelos estudiados exhiben contenidos de agua a 33 kPa menores a los obtenidos por estos autores.

³ Alofana = $100/y \cdot \%Si_0$, donde $y = -5,1 x + 23,4$; $x = (Al_0 - Al_p)/Si_0$ (Parfitt y Henmi, 1982)

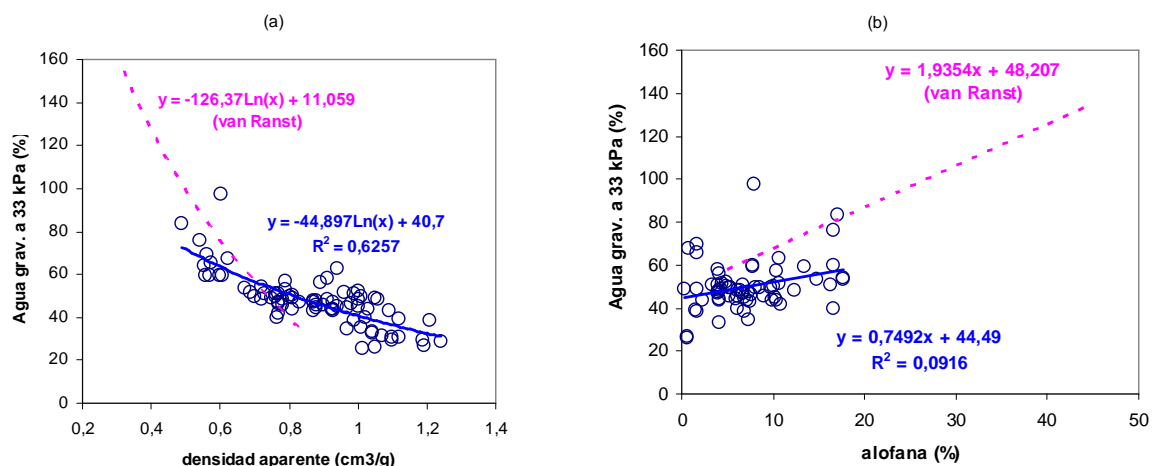


Figura 17. Relación de la retención de agua gravimétrica a 33 kPa con (a) la densidad aparente y (b) el contenido en alofana. La línea discontinua representa la regresión obtenida por van Ranst *et al.* (2002). Se han incluido las ecuaciones de regresión para el conjunto de los suelos, así como las obtenidas por estos autores.

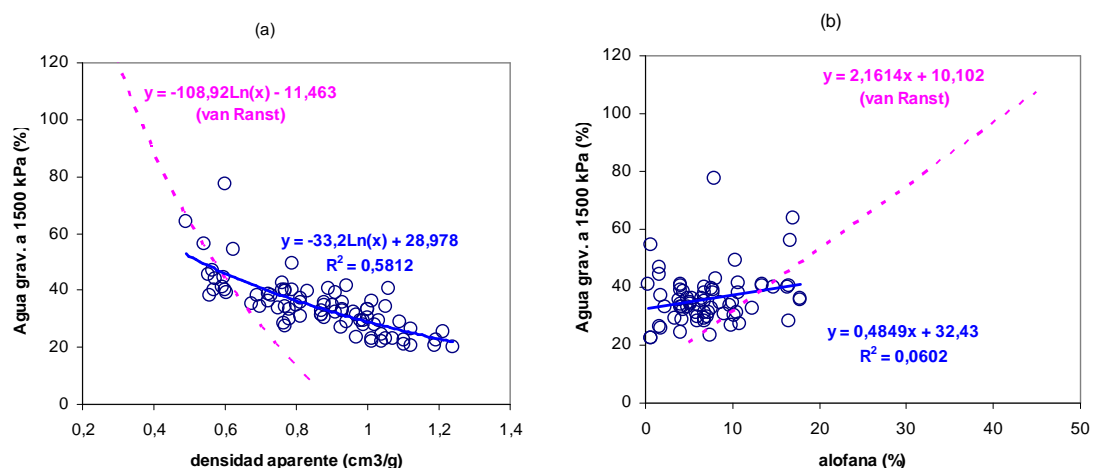


Figura 18. Relación de la retención de agua gravimétrica a 1.500 kPa con (a) la densidad aparente y (b) el contenido en alofana. La línea discontinua representa la regresión obtenida por van Ranst *et al.* (2002). Se han incluido las ecuaciones de regresión para el conjunto de los suelos, así como las obtenidas por estos autores.

En relación a los resultados anteriores, se debe tener en cuenta que en la mayor parte de la bibliografía existente sobre suelos volcánicos, se trata de Andosoles de regiones con elevada pluviometría, sin estación seca, y es bien conocido que la desecación implica una pérdida irreversible de la capacidad de retención de humedad en suelos alofánicos (Maeda y Warkentin, 1975). En el caso de las Islas Canarias existe estación seca, lo que puede explicar los bajos valores de capacidad de retención de agua en relación con el contenido en alofana (Nanzyo *et al.*, 1993). Por otra parte, los procesos de desecación y compactación, asociados a las prácticas de cultivo y mecanización (Perret y Dorel, 1999; Dorel *et al.*, 2000) y riego con aguas de baja calidad (Armas *et al.*, 2003), pueden explicar en parte la pérdida de retención de agua en el caso de los suelos cultivados. En sistemas intensivos de cultivo de platanera (con una importante mecanización), Perret y Dorel (1999) describen reducciones

notables de la macroporosidad y la conductividad hidráulica saturada, con respecto a sistemas no mecanizados y plantación perenne.

Buytaert *et al.* (2002) describen también en suelos volcánicos cultivados de Ecuador una reducción significativa de la retención de agua en el punto de marchitez (alrededor de un 16 %) tras dos años de cultivo, llegando a un 35 % en el caso de la humedad determinada tras la desecación en laboratorio. Estos autores encontraron además que estos cambios en la capacidad de retención de humedad fueron de carácter irreversible, con una reducción más pronunciada en las muestras superficiales. En suelos volcánicos cultivados con platanera, Clermont-Dauphin *et al.* (2004) observaron reducciones significativas de la retención de agua a 1 kPa en los horizontes superficiales de las parcelas bajo prácticas de cultivo más intensivas, siendo más pronunciadas en los suelos más alofánicos.

Basile y Coppola (2004) observaron en un Andosol cultivado reducciones significativas de la porosidad total como consecuencia del secado, asociadas a una pérdida relativa de poros finos, mientras que aumentó la fracción de poros grandes, con aumentos también de la conductividad hidráulica saturada. Buytaert *et al.* (2006) diferencian entre los mecanismos responsables de la pérdida de capacidad de retención de agua en Andosoles alofánicos (pérdida de microporos) y no alofánicos (aumento de la hidrofobicidad de la materia orgánica) como respuesta a la desecación o cultivo de estos suelos. Por su parte, Bartoli *et al.* (2007) encontraron también en dos Andosoles europeos reducciones significativas de la retención de agua tras el secado.

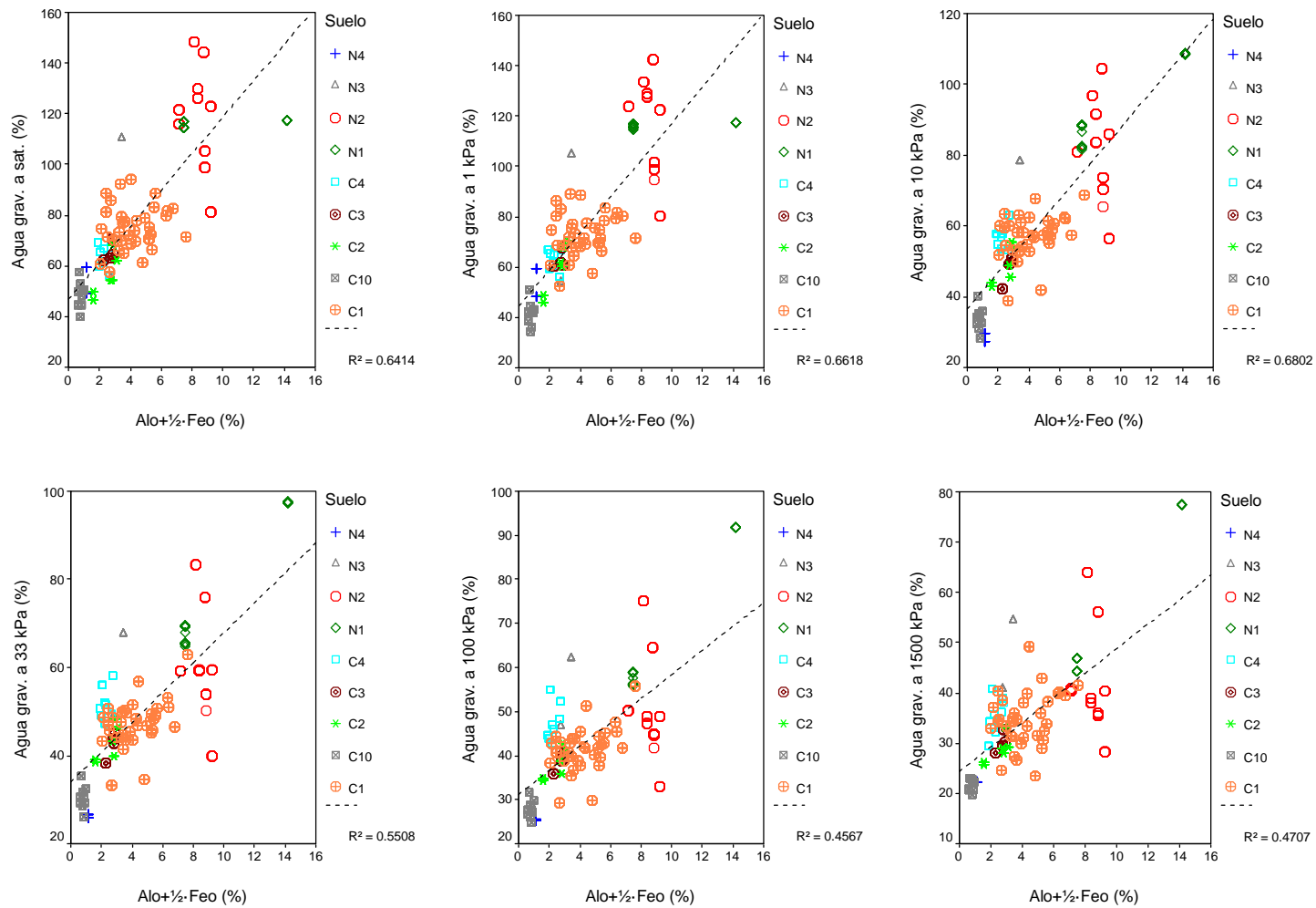


Figura 19. Relación entre la retención gravimétrica de agua a distintos valores de succión y el contenido en Al y Fe extraídos con oxalato amónico ($Al_0 + \frac{1}{2} \cdot Fe_0$), por suelos.

No se observó ninguna relación entre el contenido en $(Al_0+1/2 \cdot Fe_0)$ y los **parámetros de van Genuchten** (no se muestra), excepto con la retención de agua a saturación, θ_s , como se vio anteriormente. Cabe destacar por otra parte los elevados valores de retención de agua residual, θ_r (> 20 % en muchos casos) que exhiben estos suelos, atribuible como se ha indicado anteriormente, a la elevada porosidad que presentan.

En cuanto a los rangos de **agua útil** convencional (AU) y modificado (AU2), se obtuvo una mejor relación de $(Al_0+1/2 \cdot Fe_0)$ con AU2 que con AU ($R^2 = 0,63$ y $0,32$, respectivamente).

Los valores de retención de agua a 33 y 1.500 kPa, así como la diferencia entre ambos (agua útil AU) estuvieron pobremente relacionados con el contenido en arcilla (no se muestra), lo que coincide con las observaciones de otros autores en suelos fuertemente agregados (Tawornpruek *et al.*, 2005). Como se ha indicado anteriormente, el contenido “real” en arcilla es posiblemente mayor a los valores obtenidos experimentalmente por el método convencional (dispersión con hexametáfosfato sódico), debido a la dificultad de dispersión de los suelos alofánicos.

Con el fin de evaluar los **parámetros S** e **IRI** derivados de la curva de retención de humedad de los suelos (descritos en el apartado IV.4.2), comparamos estos índices con una serie de parámetros de calidad física (propuestos por Reynolds *et al.*, 2009) y otras propiedades de los suelos. Estos parámetros son, como se ha visto, índices de la resistencia mecánica al crecimiento de las raíces (ρ_b), la porosidad o espacio total de poros disponible para agua o aire (θ_s), la capacidad de retención de agua a capacidad de campo ($\theta_{10 \text{ kPa}}$ o $\theta_{33 \text{ kPa}}$), la capacidad para almacenar o proveer aire en el suelo (MP_{10}) y la capacidad para almacenar o proveer agua disponible para el desarrollo vegetal (AU, AU2) (Topp *et al.* 1997). Se ha seleccionado también el contenido en carbono orgánico total (C_{org}) por su influencia en todos los aspectos de la calidad física del suelo (Gregorich *et al.*, 1997). Asimismo, se incluye el índice de estabilidad estructural, SI, definido por Pieri (1992) (citado por Reynolds *et al.*, 2009) a partir del contenido en carbono orgánico total y los contenidos en arcilla y limo (Tabla 10), y para el que $SI \leq 5$ % indica suelo degradado, $SI = 7-9$ % se asocia a bajo riesgo de degradación, y $SI > 9$ % a estructura estable.

En la Tabla 10 se indican los rangos óptimos o valores críticos de estos parámetros (según la bibliografía recopilada por Reynolds *et al.*, 2009), así como los rangos de variación obtenidos en este trabajo. Como se indicó en el apartado anterior, se ha establecido el valor de $S = 0,035$ como el límite entre suelos con una buena y una pobre estructura del suelo (Dexter, 2004), asociándose el valor de $S < 0,020$ con unas condiciones de calidad física muy pobres. En las Figuras 22 y 23 se muestran estas relaciones para el conjunto de los suelos. Las líneas discontinuas representan estos rangos óptimos o valores críticos según la bibliografía citada.

Tabla 10. Valores medios y rangos óptimos de algunas propiedades relacionadas con la calidad física de los suelos.

Parámetro	Definición	Rango óptimo según bibliografía	Media y rango obtenido en los suelos del trabajo
Porosidad llena de aire, MP_{10} ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	$\theta_s - \theta_{10 \text{ kPa}}$	$> 0,10 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} *$	0,15 (0,03 - 0,32)
Agua útil, AU ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	$\theta_{33 \text{ kPa}} - \theta_{1500 \text{ kPa}}$		0,11 (0,03 - 0,21)
Agua útil modificada, AU2 ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	$\theta_{10 \text{ kPa}} - \theta_{1500 \text{ kPa}}$	$> 0,10 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} *$	0,19 (0,05 - 0,32)
Densidad aparente, ρ_b ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	ρ_b	$0,90 - 1,25 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3} *$	0,90 (0,49 - 1,32)
Carbono orgánico total, C_{org} (%)	C_{org}	2,3 - 6 % *	1,76 (0,4 - 10,3)
Índice de estabilidad estructural, SI (%)	$(1,724 \cdot C_{\text{org}} \cdot 100) / (\text{limo} + \text{arcilla})$	$> 7 \% *$	7,09 (1,30 - 36,6)
Al y Fe extraídos con oxalato amónico ($\text{Al}_o + 1/2 \text{ Fe}_o$)	$(\text{Al}_o + 1/2 \text{ Fe}_o)$	($> 2 \%$ en Andosoles)	4,0 (0,5 - 14,2)
Parámetro S	S	$> 0,035 **$	0,111 (0,018 - 0,382)
Índice IRI	IRI		0,47 (0,34 - 0,62)

* Reynolds *et al.* (2009)

** Dexter (2004a)

Dexter (2004a) muestra la influencia de la textura en la relación entre el **parámetro S** (pendiente de la curva de retención de agua en su punto de inflexión) y la densidad aparente. En la Figura 20a se ha representado de forma simplificada la relación entre el parámetro S y la densidad aparente para los suelos cultivados y naturales, así como las líneas de tendencia para las cuatro clases texturales principales de FAO/USDA (Wösten *et al.*, 1999) a partir de las funciones de edafotransferencia recopiladas por Dexter (2004a), $y = 0,9291e^{-2,7684x}$; $y = 0,6163e^{-1,6697x}$; $y = 0,534e^{-1,8753x}$; $y = 0,7948e^{-1,6869x}$, para las texturas arcillosa, limosa, franca y arenosa, respectivamente. Considerando el rango de variación de la densidad aparente de los suelos estudiados (alrededor de $0,5-1,3 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$), los valores estimados de S oscilarían entre 0,233 y 0,025 (para la clase arcillosa), que se corresponden aproximadamente con los valores obtenidos en estos suelos, con excepción del suelo N4 y varias muestras del suelo N2. Para el conjunto de los suelos del estudio, la relación obtenida fue significativa, con $y = 0,98 \cdot e^{-2,75x}$, $R^2 = 0,59$ ($P = 0,000$). Las muestras desviantes del suelo N4 presentan valores muy elevados del parámetro n , del orden de 60 a 70, estando asociadas a curvas tipo IV (pérdida destacada de agua a bajas succiones). Al excluir estas muestras, la relación mejora, con $y = 1,23 \cdot e^{-3,06x}$ ($R^2 = 0,75$) (Figura 20b), lo que indicaría que S no es aplicable en suelos con una elevada macroporosidad, como es el caso del suelo N4.

Varias muestras del suelo N2, con densidades alrededor de $0,6 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, presentan valores de S notablemente superiores ($S = 0,28-0,35$) a los que correspondería a su densidad y textura, según las relaciones expuestas por Andrade y Stone (2009) ($S = 0,145$) y por Dexter (2004a) ($S = 0,176$).

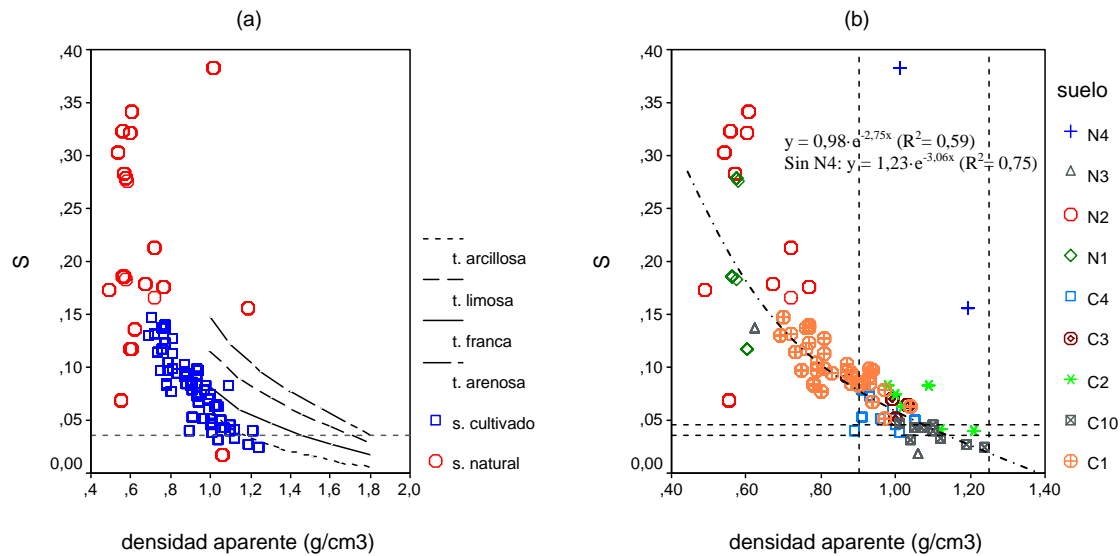


Figura 20. (a) Relación entre el parámetro S y la densidad aparente para los suelos naturales (en rojo) y cultivados (en azul), incluyendo las líneas de tendencia para las cuatro principales clases texturales (arcillosa, franca, limosa y arenosa) obtenidas a partir de las funciones de edafotransferencia de FAO/USDA (Dexter, 2004a). (b) Relación entre el parámetro S y la densidad aparente para el conjunto de los suelos del trabajo. Las líneas discontinuas horizontales indican los valores críticos de $S = 0,035$ y $S = 0,045$, propuestos por Dexter (2004) y Andrade y Stone (2009), respectivamente. Las líneas discontinuas verticales representan los rangos óptimos de ρ_b según Reynolds *et al.* (2009).

El parámetro S tendió en general a aumentar con el contenido en materia orgánica (C_{org}) y a disminuir con la densidad aparente (Figuras 22 y 20, respectivamente). Según los valores críticos de S y el carbono orgánico total, los suelos estudiados tienen una adecuada calidad física, salvo varias muestras del suelo C10, que presentan valores de $S < 0,035$ y $C_{org} < 2,3 \%$.

Estas tendencias son similares a las presentadas por diversos autores (Dexter, 2004a; Osuna-Ceja *et al.*, 2006; Kutlu y Ersahin, 2008; Vieira Cavalieri *et al.*, 2009; Garg *et al.*, 2009). Según esta relación, la densidad aparente crítica (ρ_b para la que $S = 0,035$) para el conjunto de los suelos de este trabajo es de aproximadamente $1,10 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, según se deduce de la Figura 20b. En otros estudios, este valor crítico corresponde a un valor de $S = 1,67$ (Garg *et al.*, 2009), $1,43$ (Kutlu y Ersahin, 2008), $1,27$ (Vieira Cavalieri *et al.*, 2009) y $1,20 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (Li *et al.*, 2011). Tormena *et al.* (2008) en un oxisol de Brasil obtienen un valor más próximo al de nuestro trabajo ($1,16 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$). Se debe tener en cuenta que los rangos óptimos de ρ_b ($0,9\text{-}1,25 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$) según la bibliografía citada por Reynolds *et al.* (2009), no abarcan la totalidad del rango observado en los suelos ándicos estudiados, que presentan en general valores de $\rho_b \leq 1,0 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$.

Andrade y Stone (2009) sugieren como límites críticos en suelos tropicales de Brasil los valores de $S = 0,045$, para separar suelos con una buena estructura de suelos degradados, y $S \leq 0,025$, para suelos con una estructura degradada completamente, en lugar de los valores de $S = 0,035$ y $0,020$, respectivamente, propuestos por Dexter (2004a). Este mayor valor de S definido por estos autores se relacionó mejor para estos suelos con los límites más estrechos de densidad aparente y valores de

macroporosidad, porosidad total y relación entre macro y microporos óptimos para el crecimiento de las plantas adoptados por estos autores. Calonego y Rosolem (2011) en un estudio sobre el efecto de la rotación de cultivos en un nitosol de Brasil, también señalan el límite de $S = 0,045$ como un valor más apropiado para usar como índice de calidad, obteniendo valores de $S = 0,05$ en el horizonte superficial y del orden de 0,02-0,03 en los de mayor profundidad.

Según este nuevo criterio, varias muestras de los suelos C2, C4 y C10, con $S < 0,045$, presentarían una pobre calidad física, estando asociadas a valores de $\rho_b > 0,9 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (Figura 20b), $SI < 7 \%$ y $(Al_o+1/2\cdot Fe_o) < 2 \%$ (suelo C10 y dos muestras del suelo C2). Varias muestras del suelo C4, con $S \leq 0,05$ y $\rho_b > 0,9 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, presentaron valores de conductividad hidráulica saturada muy baja ($K_{sL} < 8 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$), estando asociadas a valores de succión en el punto de inflexión elevados, superiores a pF 2,7 (Tabla 10, Anexo 3.1). Destaca también el suelo N3_{p2}, con $S = 0,018$, que presentaba como se ha indicado anteriormente, una importante compactación en campo, y baja permeabilidad.

Andrade y Stone (2009) presentan la siguiente relación obtenida a partir de bases de datos de suelos de Brasil: $\rho_b = -7,02\cdot S + 1,62$, para texturas arcillosas. Para densidades de, por ejemplo, $0,8 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, los valores de S estimados a partir de esta relación, serían de 0,117, que se corresponden aproximadamente con los valores obtenidos en los suelos de nuestro estudio.

En relación con el resto de indicadores, el parámetro S muestra una relación positiva con la porosidad total (θ_s) (como era de esperar, considerando la relación con ρ_b), la porosidad llena de aire (MP_{10}), el agua útil modificada (AU2), el índice de estabilidad estructural (SI) y el contenido en $(Al_o+1/2\cdot Fe_o)$ (Figura 22), aunque ninguna destaca por su significancia.

Según los valores críticos descritos en la bibliografía para MP_{10} , AU2 y SI (Tabla 10), los suelos estudiados tienen una adecuada calidad física, salvo la muestra N3_{p2}, con valores de $S < 0,035$ y $MP_{10} < 10 \%$, y algunas muestras del suelo C10, que presentan valores de $S < 0,035$ y $SI < 7 \%$. En la relación de S con SI y con $(Al_o+1/2\cdot Fe_o)$, el suelo N4 se separa de la tendencia general, lo que indicaría que la estabilidad estructural de este suelo no depende de los contenidos en materia orgánica ni $(Al_o+1/2\cdot Fe_o)$. En la Figura 22 se comparan estos valores con los valores de S determinados a partir de los parámetros de van Genuchten, recopilados por Basile et al. (2007) para un conjunto de suelos volcánicos europeos.

Al relacionar S con el agua útil, la correlación es más significativa al usar como límite inferior el valor de 10 kPa (AU2) frente a 33 kPa (AU), lo que confirmaría la mayor disponibilidad de agua cerca de este valor de succión (mayor cesión de agua en el punto de inflexión de la curva de retención). Asgarzadeh *et al.* (2010) obtienen unas relaciones similares al evaluar la relación de S con varios rangos de porosidad en un conjunto de suelos agrícolas de Irán.

En resumen, en cuanto a los valores de S obtenidos en este trabajo, hay que resaltar que son en general bastante elevados en relación con los descritos en la bibliografía consultada. Respecto a los valores de este parámetro reseñados para Andosoles, hemos podido distinguir dos grupos:

- Andosoles de climas húmedos/perhúmedos (sin estación seca): las curvas de succión son lineales (pérdida de agua gradual), con valores de S bajos y punto de inflexión (h_i) elevado o bien no hay inflexión destacada: Dorel *et al.*, 2000 (islas del Caribe), Hagiwara y Takenaka, 1985 (Japón), Fontes *et al.*, 2004 (Azores), Buytaert *et al.* 2005 (Ecuador), programa europeo COST action 622 (andosoles europeos)
- Andosoles con estación seca: curvas de succión con forma sigmoidal más acusada y valores elevados de S y h_i bajos: Dorner *et al.*, 2011 (Andosol del sur de Chile).

La mayor parte de las curvas de succión obtenidas en este estudio se incluirían en el segundo grupo, en especial asociadas al suelo N2 y los horizontes superficiales de los suelos N1 y N3 y varias muestras de los suelos cultivados. Pero también se han encontrado varios casos que se asociarían al primer grupo descrito (muestras de profundidad de los suelos N1 y N3 y varias muestras de los suelos cultivados).

Los elevados valores de S de este estudio son también del mismo orden que los descritos en varios Ferrasoles de Brasil (Tormena *et al.*, 2008, Pires *et al.*, 2008, Vieira Cavalieri *et al.*, 2009). Por otra parte, no hemos encontrado en la bibliografía consultada valores de S comparables a los obtenidos en el suelos N4 (con S entorno a 0,3 y h_i de 10-11 cm).

Asimismo, las relaciones encontradas entre el parámetro S y otras propiedades asociadas a la calidad de los suelos muestran el interés de utilizar este parámetro como un indicador de la calidad física de estos suelos. Sin embargo debe ser estudiado en combinación con otros índices de la calidad física de los suelos (densidad aparente, materia orgánica, etc.), y validado en diferentes tipos de suelos y sistemas de manejo. En otros estudios se han obtenido valores aparentemente elevados ($S > 0,035$) en suelos arenosos sin estructura y en medios artificiales porosos, y que deben ser por tanto valorados con precaución, ya que no son consistentes con valores adecuados de otros parámetros de calidad física (Reynolds *et al.*, 2009; Asgarzadeh *et al.*, 2010).

Respecto al **índice IRI** destacamos las siguientes relaciones:

Basile *et al.* (2007) relacionaron *IRI* con el contenido de agua a cada valor individual de succión para el conjunto de los suelos, obteniendo una elevada correlación. Al representar el coeficiente de correlación de Pearson R frente a la succión expresada en pF pudieron distinguir 2 picos principales, el primero a pF $\approx 0,8$ (6 cm H₂O, con $R = 0,93$) y el segundo, a pF $\approx 2,6$ (400 cm H₂O, $R = 0,91$). En nuestro estudio, R fue superior a 0,6 en todos los casos (Figura 21), y la mayor correlación se obtuvo a pF 2 (100 cm H₂O, con $R = 0,961$), es decir, a 10 kPa. Esta succión se correspondería con poros de 30 μm de diámetro (mesoporos = 30-75 μm , Soil Science Society of America, 1997).

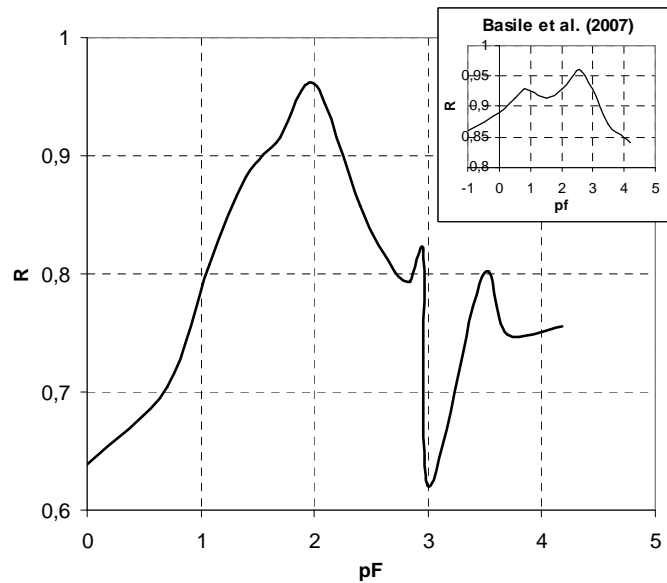


Figura 21. Valores medios del coeficiente de correlación de Pearson, R , entre el parámetro IRI y el contenido volumétrico de agua, en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$.

IRI presenta también una correlación elevada con la retención de agua a 33 kPa (Figura 23), lo que coincide con los resultados de Bartoli *et al.* (2007) para una selección de suelos volcánicos europeos. Según estos autores, este valor se correspondería con la denominada porosidad capilar y es la porosidad predominante en Andosoles en relación a la porosidad total.

La relación de este índice con la retención de agua a saturación (θ_s) muestra una tendencia similar a la obtenida por Basile *et al.* (2007) para un conjunto de suelos volcánicos europeos (incluyendo el suelo N2). Destacar asimismo que IRI está, al igual que el parámetro S , mejor correlacionado con el agua útil modificada (AU2) que con la convencional (AU). Por el contrario, a diferencia del índice S , no muestra una relación significativa con la densidad aparente.

En la Figura 23 se muestra la relación entre este índice y el contenido en $(Al_o + \frac{1}{2} Fe_o)$, incluyendo los valores obtenidos por Basile *et al.* (2007) con un rango de variación de $(Al_o + \frac{1}{2} Fe_o)$ de 0,06-11,6 %. Estos autores obtuvieron una estrecha relación entre IRI y el carácter ándico, especialmente en el rango elevado de $(Al_o + \frac{1}{2} Fe_o)$, lo que reflejaría la relevancia de los componentes amorfos en el comportamiento hidrológico de estos suelos. Los valores obtenidos fueron inferiores a los predichos a partir de la línea de tendencia obtenida por estos autores en función del contenido en $(Al_o + \frac{1}{2} Fe_o)$, con $y = 0,036 \cdot x + 0,381$ ($R^2 = 0,72$). Sin embargo, para el conjunto de los suelos estudiados, el índice IRI no está muy bien relacionado con la andicidad, especialmente en el rango intermedio de $(Al_o + \frac{1}{2} Fe_o)$, aunque la relación mejora si se consideran también los valores extremos ($y = 0,009 \cdot x + 0,431$, $R^2 = 0,21$, Tabla 9).

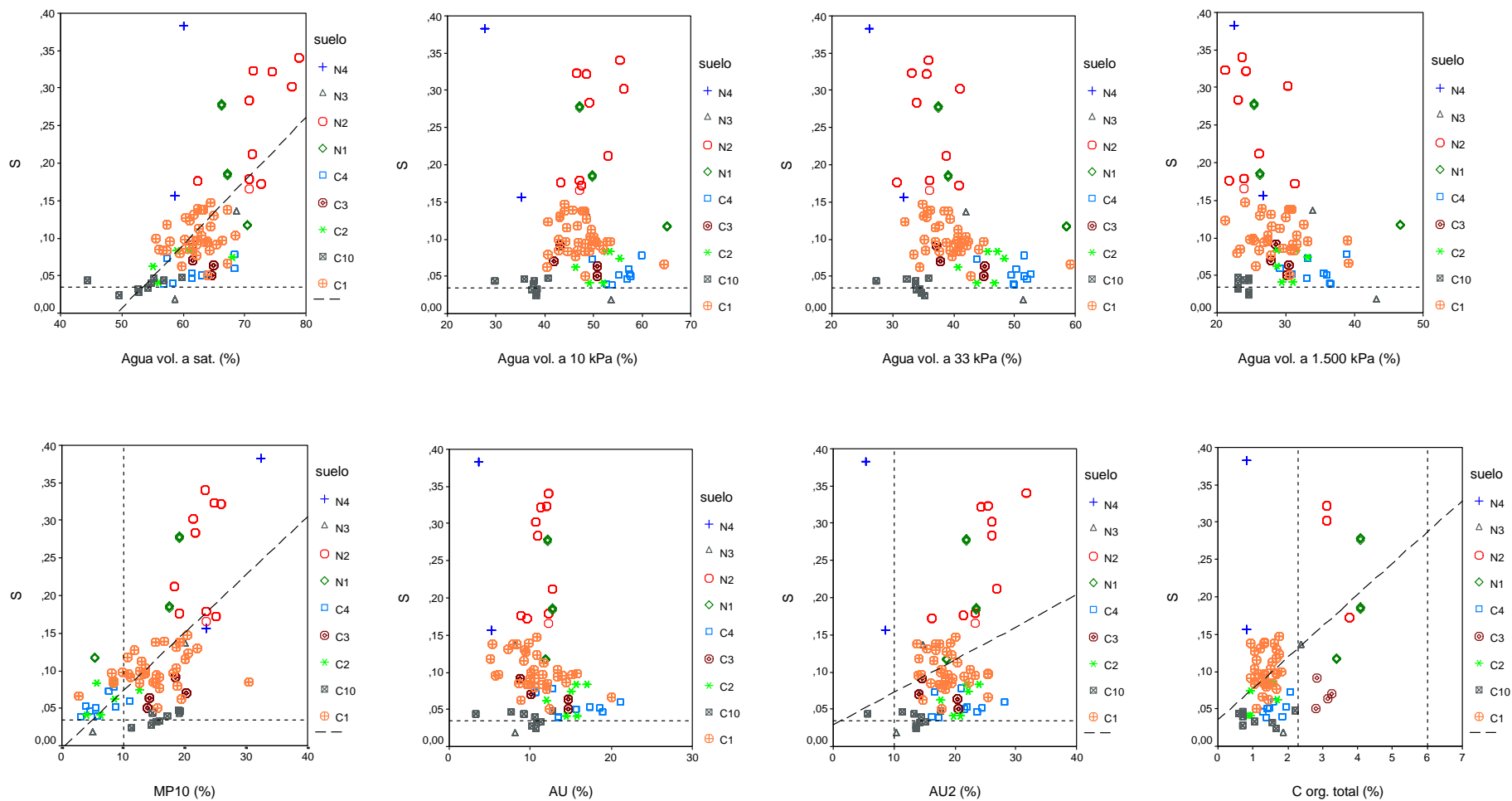


Figura 22. Relación del parámetro S con la retención de agua a saturación (θ_s), retención de agua a 10 kPa (θ_{10}), porosidad capilar (θ_{33}), microporosidad (θ_{1500}), porosidad llena de aire (MP_{10}), agua útil (AU), agua útil modificada (AU2), carbono orgánico total (C_{org}), índice de estabilidad estructural (SI) y contenido en ($Al_o + \frac{1}{2} Fe_o$), por suelos. Las líneas discontinuas verticales y horizontales indican los valores límites críticos según Reynolds *et al.* (2009) y Dexter (2004a).

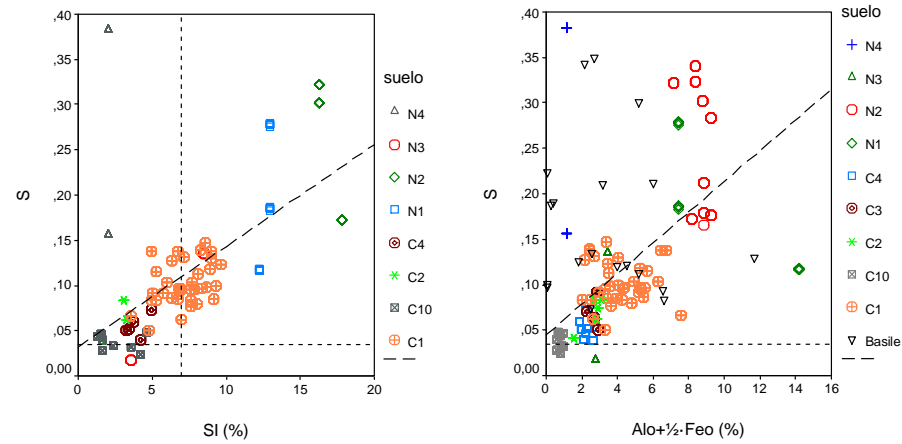


Figura 22 (Cont). Relación del parámetro S con la la retención de agua a saturación (θ_s), retención de agua a 10 kPa (θ_{10}), porosidad capilar (θ_{33}), microporosidad (θ_{1500}), porosidad llena de aire (MP_{10}), agua útil (AU), agua útil modificada (AU2), carbono orgánico total (C_{org}), índice de estabilidad estructural (SI) y contenido en ($Al_o + \frac{1}{2} \cdot Fe_o$), por suelos. Las líneas discontinuas verticales y horizontales indican los valores límites críticos según Reynolds *et al.* (2009) y Dexter (2004a).

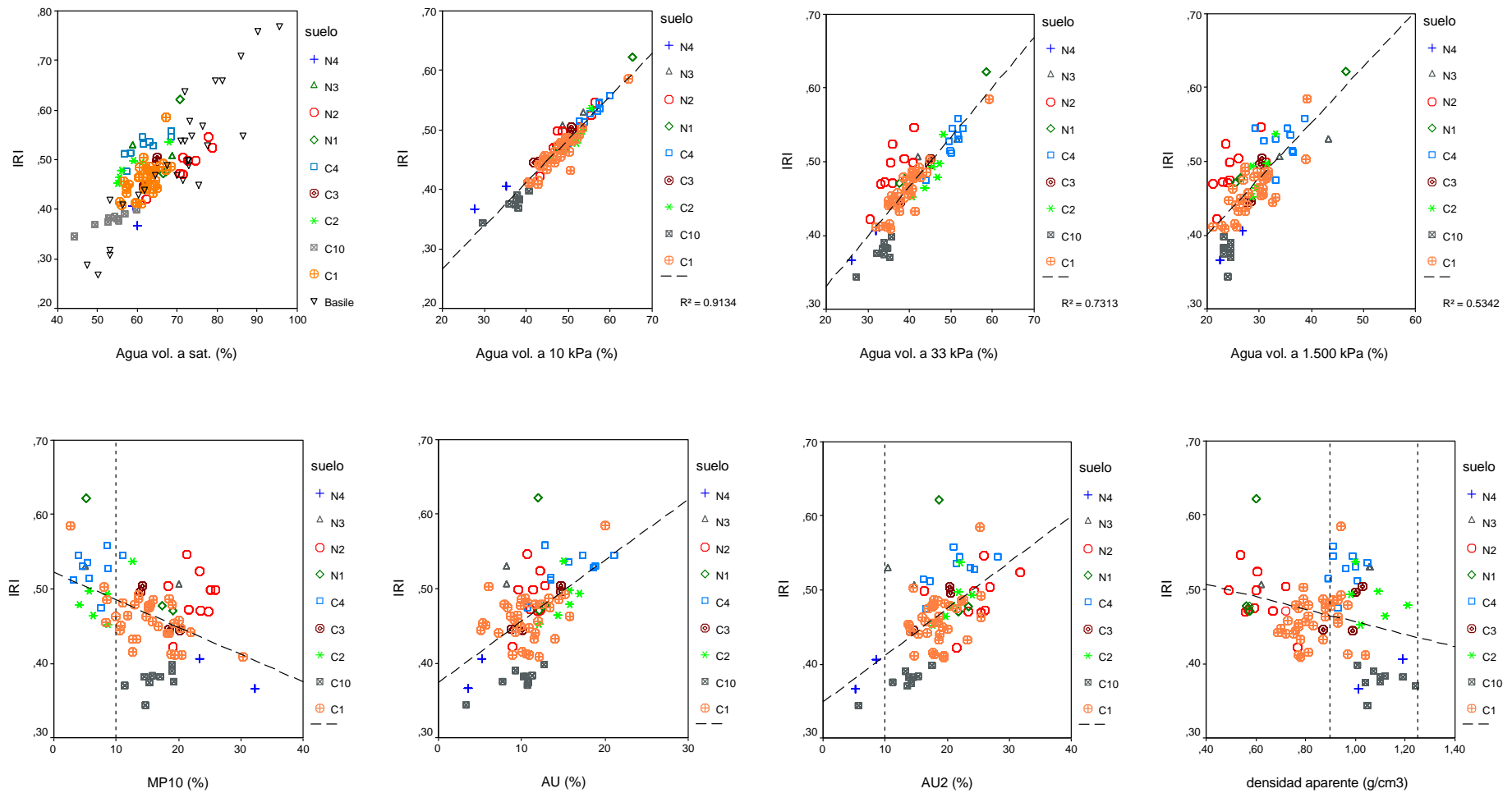


Figura 23. Relación del parámetro *IRI* con la la retención de agua a saturación (θ_s), retención de agua a 10 kPa (θ_{10}), porosidad capilar (θ_{33}), microporosidad (θ_{1500}), porosidad llena de aire (MP_{10}), agua útil (AU), agua útil modificada (AU2), densidad aparente, carbono orgánico total (C_{org}), índice de estabilidad estructural (SI) y contenido en ($Al_o + \frac{1}{2} Fe_o$), por suelos. Se han incluido los valores recopilados por Basile *et al.* (2007), indicados con “ ∇ ”, en una serie de suelos volcánicos europeos. Las líneas discontinuas verticales indican los valores límites críticos según Reynolds *et al.* (2009).

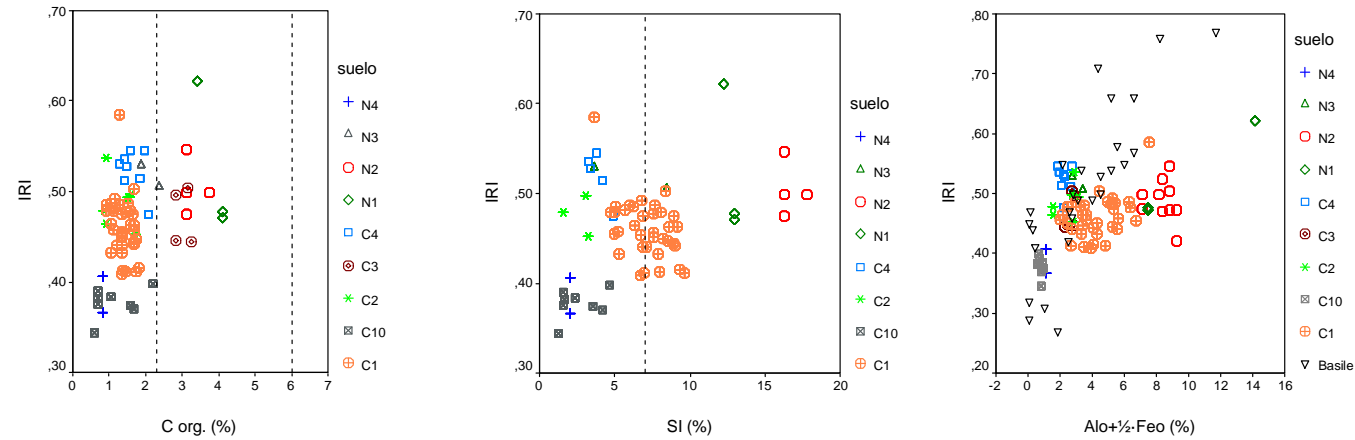


Figura 23 (Cont.). Relación del parámetro *IRI* con la la retención de agua a saturación (θ_s), retención de agua a 10 kPa (θ_{10}), porosidad capilar (θ_{33}), microporosidad (θ_{1500}), porosidad llena de aire (MP_{10}), agua útil (AU), agua útil modificada (AU2), densidad aparente, carbono orgánico total (C_{org}), índice de estabilidad estructural (SI) y contenido en ($Al_0+1/2 \cdot Fe_0$), por suelos. Se han incluido los valores recopilados por Basile *et al.* (2007), indicados con “▽”, en una serie de suelos volcánicos europeos. Las líneas discontinuas indican los valores límites críticos según Reynolds *et al.* (2009).

IV.5. CONCLUSIONES

La revisión bibliográfica ha puesto de manifiesto la gran variabilidad de tipos de curvas de retención de agua que puede presentar el orden Andisol, a diferencia de otros órdenes representativos de suelos ricos en sesquióxidos. Este hecho, que se ha observado en este estudio, puede atribuirse a la gran sensibilidad del sistema poral de los Andisoles al estrés hídrico y mecánico.

Las principales conclusiones de este capítulo se pueden resumir en los siguientes puntos:

- En cuanto a las características de retención de agua, los suelos ándicos estudiados exhibieron un comportamiento mixto o “híbrido”, comportándose como arenosos a bajos potenciales (liberación rápida de agua) y como arcillosos a altos potenciales (elevada retención de humedad). Este hecho es atribuible a la presencia de inter- e intraagregados asociados a distintos sistemas de poros, como se ha descrito también en suelos de Hawai.
- El modelo de van Genuchten describió adecuadamente la curva de retención de agua en la mayor parte de las muestras estudiadas. En general se puede emplear la aproximación $m = 1-1/n$, sin empeorar significativamente el ajuste a los datos experimentales.
- Los parámetros de van Genuchten que describen las curvas de retención de agua así como los "factores de forma" derivados, permitieron diferenciar significativamente el punto máximo de densidad de poros para los distintos tipos de suelos, así como los rangos de poros más activos desde el punto de vista hídrico. En los suelos estudiados se han distinguido significativamente cuatro tipos de curvas atendiendo a la forma de las mismas, cada una con distintas características hidráulicas y asociadas por tanto a distintos rangos de porosidad.
- Destacan los elevados valores de porosidad total de estos suelos, que se relacionan positivamente con el contenido en Al_0 .
- La máxima densidad de poros de estos suelos alrededor del cual se produce la mayor liberación de agua, se localiza en un rango de potencial entre pF 0 a 2 (0 a 10 kPa). Por tanto, como sugieren otros autores, es recomendable la adopción de un criterio de agua útil del suelo determinado a partir de la humedad entre pF 2 (10 kPa) y pF 4,2 (1.500 kPa), ya que el concepto clásico (diferencia entre 33 y 1.500 kPa) excluiría del agua útil o agua disponible para las plantas la zona de poros hídricamente más activa.
- Los menores valores de retención de agua, relativos a los que podrían esperarse a partir de sus características ándicas (Al_0), pueden atribuirse en parte a los procesos de desecación (clima, cultivo), que conducen a la pérdida irreversible de capacidad de retención de agua en estos suelos. La baja correlación de Al_0 y agua retenida a 1.500 kPa (a diferencia de la relación a succiones bajas e intermedias) en el rango de 1-3 % de Al_0 , parece indicar la influencia de otros factores en la retención de agua por microporos. Las distintas condiciones de salinidad y sodicidad y mineralogía de los suelos explicarían la presencia de fenómenos de dispersión

(baja salinidad y alta sodicidad) e hinchamiento y valores elevados atípicos de retención de agua a altas succiones (1.500 kPa) en algunas muestras.

- El estudio de los parámetros S e IRI derivados de las curvas de retención de agua, demuestra el interés de utilizar estos parámetros como indicadores de la calidad física de estos suelos. Se debe tener en cuenta el diferente significado físico de estos índices: El parámetro S está relacionado con la frecuencia de un determinado tamaño de poros (moda de los poros), mientras que el parámetro IRI representa el valor promedio de la retención de agua de un suelo entre saturación y 1.500 kPa. Estos parámetros deben evaluarse en combinación con otras propiedades de los suelos.
- Estos índices se relacionaron positivamente con el carácter ándico de los suelos (especialmente el parámetro S) y con otras propiedades de los suelos. S presentó una correlación significativa con la densidad aparente, el índice de estabilidad estructural y el contenido en $(Al_o+1/2 \cdot Fe_o)$. El parámetro IRI se relacionó mejor con la porosidad total, la retención de agua a 33 kPa y especialmente con el agua a 10 kPa, con AU2 y en menor grado con el contenido en $(Al_o+1/2 \cdot Fe_o)$.
- Mientras que la bibliografía relativa al parámetro S es muy extensa, hemos encontrado muy poca información sobre el uso del índice IRI. Sería recomendable en futuros trabajos evaluar la aplicabilidad del parámetro IRI y su relación con otras propiedades de los suelos, así como profundizar en otros aspectos, como por ejemplo la influencia del tipo de curva de succión (bimodales y multimodales) en la interpretación de los valores de este parámetro.

CAPÍTULO V.

CURVAS DE RETRACCIÓN

V.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El estudio de los cambios de volumen (hinchamiento/retracción del suelo) asociados a las variaciones de humedad de los suelos tiene una gran importancia, considerando que muchas de sus propiedades físicas e hidráulicas, como la capacidad de retención de humedad, movimiento de agua y solutos, presencia de flujo preferencial, etc., se ven afectadas con estos cambios de volumen.

Esta disminución del volumen del suelo como consecuencia del secado, tiene importantes implicaciones hidrológicas, tales como la aparición de grietas o fisuras, que se comportan como vías preferenciales a través de las cuales se puede producir el lixiviado de agroquímicos a través de la zona no saturada y la consecuente contaminación de acuíferos. Por tanto en suelos agrícolas las estrategias de aplicación de pesticidas y fertilizantes deben contemplar la posibilidad del desarrollo de vías preferenciales, consecuencia de fenómenos de hinchamiento/retracción (“*swelling/shrinkage*”) originados por ciclos de riego. En suelos forestales algunas hipótesis básicas del ciclo de los nutrientes pueden igualmente verse afectadas, debido al flujo preferencial de nutrientes.

El análisis de las curvas de retracción es uno de los pocos métodos que permiten una evaluación cuantitativa de la estructura del suelo (Coughlan *et al.*, 1991) y sus propiedades hidroestructurales (Braudeau y Bruand, 1993, citado por Braudeau *et al.*, 1999; Crescimanno y Provenzano, 1999) y debe considerarse en los modelos de simulación de transporte y flujo preferencial. Las curvas de retracción representan el cambio de volumen de suelo frente al contenido de agua bien como volumen específico, inversa de la densidad aparente, o bien como relación de poros, relación de volumen de poros respecto a volumen de sólidos.

En muchos tipos de suelos volcánicos (Andosoles y suelos ándicos) la magnitud de la retracción puede ser importante, y con un alto grado de irreversibilidad. No existen estudios en este sentido en las Islas Canarias.

En este contexto, los **objetivos** de este capítulo son los siguientes:

- obtener información sobre las características de hinchamiento/retracción de una selección de muestras de los suelos del estudio que presentan un rango en sus propiedades físicas y definir los niveles de humedad a los que se producen o tienen lugar las distintas etapas de retracción.
- evaluar el efecto de la perturbación del suelo en sus propiedades de retracción, e interpretar las curvas de retención de agua en base a la magnitud de la retracción.

V.2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

V.2.1. FENÓMENOS DE HINCHAMIENTO/RETRACCIÓN DE LOS SUELOS

El hinchamiento y retracción de los suelos afecta a la formación o destrucción de su estructura. Cuando la masa del suelo se seca, su volumen disminuye originando grietas en el suelo, mientras que al humedecerse se expande, cerrándose las grietas y volviendo el suelo a su posición original. El hinchamiento en algunos tipos de suelos promueve la destrucción de agregados, al forzar la unión de agregados adyacentes. Por otro lado, la retracción puede favorecer la formación de agregados a partir de masas de suelo con una mala estructura inicial. El hinchamiento puede ser además importante durante periodos de irrigación intensiva o fuertes precipitaciones, que pueden llevar a reducciones considerables de la velocidad de infiltración en suelos arcillosos con características hinchables (Davidson y Page, 1956). Browning (1939) observa una disminución importante de la tasa de infiltración asociado a cambios de volumen del suelo superiores al 20 %.

Los fenómenos de hinchamiento y retracción son una consecuencia de la naturaleza dispersa del suelo y su actividad interfacial, junto con otros fenómenos como la adsorción de agua y compuestos químicos, la capilaridad o el intercambio iónico (Hillel, 1980).

Las características de hinchamiento/retracción de los suelos dependen del contenido en arcilla, composición mineralógica y distribución de cationes cambiables. Todos los minerales de arcilla muestran hinchamiento al humedecerse. Las arcillas expansibles como la montmorillonita, con elevados valores de superficie específica, se distinguen porque el proceso de hinchamiento continúa hasta elevados contenidos de agua. El fenómeno se debe a la repulsión que resulta de la interacción de la doble capa eléctrica entre partículas y es máximo cuando los contraiones son monovalentes, como en el caso del sodio y cuando la concentración de electrolito externo es baja.

Al estudiar los fenómenos de hinchamiento-retracción, hay que tener en cuenta el factor de escala, pues al separar cierta masa de la masa general del suelo, las fuerzas actuantes son diferentes a las que actuarían bajo las condiciones de campo. En general, bajo estas condiciones se produce una reducción de tamaño de poros superior a la que tiene lugar al dejar secar la muestra de suelo en el laboratorio, como consecuencia de las fuerzas involucradas en la retracción y formación de grietas e hinchamiento del suelo al humedecerse (precipitaciones) en campo (Browning, 1939). El efecto que tienen en la medida de la retracción el tamaño y tipo de muestra, es decir, el efecto de escala, se discutirán en el apartado V.2.3.

V.2.2. EVALUACIÓN DE LA RETRACCIÓN

Una de las formas más comúnmente utilizadas para estudiar la retracción es la representación de la variación del volumen del suelo en función del contenido de agua, lo que da lugar a la denominada **curva característica de retracción**. El cambio de volumen se ha venido expresando en diversas unidades (Figura 2): Densidad aparente (Warkentin y Maeda, 1974), volumen específico de suelo (McGarry y Daniells, 1987; Allbrook, 1992), ratio de cambio de volumen (Lauritzen y Stewart, 1941; Mitchell y van Genuchten, 1992) y relación de poros (Dorel, 2000; Poulénard *et al.*, 2002).

La curva de retracción se representa comúnmente como la inversa de la densidad aparente (volumen específico de suelo “*v*”) frente al contenido gravimétrico de agua del suelo “*w*” (Figura 1). La línea 1:1 coincide con la recta de saturación que representa un sistema saturado teórico de dos componentes (sólido y agua), de manera que la pérdida de una cierta cantidad de agua supone una reducción equivalente del volumen de poros.

Actualmente existen dos concepciones o **modelos** distintos para caracterizar la curva de retracción: Por un lado, el **modelo de las líneas rectas** (McGarry y Malafant, 1987), que divide la curva en tres zonas de retracción y por otro lado, el **modelo de curva sigmoidal**, que divide la curva en alternativamente zonas lineales y curvilíneas (Lauritzen, 1948; Braudeau, 1988, citado por Braudeau *et al.*, 1999). Mientras que el primer modelo permite una interpretación más sencilla y simplificada de la curva de retracción, el segundo modelo refleja de forma más realista la transición continua de una fase a otra, especialmente cuando el suelo presenta un rango amplio de tamaños de poros (Larson y Allmaras, 1971). Un tercer modelo, el **modelo edafestructural**, propuesto por Braudeau *et al.* (2004), aporta una interpretación más completa, al tener en cuenta la organización jerárquica de la estructura del suelo y las relaciones sólido-agua-aire.

Aunque la terminología y los rangos a los que se asocian varían según los autores, convencionalmente se reconocen tres **zonas o fases de retracción**: i) estructural, ii) normal y iii) residual. En algunos trabajos se hace referencia también a una zona de retracción cero, incluida en la zona residual (Tariq y Durnford, 1993b). Hardy (1923) y Haines (1923) ya hacen referencia a la existencia de tres zonas o regiones de retracción. Haines (1923), en muestras alteradas (pastas), distingue las etapas de retracción normal, retracción residual y una tercera etapa de no retracción.

Posteriormente, **McGarry y Malafant** (1987) basándose en estos conceptos desarrollan el denominado modelo de las tres **líneas rectas TSL** (por sus siglas en inglés, *Three Straight Lines*). Como se puede apreciar en la Figura 2, la zona de **retracción normal o básica** (AE→MS) está caracterizada por una reducción equivalente de ambos parámetros, “*v*” y “*w*”, durante el secado (pendiente de la curva aproximadamente igual a 1), y por tanto no se produce una entrada de aire en los poros (Coughlan *et al.*, 1991; McGarry y Daniells, 1987):

$$dv/dw = 1; w [w_{AE}, w_{MS}] \quad [\text{Ec. 1}]$$

En las zonas de retracción estructural y residual (Figura 1), el cambio de volumen de suelo es menor que el volumen de agua perdida (pendiente de la curva inferior a 1). La retracción residual se inicia cuando se alcanza el contenido de humedad correspondiente al punto AE o punto de entrada de aire en el interior de los poros de los agregados, la retracción de los mismos continúa pero en menor medida que el agua que pierden. En la zona de retracción cero, no hay cambio de volumen (pendiente de la curva igual a cero, Figura 1).

La intersección de las fases de retracción normal y residual es el punto denominado “**límite de retracción**” o “**punto de entrada de aire**”, mientras que el punto de intersección entre las zonas estructural y normal se conoce como “**límite de hinchamiento**” (Yule y Ritchie, 1980; Allbrook, 1992). Las zonas de retracción estructural y residual son por tanto matemáticamente similares, excepto por el rango de humedad en el que tienen lugar; la zona de **retracción estructural** se encuentra entre el límite de hinchamiento (w_{MS}) y el valor máximo de w (w_{sat}):

$$0 < dv/dw < 1; w [w_{MS}, w_{sat}] \quad [\text{Ec. 2}]$$

Mientras que la **retracción residual** se sitúa entre 0 y el límite de retracción o punto de entrada de aire w_{AE} :

$$0 < dv/dw < 1; w [0, w_{AE}] \quad [\text{Ec. 3}]$$

Stirk (1954) considera tres clases de retracción en función del valor de la pendiente de la curva de retracción o “ratio de cambio de volumen”: i) Valores próximos a 1 ($> 0,9$) corresponden a retracción normal; ii) Valores de 0,05-0,9, retracción residual (o estructural, si tiene lugar en la zona más húmeda de la curva de retracción); y iii) Valores $< 0,05$, si no hay retracción.

Mitchell y van Genuchten (1992) hablan en este sentido del parámetro m (*shrinkage characteristic*), y lo definen como la pendiente en un tramo dado de la curva de retracción: $m = dv/dw$. Se considera que los suelos expansibles presentan retracción normal a lo largo de todo el rango de humedad. Los suelos moderadamente expansibles desarrollan por el contrario retracción residual en la zona más seca de su rango de variación de humedad. Esto permite la entrada de aire en los poros del suelo y es asumida como una retracción de tipo irreversible. La localización del punto de entrada de aire w_A se considera como un índice de calidad en suelos expansibles, asociándose los valores elevados a una buena aireación del suelo (Coughlan *et al.*, 1991). El agua cedida en la zona de retracción normal está asociada a poros de “volumen variable”, mientras que la correspondiente a las zonas de retracción estructural y residual estaría relacionada con poros “estables” o “rígidos”, tal como se encontraría en suelos no expansibles o muy bien estructurados (Yule y Ritchie, 1980). Asimismo, se considera también que las muestras de suelo alteradas o compactadas en laboratorio presentan a menudo una importante retracción normal (Larson y Allmaras, 1971).

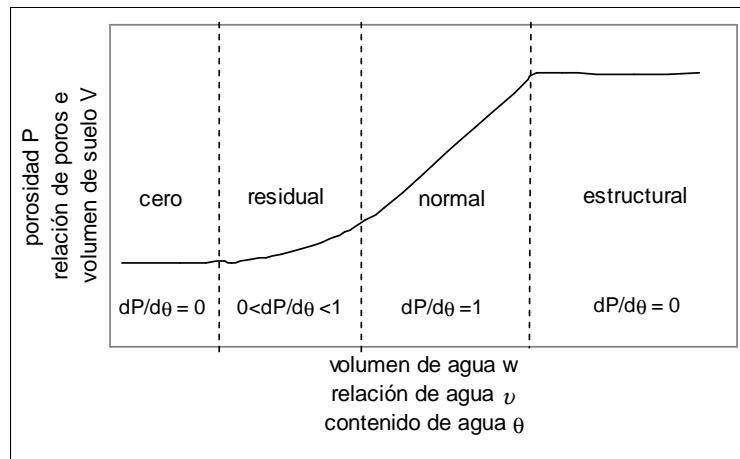


Figura 1. Dependencia de la porosidad, P, del contenido en agua del suelo, θ , en suelos hinchables. Definición de las cuatro zonas o regiones (Haines, 1923, modificado por Yule y Ritchie, 1980).

Taboada *et al.* (2001) atribuyen los valores de retracción normal con pendiente superior a 1 ($> 1,5$) a cambios volumétricos de carácter “anormal”, ocasionados por la presencia de aire atrapado.

El valor de la retracción estructural así como el contenido de agua a saturación disminuyen con la compactación, al provocar una reducción del volumen de poros grandes (Hillel, 1980, citado por McGarry y Daniells, 1987). Chan (1982), comparando la retracción de agregados naturales y agregados del mismo suelo bajo cultivo intensivo, encuentra que los primeros presentan una etapa de retracción estructural más amplia, lo que indica un deterioro de la estructura en el suelo regado. En general, los suelos bien estructurados no muestran en campo fenómenos de retracción significativos, mientras que los suelos con una estructura pobre o perturbados presentan grietas visibles en campo y una retracción total notable (Stirk, 1954).

Como se explicó anteriormente, en el **modelo de curva sigmoideal**, los datos experimentales se ajustan matemáticamente a series de líneas rectas, para las zonas aproximadamente lineales, y a funciones polinomiales y exponenciales, para las zonas curvilíneas (Braudeau *et al.*, 1999; 2004).

Braudeau *et al.* (1999) distinguen por ejemplo cinco zonas, con sus respectivos puntos de transición (0, A, B, C, D y S), y los consideran como parámetros característicos del comportamiento hidroestructural del suelo. En la Figura 2 se muestra el cuadro resumen de los principales modelos que se pueden encontrar en la literatura, recopilados por estos autores.

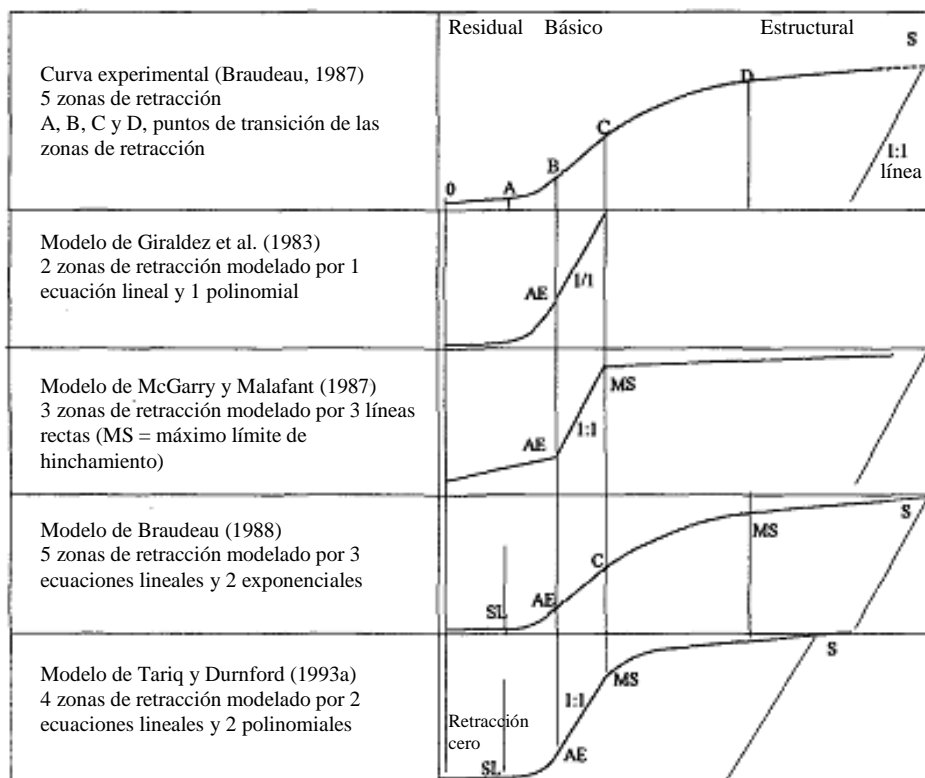


Figura 2. Ejemplos de modelos de curvas de retracción recopilados por Braudeau *et al.* (1999).

Una de las diferencias más importantes entre estos modelos es que, mientras que en los modelos de McGarry y Malafant (1987) y Tariq y Durnford (1993b) se asume que la pendiente de la zona de retracción normal o básica es igual a 1, en el modelo propuesto por Braudeau (1988), esta pendiente no tiene un valor fijo. Según Sposito y Giráldez (1976), la asunción de que la pendiente es igual a 1 es sólo válida para suelos arcillosos sin estructura. Por otra parte, Braudeau (1988) divide la zona de retracción estructural en dos zonas (Figura 2), una curvilínea (D-C), y otra lineal (S-D), siendo esta última la que se corresponde con la zona estructural del modelo de McGarry y Malafant (1987).

Braudeau *et al.* (2004) proponen el denominado **modelo edafoestructural**, en el que se estudia la curva de retracción mediante la caracterización conjunta del sistema sólido-agua-aire del suelo. Estos autores justifican su nueva aproximación aduciendo que el conjunto de ecuaciones desarrolladas en trabajos anteriores (Braudeau *et al.*, 1999) fueron establecidas empíricamente y que, por lo tanto, no proveen información sobre los procesos hidroestructurales observados, ni permiten una mejor comprensión de las propiedades mecánicas, agronómicas e hidráulicas asociadas a las fases de retracción. Por todo ello proponen una ecuación basada en el significado físico de la curva de retracción, esto es, una ecuación ligada a un modelo conceptual de la estructura del suelo y su interacción con el agua. La aproximación que utilizan es considerar la estructura del suelo como una ordenación de partículas y agregados con capacidad de hinchamiento a diferentes escalas: plasma arcilloso, agregados primarios y asociación de éstos, que constituyen la contextura del suelo (*soil*

fabric) a nivel de horizonte. Dividen la curva de retracción en dos zonas o regiones (región de macroporos y región de microporos) así como en zonas de transición asociadas a determinados tipos o sistemas de poros (*pore systems*) y fuentes de agua (*pools of water*).

Posteriormente, Braudeau *et al.* (2005) relacionan los parámetros estimados de la curva de retracción con algunas propiedades de los suelos (porcentaje de arcilla, contenido en óxidos, valores de contenidos de agua de importancia agronómica (agua en el punto de marchitez, agua de capacidad de campo, etc), encontrando por ejemplo una relación positiva entre algunos puntos de transición y los contenidos de agua a capacidad de campo, a pF 3 y en el punto de marchitez.

A partir de cada uno de estos modelos se pueden derivar un número variable de parámetros. Así, por ejemplo, a partir del modelo de McGarry (1988) se obtienen 17 parámetros, el modelo de Braudeau *et al.* (2004) necesita 11 parámetros para describir la curva, etc.

Poulenard *et al.* (2002) se valen también de esta teoría de jerarquía y dualidad de los poros para identificar y cuantificar las clases de poros involucrados en estos procesos de drenaje y retracción durante el secado de agregados de suelos volcánicos de Ecuador. Para ello proponen una técnica basada en el desplazamiento de sucesivos fluidos (agua y mercurio) en el interior de los poros en función de la intensidad de secado (porosimetría de mercurio y cinética de secado al vacío).

Como se ha visto, los modelos anteriores sólo permiten describir algunos tipos de curvas o partes de éstas y generalmente necesitan diferentes ecuaciones y un número elevado de parámetros para describir la curva de retracción en su totalidad. En este sentido, **Peng y Horn** (2005) proponen un modelo matemáticamente más sencillo, derivado de la ecuación de van Genuchten (1980) utilizada para describir la curva característica de retención de agua de un suelo. Este modelo se describe con mayor detalle en el Anexo 4.3.1. Según estos autores, los parámetros α y m tienen una función opuesta en la curva de retracción. Al aumentar α , aumenta la retracción estructural, mientras que α disminuye al aumentar las zonas de retracción cero y residual. Por su parte, aumentos del parámetro n están asociados a curvas de retracción con mayor pendiente, y por tanto con un mayor cambio de volumen de suelo. Posteriormente, Peng *et al.* (2005) utilizan este modelo para determinar el efecto de aguas salino-sódicas sobre la estabilidad estructural y retracción de suelos de Australia, encontrando relaciones significativas entre estos parámetros y el comportamiento de los suelos en cuanto a la retracción. Peng y Horn (2007) emplean este modelo para describir la influencia de la histéresis en las curvas de retracción e hinchamiento de suelos orgánicos y minerales.

Boivin *et al.* (2006) miden simultáneamente la curva de retención de agua y la curva de retracción, utilizando el mismo modelo (van Genuchten) para ajustar ambas curvas.

En todos estos trabajos, una vez obtenidos los distintos parámetros (tras ajustar los datos experimentales a los distintos modelos), se comparan estadísticamente con el fin de obtener diferencias entre suelos o muestras por tratamientos, tipos de cultivo, prácticas de manejo, etc.

El esfuerzo para describir las características de retracción de los suelos no se ha centrado exclusivamente en modelar la curva completa de retracción. Para determinados trabajos, la posibilidad de condensar las características de retracción de un suelo en un único parámetro puede ser de gran utilidad desde un punto de vista agronómico, al permitir evaluar el efecto sobre la estructura de diferentes prácticas de manejo así como relacionarlo con otros índices de calidad del suelo. En este sentido, Coughlan *et al.* (1991) ponen de manifiesto el interés de potenciar el desarrollo de técnicas que permitan estudiar una zona limitada de la curva de retracción y derivar a continuación los parámetros de interés. Estos autores resumen los resultados obtenidos por distintos autores (Chan, 1982; McGarry y Smith, 1988; Daniells, 1989; y otros) al comparar la retracción obtenida en agregados de distintos suelos y bajo distintas condiciones de manejo. Concluyen que los parámetros que con mayor frecuencia dan lugar a diferencias significativas y más sensibles entre tratamientos son cuatro: La pendiente de la zona de retracción normal, el volumen específico final ($w = 0$), y el volumen específico en los extremos de la zona de retracción normal.

Importancia de los cambios de volumen en suelos volcánicos

En los suelos volcánicos, tres componentes secundarios característicos de estos suelos pueden presentar capacidad de hinchamiento-retracción: alofana, haloisita y esmectita. La bibliografía sobre el tema para suelos alofánicos es relativamente escasa, puesto que tradicionalmente los estudios se han centrado en suelos ricos en arcillas expansibles. Las referencias se limitan a los trabajos de los años 60 y 70 de Takenaka y de Maeda y Warkentin para suelos alofánicos, los trabajos de Allbrook (1992) en suelos alofánicos de Nueva Zelanda y en la actualidad, los trabajos de Dorel *et al.* (2000), Poulenard *et al.* (2002) y Bartoli *et al.* (2007). Los suelos alofánicos presentan un comportamiento muy peculiar respecto los fenómenos de hinchamiento-retracción: existe una gran dependencia de la historia de desecación del suelo y de la remoción o perturbación del mismo. Esto explica que exista cierta contradicción sobre el carácter expansible de los suelos alofánicos, así Driessen *et al.* (2001) en sus “Notas sobre los principales suelos del mundo”, consideran que en los andosoles la densidad aparente no sufre mucha variación hasta 1.500 kPa (hinchamiento-retracción limitados). Esto implica que los valores determinados a humedad de campo pueden en la práctica sustituirse por la densidad aparente a “capacidad de campo”, que es criterio de diagnóstico para identificar el material ándico.

En cambio, cuando se estudia la retracción en las pastas de los suelos, técnica frecuente en el estudio de las propiedades mecánicas, los suelos se presentan altamente expansibles (Yon y Warkentin, 1975). Gray y Allbrook (2002) obtuvieron los mayores coeficientes de extensibilidad lineal (COLE) en suelos alofánicos en comparación con los suelos con predominio de montmorillonita, haloisita y caolinita. Por otra parte, los suelos alofánicos sufren cambios irreversibles en sus principales propiedades físicas al secarse, y pueden presentar en particular fenómenos de

retracción importantes (Maeda *et al.*, 1977). En los extremos, los suelos alofánicos cambian de suelos altamente “plásticos”, si están húmedos, a suelos arenosos, si se secan (Maeda *et al.*, 1977).

Este comportamiento se explica en base a la **estructura** particular de la **alofana**. De acuerdo con el modelo estructural de suelos alofánicos descrito por Maeda *et al.* (1977), la unión de partículas de alofana de 50 Å da lugar a dominios de diámetro 0,01-1 µm, y a su vez, la unión de estos dominios constituyen los *clusters* o microagregados (1-100 µm). La remoción del suelo no afecta a los dominios pero sí rompe los *clusters*, liberando el agua retenida en ellos. El secado del suelo provoca la retracción de los dominios y su reagrupamiento en *clusters* de mayor densidad aparente. Los *clusters* pueden convertirse, debido a las fuertes uniones que se forman al secarse, en las unidades fundamentales del suelo. Esto es válido en todo caso en suelos muy alofánicos, que no presenten minerales de arcilla u óxidos. Estos cambios son reversibles hasta una succión en el rango de 10 a 20 bar, según Takenaka (1961, citado por Maeda *et al.*, 1977).

Maeda y Warkentin (1975), comparando los cambios de volumen de muestras secadas al aire, secadas en estufa y muestras mantenidas a humedad de campo, observan un mayor cambio de volumen al secarse éstas últimas. La desecación provoca en estos suelos una disminución irreversible del volumen de microporos y un aumento de la proporción de macroporos (al contrario de lo que suele ocurrir en suelos con arcillas cristalinas), atribuida al colapso de los primeros y formación de macroporos a partir de éstos (Maeda y Warkentin, 1975). Poulénard *et al.* (2002), en una selección de suelos volcánicos de diversos orígenes y edades, también observan diferentes cambios en la distribución de tamaños de poros con el secado, que reflejan la variedad de rangos de poros presentes en estos suelos.

Según Warkentin y Maeda (1974), la retracción total así como la retracción residual de un suelo aumentan con el contenido en alofana. Estos suelos presentan además valores particularmente elevados del límite de retracción (entre 50 y 100 %), que aumenta también con el contenido en materia orgánica. La remoción del suelo no afecta a este valor pero sí se incrementa con el secado (Maeda *et al.*, 1977). A pesar de la importancia de la retracción, no se suelen observar grietas en campo en estos suelos, tal como se observa en los Vertisoles, puesto que la retracción tiene lugar en pequeños espacios entre *cluster*.

Según Perret (1993), la desecación implica una deshidratación irreversible y microagregación, lo que origina una estructura fina fragmentada *in situ*, induciendo una reducción importante en la capacidad de retención de agua (Nanzyo *et al.*, 1993). Dorel *et al.* (2000) encuentran disminuciones significativas de la porosidad total y la retención de agua en horizontes superficiales de Andisoles cultivados, que atribuyen tanto al menor contenido en alofana en estos horizontes como a la sucesión de periodos de desecación en superficie causados por las operaciones de laboreo durante la estación seca.

Hagiwara y Takenaka (1985) describen la estructura de un suelo alofánico en términos de dos unidades estructurales, denominadas unidad-S y unidad-L. La primera (1-2 μm de tamaño) estaría formada por unidades de alofana, materia orgánica, minerales primarios y minerales de arcilla. Estas unidades “rellenan” o forman parte de la unidad-L, de mayor tamaño (100-200 μm), formando el conjunto un esqueleto. Según estos autores, la remoción o alteración del suelo rompe la estructura de las unidades-L, liberando el agua de los poros, provocando un acercamiento de los fragmentos y un aumento de la retracción normal. La remoción sin embargo no afecta a las unidades-S. La retracción residual es importante y comienza a pH 4,1, estando asociada a la presencia de las unidades-S. La retracción causa la compactación de las unidades-S, aumentando la interacción y combinación de las unidades de alofana y en consecuencia un aumento de la rigidez de las unidades-L.

V.2.3. FUNDAMENTOS DE LOS MÉTODOS DE MEDIDA DE LOS CAMBIOS DE VOLUMEN DEL SUELO

Se deben considerar dos aspectos:

- 1) Influencia del estado y tamaño de la muestra
- 2) Métodos de la medida del volumen

1) Influencia del estado y tamaño de la muestra

Para la medida de la retracción no existe un único criterio respecto al tipo y tamaño de muestra que se debe emplear. En la bibliografía encontramos fundamentalmente tres tipos de muestras:

- (i) Muestras alteradas o perturbadas
- (ii) Agregados naturales (muestra inalterada o no perturbada), de diversos tamaños
- (iii) Anillos cilíndricos, en general de pequeño tamaño, de suelo inalterado o de suelo tamizado y empaquetado.

(i) Muestras alteradas o perturbadas:

En los estudios clásicos encaminados al estudio de las propiedades mecánicas de los suelos se utilizaron lógicamente pastas de suelo (Hardy, 1923; Haines, 1923; Chan, 1982; Rowell, 1994). Los citados trabajos de Warkentin y Maeda en suelos alofánicos se realizaron también por este método.

(ii) Agregados naturales (muestra inalterada o no perturbada):

Se han utilizado agregados de diversos tamaños, desde agregados de pequeño volumen, de 30-70 cm^3 (McGarry y Daniells, 1987; Tariq y Durnford, 1993a; Crescimanno y Provenzano, 1999), a agregados de gran volumen, de 70-200 cm^3 (Brasher *et al.*, 1966; Wu *et al.*, 1997). En algunos trabajos se compara la retracción determinada en agregados de distintos tamaños (Allbrook, 1992) o bien entre

agregados y anillos con muestra inalterada (Crescimanno y Provenzano, 1999). Dorel *et al.* (2000) utiliza agregados de pequeño tamaño (3-4 cm³) a humedad de campo y ajustados a distintos rangos de humedad mediante membranas porosas.

(iii) Anillos de suelo inalterado o de suelo empaquetado:

Yule y Ritchie (1980) miden la retracción vertical de muestras de suelo inalterado en anillos de 9,9 cm de diámetro (10 cm de altura). Braudeau *et al.* (1999) utilizan suelo tamizado y empaquetado en anillos de 5,5 cm de diámetro (3,5 cm de altura) y saturado en laboratorio por capilaridad. Maeda y Warkentin (1975) comparan la retracción de muestras secadas al aire, secadas en estufa o bien liofilizadas y empaquetadas en anillos de 3,2 cm de diámetro (1 cm altura).

Asimismo encontramos también diferencias notables en la bibliografía respecto al estado inicial de la muestra y la forma de prepararla, en algunos estudios se parte de muestras con la humedad de campo o bien saturadas en campo (Chan, 1982), en otros las muestras son resaturadas en laboratorio (Reeve y Hall, 1978; Allbrook, 1992). Igualmente, en algunos casos se parte directamente de agregados naturales tomados en campo, mientras que en otros casos éstos son subdivididos o separados en agregados de menor tamaño en el laboratorio.

El efecto de escala puede tener una gran influencia en la magnitud de la retracción medida, es decir, el tamaño y tipo de muestra adoptado para medir la retracción afecta a los resultados, lo que dificulta la comparación entre trabajos. De acuerdo con Bartoli *et al.* (2007), los anillos (de varios cm de longitud) de muestra inalterada se caracterizan por una porosidad bimodal jerárquica (con macroporos y microporos asociados a distintos niveles de drenaje y retracción), mientras que los agregados (de pocos milímetros), presentan únicamente microporos capilares (con drenaje y retracción del mismo orden).

Varios autores (Mitchell y van Genuchten, 1992; Crescimanno y Provenzano, 1999) obtienen valores de retracción significativamente inferiores en anillos de muestra inalterada respecto a agregados del mismo suelo, debido en parte a las diferencias en la ordenación estructural y en la porosidad entre ambos tipos de muestra. Taboada *et al.* (2001) observan por el contrario una mayor retracción en los anillos, y que atribuyen a un proceso de hinchamiento anómalo del suelo en campo provocado por la presencia de aire atrapado. Chan (1982) señala que los agregados de 50 cm³ utilizados para evaluar la retracción no son suficientemente grandes para reflejar completamente la estructura observada en campo.

La bibliografía en este sentido para suelos volcánicos es escasa. Bartoli *et al.* (2007) evalúan el efecto de escala en la medida de la retracción de anillos de muestra inalterada de 240, 28,6 y 2-3 cm³ (bloques, anillos y agregados, respectivamente) de una selección de suelos volcánicos europeos, obteniendo los mayores valores totales de retracción en los agregados y los menores valores

en las muestras de mayor tamaño (bloques de suelo). Este resultado lo atribuyen a una mejor conectividad de poros en éstas últimas, y a la limitación de volumen que les confiere el confinamiento en anillos o bloques de suelo, mientras que los agregados pueden perder agua y sufrir retracción libremente.

Otro aspecto a tener en cuenta es que al remover una muestra de suelo de la masa general del suelo y dejar que se produzca la retracción, las fuerzas actuantes son diferentes a las que actuarían bajo las condiciones de campo. En general, bajo estas condiciones se produce una reducción de tamaño de poros superior a la que tiene lugar al dejar secar la muestra de suelo en el laboratorio, como consecuencia de las fuerzas involucradas en la retracción y formación de grietas e hinchamiento del suelo al humedecerse (precipitaciones) en campo (Browning, 1939).

2) Métodos de medida del volumen

La medida del volumen del suelo se ha venido realizando desde dos aproximaciones distintas:

- i) Medida directa: Mediante la medida del volumen de suelo por desplazamiento en un fluido siguiendo el principio de Arquímedes: Por ejemplo mediante el desplazamiento en petróleo (Monnier *et al.*, 1973), en mercurio (ASTM, 1990), en agua tras recubrir la muestra de suelo con parafina (Lauritzen y Stewart, 1941), con resinas Saran (Brasher *et al.*, 1966) o con una membrana plástica flexible (Abrol y Palta, 1968; Tariq y Durnford, 1993a);
- ii) Medida indirecta: A partir de las medidas de las variaciones en las dimensiones de la muestra de suelo (Warkentin y Maeda, 1974; Yule y Ritchi, 1980; Brauedau, 1987; Braudeau *et al.*, 1999).

Los métodos basados en la medida del volumen del suelo por el desplazamiento de mercurio o petróleo son escasamente utilizados en la actualidad por ser sustancias peligrosas (tóxicas) y de difícil manejo.

Por otro lado, la monitorización continua de la medida de la retracción permite actualmente medir las variaciones de volumen de suelo y de agua de una forma simultánea y monitorizada obteniendo de esta forma una curva de retracción completa a lo largo de todo el rango de humedad del suelo.

A continuación se describen brevemente los fundamentos de los principales métodos encontrados en la bibliografía.

Método de las resinas Saran

Esta técnica se apoya en la capacidad de las resinas Saran de ser impermeables al agua pero no al vapor de agua, por lo que permiten por una parte, el secado al aire del suelo y por otra parte, la

medida de su volumen por inmersión en agua. Los agregados, previamente saturados por capilaridad, son recubiertos con una o más capas de resina (inmersión en una solución de distintas proporciones de resinas Saran y etil-metil cetona), pesados y su volumen determinado según el principio de Arquímedes por inmersión en agua. Las medidas de peso y volumen se repiten a intervalos de tiempo de varias horas hasta que el peso se hace constante y por último el agregado se seca en estufa para determinar el peso seco. Campbell (1973) propone impregnar el agregado con una solución de resina y medir la variación de volumen por inmersión secuencial de la muestra en líquidos de distinta densidad.

Este método fue introducido por Brasher *et al.* (1966) y ha sido posteriormente utilizado por numerosos investigadores, poniendo en evidencia algunas limitaciones. McGarry y Smith (1988) señalan como principales inconvenientes de este método, la dificultad de humedecer los agregados evitando su rotura así como su manejo una vez húmedos, la necesidad de repetir el recubrimiento con la resina en el caso de aparecer burbujas durante la medida del volumen, y el consumo de tiempo. Tunny (1970, citado por Tariq y Durnford, 1993a) señalan además que la capa de resinas puede limitar el hinchamiento de la muestra en el caso de humedecerla tras el recubrimiento y que la resina no se contrae completamente al disminuir el volumen del suelo al secarse, lo que puede conducir a errores de medida importantes. Las resinas pueden asimismo generar resultados incompletos al no identificar la zona de retracción estructural, que sí es observada en campo (Bronswijk, 1991, citado por Tariq y Durnford, 1993a).

Método de la parafina

Este método consiste básicamente en medir el volumen de agregados naturales aplicando el principio de Arquímedes. Dichos agregados, previamente saturados, y sometidos a distintas succiones en placas de Richard (Klute, 1986), son sumergidos en parafina líquida para impermeabilizar su superficie. Seguidamente su volumen se determina por diferencia de peso al sumergirlo en aceite líquido (Blake y Hartge, 1986). Este método se explica con mayor detalle en el apartado V.3.2 (Material y Métodos).

Método de la pasta saturada

Este método se basa en la medida de la reducción de volumen de una pasta saturada de suelo contenida en una placa de vidrio tipo Petri, midiendo el diámetro del disco de suelo a medida que éste se seca (Rowell, 1994). El procedimiento se detalla en el capítulo V.3.3 (Material y Métodos). Es un procedimiento clásico de estudio de las propiedades mecánicas del suelo.

Método del refractómetro

Se basa en la medida simultánea y continúa de la altura, diámetro y peso de una muestra de suelo saturada y empaquetada en un anillo cilíndrico a medida que el suelo pierde agua por evaporación. El aparato consiste en un sistema de sensores de láser y una balanza digital giratoria sobre la que se colocan los anillos con la muestra de suelo. Cada 10 minutos se realiza una medida y se finaliza cuando el diámetro de la muestra permanece constante durante al menos 10 horas (Braudeau *et al.*, 1999). La desventaja de este método es que la mayoría de los laboratorios de física de suelo no disponen de este instrumento.

V.3. MATERIAL Y MÉTODOS

V.3.1. SUELOS DEL ESTUDIO

Las muestras empleadas en este capítulo se resumen en el siguiente cuadro:

Tabla 1. Relación de suelos utilizados en este capítulo.

Método (tipo de muestra)	Suelo	Fecha de muestreo	Muestra
Parafina (muestra inalterada)	N2 _p	Jul.2003	N2 _{p-1} , N2 _{p-2}
	N4 _p	Jul.2003	N4 _{p-1}
	C2 _p	Jul.2003	C2 _{p-5} , C2 _{p-6}
	C4 _p	Jul.2003	C4 _{p-1} , C4 _{p-3}
Pasta (muestra alterada)	N1 _{p1}	Sept.2004	N1 _{p1-1}
	N1 _{p2}	Sept.2004	N1 _{p2-1}
	N2 _s	Abr.2003	N2 _{s-2}
	N2 _s	Jul.2003	N2 _{s-2}
	N2 _p	Abr.2003	N2 _{p-2}
	N2 _p	Jul.2003	N2 _{p-2}
	N2 _p	Ene.2004	N2 _{p-1} , N2 _{p-2}
	N2 _p	Ene.2004	N2 _{p-2}
	N3 _{p1}	Nov.2004	N3 _{p1-1}
	N3 _{p2}	Nov.2004	N3 _{p2-1}
	N4 _s	Abr.2003	N4 _{s-1}
	N4 _p	Abr.2003	N4 _{p-1}
	N4 _p	Jul.2003	N4 _{p-1}
	N4 _p	Ene.2004	N4 _{p-1}
	C1 _p	Jul.2004	C1 _{p-36}
	C2 _p	Jul.2003	C2 _{p-7} , C2 _{p-10} , C2 _{p-13}
	C2 _p	Ene.2004	C2 _{p-10} , C2 _{p-14}
	C3 _p	Ene.2004	C3 _{p-4} , C3 _{p-6}
C4 _p	Jul.2003	C4 _{p-2} , C4 _{p-3} , C4 _{p-5}	
C4 _p	Ene.2004	C4 _{p-3} , C4 _{p-5}	

V.3.2. MÉTODO DE LA PARAFINA (MUESTRAS INALTERADAS)

Para muestras inalteradas (agregados) se ha seguido el método de la parafina (Blake y Hartge, 1986).

Este método se basa en la medida del volumen de un agregado natural aplicando el principio de Arquímedes. Se tomaron en campo muestras inalteradas por triplicado para cada punto de muestreo (tres puntos por suelo) mediante anillos de 96,6 cm³.

Los cambios de volumen se midieron a 3 contenidos de humedad distintos: Saturación, 33 y 1.500 kPa. Las muestras inalteradas se saturaron previamente por capilaridad en agua destilada y a partir de éstas, la serie de agregados para 33 y 1.500 kPa se sometieron a dichas succiones en placas de Richard (Klute, 1986). A partir de dicho anillo se selecciona uno a dos agregados (de aproximadamente 30-40 cm³) que se atan con hilo y gasa y se sumergen en parafina fundida para impermeabilizar su superficie. El resto del suelo se reserva para determinación del contenido de humedad. Los pesos antes y después de incorporar la capa de parafina permiten calcular el volumen de ésta (densidad de la parafina 0,8 g·cm⁻³). El volumen del agregado se determina por diferencia de peso al sumergirlo en aceite líquido (densidad 0,84 g·cm⁻³), como se aprecia en la Foto 1.



Foto 1. Medida del volumen de un agregado natural.

V.3.3. MÉTODO DE LA PASTA SATURADA (MUESTRAS ALTERADAS)

Para muestras alteradas se ha llevado a cabo el método de la pasta propuesto por Rowell (1994).

El método consiste básicamente en la medida de la reducción de volumen de una pasta saturada de suelo contenida en una placa de vidrio tipo Petri, midiendo el diámetro del disco de suelo a medida que éste se seca (Foto 2). Se mide el diámetro interno de placas de 1 cm de altura y 10 cm de

diámetro, se recubre su interior con vaselina y se pesan. La pasta saturada de suelo (una noche de reposo) se transfiere (por duplicado) a las placas, rellenándolas perfectamente.

Se pesan y dejan secar al aire, pesando diariamente y midiendo el diámetro del disco de suelo desde distintos ángulos. Cuando los pesos se hacen constantes, se secan en estufa a 105 °C y se pesa.



Foto 2. Muestra alterada para la medida de la retracción.

Expresiones utilizadas en el texto:

Se han definido las siguientes relaciones:

- Relación de huecos, “ e ”, y relación de agua, “ ew ”:

$$e = \frac{V_p}{V_s} = \frac{V_p}{1 - V_p} \quad ; \quad ew = \frac{V_w}{V_s} \quad [\text{Ec. 4}]$$

donde

V_p , V_s y V_w son los volúmenes de poros, sólidos y agua, respectivamente.

- Relación relativa de huecos, “ e_r ”, y relación relativa de agua, “ ew_r ” (Dorel *et al.*, 2000):

$$e_r = \frac{e_i}{e_{sat}} \cdot 100 \quad ; \quad ew_r = \frac{ew_i}{ew_{sat}} \cdot 100 \quad [\text{Ec. 5}]$$

donde

e_{sat} y ew_{sat} , e_i y ew_i son los valores de “ e ” y “ ew ” para una succión de 0 (saturación) e i (kPa), respectivamente.

- Reducción de volumen o retracción total, RT (Poulenard *et al.*, 2002):

$$\text{Retracción} = \frac{e_{sat} - e_{1500kPa}}{e_{sat}} \cdot 100 \quad (\text{Método de la parafina}) \quad [\text{Ec. 6}]$$

$$RT = \frac{e_{sat} - e_{seco}}{e_{sat}} \cdot 100 \quad (\text{Método de la pasta}) \quad [\text{Ec. 7}]$$

donde

e_{sat} , $e_{1500kPa}$ y e_{seco} son los valores de “ e ” para una succión de 0 (saturación) y 1.500 kPa (15 bar), y seco a 105°C, respectivamente.

- Límite de retracción, LR (Bowles, 1970):

$$LR = w_{sat} - \left[\frac{(V_{sat} - V_{seco}) \cdot \rho_{agua}}{m_{seco}} \right] \cdot 100 \quad [\text{Ec. 8}]$$

donde

w_{sat} y V_{sat} son el contenido de agua y el volumen de suelo a saturación, y V_{seco} y m_{seco} son el volumen y el peso de suelo seco a 105°C.

LR representa el contenido de humedad en la intersección entre las zonas de retracción normal y residual.

V.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En primer lugar se discuten los resultados correspondientes a la retracción de las muestras inalteradas de los suelos estudiados, así como su contribución a la interpretación de las curvas de retención de humedad (capítulo IV.4).

A continuación se analizan las características de retracción de las muestras alteradas y los parámetros derivados del ajuste o modelización de las curvas de retracción. El procedimiento matemático seguido para derivar estos parámetros de ajuste se describe con detalle en el Anexo 4.3. Posteriormente, se comparan las curvas de retracción de los dos tipos de muestras.

Finalmente, se exponen las principales relaciones encontradas entre los parámetros de retracción y otras propiedades de los suelos.

V.4.1. RETRACCIÓN EN MUESTRAS INALTERADAS

V.4.1.1. Evaluación de las curvas de retracción

Para la determinación de la curva de retracción de los agregados se siguió el método de la parafina, antes descrito. En la Tabla 1 (Anexo 4.1) se recogen los valores medios de volumen específico (v) y humedad (w) y los valores de relación de huecos (e) y relación de agua (ew) correspondientes a los valores de succión estudiados (saturación; 33 y 1.500 kPa), así como los valores de relación relativa de huecos (e_r) y de agua (ew_r) y de retracción (comprendida entre saturación y 1.500 kPa) por suelo y por muestra.

En las Figuras 3a y 3b se muestran las curvas promedio para los tres valores de succión estudiados; saturación, 33 kPa ($\frac{1}{3}$ bar) y 1.500 kPa (15 bar), expresadas en volumen específico de suelo y en relación de huecos, respectivamente. En la Figura 1 (Anexo 4.2) se exponen las curvas determinadas por suelo y muestra. Asimismo se han representado en la Figura 4 los correspondientes cambios relativos de “ e ” y “ ew ” por suelos.

Los valores de **volumen específico de suelo “ v ”** a saturación oscilaron entre 1,04 y 1,90 $\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$, y los correspondientes valores de **contenido específico de agua “ w ”** entre 0,55 y 1,25 $\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$, para los suelos N4_p y N2_p, respectivamente. A sequedad, “ v ” varió entre y 0,88 (N4_p) y 1,79 $\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ (N2_p).

Los valores de **relación de agua “ ew ”** (volumen agua/volumen sólidos) así como de **relación de huecos “ e ”** (volumen poros/volumen sólidos) a saturación y a 1.500 kPa fueron significativamente más elevados en el Andosol N2_p que en el resto de los suelos, mientras que el suelo N4_p presentó los valores más bajos de retención de agua a saturación.

La **retracción** (entre saturación y 1.500 kPa) fue del mismo orden en los suelos C4_p y N4_p, mientras que no alcanzó el 10 % en el suelo N2_p.

Como se describió en la Revisión Bibliográfica, la curva de retracción se puede subdividir básicamente en tres **zonas** o tramos teóricos, de acuerdo con su pendiente: i) estructural, ii) normal o proporcional, y iii) residual. En las zonas de retracción estructural (asociada a la parte más húmeda del rango de humedad) y residual (parte más seca), el cambio de volumen de suelo es menor que el volumen de agua perdida (pendiente de la curva inferior a 1), mientras que en la zona de retracción normal se produce una reducción equivalente de ambos parámetros, “ v ” y “ w ”, durante el secado (pendiente de la curva aproximadamente igual a 1).

De acuerdo con estos criterios, las etapas de retracción que podemos distinguir en los suelos del estudio son las siguientes:

- Rango 0-33 kPa:

En este rango los suelos presentaron retracción estructural (pendiente cercana a cero), destacando los elevados valores de volumen específico en todas las muestras y, especialmente las del Andosol. Respecto a la amplitud de la pérdida de agua, la importancia de esta etapa decreció en el orden $N2_p \geq N4_p > C4_p \geq C2_p$ (Figura 3b), oscilando entre valores de “ e_w ” de un 40 (suelo $N2_p$) y un 30 % ($C2_p$).

La retracción estructural fue especialmente importante en el suelo $N2_p$ (Figura 3). Esto coincide con lo observado por otros autores en muestras inalteradas de Andosoles (Allbrook, 1992; Dorel *et al.*, 2000). En el caso del trabajo de Allbrook, los agregados del suelo alofánico manifiestan retracción estructural y normal, a diferencia de los otros suelos incluidos en su trabajo (suelos con predominio de haloisita y de caolinita), que carecen de etapa de retracción estructural.

- Rango 33-1.500 kPa:

En este rango, todos los suelos, excepto el suelo $N2_p$, presentaron cambio de volumen igual o superior en magnitud a la pérdida de agua y por tanto se asociaría a una retracción normal (Figura 3a). La disminución relativa de poros (e_r) fue muy baja (< 10 %) en el suelo $N2_p$, que presentó sin embargo la mayor pérdida relativa de agua (alrededor de un 60 %), frente al suelo $N4_p$, con una reducción relativa de poros superior al 20 % (Figuras 4a y 4b). Cabe destacar además que en los suelos $C4_p$ y $C2_p$ esta etapa está asociada a contenidos de agua superiores ($0,3-0,5 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$) a los del suelo $N4_p$ ($0,25-0,3 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$). El suelo $N2_p$ se mostró por tanto estable a lo largo de todo el rango de succión medido, mientras que los suelos $N4_p$, $C4_p$ y $C2_p$ presentaron poros inestables asociados a succiones superiores a 33 kPa (meso y microporosidad).

En la Figura 3b se comparan las curvas de retracción de los suelos estudiados con las obtenidas por Dorel *et al.* (2000) en agregados de una serie de Andosoles (suelos BR, NF y ML) y un Nitisol (suelo CH) cultivados. Se puede observar que la etapa de retracción normal del suelo $N2_p$ fue inferior (pendiente ≤ 1) a la mostrada por estos autores. Los rangos de variación de “ e ” y “ e_w ” de los suelos ándicos cultivados son del mismo orden que los presentados en dicho estudio para el Nitisol (suelo CH) y horizontes A de los Andisoles mólicos (NF y ML).

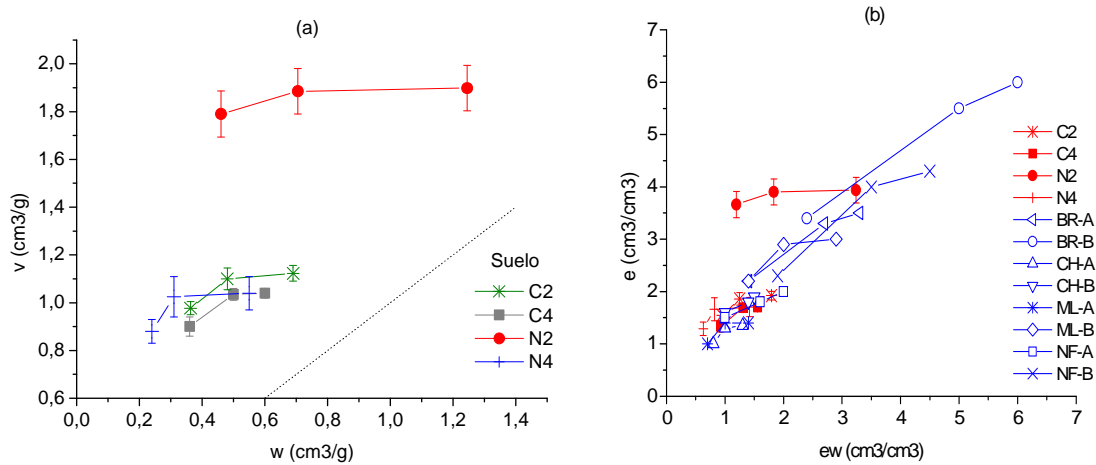


Figura 3. (a) Curvas de retracción promedio, expresadas en volumen específico de suelo “ v ” vs contenido específico de agua “ w ”, por suelos. La línea discontinua representa la línea 1:1. (b) Curvas de retracción promedio, expresadas en relación de huecos “ e ” vs relación de agua “ ew ”, para los suelos estudiados (en rojo) incluyendo los datos obtenidos por Dorel *et al.* (2000), en azul (en función de los horizontes A y B). Las barras representan el error típico. Muestras inalteradas.

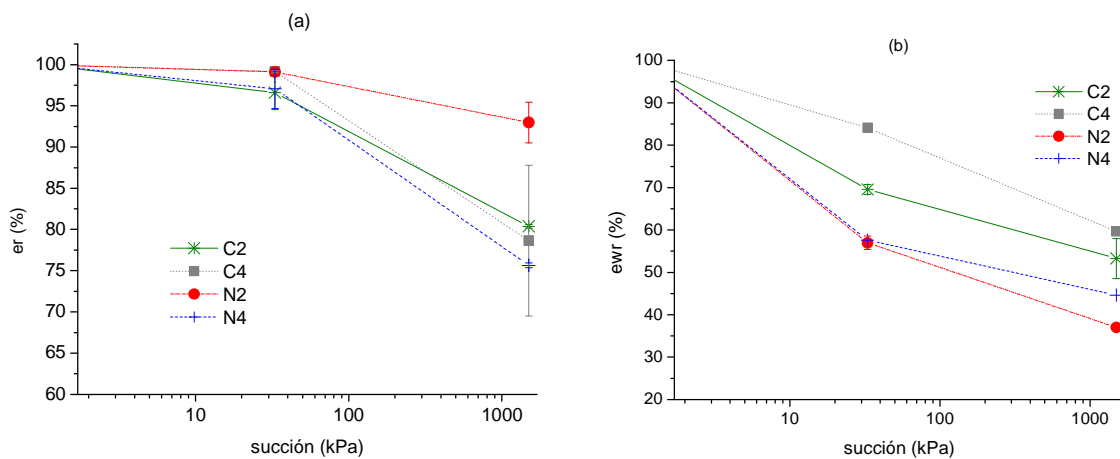


Figura 4. Valores medios de (a) la relación relativa de poros “ e_r ” y (b) la relación relativa de agua “ ew_r ” en función de la succión, por suelos. Muestras inalteradas.

V.4.1.2. Contribución de los datos de retracción a la interpretación de las curvas características de retención de agua

La etapa de retracción estructural que se manifiesta en todas las muestras (excepto una muestra del suelo C2_p) hasta 33 kPa indica que la retracción es mínima y que por tanto el cambio de volumen es debido principalmente a la pérdida de agua en macro y mesoporos. Esto tiene una importante implicación, puesto que está indicando que en los suelos en los que la mayor parte de la cesión de agua se produce a succiones inferiores a 33 kPa o pF 2,5 (macro y mesoporos), la retracción

no es significativa y la curva de succión se puede interpretar en términos de porosidades. Es decir, la capacidad volumétrica de agua C se puede utilizar para inferir la distribución de tamaños de poros.

Esto se puede aplicar claramente al suelo N4_p, cuyas curvas de retención de agua presentan siempre un máximo de cesión de agua a pF 1,1 (1,26 kPa) (curvas de tipo I) y a pF 1,4 (2,51 kPa) ya han liberado la mayor parte de su agua. Los suelos C4_p y C2_p presentan curvas de succión de tipo I, II y III. En éste último caso, el pico máximo se encuentra entre pF 1,5 y 2,5 (3,16 y 31,62 kPa) y por tanto puede presentar fenómenos de retracción, que sí pueden afectar a la interpretación de la curva de retención de agua. En el caso del suelo N2_p, la retracción total es baja (al menos en el rango medido, entre saturación y 1.500 kPa) y por tanto se puede afirmar que la amplitud de la curva de succión refleja un amplio rango de tamaños de poros.

V.4.2. RETRACCIÓN EN MUESTRAS ALTERADAS

A continuación pasamos a realizar una interpretación general de las curvas de retracción, mientras que en el apartado siguiente se describen los principales parámetros derivados directamente y por modelado de éstas.

La determinación de la curva de retracción se llevó a cabo mediante el procedimiento descrito en el capítulo V.3.3 de Material y Métodos (método de la pasta saturada).

V.4.2.1. Descripción de las curvas de retracción

La Figura 1 (Anexo 4.2) muestra las curvas de retracción (expresadas en contenido específico de agua “ w ” vs volumen específico de suelo “ v ”) por suelo y muestra obtenidas en diferentes muestreos. En la Figura 5 se comparan algunos ejemplos de curvas de retracción representativas de los suelos cultivados y naturales. Se aprecian claramente las diferencias entre los dos conjuntos de suelos, con valores de “ v ” y “ w ” a lo largo de toda la curv! de los suelos naturales N2, N1 y N3, notablemente superiores al resto de los suelos.

Destaca asimismo el diferente comportamiento entre los suelos/horizontes con claras propiedades ándicas y el resto de los suelos, tanto cultivados como naturales, por lo que, en primer lugar, se describirán las características de las curvas de acuerdo con estos dos grupos de suelos:

- Andosoles (suelos N1, N2 y C1):

Presentan un primer tramo, al inicio de la desecación, que antecede al tramo de retracción estructural y que no aparecía en el caso de las muestras sin alterar (Figura 5). A continuación, el tramo de retracción estructural se extiende generalmente en un amplio rango de humedades, seguido por una

retracción final (en el caso de los suelos N_{2p} y N_{1p1}), que consideramos como retracción normal por la pendiente y los valores de volumen específico a los que está asociado (Allbrook, 1992).

De acuerdo con la bibliografía consultada, la presencia de un primer tramo en la zona más húmeda, con pendientes muy superiores a las del siguiente tramo, solo ha sido descrita por Braudeau *et al.* (1999) en suelos ricos en óxidos de Fe. En el trabajo clásico de Warkentin y Maeda (1974), las curvas de retracción de suelos alofánicos también presentan esta característica. En la Figura 6 se comparan las curvas obtenidas por estos autores con algunas de las obtenidas en este trabajo. El factor común que presenta este tipo de curva es que se han obtenido a partir de muestras alteradas (empaquetadas en el caso de Braudeau *et al.* y removidas (pastas) en el caso de Warkentin), por lo que la aparición del tramo anterior al de retracción parece estar relacionado con la perturbación de la estructura del suelo.

Braudeau *et al.* (1999) atribuyen este nuevo tramo de retracción a la “débil cohesión de la estructura reconstituida y la consiguiente pérdida de agua entre los granos del esqueleto y los agregados” y a la saturación incompleta del suelo, por lo que le asignan el término “pseudo-saturado”. Las zonas de “pseudo-saturación” y normal presentan de esta forma pendientes similares, pero estarían asociadas a contenidos de agua y rangos de poros distintos.

En este sentido, Takenaka (1965, citado por Maeda *et al.*, 1977) señala que la remoción rompe algunas uniones estructurales, disminuyendo la succión del agua del suelo y aumentando la magnitud de la retracción. De acuerdo con Warkentin y Maeda (1974), hemos tomado esta primera transición entre las zonas de “pseudo-saturación” y estructural como el límite de retracción (LR). El valor del LR, entorno a $0,9 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ en estos suelos, no coincide con el valor teórico (punto de transición entre las zonas de retracción normal y residual). Takenaka (1961, citado por Maeda *et al.*, 1977) identifica también el punto de cambio de pendiente de la curva como límite de retracción, pero cuestiona que el cambio de volumen por encima de este punto pueda considerarse como retracción normal o proporcional. Este comportamiento ha tenido como consecuencia la atribución de elevados valores del límite de retracción a los suelos alofánicos ($> 0,8 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$), que se ha mantenido desde los trabajos clásicos de los años 60-70 del pasado siglo. Estas consideraciones nos hacen replantear el significado del límite de retracción (LR) estimado en los Andosoles, entre el primer tramo de retracción y el tramo de retracción estructural, ya que posteriormente se producen de nuevo cambios de volumen, lo que es inconsistente con la propia definición de LR.

Finalmente, como se apuntó anteriormente, estos suelos no presentan retracción residual.

- Resto de los suelos:

Muestran generalmente una primera etapa de retracción estructural, seguida de una normal bien representada. La etapa de retracción residual es importante, lo que concuerda con la mineralogía haloisítica de estos suelos (Allbrook, 1992).

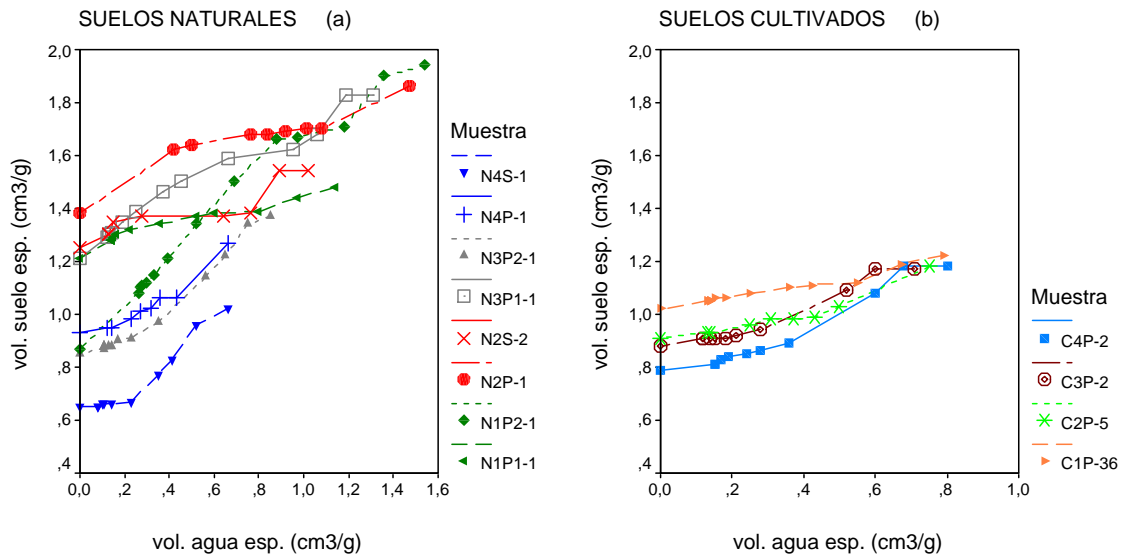


Figura 5. Ejemplos de curvas de retracción representativas de los suelos (a) naturales y (b) cultivados. Muestras alteradas.

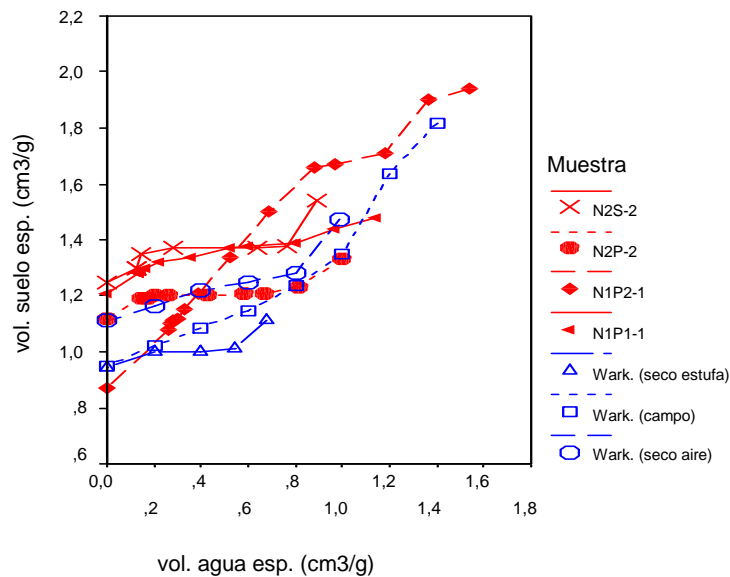


Figura 6. Comparación de las curvas de retracción de los suelos N1 y N2 (en rojo) con curvas de retracción obtenidas por Warkentin y Maeda (1974, muestra C1, en azul).

Con respecto al tipo de muestra, cabe resaltar que, pese a la destrucción de estructura que se supone ocurre al preparar la pasta, estos suelos mantienen cierta proporción de agregados, por lo que presentan retracción estructural, en comparación con las curvas de retracción obtenidas con técnicas similares por otros autores (Hagiwara y Takenaka, 1985), en las que no se aprecia retracción estructural y predominan las etapas de retracción proporcional y residual. En la Figura 7 se comparan algunos ejemplos de curvas de retracción de los suelos estudiados con las obtenidas en un suelo alofánico por Hagiwara y Takenaka (1985), en muestras con mínima alteración (en rojo) y en muestras con remoción del suelo (en azul).

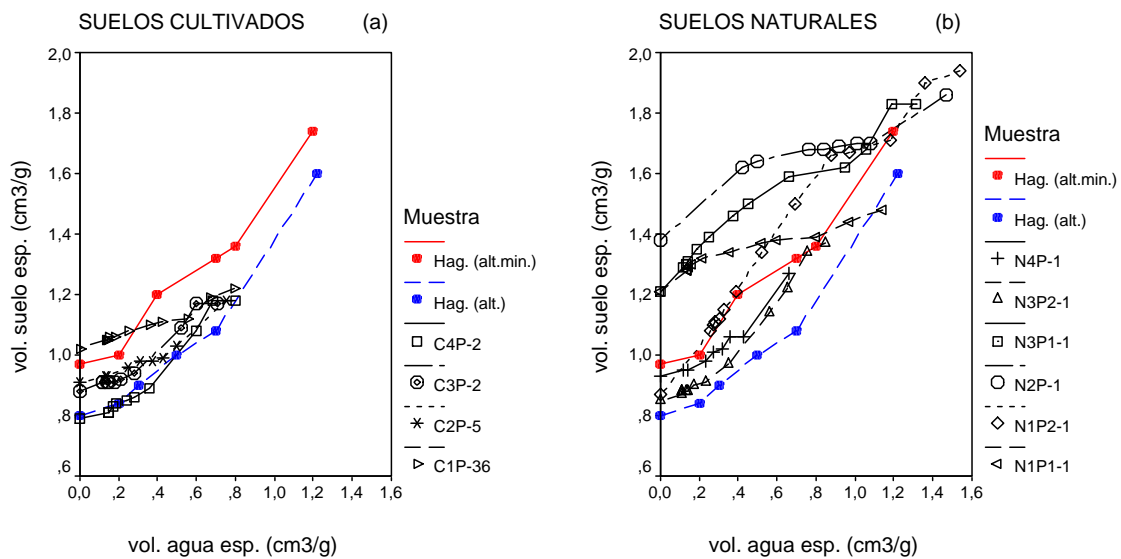


Figura 7. Comparación de las curvas de retracción representativas de los suelos cultivados y naturales con las curvas de retracción obtenidas por Hagiwara y Takenaka (1985) en muestras alteradas (pasta) con perturbación mínima (en rojo) y con remoción (en azul).

Otro aspecto a destacar es la aparición de grietas o fisuras a medida que la pasta de suelo se seca. Mientras que no se observaron grietas en ninguno de los suelos estudiados en este apartado, sí aparecieron en las correspondientes muestras salinizadas (tratadas con distintos rangos de SAR), en especial en los suelos ándicos cultivados C2, C3 y C4, y en los suelos naturales en los tratamientos más elevados (mayor valor de SAR y menor concentración salina), como se discutirá en el capítulo VII.4.1.3.

En el siguiente apartado se describen con detalle los rangos de variación de los distintos parámetros derivados de las curvas de retracción, así como de las distintas zonas en las que se pueden subdividir éstas.

V.4.2.2. Estimación de los parámetros de las curvas de retracción

a) Parámetros por estimación directa a partir de la curva

En la Tabla 2 (Anexo 4.1) se recogen los valores medios de los siguientes parámetros característicos de las curvas de retracción por suelo y por muestra: Contenido de humedad (w), volumen específico (v), relación de huecos (e) y relación de agua (ew) en los puntos inicial (saturación) y final (seco) de las curvas, límite de retracción (LR) y retracción total (RT). El cálculo de estos parámetros se describe en el capítulo V.3.3 (Material y Métodos).

Los valores de **volumen específico a saturación** “ v_{sat} ” oscilaron entre 0,95 (muestra N4_{P-1}, jul03) y 2,08 cm³·g⁻¹ (N2_P, ene04), mientras que **a sequedad** “ v_{seco} ”, variaron entre 0,67 (C4_{P-5}, jul03) y 1,49 cm³·g⁻¹ (N2_{P-2}, ene04). El **contenido específico de agua a saturación** “ w_s ” osciló entre 0,53 (N4_{P-1}, jul03) y 1,54 cm³·g⁻¹ (N1_{P2-1}, sept04). El suelo N4 presentó por tanto los valores de volumen específico más bajos en la zona más húmeda de la curva, aunque en la zona seca los valores son similares a las de los suelos cultivados.

Los valores de “ v_{sat} ”, “ v_{seco} ” y “ w_s ” obtenidos en los suelos ándicos cultivados y suelo N4 son comparables a los mostrados por Rowell (1994) en muestra perturbada como valores representativos de un suelo arcilloso (excepto por los valores de “ v_{seco} ”, que son superiores en los suelos estudiados), y por Warkentin y Maeda (1974) en suelos alofánicos empaquetados (muestra seca a 105°C, Figura 6).

Asimismo, los valores de “ v_{seco} ” obtenidos en los suelos cultivados y en los suelos naturales N4, N1 y N3_{P2} fueron del mismo orden (0,8-1,0 cm³·g⁻¹) a los mostrados por Hagiwara y Takenaka (1985) en muestras perturbadas de un suelo alofánico. Los valores de “ v_{sat} ” y “ w_{sat} ” de este suelo son sin embargo notablemente superiores (alrededor de 1,6 y 1,2 cm³·g⁻¹, respectivamente) a los correspondientes valores obtenidos en los suelos cultivados y suelo N4 (del orden de 1,2 y 0,8 cm³·g⁻¹, respectivamente).

Respecto a los valores del **límite de retracción (LR)**, destacó el suelo N2 frente al resto, con valores elevados (entre 0,6 y 1,0 g·g⁻¹ o cm³·g⁻¹ agua), rango que concuerda con los datos obtenidos por otros autores en suelos alofánicos (Maeda *et al.*, 1977). Los suelos N1 y N3_{P1} presentaron también valores de LR elevados (alrededor de 0,7-0,8 g·g⁻¹ agua), mientras que los menores valores correspondieron a los suelos N4 y algunas muestras del suelo C4_P, con un 0,3 g·g⁻¹ agua. Las muestras de los suelos C2_P, C3_P y C4_P presentaron valores similares de volumen específico en todo el rango de humedad, con LR entre 0,3 y 0,4 g·g⁻¹ agua. El suelo C1_P mostró los valores de volumen específico así como de LR más elevados de los suelos cultivados. Hay que tener en cuenta que en el caso de los suelos N1, N2 y C1, este LR “aparente” no coincide con el teórico (punto de transición entre las zonas de retracción normal y residual).

Los valores elevados de **relación de huecos y relación de agua**, tanto en muestras alteradas como no alteradas en todo el rango de humedad estudiado son característicos de Andosoles (Dorel *et al.*, 2000). El suelo N4 también presentó valores elevados en relación con otros tipos de suelos aunque similares a los encontrados por dichos autores en suelos haloisíticos con ferrihidrita (Nitisol).

En cuanto a la **retracción total relativa (RTr)**, determinada a partir de la diferencia ($e_s - e_r$) dividida por e_s (Poulenard *et al.*, 2002), destacaron los elevados valores obtenidos en las muestras de profundidad de los suelos naturales N1 y N3. RTr osciló entre 24,1 (muestra C1_{P-36}, jul.04) y 52,7 % (C4_{P-3}, jul.03) para los suelos cultivados y entre 22,4 (N2_{P-2}, abr.03) y 68,6 % (N1_{P2-1}, sept.04) para los suelos naturales.

La **retracción total absoluta (RTa)** o **capacidad de retracción**, determinada a partir de la diferencia ($e_s - e_r$), (Peng y Horn, 2007), varió entre 0,52 (muestra C1_{P-36}, jul.04) y 2,78 cm³·cm⁻³ (N1_{P2-1}, sept.04).

La retracción de la muestra superficial del suelo N1 (N1_{P1-1}) fue significativamente menor (RTr = 25,8 % y RTa = 0,74 cm³·cm⁻³) a la de la muestra de profundidad N1_{P2-1} (RTr = 68,6 % y RTa = 2,78 cm³·cm⁻³), lo que hemos atribuido a la influencia de la desecación en campo (estación seca) en el carácter irreversible de los cambios de volumen, más acusado en la muestra superficial. En la Figura 8 se comparan las curvas de retracción, así como ejemplos de las muestras perturbadas (método de la pasta) de los suelos N1_{P1} y N1_{P2}. En el caso del suelo N3, la retracción también fue menor en la muestra superficial, N3_{P1-1} (RTr = 42,7 %) frente a la de mayor profundidad, N3_{P2-1} (52,7 %), aunque en términos de RTa fue al revés (1,61 y 1,35 cm³·cm⁻³, respectivamente). En los suelos N2 y N4, en los que se dispone de muestreos temporales, los valores de retracción (RTr y RTRa) tienden a ser inferiores en el muestreo de verano (Tabla 2, Anexo 4.1).

En la muestra N1_{P2-1} el LR calculado (0,47 cm³·g⁻¹) no coincide aparentemente con el valor que se aprecia gráficamente (primer punto de inflexión, entorno a 1,2 cm³·g⁻¹) (Figura 8a). Considerando en cualquier caso este LR calculado, se observa que la muestra N1_{P2-1} se sigue retrayendo por debajo de los contenidos de agua correspondientes a LR y pF 4,2 (1.500 kPa), lo que refleja la existencia de una importante microporosidad y una fracción de agua asociada a poros finos que se va perdiendo paulatinamente hasta sequedad (105°C).

En la imagen de la Figura 8b se aprecian claramente las diferencias en la magnitud de la retracción de ambas muestras.

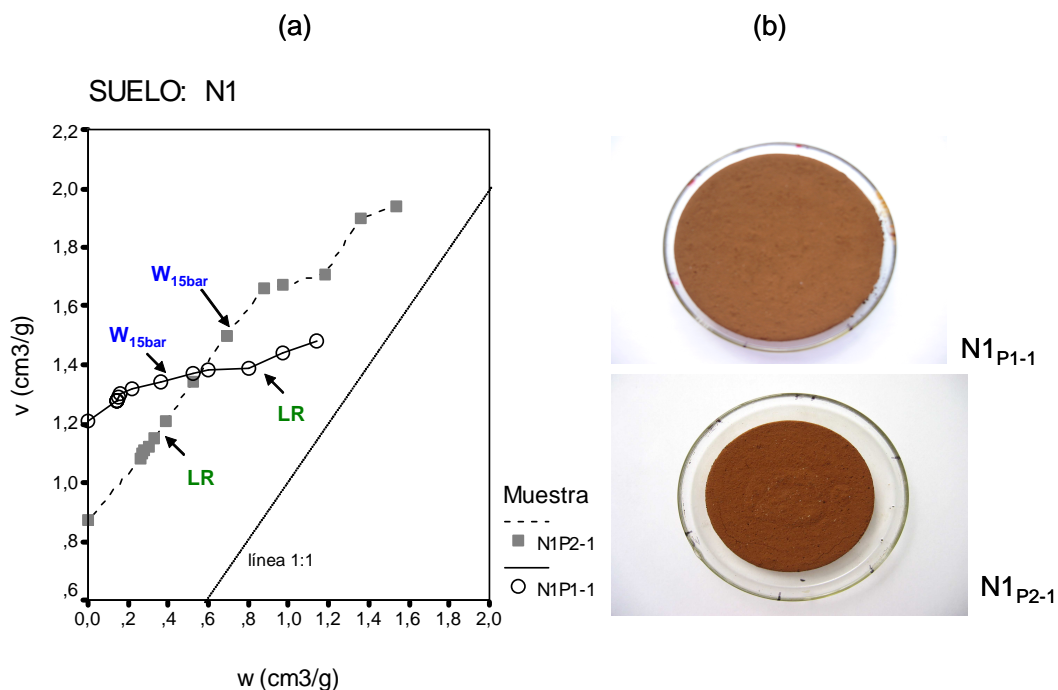


Figura 8. (a) Curvas de retracción y (b) aspecto de las pastas después de la retracción (hasta sequedad, 105°C) del suelo N1 (nótese que no aparece ninguna grieta).

La retención de agua gravimétrica a 1.500 kPa, W_{15bar} (pF 4,2; punto de marchitez permanente) se correlaciona positivamente con el contenido de agua en el límite de retracción, LR (Figura 9). En el caso de los suelos ándicos, la relación es próxima a la línea 1:1. De acuerdo con Braudeau *et al.* (2005), esto indicaría que el punto de marchitez se puede identificar con la entrada de aire en los microporos de los “*primary peds*”, de forma que $W_{15bar} = LR$ (transforma un índice agronómico obtenido empíricamente, en un valor físico definido claramente por un modelo). En el caso de los Andosoles (suelos C1, N1_{P1}, N2, N3_{P1}), el contenido de agua en LR es superior al de 15 bar, con valores elevados, entorno a $0,9 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$, del mismo orden que los descritos en la bibliografía para muestras perturbadas de suelos alofánicos y Andosoles (Maeda *et al.*, 1977). En la Figura 10 se muestran ejemplos de curvas de retracción del suelo natural N2 y de un suelo cultivado (C4), en las que se han señalado los valores de LR y W_{15bar}

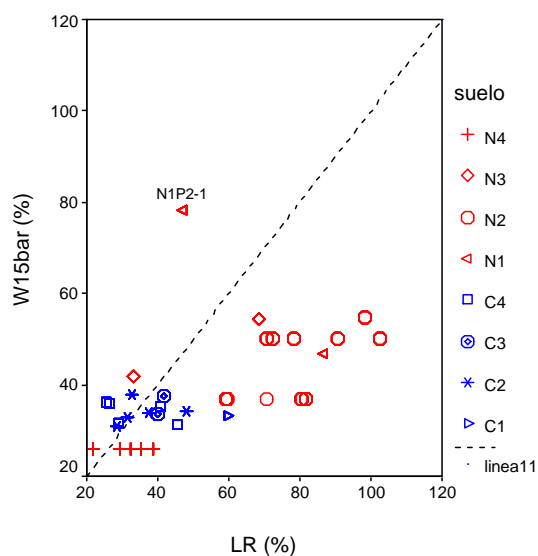


Figura 9. Relación de la retención de agua a 1.500 kPa (W_{15bar}) con el límite de retracción, LR, por suelos.

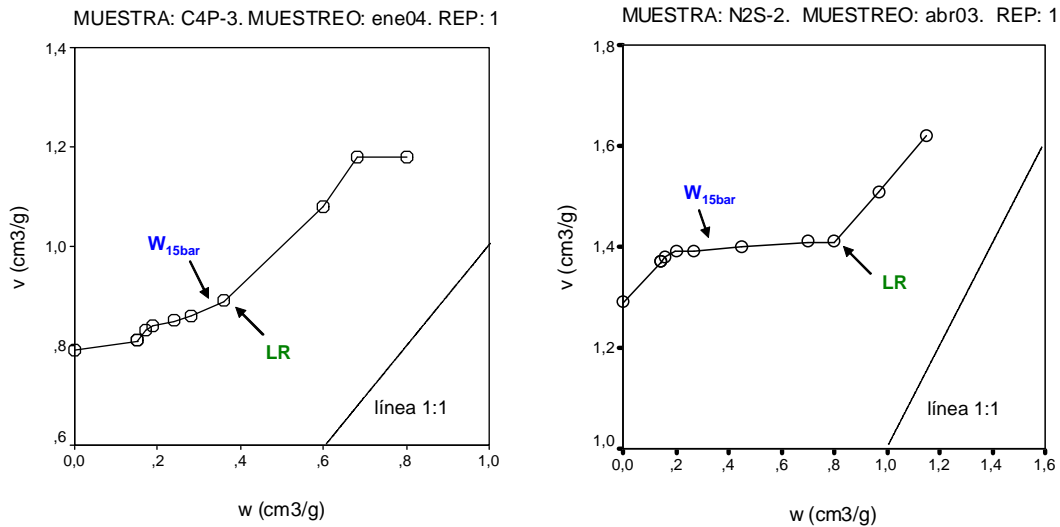


Figura 10. Ejemplos de curvas de retracción de los suelos C4 y N2, con indicación de los contenidos de agua asociados al límite de retracción, LR, y succión a 1.500 kPa o 15 bar (W_{15bar}).

La retracción total relativa (RTr) tendió a disminuir con LR para el conjunto de los suelos (Figura 11). Holtz y Kovacs (1981) destacan también esta tendencia, relacionando los suelos con un grado muy elevado de expansión con valores de LR muy bajos (< 11 %).

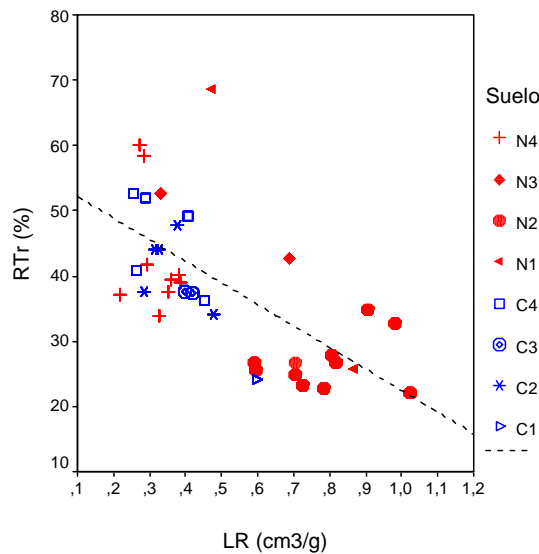


Figura 11. Relación entre la retracción total y el límite de retracción por suelos. Suelos cultivados en azul, suelos naturales en rojo. Muestras alteradas.

LR aumentó con la relación de huecos inicial “*es*” y final “*er*”, estando mejor correlacionado con éste último (Figura 12).

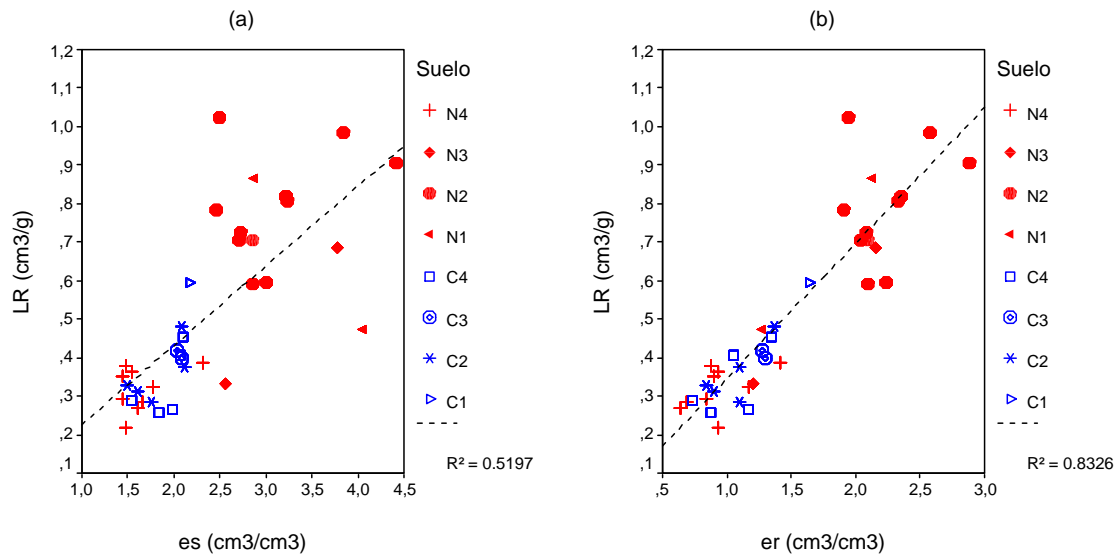


Figura 12. Relación entre el límite de retracción, LR, y la relación de huecos (a) inicial “ e_s ” y (b) final “ e_r ”, por suelos. Suelos cultivados en azul, suelos naturales en rojo. Muestras alteradas.

En la Tabla 2 se han recopilado algunos valores característicos de retracción obtenidos por varios autores en suelos alofánicos y Andosoles. De los datos expuestos en dicha tabla llama la atención la elevada variabilidad que presentan los valores de LR y retracción total. Tal como se ha indicado con anterioridad, los valores de LR en muestras perturbadas son en general elevados, entorno a $0,8 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ (Warkentin y Maeda, 1974; Hagiwara y Takenaka, 1985), mientras que por el contrario los correspondientes valores en muestras no perturbadas (agregados) son bajos, alrededor de $0,1\text{-}0,2 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ (Allbrook, 1992; Poulenard *et al.*, 2002, etc.). Asimismo, los valores de retracción total son muy variables, dependiendo del tipo y tamaño de la muestra (Bartoli *et al.*, 2007) y condiciones de humedad inicial (Warkentin y Maeda, 1974). Esto revela la gran influencia que tiene la preparación y manipulación de las muestras en estos parámetros, y explica los elevados valores de LR atribuidos tradicionalmente a suelos alofánicos.

Tabla 2. Recopilación de valores de límite de retracción, LR ($\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$), retracción total relativa, RTr (%) y absoluta, RTa ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), contenido específico de agua, w ($\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$), volumen específico de suelo, v ($\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$), relación de agua, ew ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), y relación de huecos, e ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), a saturación (sat) y seco en estufa (seco), obtenidos por varios autores, en función del tipo de muestra.

Referencia	Tipo muestra	Suelo	Muestra	LR	RTr	RTa	w_{sat}	v_{sat}	w_{seco}	v_{seco}	ew_{sat}	e_{sat}	ew_{seco}	e_{seco}
Poulenard <i>et al.</i> (2002)	Agregados de 10 g (suelo inalterado)	Andosoles	PIC (no-alofánico joven)		42	0,8						1,6		0,8
			CHI (alofánico joven)		50	1,5						2,5		1,0
			CUE (no-alofánico maduro)		60	2,4						4,0		1,6
			AZO (alofánico maduro)		76	4,5						6,5		2
Bartoli <i>et al.</i> (2007)	Bloque de 240 cm^3 (suelo inalterado)	Andosoles (COST)	EUR 5. 2Ahb		10									
			EUR 5. 2Bwb		40									
			EUR 6. Ah		20									
			EUR 6. 2Bwb		60									
			EUR 8. Ah1		0									
			EUR 9. 3H		-									
			EUR 10. Ah1 (Tenerife)		0									
			EUR 10. Bw		0									
			EUR 5. 2Ahb		32,1			2,0	0,4	1,5				
			EUR 5. 2Bwb		62,8			2,0	0,3	0,8				
EUR 6. Ah		56,3			2,5	0,3	1,0							
EUR 6. 2Bwb		73,4			3,0	0,5	0,7							
EUR 8. Ah1		2,0			1,3	0,2	1,1							
EUR 9. 3H		34			3,0	0,4	2,0							
EUR 10. Ah1		8,2			1,5	0,4	1,4							
EUR 10. Bw		19,5			1,4	0,4	1,1							
Allbrook (1992)	Agregados de 10, 20 y 40 mm (suelo inalterado)	Alofánico	Kauroa. Hor. A	0,23				1,6	0	1,2				
			Kauroa. Hor. B	0,23				1,7	0	1,1				
			NF. Hor. A		25	0,5					2,0	2,0	1,0	1,5
			NF. Hor. B		40	1,7					4,3	4,2	1,9	2,5
			ML. Hor. A		29	0,4					1,4	1,4	0,8	1,0
			ML. Hor. B		31	0,9					2,9	2,9	1,5	2,0
			C1 (natural)	0,85	47,8		1,40	1,82	0	0,95				
			C1 (seco al aire)	0,80	24,8		0,99	1,47	0	1,11				
C1 (seco en estufa)	0,52	15,3		0,68	1,11	0	0,94							
Hagiwara y Takenaka (1985)	Pasta (suelo alterado)	Alofánico	Sin perturbar	0,80	42,0		1,20	1,74	0	1,0				
			Perturbado	0,70	38,8		1,22	1,60	0	0,8				
Braudeau <i>et al.</i> (1999)	Anillo de 83 cm^3 (suelo empaquetado)	Vertisol Suelo ferralítico		0,10			0,35	0,7	0,5	0,54				
				0,11			0,33	0,78	0,07	0,72				

b) Ajuste de las curvas de retracción por el modelo de Peng y Horn (2005)

Como se describió en la revisión bibliográfica (capítulo V.2), existen numerosos modelos para describir la curva de retracción de un suelo, pero son en general modelos complejos y de uso poco generalizable. En consecuencia hemos utilizado por su simplicidad el modelo de curva sigmoideal de tres parámetros propuesto por **Peng y Horn (2005)** para el ajuste de las curvas de retracción, y en el que se expresa la curva de retracción mediante la relación de huecos “ e ” en función de la relación de agua “ ew ”:

$$e(ew) = e_r + \frac{e_s - e_r}{\left(1 + \left(\frac{\alpha \cdot ew}{e_s - ew}\right)^{-n}\right)^m} \quad [\text{Ec. 9}]$$

donde

e_s y e_r son la relación de huecos “ e ” a saturación y residual, respectivamente, y α , n y m son parámetros de ajuste del modelo modificado de van Genuchten.

Este modelo presenta asimismo la ventaja de permitir el ajuste de curvas de retracción que carecen de la zona de retracción estructural o de la zona de retracción cero, casos que hemos observado *a priori* en algunas muestras. En el Anexo 4.3.1 se describe con mayor detalle el procedimiento seguido para la obtención de la Ecuación 9 y de los parámetros de ajuste, puntos de transición entre las zonas de retracción teóricas de la curva, así como los porcentajes de las distintas zonas de retracción, expresados en términos de relación de agua sobre la pérdida total de agua o de relación de huecos sobre la pérdida total de volumen. Recordemos que este modelo divide la curva en cuatro zonas de retracción teóricas (Figura 1, Anexo 4.3): El tramo desde saturación hasta el denominado “límite de hinchamiento” es definido como retracción estructural; la región entre este punto y el “punto de entrada de aire” se corresponde con la retracción proporcional; seguidamente aparece la retracción residual, que finaliza en el “límite de retracción”; por último, la retracción cero, comprendida entre este punto y el punto final ($w = 0$).

Para la estimación de los parámetros de ajuste utilizamos el programa TableCurve 2D, v5.00 (SPSS Inc., 2000). En la Tabla 3 (Anexo 4.1) se resumen los valores obtenidos de estos parámetros por suelo y muestra. En las Tablas 5 a 8 (Anexo 4.1) se muestran los valores promedio de la relación de agua “ ew ” y de la relación de huecos “ e ” en los puntos de transición definidos matemáticamente y los porcentajes de las distintas zonas de retracción por suelo, expresados en términos de relación de agua sobre la pérdida total de agua o de relación de huecos sobre la pérdida total de volumen, respectivamente.

En la Figura 3 (Anexo 4.2) se representan las curvas de retracción experimentales y estimadas según este modelo, por muestra, incluyendo la línea 1:1. Esta línea coincidiría con la recta de

saturación que representa un sistema saturado teórico de dos componentes (sólido y agua), de manera que la pérdida de una cierta cantidad de agua supone una reducción equivalente del volumen de poros.

Los valores de “ e_s ” y “ e_r ” se corresponden con los datos obtenidos experimentalmente (relación de huecos a saturación y seco a 105°C, respectivamente). El parámetro α osciló entre 0,024 (muestra N2_{P1-1}, ene04) y 5,42 (N1_{P2-1}, sept04), mientras que los parámetros n y m variaron entre 0,950 (N1_{P2-1}, sept04) y 72,170 (C4_{P-2}, jul03) y entre 0,012 (C2_{P-7}, jul03) y 2,500 (N1_{P2-1}, sept04), respectivamente (Tabla 3, Anexo 4.1). Como vemos, estos parámetros pueden variar considerablemente, así, Peng y Horn (2005) obtienen variaciones de α y m hasta un factor de 1.000, mientras que n varía entre 0,8 y 4,3. Al igual que estos autores, encontramos también una elevada correlación lineal entre los parámetros α y m ($R^2 = 0,989$, $P < 0,01$, Tabla 4 del Anexo 4.1).

En general se observó un buen ajuste entre valores medidos y estimados para los suelos cultivados (8 muestras de 13), mientras que en los suelos naturales el modelo se ajustó peor a los datos medidos, como se aprecia en la Figura 3 del Anexo 4.2 (15 réplicas con mal ajuste de un total de 36). Para el grupo de muestras con un buen ajuste, el coeficiente de correlación entre los valores medidos y estimados fue siempre superior a 0,986 (Tabla 3, Anexo 4.1). En el caso de las muestras con un mal ajuste, hemos deducido los porcentajes de las distintas zonas de retracción estimando gráficamente las coordenadas de los puntos de transición entre éstas.

De acuerdo con Peng y Horn (2005), aumentos del parámetro α están asociados a aumentos de la retracción estructural y disminuciones de las zonas de retracción cero y residual, mientras que el parámetro m tiene el efecto contrario. Por su parte, aumentos del parámetro n provocan una mayor pendiente de la zona de retracción proporcional. En nuestro estudio no se aprecian claramente estas tendencias, posiblemente debido a los diferentes rangos de variación de estos parámetros. Asimismo, según estos autores, los efectos de los tres parámetros sobre la curva de retracción no son completamente independientes sino que interaccionan entre ellos, dependiendo además del rango de variación de “ e ” y “ e_w ”.

Los resultados obtenidos a partir del ajuste de las curvas de retracción son los siguientes:

- *Suelos cultivados:*

Las muestras de los suelos C2_P, C3_P y C4_P manifestaron generalmente retracción estructural y residual. En las muestras C2_{P-5} y C2_{P-7} (ene04) no se apreció retracción estructural y por tanto no presentaron el punto (e_{w_w} , e_w) o “límite de hinchamiento” (punto de transición entre las etapas de retracción estructural y proporcional), Figura 3 (Anexo 4.2). En general todas las muestras carecieron de la etapa de retracción cero y en consecuencia del punto (e_{w_z} , e_z) o “límite de retracción” (punto de transición entre las zonas de retracción residual y cero). Es importante señalar que en el modelo de Peng y Horn (2005), el “punto de entrada de aire”, e_{w_p} (en $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ agua) se correspondería con el

“límite de retracción” convencional, LR (en $\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ o $\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ agua), determinado a partir de la ecuación 8. En la Figura 13 se comparan ambos valores por suelos.

La retracción estructural se correspondió con un 11,6 (C3_{P-6}, ene.04) a 18,6 % (C4_{P-5}, ene.04) de la pérdida total de agua y con un 1,2 (C4_{P-2}, jul.03) a 2,6 % (muestra C4P-5, ene04) de la reducción total de volumen. La retracción proporcional varió entre 25,4 (C4_{P-2}, jul.03) y 60,4 % (C4_{P-3}, jul.03) de la pérdida total de agua y entre 54,8 (C2_{P-7}, jul.03) y 88,7 % (C4_{P-3}, jul.03) de la reducción total de volumen. La retracción residual fue importante, con valores superiores al 30 % de pérdida de agua y entre un 11,3 (C4_{P-3}, jul.03) y 44,5 % (C1_{P-36}, jul.04) de reducción de volumen.

En definitiva, las etapas de retracción proporcional y residual tuvieron pesos similares en la pérdida total de agua en los suelos C4_P y C2_P, mientras que la retracción residual fue superior a la proporcional en el suelo C3_P. Respecto a la pérdida de volumen de suelo, la retracción proporcional fue la que en mayor grado contribuyó al proceso de retracción.

- *Suelos naturales:*

Los suelos N3_{P2} y N4_P presentaron principalmente retracción proporcional y residual, mientras que en el suelo N1_{P2} predominaron las etapas de retracción estructural y proporcional. La retracción proporcional participó en un 20,7 (N4_{P-1}, abr03) a 60,2 % (N4_{S-1}, abr03) de la pérdida total de agua y en un 42,5 (N4_{P-1}, abr03) a 84,8 % (N4_{S-1}, abr03) de la reducción de volumen de suelo. Los valores de retracción residual fueron elevados, tanto en términos de pérdida de agua como de reducción de volumen, en torno al 30-40 %, con excepción de algunas muestras superficiales del suelo N4 y la muestra de profundidad del suelo N1 (N1_{P2-1}). Algunas muestras del suelo N4 manifestaron retracción cero, estando comprendida en el rango de humedad de 0-0,6 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$.

El modelo de Peng y Horn se ajustó mal a las curvas en algunas muestras que presentaron “pseudo-saturación”, por lo que como se indicó anteriormente, en estos casos los valores de los puntos de transición entre las tres zonas de retracción se estimaron gráficamente. En las Tablas 7 y 8 (Anexo 4.1) se recogen estos valores, así como los porcentajes de cada zona en términos de reducción de agua y de volumen de suelo, respectivamente. El tramo de “pseudo-saturación” abarcó desde valores de 3 hasta 2 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ agua, aproximadamente. Seguidamente, aparece una zona “estable” (retracción estructural) comprendida entre 2 y 0,5 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, aproximadamente y finalmente un tramo de retracción normal (0-0,5 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$). En términos de porcentaje de pérdida de agua, la retracción en la zona de “pseudo-saturación” osciló entre 19,6 (N2_{S-2}, jul03) y 32,6 % (N2_{P-2}, abr03) y en términos de cambio de volumen de suelo, entre 33,3 (N2_{P-1}, ene04) y 62,0 % (N2_{S-2}, abr03). En estos suelos, la mayor pérdida de agua se produjo en la etapa de retracción estructural, mientras que el cambio más importante de volumen de suelo se asoció a los tramos de “pseudo-saturación” (suelo N2) y de retracción normal (suelos N1_{P1} y N3_{P1}).

En la Figura 13 se muestra la correspondencia entre el LR convencional (determinado a partir de la Ecuación 8) y el LR modificado para estos suelos (transición entre pseudo-saturación y

estructural, ew_{ps}), y el determinado según el modelo de Peng y Horn (punto de entrada de aire, ew_p), para el resto de los suelos. En dicha figura se distinguen claramente dos grupos de suelos, por un lado los suelos N1_{P1}, N2_P y N3_{P1}, asociados a rangos de humedad elevados ($> 0,6 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$) y por otro lado el resto de los suelos, con LR inferiores a estos valores.

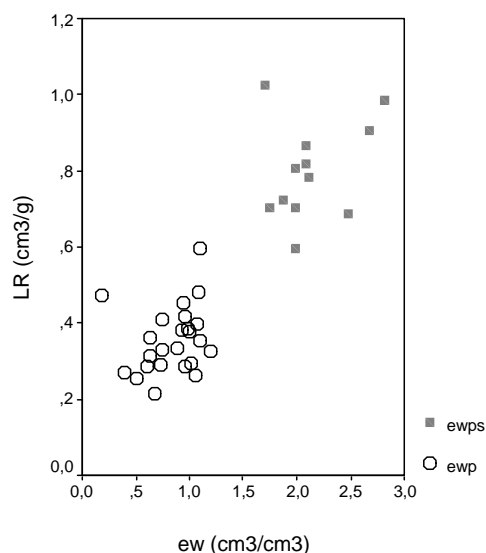


Figura 13. Relación entre el límite de retracción convencional, LR, y los límites de retracción del modelo de Peng (punto de entrada de aire, ew_p) y el modificado (transición entre pseudo-saturación y estructural, ew_{ps}).

En cuanto a la relación de la retracción con **otras propiedades** de los suelos destacamos los siguientes resultados:

En la Figura 14a se aprecia el aumento del contenido de agua específico a saturación " w_s " con el contenido en Al y Fe extraídos con oxalato amónico ($\text{Al}_o + \frac{1}{2} \cdot \text{Fe}_o$) para el conjunto de los suelos ($R^2 = 0,75$). Se muestra asimismo la relación de los volúmenes de suelo específico a saturación " v_{sat} " y a sequedad " v_{seco} " con el contenido en ($\text{Al}_o + \frac{1}{2} \cdot \text{Fe}_o$). Se observa que " v_{sat} " siempre aumentó con este parámetro, mientras que " v_{seco} " disminuyó a partir de 14 % de ($\text{Al}_o + \frac{1}{2} \cdot \text{Fe}_o$) para el suelo N1_{P2} (Figura 14b). Este suelo presenta ciertas características "hídricas", es decir, sus propiedades físicas y químicas presentan un alto grado de irreversibilidad al secado. En la Soil Taxonomy (USDA, 2006) el subgrupo "hídrico" de los Andosoles debe cumplir que en las muestras no secadas, el contenido de agua sea ≥ 70 % a 1.500 kPa. En la WRB (FAO, 2006), este valor debe ser ≥ 100 % a 1.500 kPa. Estos cambios irreversibles se producen a contenidos de agua y valores de succión del suelo diferentes para cada suelo. Fernández *et al.* (2004) en agregados de un Andosol de Azores, señalan como nivel crítico un valor de -500 kPa (5 bar). Takenaka (1961, citado por Maeda *et al.*, 1977) indica para suelos alofánicos valores de 10-20 bar (por encima de este rango el cambio de volumen es reversible).

El límite de retracción, LR, presentó como era de esperar una relación positiva con el carácter ándico, así como con el contenido en materia orgánica (no se muestra) (Maeda *et al.*, 1977). La

muestra N1_{P2-1} (con un 14 % de $Al_{0+1/2} \cdot Fe_0$) se desvía al presentar un valor de LR ($0,47 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$), por debajo de la tendencia general (Figura 14c).

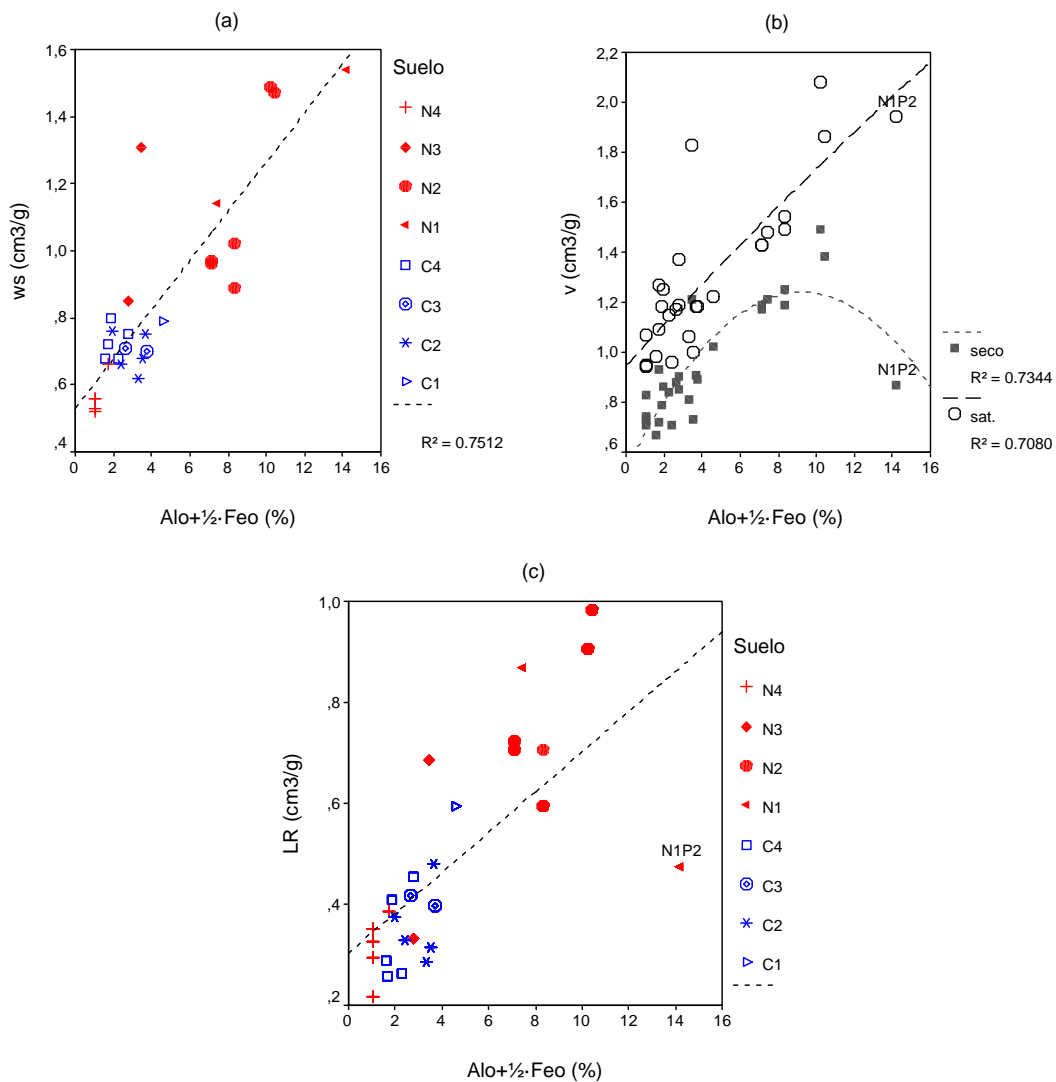


Figura 14. Relación del contenido en Al y Fe extraídos con oxalato amónico ($Al_{0+1/2} \cdot Fe_0$) con (a) el volumen específico de agua a saturación, w_s , (b) el volumen específico de suelo a saturación, v_{sat} , y seco, v_{seco} , y (c) el límite de retracción, LR, por suelos.

V.4.2.3. Comparación de las curvas de retracción en muestras inalteradas y alteradas

En la Figura 15 se comparan algunos ejemplos de curvas de retracción obtenidas en muestras inalteradas (agregados) y alteradas (pastas). En general observamos que en todas las muestras (excepto la muestra C4_{P-1}) la relación de huecos es inferior en las muestras alteradas respecto a las inalteradas, siendo la diferencia especialmente acusada en el Andosol N2_p. La etapa de retracción estructural presente en todas las muestras inalteradas, desaparece o es significativamente menor en las muestras alteradas. Este resultado, observado también por otros autores (Lauritzen, 1948; Chan, 1982; Yazawa

y Maeda, 1985), puede interpretarse según Takenaka (1965) por la destrucción de agregados durante la preparación de la pasta, que tiene como consecuencia una disminución de la succión del suelo y un aumento de la magnitud de la retracción.

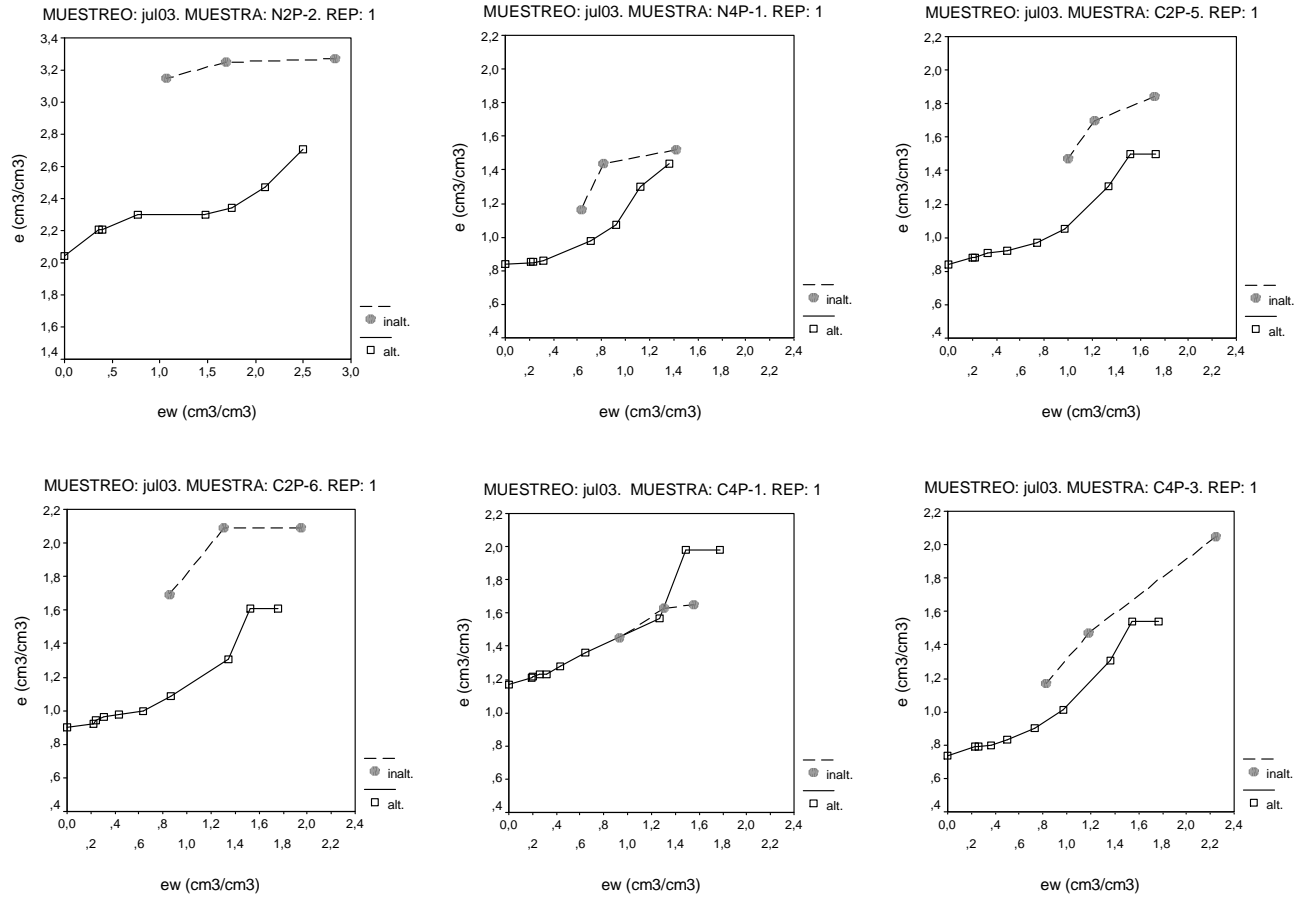


Figura 15. Ejemplos de las curvas de retracción de muestras inalteradas (método de la parafina, 3 puntos: saturación, 0,33 y 1.500 kPa) y alteradas (método de la pasta, desde saturación hasta seco en estufa).

El efecto de remoción del suelo (pasta) es importante, por lo menos en la zona más húmeda del intervalo estudiado, como se desprende de la comparación de los valores de relación de huecos a saturación (Figura 16), sensiblemente más elevados en las muestras no alteradas.

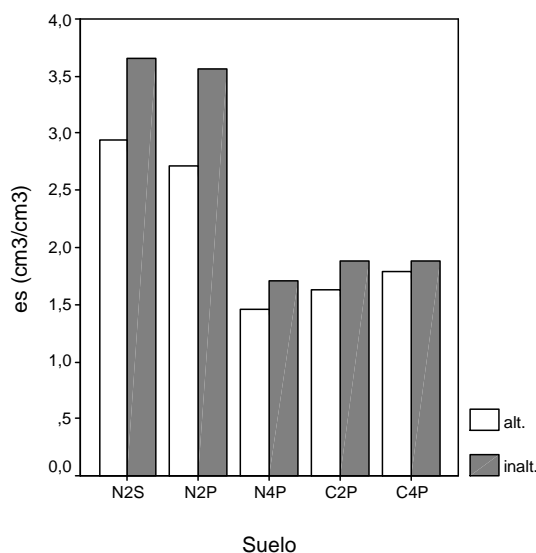


Figura 16. Comparación entre la relación de huecos a saturación “ e_s ” de muestras inalteradas (agregados) y alteradas (pasta) por suelos.

Stirk (1954) señala que en muestras perturbadas (*puddle soil blocks*), la zona de retracción estructural está ausente y la contribución de la retracción residual es mínima, por lo que la retracción normal es el mecanismo predominante. Como se aprecia en la Figura 2 (Anexo 4.2), las muestras alteradas de los suelos ándicos cultivados mantienen sin embargo algo de retracción estructural y residual, esto es, mantienen cierta estructura. Por el contrario, las muestras alteradas del suelo N4 carecen de retracción estructural y la retracción normal se acentúa.

Estos resultados demuestran que las diferencias en las características de retracción entre un agregado y una muestra alterada (pasta) de un mismo suelo pueden ser útiles para evaluar el grado de desarrollo estructural del mismo (Stirk, 1954). Este autor sugiere además utilizar la diferencia de porosidad a un valor de pF determinado entre ambos tipos de muestra (agregado y suelo removido) como un índice del grado de desarrollo estructural del suelo.

Respecto a los valores de retracción total encontramos que los valores obtenidos en los Andosoles N2_P y N1_{P1} son muy inferiores a los encontrados en la literatura para este tipo de suelos (Warkentin y Maeda, 1974; Allbrook, 1992; Poulénard *et al.*, 2002). Así, Poulénard *et al.* (2002) encuentran que valores de “ e ” a saturación entre 2 y 4 se corresponden con valores de retracción total entre 40 y 55 %, mientras que en nuestro caso no superamos el 30 % (pastas). Yazawa y Maeda (1985) refieren en muestras inalteradas de suelos volcánicos de Japón, valores de “ e ” entre 0,81 y 3,56 y de retracción total entre el 5,1 y 40,1 %.

En todos los trabajos citados se trata de Andosoles de regiones con elevada pluviometría, sin estación seca, y es bien conocido que la desecación implica que gran parte de la disminución de volumen es irreversible en los suelos alofánicos (Maeda y Warkentin, 1975). En el caso de las Islas Canarias existe estación seca, lo que puede explicar tanto los bajos valores de retracción como de capacidad de retención de agua en relación con el contenido en alofana (Nanzyo *et al.*, 1993).

Como se puede observar en la Figura 18, la retracción total tiende en general a disminuir con el carácter ándico, tanto en muestras inalteradas (agregados) como alteradas (pastas). Se debe recordar que los valores de retracción de los dos métodos de medida no son comparables, ya que los rangos de medida son diferentes, hasta 1.500 kPa en los agregados, y hasta sequedad (105 °C) en las pastas.

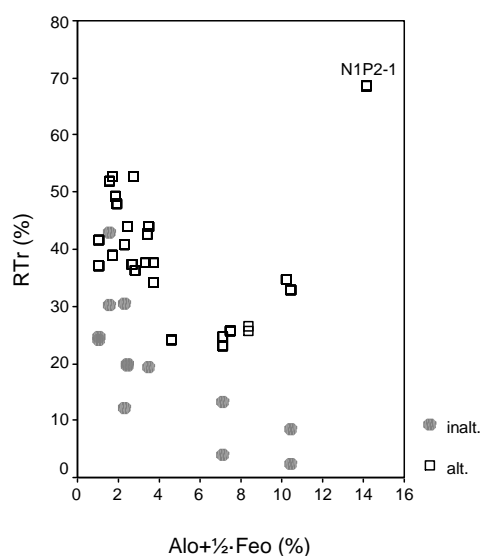


Figura 17. Relación entre la retracción total relativa (RTr) y el contenido en Al y Fe extraídos con oxalato amónico ($Al_0+1/2 \cdot Fe_0$), por tipo de muestra: inalterada (agregados) y alterada (pasta).

V.5. CONCLUSIONES

Las principales conclusiones a destacar son las siguientes:

- El grado y tipo de retracción dependen en gran manera de la alteración de las muestras. La magnitud de la retracción en muestras inalteradas es muy inferior a la que se observa en suelos alterados (que representaría una retracción potencial debida a las operaciones mecánicas del manejo del suelo).

El comportamiento relativamente rígido de las muestras inalteradas del andosol estudiado difiere de los elevados valores de retracción total observado en andosoles (alofánicos) de climas muy húmedos (Japón, Nueva Zelanda, los Paramos Andinos). Este hecho puede ser debido al efecto de la desecación en el carácter irreversible de la retracción, bajo un clima como el de las islas, donde pueden producirse periodos secos muy prolongados.

En los suelos arcillosos ándicos, la retracción estructural en las muestras no perturbadas (por lo menos hasta $\frac{1}{3}$ bar) es asimismo importante.

- La destrucción de la estructura del suelo en las muestras alteradas, se manifiesta en el caso de los andosoles en una primera etapa que hemos atribuido a la pseudo-saturación, descrita para suelos ricos en sesquioxidos. Este comportamiento plantea la dificultad de la localización del límite de retracción.

Los suelos ándicos mantienen parte de la etapa de retracción estructural, a pesar de la remoción del suelo, lo que se ha atribuido a una gran estabilidad de los agregados, probablemente asociado al contenido en sesquióxidos. Este comportamiento concuerda con las curvas características de succión (elevada macro y mesoporosidad).

Estos suelos presentan además valores importantes de retracción residual, que es consistente con su mineralogía haloisítica.

Asimismo, dentro de las muestras alteradas de los suelos naturales, destacamos la dependencia de la retracción de las variaciones estacionales y en profundidad, lo que se ha relacionado con los ciclos de desecación.

- El modelo de Peng y Horn utilizado se ajustó en general adecuadamente a los datos experimentales (muestras alteradas), lo que nos ha permitido identificar los puntos de transición entre las distintas zonas de retracción, así como cuantificar éstas con respecto a los cambios totales de volumen de suelo y agua. Este modelo presentó sin embargo problemas de ajuste en muestras que no presentaban claramente las etapas de retracción (bajos valores de retracción total) y en particular en las muestras con presencia del tramo de pseudosaturación.
- En cuanto a los aspectos metodológicos, destacamos las siguientes observaciones:
 - (i) Método de la parafina: Obtuvimos un número elevado de medidas erróneas en relación al número total de mediciones. Se trata además de un método engorroso y difícil de implantar de forma rutinaria en el laboratorio. Encontramos problemas para impermeabilizar completamente los agregados y obtener medidas correctas a distintos valores de pF, derivados posiblemente de las características de los suelos (agregados porosos, con distintas condiciones de humedad, etc.);
 - (ii) Método de la pasta: Se trata de un método sencillo y reproducible. El inconveniente es que es un método poco extendido (uso más frecuente en mecánica de suelos).

CAPÍTULO VI.

CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA

VI.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

La conductividad hidráulica saturada, K_s , es uno de los principales parámetros hidráulicos del suelo y depende en su mayor medida de la estructura del suelo. Es una propiedad clave en la descripción de los procesos de infiltración y redistribución de agua en el suelo y presenta una alta variabilidad en el tiempo y en el espacio (afectado por factores como el manejo del suelo).

Tal y como se apuntó en la Introducción (Capítulo I) y en el capítulo IV.1, diversos trabajos realizados en Canarias han puesto de manifiesto las particularidades de las propiedades hidráulicas de los suelos volcánicos. Así, Muñoz-Carpena *et al.* (2002) destacan un comportamiento anómalo de la permeabilidad de los suelos en relación con su textura. Regalado y Muñoz-Carpena (2002) estudian la variabilidad espacial de K_s por distintos métodos de medida y evalúan el efecto de la salinidad (riego) en su distribución espacial. Regalado (2005) aplica técnicas de escalado al estudio de la distribución y variación espacial de la conductividad hidráulica de un Andosol cultivado de Tenerife.

Armas *et al.* (2003) evaluaron algunas propiedades relevantes de la calidad física de suelos cultivados de la isla de Tenerife en diferentes situaciones de salinidad y sodicidad en función de los parámetros de diagnóstico de las propiedades ándicas y del contenido y tipo de minerales de arcilla. Estos autores obtuvieron una serie de propiedades físicas covariantes con el parámetro Al_o , destacando los índices de agregación, la distribución de tamaño de poros y la conductividad hidráulica saturada, encontrando que por debajo de valores de 3 % de Al_o y determinadas combinaciones de cationes cambiables, salinidad y mineralogía de arcillas, podían conducir a reducciones muy importantes de la conductividad hidráulica.

Dentro del objetivo general del estudio de las propiedades asociadas a la calidad física de los suelos, nos centraremos en el presente capítulo en los siguientes **objetivos**:

- Descripción de los valores de conductividad hidráulica en condiciones de saturación (K_s).
- Relación de K_s con otras propiedades de los suelos (textura y rangos de porosidad) y evolución temporal.
- Validación del modelo multivariante descrito por Armas *et al.* (2003), teniendo en cuenta las variaciones estacionales de las propiedades físico-químicas de los suelos durante el cultivo.

VI.2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

VI.2.2. CONSIDERACIONES GENERALES

Las propiedades del suelo que determinan el comportamiento del agua en el suelo son la conductividad hidráulica (K) y las características de retención de agua. La conductividad hidráulica de

un suelo es una medida de la capacidad del suelo para conducir el flujo de agua, mientras que las características de retención de agua reflejan su capacidad para almacenar agua.

La conductividad hidráulica en flujo saturado está definida por la ley de Darcy, que cuantifica la energía requerida para mover agua a través de un medio poroso, y cuyo valor es proporcional al flujo unitario a través de una columna de sección y longitud determinados. La constante o factor de proporcionalidad de dicha ley es la **conductividad hidráulica saturada** (K_s), y su valor va a depender del tamaño de las partículas (textura) y de los poros (estructura) del suelo, así como de las propiedades del fluido (viscosidad y densidad principalmente) que circula.

En suelos con alto contenido en arcilla, la composición de la disolución del suelo puede asimismo afectar al valor de K , debido a interacciones entre la disolución y la matriz del suelo. Cuando el contenido de agua disminuye desde saturación, los poros de mayor tamaño, que son los más efectivos en conducir el agua, son los primeros en drenar, y el valor de K disminuye rápidamente con el contenido de agua. De ahí la necesidad de estudiar la K como una función del contenido de agua. En esta situación de flujo insaturado, el flujo de agua en el suelo viene descrito por la ecuación de Darcy-Buckingham, en la que **K insaturada** (K_u) es una función del contenido de humedad y no una constante como en el caso de flujo saturado. Los métodos de medida de K en laboratorio y en campo han sido descritos por Klute y Dirksen (1986) y Dirksen (1999).

La K_s es un valor necesario para caracterizar la K_u en la mayor parte de los modelos unidimensionales existentes, dado que delimita su valor máximo (Brooks y Corey, 1964; Cambell, 1974 y Mualem, 1976). Por otro parte, la estimación de K_s puede abordarse desde tres puntos de vista distintos (Zhuang *et al.*, 2000): (i) estimación de K_s a partir de ecuaciones de regresión no lineales obtenidas a su vez de propiedades físicas y químicas fácilmente medibles, como son la textura, densidad aparente y materia orgánica (Rawls *et al.*, 1982; Saxton *et al.*, 1986); (ii) desarrollo de una relación fisicoempírica entre la distribución de tamaños de partículas y K_s (Campbell, 1985); y (iii) métodos de estimación de K_s basados en técnicas de escalado.

Otra aproximación a la determinación de K_s deriva de los modelos de geometría de poros, que parten del modelo general de Kozeni-Carman. Se han presentado modificaciones de este modelo para relacionar K_s con la porosidad efectiva, mediante varios parámetros empíricos (Ahuja *et al.*, 1985). Estas expresiones intentan estimar el valor de K_u relacionándolo con K_s y la distribución de tamaños de poros inferida de los datos de retención de agua (Burdine, 1953; Mualem, 1976; Alexander y Skaggs, 1986, citados por Durner, 1995).

Como se describió en el capítulo IV, las funciones de edafotransferencia (*pedotransfer functions*) hacen referencia a la relación entre propiedades del suelo y diversos parámetros que las relacionan, y la aplicación de esta base de datos para estudios o modelos en distintos campos de investigación; en meteorología, hidrología, y en agronomía, en riego y aplicación de agroquímicos (Pachepsky *et al.*, 1999). Una de las bases de datos más utilizada es la UNSODA (Leij *et al.*, 1996,

citado por Pachepsky *et al.*, 1999), que recopila datos de conductividad hidráulica y retención de agua para un amplio rango de suelos.

Se han considerado rangos de K_s en la zona radicular del orden de $5 \cdot 10^{-3}$ a $5 \cdot 10^{-4} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ como óptimos para facilitar una rápida infiltración y redistribución del agua disponible para las plantas, reducción de la escorrentía superficial y erosión del suelo y drenaje adecuado del exceso del agua en el suelo (Reynolds *et al.*, 2003). De Witt y McQueen (1992) y McQueen y Shepherd (2002) (citados por Reynolds *et al.*, 2008) proponen como límite crítico inferior, valores de $K_s = 1,0 \cdot 10^{-4} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ($3,6 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$) para suelos agrícolas de texturas finas, por debajo de los cuales se limita el crecimiento vegetal por aireación inadecuada en la zona radicular, reducida permeabilidad e incremento de la escorrentía superficial y erosión. Como límite crítico superior se han propuesto valores de $K_s > 1,0 \cdot 10^{-2} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ($360 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$), valores frecuentes en suelos “secos” debido a texturas gruesas o con abundancia de grietas y biporos (Marshall y Holmes, 1988; Topp *et al.*, 1997, citados por Reynolds *et al.*, 2008).

En el capítulo VII.2.3 se revisa el efecto de la sodicidad en la estabilidad estructural y conductividad hidráulica de los suelos.

VI.2.3. PARTICULARIDADES DEL COMPORTAMIENTO HIDROLÓGICO DE LOS SUELOS VOLCÁNICOS

En suelos volcánicos, la elevada permeabilidad, tanto en condiciones de saturación como insaturación, es una propiedad ampliamente reconocida y favorable para zonas de cultivo (Maeda *et al.*, 1977; Nanzyo *et al.*, 1993, Fontes *et al.*, 2004). La K_u depende en gran manera del contenido de agua y disminuye en estos suelos rápidamente con el mismo. Así, Sharma y Uehara (1968b) obtuvieron en Oxisoles de Hawaii descensos de la conductividad hidráulica insaturada en al menos tres órdenes de magnitud al aumentar la succión de 0 a 10 kPa de agua.

La conductividad hidráulica saturada de algunos suelos de Hawaii se ha relacionado también con la estabilidad de los agregados (Sharma y Uehara, 1968a) y con la naturaleza de los cationes del complejo de cambio (Ahmed *et al.*, 1969, citado por Lal y Greenland, 1979). Dorel *et al.* (2000) describen reducciones significativas de la conductividad hidráulica saturada de un Andosol con la compactación y mecanización, pasando de valores del orden de 350 a 35 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ en el horizonte compactado.

La variabilidad espacial de K en suelos volcánicos ha sido estudiada entre otros por Romano (1993), Ciollaro y Romano (1995), Zhuang *et al.* (2000), Regalado y Muñoz-Carpena (2004), Regalado (2005) y Comegna *et al.* (2011).

Perret y Dorel (1999) analizan los cambios irreversibles en algunas propiedades físicas que sufren los Andosoles cuando llegan a secarse por encima de determinados niveles críticos. Bartoli *et*

al. (2007) llevan a cabo una revisión de los trabajos publicados referentes a los efectos del secado en las propiedades hidráulicas y transporte de solutos de suelos volcánicos de Europa. En ambos casos se describen aumentos significativos de K_s como consecuencia del incremento de la proporción relativa de macroporos.

Como se ha indicado anteriormente, las funciones de edafotransferencia (predicción de las propiedades hidráulicas y retención de agua a partir de la textura) han sido desarrolladas extensamente en suelos cultivados de regiones templadas, mientras que han sido poco estudiadas en los suelos volcánicos (Bartoli y Burtin, 2007).

VI.3. MATERIAL Y MÉTODOS

VI.3.1. SUELOS DEL ESTUDIO

Las muestras empleadas se resumen en el siguiente cuadro. Los suelos han sido descritos en el capítulo II:

Tabla 1. Relación de suelos utilizados en este capítulo.

Suelo	Fecha de muestreo	Muestra
N1 _p	Sept.2004	N1 _{p1-1} , N1 _{p2-1}
N2 _s	May.2001	N2 _{s-1}
N2 _p	May.2001	N2 _{p-1} , N2 _{p-2}
N3 _p	Nov.2004	N3 _{p1-1} , N3 _{p2-1}
N4 _p	Jul.2003	N4 _{p-1}
C1 _s	Nov.1999	C1 _{s-1} – C1 _{s-35}
C2 _s	Ene.2000	C2 _{s-2} , C2 _{s-4} , C2 _{s-6}
C2 _s	Jul.2000	C2 _{s-2} , C2 _{s-4} , C2 _{s-6}
C2 _s	Nov.2000	C2 _{s-2} , C2 _{s-4} , C2 _{s-6}
C2 _p	Ene.2000	C2 _{p-2} , C2 _{p-4} , C2 _{p-6}
C2 _p	Jul.2000	C2 _{p-2} , C2 _{p-4} , C2 _{p-6}
C2 _p	Nov.2000	C2 _{p-2} , C2 _{p-4} , C2 _{p-6}
C3 _s	Jul.2000	C3 _{s-1} , C3 _{s-2}
C3 _s	Nov.2000	C3 _{s-1} , C3 _{s-2} , C3 _{s-3}
C3 _s	Ene.2002	C3 _{s-4} , C3 _{s-6} , C3 _{s-7}
C3 _s	Ene.2003	C3 _{s-4} , C3 _{s-6} , C3 _{s-7}
C3 _p	Jul.2000	C3 _{p-1} , C3 _{p-2}
C3 _p	Nov.2000	C3 _{p-1} , C3 _{p-2} , C3 _{p-3}
C3 _p	Ene.2002	C3 _{p-4} , C3 _{p-6} , C3 _{p-7}
C3 _p	Ene.2003	C3 _{p-4} , C3 _{p-6} , C3 _{p-7}
C4 _s	Abr.2000	C4 _{s-2} , C4 _{s-6}
C4 _s	Jul.2000	C4 _{s-2} , C4 _{s-3} , C4 _{s-6}
C4 _s	Nov.2000	C4 _{s-2} , C4 _{s-3} , C4 _{s-5}
C4 _s	Ene.2002	C4 _{s-2} , C4 _{s-3} , C4 _{s-5}
C4 _s	Ene.2003	C4 _{s-2} , C4 _{s-3} , C4 _{s-5}
C4 _p	Ene.2000	C4 _{p-2} , C4 _{p-3} , C4 _{p-6}
C4 _p	Jul.2000	C4 _{p-2} , C4 _{p-3} , C4 _{p-6}
C4 _p	Nov.2000	C4 _{p-2} , C4 _{p-3} , C4 _{p-5}
C4 _p	Ene.2002	C4 _{p-2} , C4 _{p-3} , C4 _{p-5}
C4 _p	Ene.2003	C4 _{p-2} , C4 _{p-3} , C4 _{p-5}
C10 _s	Jun.1994	C10 _{s-1} - C10 _{s-7}
C10 _{p1}	Jun.1994	C10 _{p1-1} - C10 _{p1-7}
C10 _{p2}	Jun.1994	C10 _{p2-1} - C10 _{p2-7}

VI.3.2. MEDIDA DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA

Medida de la conductividad hidráulica saturada en laboratorio

La medida de la conductividad hidráulica saturada en laboratorio se realizó mediante el uso del permeámetro de laboratorio de carga constante Eijkelmkamp (Foto 1a). Se determinó en los anillos de muestras inalteradas según el procedimiento descrito por Klute (1986).

Medida de conductividad hidráulica saturada en campo

Las medidas en campo se realizaron con el denominado permeámetro de Guelph (Reynolds y Elrick, 1985): El permeámetro de Guelph de altura constante (Reynolds *et al.*, 1983; Reynolds *et al.*, 1985), se caracteriza por ser un aparato portátil, desmontable y que requiere cantidades relativamente reducidas de agua (Foto 1b). Consiste en un mariotte que mantiene una altura constante de agua en un agujero cilíndrico barrenado previamente en el suelo. Tras un periodo inicial transitorio, el flujo de salida de agua desde el permeámetro alcanza un estado estacionario en el que el tamaño del bulbo saturado alrededor del agujero permanece constante, a la vez que el frente húmedo continua creciendo. La velocidad de este flujo constante, junto con el diámetro y altura de agua del agujero determinan el valor de la conductividad hidráulica en campo.

El análisis de Richard para el flujo constante para este permeámetro requiere la medición a dos alturas diferentes en el mismo punto (método de las dos cargas):

$$K_{sf} = G_2 \cdot Q_2 - G_1 \cdot C_1 \quad [\text{Ec. 1}]$$

donde

$$G_2 = \frac{H_1 \cdot C_2}{\pi \cdot [2 \cdot H_1 \cdot H_2 \cdot (H_2 - H_1) + a^2 \cdot (H_1 \cdot C_2 - H_2 \cdot C_1)]} ; G_1 = G_2 \cdot \frac{H_2 \cdot C_1}{H_1 \cdot C_2}$$

$$Q_1 = X \cdot R_1 \text{ o } Y \cdot R_1 ; Q_2 = X \cdot R_2 \text{ o } Y \cdot R_2$$

donde

K_{sf} ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) es la conductividad hidráulica saturada en campo

a (m) es el radio del agujero

C_1 y C_2 son parámetros adimensionales dependientes de H_1/a y H_2/a

H_1 y H_2 (m) son las alturas del agujero (carga hidráulica) para la primera y segunda medida (5 y 10 cm en este trabajo)

R_1 y R_2 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) son los caudales de agua medidos para las alturas H_1 y H_2

X e Y (m^2) son las constantes de los recipientes combinado e interno, respectivamente y que se corresponde con el área de la sección transversal de los mismos (35,39 y 2,14 cm^2 en este trabajo).

El método de la doble carga puede generar valores negativos de K_{sf} , que se consideran indicativos de la discontinuidad del perfil del suelo (Elrick y Reynolds, 1992).

El permeámetro de Guelph ofrece no sólo una medida superficial (con un implemento especial), sino en general la K_s en el interior del suelo a distintas profundidades. Permite además determinar no sólo K_s sino también la sortividad, S ($m \cdot s^{-1/2}$), conocido el incremento de humedad en el suelo antes e inmediatamente después de la medida. Si bien K_s caracteriza el valor límite de la velocidad de infiltración, I , la sortividad da cuenta del movimiento de agua principalmente por capilaridad, esto es, la infiltración en los primeros estadios, como así lo refleja la siguiente ecuación (Philip, 1987):

$$I(t) = \frac{1}{2} S \cdot t^{-1/2} + K_s \quad [\text{Ec. 2}]$$

siendo t la variable tiempo. Nótese así que para $t \rightarrow \infty$, $I = K_s$, lo que destaca una vez más el carácter limitante de la conductividad hidráulica saturada.



Foto 1. (a) Permeámetro de carga constante Eijkelmkamp y (b) permeámetro de Guelph para medida de la conductividad hidráulica saturada en laboratorio y en campo, respectivamente.

Se utilizó la clasificación de K_s por categorías de la FAO (1963) según el siguiente cuadro:

Tabla 2. Rangos de conductividad hidráulica saturada (FAO, 1963).

Categoría	Rango K_s			Descripción
	($mm \cdot h^{-1}$)	($cm \cdot h^{-1}$)	($m \cdot día^{-1}$)	
1	< 8	< 0,8	< 0,2	Muy baja
2	8 – 20	0,8 – 2,0	0,2 – 0,5	Baja
3	20- 60	2,0- 6,0	0,5 – 1,4	Moderada
4	60 – 80	6,0 – 8,0	1,4 – 1,9	Moderadamente rápida
5	80 – 125	8,0 – 12,5	1,9 – 3,0	Rápida
6	> 125	> 12,5	> 3,0	Muy rápida

VI.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

VI.4.1. EVALUACIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA. VARIACIÓN TEMPORAL

En la Tabla 8 (Anexo 1.1) se recogen los valores de conductividad hidráulica saturada (K_s) por suelo, fecha de muestreo y muestra, en función del método de medida (en laboratorio, K_{sL} , y en campo, K_{sf}). En la Figura 1 se muestran los histogramas de frecuencias de K_{sL} y K_{sf} para el conjunto de los suelos naturales y cultivados.

Los rangos de conductividad hidráulica saturada tanto en campo como en laboratorio son muy variables, dentro del amplio rango de variabilidad natural que presenta este parámetro (Hillel, 1980), lo que dificulta su interpretación. Además, en el caso de los suelos cultivados los valores de K_s fluctúan considerablemente de un periodo a otro, atribuible a las prácticas agronómicas (aportes orgánicos, etc.) como se discutirá al final de esta sección. La media geométrica de K_{sL} osciló entre 1,4 y 1.782 mm·h⁻¹ (C2_p) para los suelos cultivados y entre 0,07 (N3_{p2}) y 752 mm·h⁻¹ (N2_p) para los suelos naturales. En campo, K_s varió entre 0,22 (C4_s) y 188 mm·h⁻¹ (C2_s) para los suelos cultivados.

Estos valores son en general superiores a los estimados con el modelo de Saxton *et al.* (1986) (Tabla 2, Anexo 2.1) y ha sido también observado por Muñoz-Caperna *et al.* (2002). Las dificultades de dispersión de arcilla pueden explicar en parte estos valores, especialmente en el Andosol C1.

De acuerdo a la clasificación de la FAO de 1963 (ver sección VI.3.2) en los *suelos cultivados* C1_s y C10 predominaron los casos con K_{sL} "moderada" y "muy alta". En los otros suelos encontramos también casos para todas las categorías de K_s , con mayor frecuencia de K_{sL} "muy baja" y "moderada" en el suelo C4_p, y "muy alta" en los suelos C2 y C3 (tener en cuenta que se incluyen muestreos temporales). Sin embargo, en campo estos suelos presentaron principalmente valores de K_s "muy baja" a "moderada". En el caso de los *suelos naturales* N1_{p1}, N2, N3_{p1} y N4_p, K_{sL} varió entre "moderadamente rápida" y "muy rápida", mientras que K_{sL} fue "moderada" en el suelo N1_{p2} y "muy baja" en el suelo N3_{p2}.

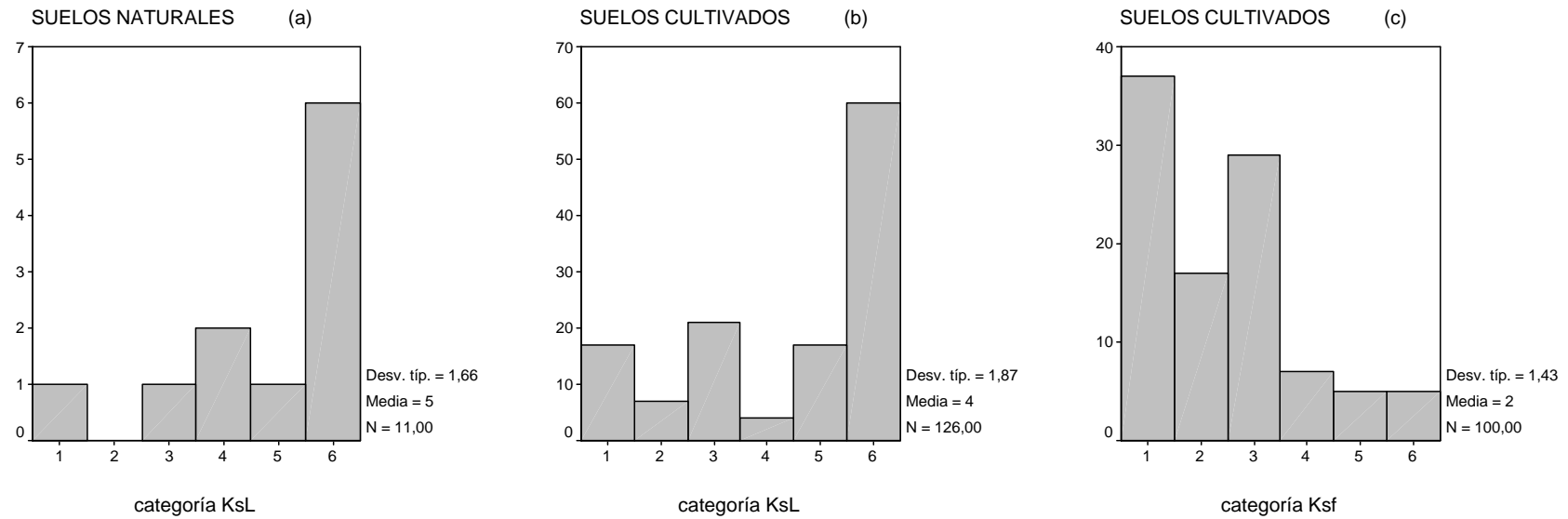


Figura 1. Histogramas de frecuencia de conductividad hidráulica saturada en laboratorio (K_{sL}) y en campo (K_{sf}) para los suelos (a) naturales y b), (c) cultivados. Categorías: 1 = muy baja (< 8), 2 = baja (8-20), 3 = moderada (20-60), 4 = moderadamente rápida (60-80), 5 = rápida (80-125) y 6 = muy rápida (> 125 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$).

En el caso del suelo C1, con K_s experimentales de “moderada” a “muy alta” le correspondería un rango estimado a partir del modelo de Saxton *et al.* (1986) de “baja” a “moderada” (Figura 2). En los demás suelos, K_s muestra una elevada variabilidad, con valores experimentales desde “muy baja” a “muy alta”, mientras que los valores estimados se correspondieron en todos los casos con K_s “muy baja”. En suelos volcánicos haloisíticos ricos en óxidos de Fe, Pochet *et al.* (2007) encontraron valores de K_s entre 70 y 850 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ en suelos con un contenido de arcilla entre 68 y 96 %.

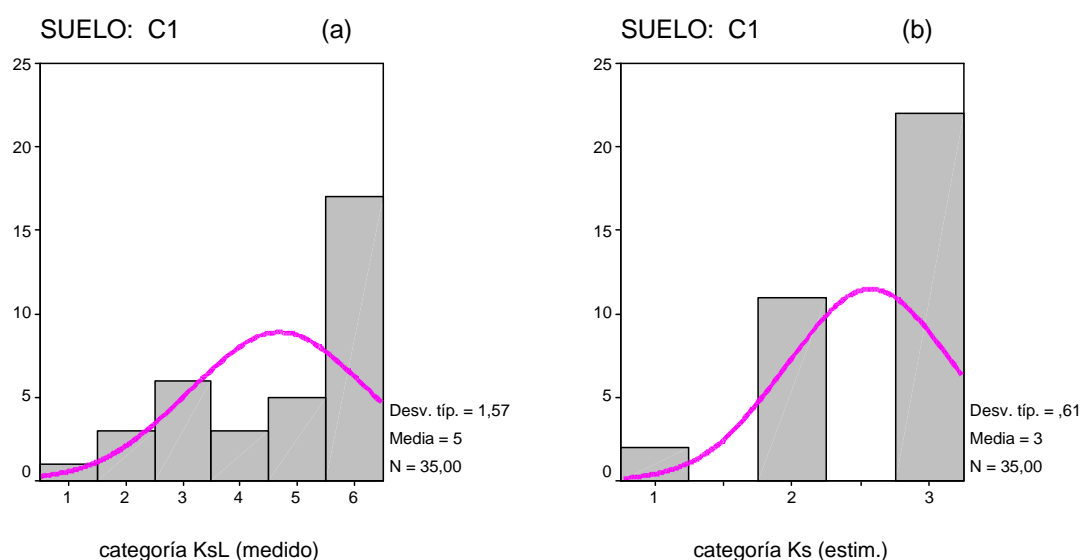


Figura 2. Comparación entre los histogramas de frecuencias de K_s (a) medida y (b) estimada a partir del modelo de Saxton *et al.* (1986), en el suelo C1. Categorías: 1 = muy baja (< 8), 2 = baja (8-20), 3 = moderada (20-60), 4 = moderadamente rápida (60-80), 5 = rápida (80-125) y 6 = muy rápida (> 125 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$).

En cuanto a la relación de K_s con los **tipos de curvas** de retención de humedad definidos en el apartado IV.4.2.2, podemos resumir que, aún cuando las diferencias de K_s por tipos de curva no son significativas, sí se puede concluir que existe una tendencia común de las curvas de tipo I y IV a presentar valores superiores de K_s , como se aprecia en los histogramas de K_{sL} por tipo de curva en la Figura 3 (en el caso de K_{sf} no se aprecia una tendencia clara). Recordemos que en estos dos tipos de curvas se produce una pérdida destacada de agua a pF próximos a saturación.

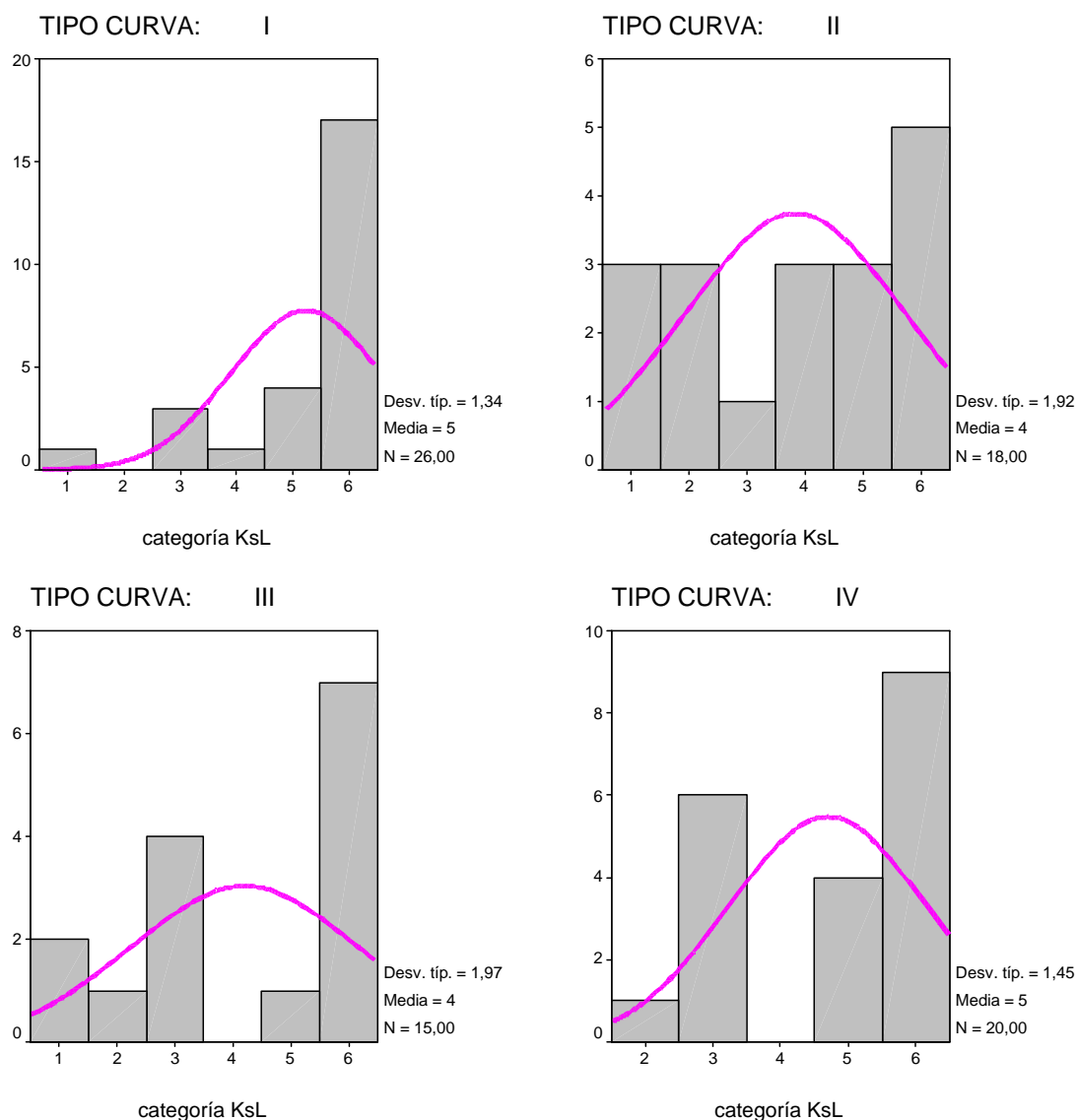


Figura 3. Histogramas de frecuencia de conductividad hidráulica saturada en laboratorio (K_{sL}) por tipo de curva. Categorías: 1 = muy baja (< 8), 2 = baja (8-20), 3 = moderada (20-60), 4 = moderadamente rápida (60-80), 5 = rápida (80-125) y 6 = muy rápida (> 125 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$).

Con el objeto de definir mejor estas tendencias se muestran en la Figura 4 los valores medios de algunos **rangos de porosidad** (definidos en el apartado IV.4.2.3), por categorías de K_{sL} . Analizando el conjunto de las gráficas se observa que la clase 1 (K_s muy baja) no aparece en las curvas I (sólo en un caso) y IV (asociadas a los mayores valores de macro y mesoporosidad, $MP_{33} = \theta_s - \theta_{33kPa}$), a la vez que aumenta la frecuencia de valores elevados de K_s en dichas curvas, de lo que se deduce que éstos son los responsables principales de los rangos de permeabilidad existentes en estos suelos. Asimismo para valores de MP_{33} , agua útil (AU) y microporosidad (mp_{1500}) inferiores al 5 % no se han observado casos de muestras impermeables.

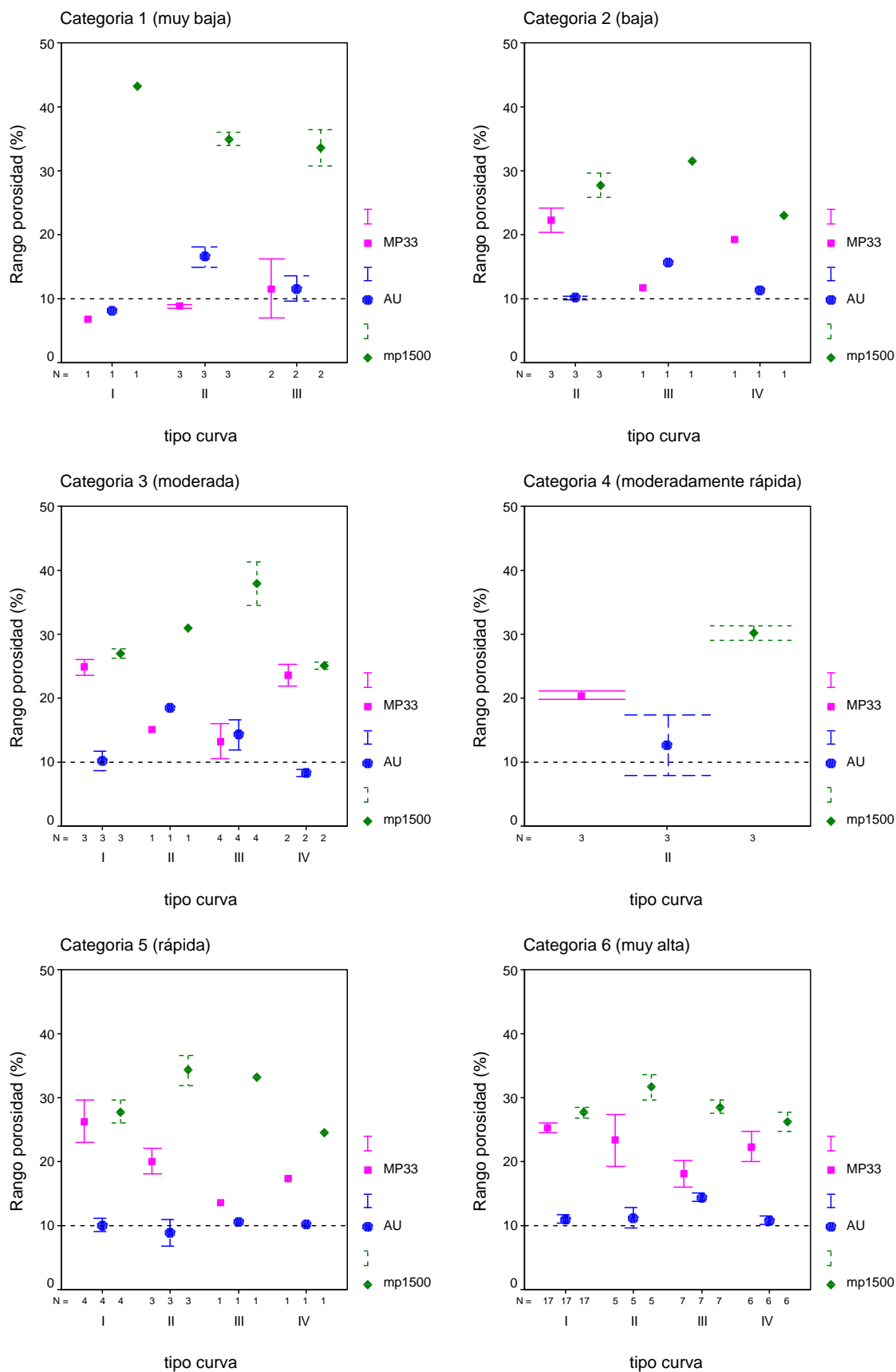


Figura 4. Valores de MP₃₃ ($\theta_s - \theta_{33}$ kPa), AU (θ_{33} kPa - θ_{1500} kPa) y mp₁₅ (θ_{1500} kPa) por categorías de conductividad hidráulica en laboratorio (K_{SL}) y por tipo de curva. Las barras representan el error típico y en el eje de coordenadas se muestran los números de casos (N).

En cuanto a la **variación temporal** de la permeabilidad, nos centraremos en los suelos cultivados C2, C3 y C4, de los que se dispone de datos temporales de características químicas y físicas de los suelos.

Como se indicó en el capítulo II, en estos suelos se ha observado una variación estacional en algunas propiedades químicas relevantes, destacando la conductividad eléctrica (CE) y la distribución de cationes de cambio. La CE presenta mínimos en invierno y primavera, que se corresponden con un descenso en la salinidad de las aguas de riego y que ha coincidido con años de elevada pluviometría durante estas estaciones. Los valores de la relación de adsorción de sodio, RAR (SAR en sus siglas en inglés) y porcentaje de saturación de sodio intercambiable, PSI (ESP en sus siglas en inglés) también han presentado variaciones estacionales significativas.

Armas *et al.* (2003) encontraron que la razón entre los cationes de cambio (Na+Mg)/Ca era más significativa que el PSI en relación con la disminución de K_s . En este sentido se ha citado que el Mg puede aumentar el hinchamiento para un valor dado de PSI (Emerson, 1977). El papel del Mg es en todo caso complejo, pudiendo tener un efecto negativo directo (“efecto específico”) o bien indirecto (favoreciendo una mayor absorción de Na) sobre la estabilidad estructural y K_s (Abder-Rahman y Rowell, 1979; Rengasamy *et al.*, 1986). Como ejemplo, en la Figura 5 se muestran las variaciones de CE y del parámetro (Na+Mg)/Ca para el suelo C3 durante los años 2000 a 2003. Durante el periodo de estudio se ha observado una mayor incidencia de los casos con categorías de K_s en campo “muy baja” en el periodo invernal (Figura 6). Este descenso es consistente con el descenso de CE y el aumento relativo de Na y Mg cambiables. Como se cita ampliamente en la bibliografía, la combinación de baja salinidad y alta sodicidad (provocada por el agua de riego o por el lavado del agua de lluvia) da lugar a procesos de hinchamiento y dispersión de arcillas, con la consecuente reducción de la permeabilidad (McNeal y Coleman, 1966; Frenkel *et al.*, 1978). Estos aspectos se revisan también en el capítulo VII.

Por otra parte, el riego con aguas regeneradas (tratamiento secundario) puede ocasionar problemas de permeabilidad debido al bloqueo de poros por la actividad biológica, incluso en suelos volcánicos con elevados valores de K_s (Magesan *et al.*, 1999). Los resultados antes descritos parecen indicar que las oscilaciones de K_s se deben más bien a variaciones en la calidad físico-química de las aguas de riego. La ausencia de este efecto (carga orgánica) puede deberse a una elevada tasa de mineralización de la materia orgánica del suelo debido a factores climáticos y contenido en nutrientes de las aguas regeneradas (por ejemplo, ratio C/N muy baja y P elevado). Estas observaciones también han sido descritas por Palacios-Díaz. (comunicación personal).

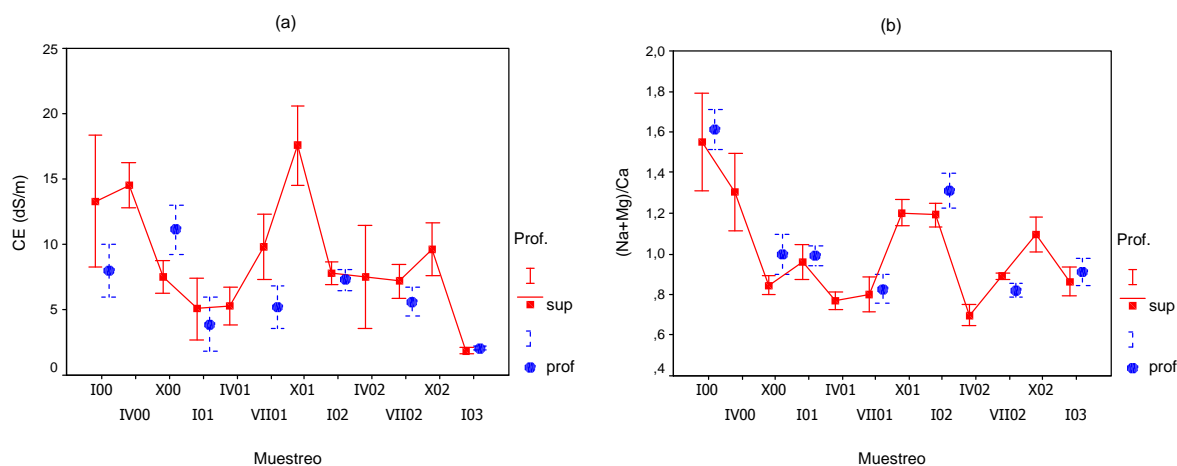


Figura 5. Valores medios de la variación estacional de la CE (a) y de la relación (Ca+Mg)/Na (b) en el suelo C3 por profundidad. Las barras representan el error típico. En el eje de categorías, el mes (romano) y los dos últimos dígitos del año.

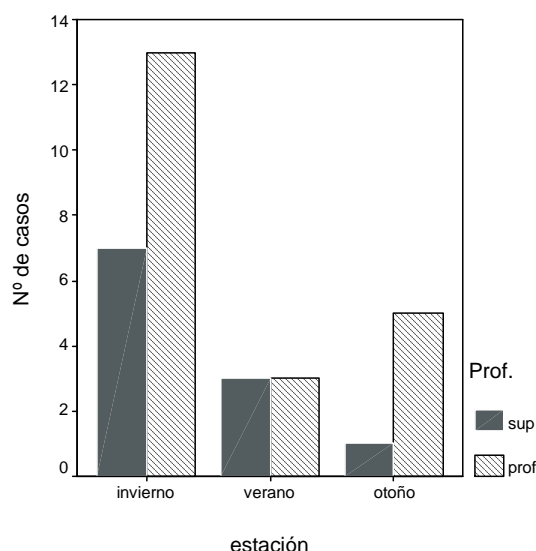


Figura 6. Frecuencia de casos de K_{sf} “muy baja” por profundidad y por estaciones para los suelos C2, C3 y C4.

VI.4.2. RESUMEN DE LAS PRINCIPALES RELACIONES ENCONTRADAS ENTRE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA Y OTRAS PROPIEDADES DE LOS SUELOS

Considerando los resultados obtenidos por Armas *et al.* (2003), estudiamos la influencia de las propiedades del suelo en la conductividad hidráulica mediante un nuevo análisis multivariante, incluyendo los puntos de los muestreos temporales. Además, teniendo en cuenta que en las Islas Canarias los parámetros Al_o y Fe_o (Al y Fe extraídos con oxalato amónico) no se utilizan normalmente en la caracterización en suelos de cultivo, hemos tratado de sustituir estos parámetros por propiedades

más comunes. Entre aquellas estudiadas, la más estrechamente relacionada con Al_o fue el contenido de agua a saturación, θ_s (Figura 17b del capítulo IV.4.3).

Hemos realizado el siguiente análisis de componentes principales (ACP) incluyendo las variables: θ_s (en sustitución de Al_o), $CE/[(Na+Mg)/Ca]$, densidad aparente (ρ_b), retención de agua a 1.500 kPa (θ_{1500}) y relación entre la diferencia en los contenidos de agua a saturación y 33 kPa dividido por el contenido de agua a 1.500 kPa ($(\theta_s-\theta_{33})/\theta_{1500}$). Utilizamos la razón $CE/[(Na+Mg)/Ca]$ como parámetro integrador de la tendencia al hinchamiento/dispersión frente a la floculación, mientras que la relación $(\theta_s-\theta_{33})/\theta_{1500}$ representaría la proporción relativa de macro y mesoporos respecto a la microporosidad. Los suelos naturales y el suelo C10 no se han incluido en este análisis debido a que sus valores de K_s relativamente homogéneos y de propiedades ándicas extremas, podrían sesgar los resultados.

Los dos primeros componentes explicaron el 72,6 % de la varianza (Tabla 1, Anexo 5.1). En el primer componente (C1) aparecen asociadas $(\theta_s-\theta_{33})/\theta_{1500}$ y $CE/[(Na+Mg)/Ca]$, a las que se oponen con un peso similar (negativo) θ_{1500} y ρ_b . En el segundo componente (C2) la variable θ_s tiene el mayor peso. Las relaciones son las siguientes:

$$\begin{aligned} C1 &= 0,954 \cdot (\theta_s - \theta_{33}) / \theta_{1500} - 0,782 \cdot \theta_{1500} - 0,769 \cdot \rho_b + 0,511 \cdot CE / [(Na + Mg) / Ca] + 0,387 \cdot \theta_s \\ C2 &= 0,850 \cdot \theta_s + 0,546 \cdot \theta_{1500} - 0,258 \cdot \rho_b - 0,132 \cdot (\theta_s - \theta_{33}) / \theta_{1500} + 0,051 \cdot CE / [(Na + Mg) / Ca] \end{aligned}$$

En la Figura 7a se muestra el diagrama de dispersión de los dos primeros componentes del análisis con las muestras etiquetadas por categoría de K_{sL} , de acuerdo con los rangos de K_s utilizados anteriormente (FAO, 1963). Estos resultados son consistentes con los obtenidos por Armas *et al.* (2003). El componente 1 representa el efecto de Al_o (θ_s) en la agregación $(\theta_s-\theta_{33})/\theta_{1500}$. Las muestras con K_s “muy baja” están asociadas a valores elevados de la microporosidad θ_{1500} y bajos de Al_o , $CE/[(Na+Mg)/Ca]$ y $(\theta_s-\theta_{33})/\theta_{1500}$. Esta tendencia ha sido atribuida al aumento de la presión de hinchamiento bajo condiciones de baja CE y altos contenidos en (Na+Mg) cambiables en las muestras menos ándicas, con la consiguiente disminución de K_s . El resto de las categorías de K_s no mostró ninguna tendencia aparente. El análisis realizado con los valores de permabilidad en campo (K_{sf}) presentó resultados similares (Figura 7b). En el análisis estadístico no se encontró un efecto significativo de la materia orgánica, probablemente debido a los niveles relativamente homogéneos entre suelos. No obstante, cabe destacar que, aunque no significativamente, los niveles de materia orgánica descienden en profundidad, donde se ha encontrado la mayor incidencia de valores bajos de K_s .

El suelo C4 presentó una elevada frecuencia de casos de K_s “muy baja”. Este suelo contiene pequeñas cantidades de esmectita, que puede promover o favorecer la inestabilidad estructural en suelos halosíticos (El-Swaify, comunicación personal). Además, este suelo muestra niveles elevados de potasio cambiante (Tabla 5, Anexo 1.1), que puede también contribuir al deterioro de la estructura

del suelo (Ahmed *et al.*, 1969). No se obtuvieron resultados concluyentes al realizar el análisis con otras propiedades de los suelos. En este sentido cabe destacar que van Essen (1999) encontró un efecto negativo de los sulfatos y fosfatos en la estabilidad de los agregados de los suelos C3 y C4.

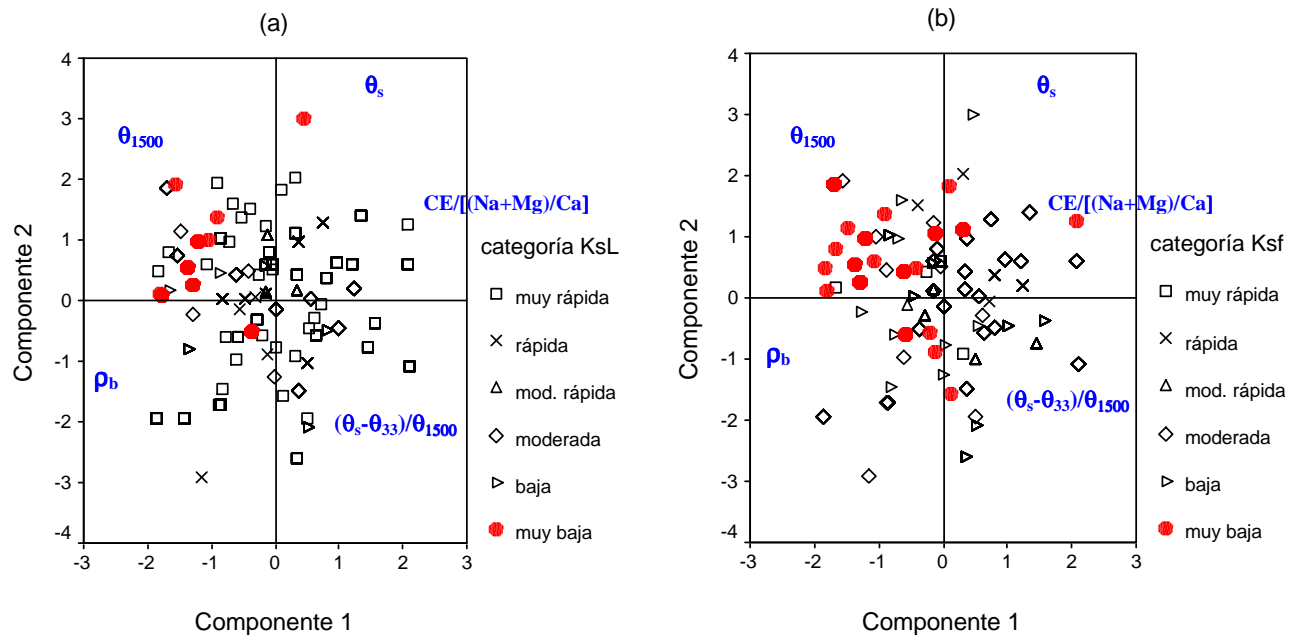


Figura 7. Diagrama de dispersión de los dos primeros componentes de un análisis de componentes principales con las variables: ρ_b , θ_{1500} , θ_s (Al_o), relación $(\theta_s - \theta_{33})/\theta_{1500}$, y ratio $CE/(Na+Mg)/Ca$. Los símbolos representan las categorías de (a) K_{sL} y (b) K_{sL} . Categorías: muy baja (< 8), baja (8-20), moderada (20-60), moderadamente rápida (60-80), rápida (80-125) y muy rápida (> 125 $mm \cdot h^{-1}$).

VI.5. CONCLUSIONES

- A pesar de su elevada variabilidad, en general, los rangos de conductividad hidráulica saturada (K_s) medidos son significativamente más elevados de lo que les corresponde por su textura aparente y real. No se han encontrado casos de K_s “muy baja” en muestras cuyas curvas de succión presentan el máximo de densidad de poros a potenciales cercanos a saturación.
- La variación estacional de CE y cationes de cambio en los suelos estudiados ha permitido confirmar la tendencia observada en trabajos anteriores. La combinación de las propiedades químicas (CE, relación de cationes de cambio (Mg+Na)/Ca), físicas (retención de agua a 1.500 kPa y macro- y mesoporosidad) y ándicas (Al_o) en un análisis multivariante permite considerar los diferentes efectos y explicar estas tendencias: Las muestras con K_s muy baja aparecen asociadas a valores elevados de sodicidad ((Mg+Na)/Ca) y retención de agua a 1.500 kPa, a la vez que bajos valores de salinidad (CE) y Al_o , lo que parece indicar un deterioro de la estructura bajo estas condiciones de manejo, que no se ve contrarrestado por el efecto agregante del Al_o en las muestras con menor carácter ándico ($Al_o < 3 \%$).
- La complejidad de las interacciones entre estos agentes agregantes (materiales amorfos, óxidos de Fe y Al), la naturaleza variable de la materia orgánica aportada con las enmiendas y el agua de riego y los cationes de cambio Na y Mg, explican en parte la elevada variabilidad que presenta la conductividad hidráulica y la dificultad de predecir el comportamiento del suelo en estos sistemas complejos. Asimismo, la interpretación de estas relaciones puede complicarse por la acción de otros factores como la sorción específica de sulfato y fosfato por los materiales ándicos y óxidos, que puede influir negativamente en la estabilidad estructural.
- En el periodo estudiado, la reducción de K_s parece relativamente reversible al cambiar las condiciones edáficas. Los resultados ponen de manifiesto la conveniencia de incluir las propiedades ándicas en los análisis de rutina para la caracterización de suelos cultivados en las Islas Canarias y suministran una base para desarrollar funciones de transferencia en los suelos ándicos.

CAPITULO VII.

**EFFECTO DE LAS CONDICIONES DE
SODICIDAD/SALINIDAD EN LA DEGRADACIÓN DE
LA ESTRUCTURA DE LOS SUELOS**

VII.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

En el Capítulo VI se estudió el efecto de la composición del complejo de cambio y la salinidad en la conductividad hidráulica de los suelos sobre el terreno y a lo largo del tiempo. Los resultados aportaron datos cuantitativos sobre el efecto agregante de los materiales amorfos frente al deterioro de la estructura por sodificación. Por lo tanto, surge la necesidad de realizar ensayos de sodicidad/salinidad en laboratorio que incluyan la conductividad hidráulica y propiedades que puedan afectarla como el hinchamiento y la dispersión. En este sentido, los objetivos planteados en el presente capítulo son los siguientes:

- Realizar ensayos de sodificación/salinización en columnas para simular el efecto de las condiciones de sodicidad/salinidad en la permeabilidad del suelo, lo que permite por un lado, reducir la enorme variabilidad que se da en campo (facilitando la interpretación de los resultados) y por otro lado, reducir la duración del proceso de toma de datos, al poder intensificar los tratamientos y medida de propiedades.
- Dada la complejidad de las interacciones y el número de variables que participan en estos procesos, los ensayos de laboratorio se centrarán exclusivamente en los riesgos asociados a la salinidad y sodicidad, pero dado que se parte de muestras regadas en algunos casos durante varios años con aguas depuradas, el análisis de los lixiviados tras la aplicación de los tratamientos salinos (presencia de material orgánico disuelto y naturaleza del mismo) revelará si este aspecto tiene influencia en la dispersión de arcillas y en la reducción de la permeabilidad. Asimismo, algunos de los tratamientos simularan la composición (CE y SAR) del agua de riego en las fincas, con el objeto de evaluar el efecto del riego con aguas desaladas con bajo nivel salino y altos contenidos relativos en sodio, de uso creciente en Canarias.
- Identificar cuál es el principal proceso o combinación de procesos responsables de la pérdida de permeabilidad en estos suelos.
- Identificar qué componentes o propiedades del suelo son responsables del diferente comportamiento o susceptibilidad de los suelos al exceso de sodio.

VII.2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

VII.2.1. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LOS EFECTOS DE LA SODICIDAD EN LA ESTABILIDAD ESTRUCTURAL DE LOS SUELOS.

La degradación del suelo bajo condiciones de sodicidad transcurre a través de una serie de mecanismos (Figura 1). Inicialmente, los agregados secos del suelo presentan una consistencia que les imparte cierta dureza debido a las elevadas fuerzas atractivas entre las partículas de arcilla. El aumento de humedad conlleva reacciones de hidratación que conducen a fuerzas repulsivas entre las partículas de arcilla. Las primeras etapas se corresponden al hinchamiento y “*slaking*” (desmembramiento de los macroagregados en microagregados). Estos procesos son los primeros en producir una reducción de la conductividad hidráulica debido a la disminución del tamaño y número de poros. La dispersión es un proceso que conduce a la liberación de partículas individuales de arcilla desde los agregados. En el caso de suelos sódicos se suele producir la dispersión espontánea de las partículas de arcilla. La floculación de estos sistemas dispersos puede llevarse a cabo mediante la adición de electrolitos, particularmente Ca^{2+} .

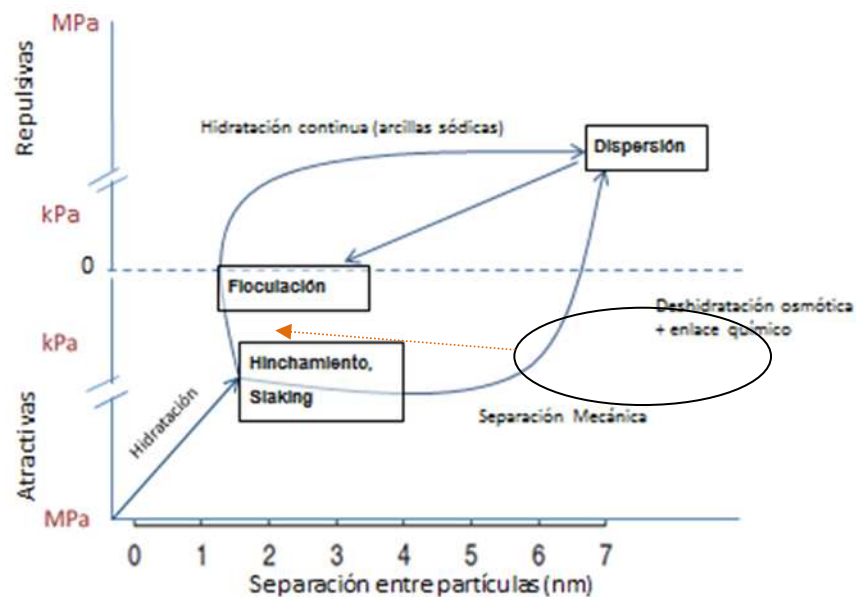


Figura 1. Representación esquemática de los procesos e intensidad de las fuerzas atractivas y repulsivas al mojar un agregado de suelo (adaptado de Rengasamy y Summer, 1998).

Interacción sólidos-solución

La interacción de las partículas de arcilla con las disoluciones se ha estudiado mediante los modelos de **doble capa eléctrica** (doble capa difusa) iniciados por Gouy y Chapman en la segunda década del siglo XX. Estos modelos se aplicaron fundamentalmente a los filosilicatos (minerales de

arcilla), debido a su importancia técnica y a que son los que predominan en la fracción arcilla de los suelos de las zonas templadas. Los modelos de la doble capa eléctrica han permitido explicar y predecir los fenómenos de hinchamiento y floculación-dispersión. Un ejemplo sencillo de la Ecuación de Gouy-Chapman sería:

$$\sigma = \left(\frac{2C_o \epsilon RT}{\pi} \right)^{1/2} \sinh \frac{zF\Psi_o}{2RT} \quad [\text{Ec. 1}]$$

Esta ecuación fundamental de la doble capa eléctrica relaciona la densidad de carga en la superficie, σ , con la concentración salina en contacto con las superficies sólidas, C_o , y el potencial eléctrico en la superficie, Ψ_o . Siendo ϵ la constante dieléctrica del medio, R la constante de los gases y T la temperatura absoluta.

En este punto, conviene destacar las diferencias entre la doble capa en superficies de carga permanente y aquellas de carga variable. En estas últimas, los iones que determinan la carga en la superficie se denominan **iones determinantes de potencial** (idp). En el caso de las superficies hidroxiladas, los idp son H^+ y OH^- . Aplicando la ecuación 1 a ambas superficies:

- En el caso de superficies de carga variable, si los idp no varían ($\psi = \text{constante}$), se deduce que al aumentar la concentración salina, C_o , la carga es proporcional a la raíz de C_o :

$$\text{Carga Variable : } \sigma \propto \sqrt{C_o}$$

- En el caso de cargas permanentes, al aumentar C_o , el potencial disminuye:

$$\text{Carga permanente} \Rightarrow C_o \uparrow \Psi \downarrow$$

Otra propiedad de gran importancia es el **espesor** de la doble capa: para ambos tipos de superficies, el espesor de la doble capa disminuye al aumentar la concentración de electrolito y la valencia del catión de la solución externa. Si lo aplicamos a los suelos, el espesor de la doble capa será mayor en los suelos sódicos con baja salinidad.

El espesor de la doble capa eléctrica se ha utilizado para explicar la estabilidad de las dispersiones coloidales (van Olphen, 1977). Las partículas coloidales están sometidas a fuerzas atractivas y repulsivas; éstas últimas se deben a la carga eléctrica superficial y la doble capa asociada. Cuanto mayor sea el espesor de la doble capa, tanto más será la repulsión entre las partículas (Figura 2). Esta es la base de los diagramas SAR/CE, utilizados para clasificar la calidad de las aguas de riego). La relación de absorción de sodio, RAS, o SAR en sus siglas en inglés (*Sodium Absortion Ratio*), se determina a partir de las concentraciones de cationes solubles según la expresión $SAR = [Na^+] / (([Ca^{2+}] + [Mg^{2+}]) / 2)^{1/2}$, donde las concentraciones [] vienen dadas en $meq \cdot L^{-1}$ ($cmol(+) \cdot L^{-1}$).

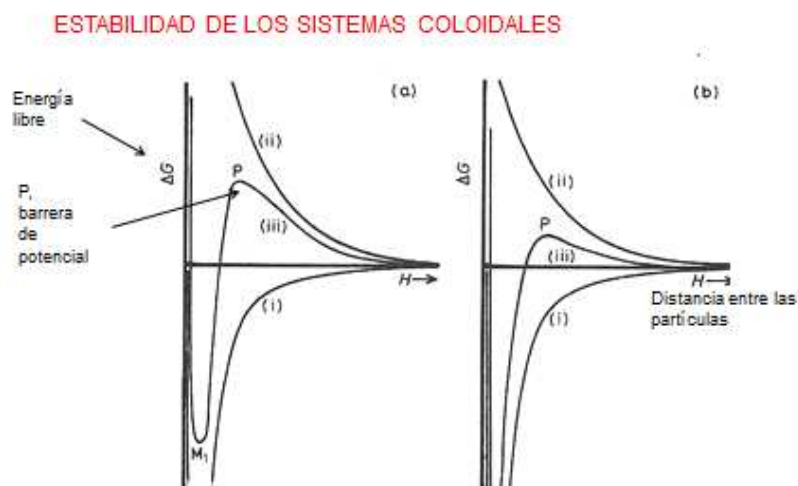


Figura 2. Resultante de la contribución de las fuerzas atractivas (ii) y de las fuerzas repulsivas (i). Si disminuye la barrera de potencial (izquierda) por reducción de las fuerzas repulsivas, las partículas pueden “remontar” la barrera de potencial y unirse (suspensión inestable (floculación)). Este efecto se favorece al aumentar la concentración salina en una dispersión de arcilla.

La dispersión promueve el movimiento de partículas a las cavidades porales y, por lo tanto conduce a la disminución del diámetro efectivo de los mismos, reduciendo la conductividad hidráulica, pudiendo provocar incluso la oclusión total. La expansión de las arcillas también reduce el diámetro de los poros y, por consiguiente, la conductividad hidráulica. Ambos fenómenos son responsables de reducción en el tamaño de los poros y del bloqueo de los mismos en suelos con materiales arcillosos expandibles, pero solamente la dispersión lo es en suelos ricos en minerales no expandibles.

El hinchamiento de las arcillas sólo adquiere importancia a valores de porcentaje de saturación de sodio intercambiable, PSI (*Exchangeable Sodium Percentage*, ESP, en sus siglas en inglés), relativamente elevados ($> 15\%$), mientras que la dispersión puede tener lugar en todo el rango de PSI, aunque requiere cierta introducción de energía a valores bajos de PSI y que la concentración salina total esté por debajo de la concentración crítica de floculación (Oster *et al.*, 1980). Esta concentración se define como la concentración mínima de electrolitos necesaria para flocular una suspensión coloidal (van Olphen, 1977). Así por ejemplo, para valores de PSI de 5, 10 y 20, el valor de floculación para montmorillonita-Na/Ca es de 3, 4 y 7 $\text{meq}\cdot\text{L}^{-1}$, respectivamente y para ilita-Na/Ca es de 6, 10 y 18 $\text{meq}\cdot\text{L}^{-1}$, respectivamente (Shainberg y Letey, 1984, citado por Musslewhite, 2006).

La dispersión de arcilla aumenta al incrementarse el PSI y pH del suelo (Suarez *et al.*, 1984) y al disminuir el contenido en óxidos e hidróxidos (Alperovitch *et al.*, 1985) y materia orgánica (Gupta *et al.*, 1984). Otros factores que también afectan a la dispersión son la mineralogía de los suelos, naturaleza de los cationes cambiables a parte del Na, y la presencia de aniones orgánicos o inorgánicos (Frenkel *et al.*, 1992).

El hinchamiento es pues un proceso reversible, mientras que la dispersión y el movimiento de partículas es un proceso irreversible, causante de la reducción de permeabilidad por el bloqueo de los poros conductores (Shainberg y Levy, 1992).

Se considera que en general en suelos con texturas finas, la principal causa de la reducción de K_s es el hinchamiento de las arcillas, mientras que en suelos con texturas más gruesas, predominan los fenómenos de la dispersión y movimiento de las arcillas, resultando en un sellado o bloqueo de los poros del suelo. Rowell *et al.* (1969) atribuyeron la reducción inicial de K_s al hinchamiento de las arcillas. McNeal *et al.* (1966) encontraron una relación lineal entre la pérdida de K_s y el hinchamiento macroscópico de las arcillas del suelo.

Un estudio a nivel coloidal de las partículas de arcilla puede proporcionar un conocimiento más profundo del estado de dispersión de los suelos. El potencial eléctrico alrededor de una partícula de arcilla es el denominado **potencial-Z** (ζ). El ζ se define como el potencial eléctrico en la doble capa en la superficie de contacto entre una partícula que se mueve en un campo eléctrico y el líquido que la rodea (van Olphen, 1977). El ζ puede ser considerado una propiedad fundamental de la partícula, ya que depende del número de cargas eléctricas en la superficie, y esta influenciada por la concentración electrolítica, el sodio intercambiable y el pH. El parámetro medido directamente es la denominada **movilidad electroforética** (ME), a partir de ME se puede obtener el valor de ζ a través de la ecuación de Smoluchwski. La transformación de los valores de ME a ζ implica una serie de asunciones que en el caso de arcillas son simplificaciones del sistema real, por ejemplo se asume que la partícula es esférica y que no está sometida a fuerzas de atracción o repulsión, sin embargo incluso cuando estos cálculos no son suficientemente precisos para una predicción cuantitativa, los resultados de ME todavía nos dan una información cualitativa importante.

La **agregación** consiste en la unión de partículas individuales entre sí para formar agregados más o menos estables de tamaños y formas variables. Los microagregados (< 0,2 mm) están formados por partículas de arcilla, óxidos de Fe y Al y materia orgánica. En un segundo nivel de desarrollo de la estructura, la unión de microagregados entre sí mediante la acción de diferentes agentes cementantes (principalmente materia orgánica, cationes polivalentes, y en un segundo plano, óxidos de Fe y Al) constituyen los macroagregados, según la teoría de la "estructura jerárquica", introducida por Tisdall y Oades (1982).

La formación de **unidades estructurales** no solo es debida a la floculación de los coloides sino a la cementación, tanto por ellos como por otras sustancias, de las partículas más gruesas. Entre estos agentes cementantes tenemos como principales a la arcilla, las sustancias húmicas, los óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio y el carbonato cálcico.

La **estabilidad estructural** hace referencia a la resistencia del suelo a conservar sus agregados frente a la acción agresiva de diversos agentes externos y depende fundamentalmente de la textura,

mineralogía de las arcillas, tipo de cationes presentes, cantidad y calidad de la materia orgánica, y por otro lado, de la actividad microbiana y cultivo presente y prácticas culturales asociadas a éste.

Uno de los parámetros más comúnmente empleados para evaluar cambios en la estabilidad estructural es la conductividad hidráulica. Los dos mecanismos principales responsables de la reducción de permeabilidad son (i) el **hinchamiento o expansión** de las partículas de arcilla con el aumento de la sodicidad y (ii) la **dispersión o defloculación** de las partículas de arcilla. Cuando la concentración total de electrolitos (*total electrolyte concentration*, TEC) es menor al **valor de floculación** (*flocculation value*, FV) o **concentración crítica de floculación** (*critical flocculation concentration*, CFC), las arcillas dispersan espontáneamente con valores elevados de saturación en sodio, mientras que con niveles bajos de sodio, es necesario un input de energía para provocar la dispersión. A mayores valores de sodio, se requerirán mayores valores de TEC para mantener las arcillas floculadas (Sumner, 1993). Se considera que el hinchamiento es un proceso reversible, mientras que la dispersión y el movimiento de partículas es un proceso irreversible (Shainberg y Levy, 1992).

Convencionalmente un **suelo sódico** se ha definido como aquel que presenta un PSI > 15 % o SAR > 13. Estos valores se basaron en los resultados obtenidos en un gran número de suelos de Estados Unidos (United States Salinity Laboratory Staff, 1954). Posteriormente, en Australia rebajaron este valor crítico a un PSI de 6 %, debido al bajo contenido en minerales solubles (especialmente calcio) de los suelos australianos (Northcote y Skene, 1972, citados por Churchman *et al.*, 1993). Sin embargo esta definición es insuficiente puesto que no tiene en cuenta la concentración total electrolítica de la disolución del suelo y la mineralogía de las arcillas del suelo (Sumner *et al.*, 1998; Quirk, 2001). Desde los años 50 numerosos trabajos han demostrado que la permeabilidad de una columna de suelo depende tanto del valor del PSI como de la concentración salina de la disolución percolante, y que valores de SAR de 13 no causan degradación física del suelo si el medio contiene niveles elevados de sales (Quirk y Schofield, 1955; McNeal *et al.*, 1968; Frenkel *et al.*, 1978; Shainberg *et al.*, 1981; Abu-Sharar *et al.*, 1987; Chian *et al.*, 1987; Curtin *et al.*, 1994; Mace y Amrhein, 2001; Quirk, 2001).

Por otro lado, el valor crítico de PSI varía en función de la forma en que se ha calculado, dependiendo de si se utiliza como divisor la capacidad de intercambio catiónico (CIC) o la suma de los cationes cambiables (Ca+Mg+K+Na, o CIC efectiva). Además, debido a la dificultad y consumo de tiempo que conlleva la determinación de los cationes de cambio, se suele preferir el valor del SAR del extracto de suelo como índice para suelos sódicos (Rengasamy *et al.*, 1984).

En definitiva, el **riesgo de sodicidad** no puede venir dado por un único valor crítico de PSI o SAR, sino que por el contrario está determinado por una función continua entre el PSI del suelo y la concentración salina del medio, influida o moderada a su vez por la mineralogía, textura y contenido en materia orgánica del suelo (Summer, 1993; Menneer *et al.*, 2001; Cameron *et al.*, 2003). Este

aspecto es importante, puesto que también pone en evidencia que el denominado comportamiento “clásico” de un suelo sódico puede presentarse a niveles de PSI muy por debajo de los valores utilizados previamente para definir un suelo sódico. En consecuencia, es importante considerar tanto las propiedades del suelo a regar como la calidad del agua de riego, optando, si es el caso, por aguas de peor calidad (con cierto nivel de electrolitos) en contra de aguas de alta calidad (baja CE), (Summer, 1993).

Considerando lo expuesto anteriormente y teniendo en cuenta que los conceptos de suelo sódico y sodicidad son imprecisos, Sumner (1993) propone hacer uso en su lugar de los términos suelo “dispersable espontáneamente” y “dispersable mecánicamente” y utilizar la siguiente clasificación de los suelos en función de su comportamiento:

Suelos				
Floculado			Disperso	
Salino natric	Salino no-sódico	No-salino no-sódico	Espontáneo	Mecánico
PSI > 6	PSI < 6	PSI < 6	PSI > 6	PSI < 6
CE > 4	CE > 4	CE > CFC	CE << CFC	CE < CFC
Salino sódico	Salino	No-salino no-sódico	Sódico	?

Son varias las propiedades físicas y químicas de los suelos así como prácticas de manejo, que pueden afectar a los procesos de hinchamiento y dispersión y por tanto a la estabilidad de los agregados. Sin embargo, las correlaciones entre la estabilidad de los agregados y las propiedades físicas y químicas de los suelos expuestas en diversos estudios son pobres, lo que indica la complejidad de estas relaciones (Levy y Mamedov, 2002). Así por ejemplo, se considera a la materia orgánica uno de los principales agentes cementantes con mayor influencia en la estabilidad estructural (Tisdall y Oades, 1982). Sin embargo, cuando el contenido en materia orgánica es bajo (como ocurre en suelos de regiones áridas y semiáridas), otros factores como los contenidos en arcilla, óxidos de hierro y aluminio o en carbonato cálcico, pueden controlar la estabilidad de los agregados (Ruíz-Vera y Wu, 2006).

Los principales **factores** o propiedades de los suelos que influyen en la respuesta de los suelos a la sodicidad se pueden agrupar en tres categorías (Sumner, 1993): i) Textura, óxidos, materia orgánica y minerales de arcilla, ii) pH, aniones, y iii) Energía mecánica.

McNeal *et al.* (1968) en una serie de suelos con porcentajes de arcilla entre 6 y 50 % pero mineralogía similar, obtuvieron una disminución significativa de la permeabilidad al aumentar el contenido en arcilla de los suelos, así como una mayor respuesta de los suelos más arcillosos a las disoluciones salinas (reducción más importante de K_s en los suelos con arcilla > 25 % para SAR 50 y $C = 12,5 \text{ meq}\cdot\text{L}^{-1}$).

En suelos muy arenosos, las partículas móviles de arcilla pueden moverse a cierta velocidad debido al gran tamaño de los poros del suelo. A medida que aumenta el contenido en arcilla, la

distancia que pueden recorrer por las partículas móviles se reduce, produciendo el bloqueo de los poros, hinchamiento y pérdida de permeabilidad (Summer, 1993).

La investigación sobre el efecto del Na en la degradación física de los suelos se centró inicialmente en las regiones áridas y semi-áridas del planeta, por lo que se prestó también más atención al comportamiento de los **minerales de arcilla** tipo montmorillonita e illita y en menor medida a la caolinita. La constatación de que amplias regiones húmedas y semi-húmedas también se veían afectadas, condujo también a estudiar la respuesta de otros constituyentes del suelo, como la caolinita, haloisita, óxidos de hierro y aluminio y materiales amorfos (alofana e imogolita). Generalmente la concentración crítica de floculación decrece en el orden illita > montmorillonita > caolinita (Churchman *et al.*, 1993).

Los **óxidos e hidróxidos de Fe y Al** actúan en general como agentes cementantes, promoviendo la floculación de las arcillas y reduciendo el hinchamiento y dispersión de éstas bajo condiciones sódicas (Deshpande *et al.*, 1968; McNeal *et al.*, 1968; Goldberg y Glaubig, 1987, citados por Oster *et al.*, 1996).

Las diferencias entre los óxidos de Fe y Al en promover la estabilidad de los agregados obedece a las diferencias en su tamaño y morfología. Los óxidos de Al contienen en general una mayor proporción de partículas de pequeño tamaño y por tanto una mayor densidad de carga que los óxidos de Fe. Además la conformación de los primeros en forma de hojas o láminas hace que neutralicen más eficazmente las cargas de las arcillas que los polímeros esféricos de Fe (Goldberg y Glaubig, 1987; Seta y Karathanasis, 1996).

La **materia orgánica** puede tener tanto un efecto positivo sobre la estabilidad, si los niveles son elevados y hay predominio de compuestos lábiles que unen los macroagregados estabilizándolos (p.e. polianiones orgánicos, polisacáridos), como un efecto negativo si los niveles son bajos y están enriquecidos en las fracciones más resistentes (compuestos orgánicos asociados a carga negativa en los coloides y que favorecen la dispersión), (Summer, 1993). En este caso, los aniones orgánicos favorecen la dispersión al aumentar la carga negativa en las partículas de arcilla y complejar el Ca^{2+} y otros cationes polivalentes, como el Al, reduciendo así su actividad en la disolución.

El **pH** del suelo afecta a la concentración de floculación al afectar a la carga neta negativa, especialmente en suelos con carga variable. Los suelos pueden presentar una carga neta negativa o positiva (a altos o bajos valores de pH, respectivamente) en función de la mineralogía y contenido en óxidos. En zonas áridas, la elevada sodicidad está generalmente asociada con altos niveles de carbonato y por tanto de pH, mientras que en regiones húmedas, está asociada con bajos pH. Por ejemplo, Suarez *et al.* (1984) demostraron que para niveles constantes de SAR y electrolitos, la dispersión aumentó al aumentar el pH para dos suelos de zonas áridas, uno con predominio de caolinita y otro con esmectita. Chorom *et al.* (1994), en una selección de alfisoles, oxisoles, aridisoles y vertisoles de Australia, obtuvieron también una elevada correlación entre el potencial dispersivo y el pH de los suelos.

VII.2.2. EFECTO DE LA SODICIDAD EN LA ESTABILIDAD ESTRUCTURAL DE SUELOS DE CARGA VARIABLE

La mayor parte de los estudios del efecto de la sodicidad en las propiedades físicas de los suelos se han llevado a cabo en suelos de regiones áridas o semiáridas, con predominio de arcillas 2:1, bajo contenido en materia orgánica y a menudo con un pobre desarrollo de la estructura.

Los estudios en Andosoles y suelos con propiedades ándicas son más escasos debido a que estos suelos suelen presentarse en climas húmedos.

Los trabajos de McNeal y Coleman (1966) fueron pioneros en el estudio de la influencia de la sodicidad en suelos ricos en sesquióxidos. Estos autores obtuvieron una elevada estabilidad al Na en suelos ricos en caolinita, sesquióxidos y materiales amorfos, en comparación con suelos con predominio de montmorillonita (inestables) y suelos con arcillas 2:1 (comportamiento intermedio).

McNeal *et al.* (1968) obtuvieron en suelos de Hawái ricos en óxidos de Fe una elevada estabilidad de la permeabilidad a condiciones de SAR elevado y baja concentración salina, C, que disminuyó notablemente tras la eliminación de éstos con ditionito-citrato. Estos autores destacaron que la pérdida de K_s no fue sin embargo significativa tras sucesivas extracciones con ditionito, por lo que sugieren que aquellos componentes de Fe más fácilmente extraíbles son también los más efectivos en la estabilización de estos suelos.

El-Swaify (1973) estudió el efecto de los aniones Cl, SO₄, HCO₃ y SiO₄ en la estabilidad estructural de un grupo de suelos tropicales con un rango en sus características mineralógicas y de carga. El autor obtuvo una influencia creciente de los aniones con el aumento de la proporción de materiales amorfos en los suelos, atribuyendo este efecto principalmente a la capacidad de los aniones para cambiar las características de carga de los suelos (directamente, al cambiar el pH del sistema, o indirectamente, al influir en la actividad de los cationes). El aumento del pH (en el orden SiO₄ > HCO₃ > SO₄ > Cl) causa en primer lugar, la neutralización de los grupos con carga positiva y en segundo lugar, el aumento de la magnitud de la carga negativa (Shofield, 1948). Ambos cambios favorecen la defloculación. La influencia del tipo de anión (y menor influencia de la concentración salina) aumentó con el contenido en compuestos amorfos y óxidos de Fe y Al (componentes altamente dependientes del pH) de los suelos y al contrario, a medida que aumentaba el contenido en arcillas 2:1.

Las diferencias entre los aniones no son necesariamente debidas sólo a su efecto en el pH, sino también a fenómenos de adsorción específica de aniones. La adsorción específica de aniones aceptores de protones puede reducir el punto isoeléctrico del sistema. Esto da lugar a un aumento en la magnitud de la carga negativa a un pH determinado, provocando la defloculación. Entre los aniones citados, SiO₄ y en menor medida, SO₄ y HCO₃, pueden participar en este tipo de intercambio.

Lima *et al.* (2000) evaluaron el efecto de la adsorción de fosfato en la movilidad electroforética y dispersión de arcilla en Oxisoles. La adsorción de fosfato disminuyó la movilidad electroforética y el punto isoelectrico así como la cantidad de arcilla dispersa, al disminuir el punto isoelectrico hasta valores próximos al pH de la suspensión del suelo, disminuyendo la carga negativa neta. Cuando el punto isoelectrico alcanzó valores inferiores al pH de la suspensión, la dispersión aumentó con la adsorción de P.

Ishiguro y Nakajima (2000) estudiaron el efecto del lavado de columnas de suelos de un Andisol alofánico de Japón con SO_4 y NO_3 en K_s y la dispersión de arcilla. El lavado con disoluciones ácidas provoca en un suelo con predominio de carga variable, el aumento de las cargas positivas y la disminución de las negativas. Los autores obtuvieron una reducción significativa de K_s con la disolución de HNO_3 , mientras que por otro lado, los lavados con SO_4 (divalente y con una elevada afinidad por suelos con carga dependiente del pH) tuvieron un efecto floculante, aumentando K_s . Asimismo sólo observaron dispersión de arcilla con el tratamiento con HNO_3 . Estudios posteriores en los que determinaron el potencial zeta (estimado a partir de la movilidad electroforética) asociado a estos tratamientos (Ishiguro *et al.*, 2004) mostraron que esta pérdida de K_s con los lavados con HNO_3 fue causada por el hinchamiento y dispersión de arcillas inducidos por un aumento de la energía de repulsión electrostática (indicada por un aumento del potencial zeta). Los resultados corroboraron asimismo la elevada adsorción específica y fuerte selectividad del SO_4 frente al Cl.

VII.2.3. FUNDAMENTOS DE LOS ENSAYOS DE LABORATORIO PARA MEDIDA DE LA ESTABILIDAD ESTRUCTURAL

Los estudios del efecto de la sodicidad en la estabilidad estructural de los suelos se han centrado en dos tipos de experimentos de laboratorio: i) Ensayos de dispersión y determinación de la cantidad de arcilla dispersa espontánea o bien mecánicamente (agitación) y ii) Ensayos de medida de la conductividad hidráulica saturada en columnas de suelo tamizado y empaquetado. El objetivo ha sido evaluar la respuesta de los suelos a tratamientos con distintas combinaciones de porcentaje de sodio intercambiable, PSI, y concentración salina, C. Los resultados se han expresado en gráficas de PSI vs C, dando lugar a regiones de conductividad hidráulica estable vs reducida o bien suelo floculado vs defloculado/disperso. A partir de estas relaciones se han definido varias concentraciones críticas, cuyos valores dependen de varios factores o propiedades de los suelos, como se verá en los siguientes apartados.

La simulación en laboratorio tiene la **ventaja** de que permite estudiar el efecto de distintas disoluciones salinas en la permeabilidad de un suelo bajo condiciones controladas, pudiendo exagerar o maximizar los efectos. Los experimentos en columnas de suelo permiten en definitiva simular el

efecto de las condiciones de sodicidad/salinidad en la permeabilidad del suelo, reduciendo la enorme variabilidad que se da en campo (facilitando la interpretación de los resultados) y la duración del proceso de toma de datos (al poder intensificar los tratamientos y medida de propiedades), así como evaluar el efecto de cada variable de forma independiente.

Se debe tener en cuenta sin embargo que los resultados de laboratorio no son extrapolables a campo en todos los casos y tienen ciertos **inconvenientes**. Los estudios de laboratorio con columnas de suelo empaquetado tienen un uso limitado para predecir el efecto del uso de aguas depuradas sódicas sobre las propiedades hidráulicas en suelos estructurados (Menneer *et al.*, 2001). Estos autores obtuvieron en un suelo alofánico regado con aguas depuradas ricas en Na, reducciones significativas de K_s en laboratorio tras lavados con disoluciones de SAR moderado, mientras que en campo el efecto del Na sobre K_s fue significativo únicamente bajo las condiciones de mayor insaturación. Según estos autores, a saturación, el comportamiento del suelo está controlado por los macroporos, por lo que éstos podrían impedir que se manifieste el efecto de las sales.

La mayor parte de los estudios del impacto de la sodicidad en la conductividad hidráulica de los suelos están limitados a investigaciones de laboratorio, con suelo seco al aire y tamizado, y empaquetado en cilindros de pequeño volumen. Previamente a la medida de la conductividad hidráulica, estas muestras generalmente se saturan y se equilibran con la disolución sódica. Este procedimiento se ha elegido en parte por conveniencia, para maximizar los efectos de la sodicidad, y en parte por la falta de tecnologías apropiadas y prácticas alternativas. Sin embargo, las muestras empaquetadas y saturadas químicamente en laboratorio no pueden reflejar en su totalidad los efectos de la sodicidad en condiciones de campo debido a la falta de antecedentes de la estructura del suelo, tamaño pequeño de las muestras y diferencias de escala entre el procedimiento de laboratorio y los procesos en campo (Minhas *et al.*, 1994).

Por ello se ha intentado complementar estos métodos con procedimientos alternativos que puedan simular con mayor eficacia las condiciones, escalas de tiempo y procesos de campo. Una de las alternativas adoptadas en algunos estudios es el uso de anillos de muestra no perturbada o inalterada tomadas en campo en lugar de las muestras empaquetadas. Las muestras inalteradas preservan mayormente la estructura original del suelo y mantiene las condiciones de humedad de campo, previniendo la alteración de las condiciones físico-químicas del suelo (como inducir hidrofobicidad con el secado y/o la formación de óxidos y precipitados). Igualmente, el lavado directo de los anillos de muestra inalterada produce condiciones de flujo y grado de equilibrio suelo-disolución más representativos de los procesos en campo (Bagarello *et al.*, 2006).

A continuación se exponen los fundamentos de los ensayos de dispersión de arcilla y de medida de la conductividad hidráulica en columnas de suelo.

Ensayos de dispersión

Los tests de dispersión se han basado en la determinación de la arcilla dispersa espontáneamente (Emerson, 1967; Rengasamy *et al.*, 1984) o bien mecánicamente aplicando cierta energía de agitación (Emerson, 1967; Rengasamy *et al.*, 1984; Frenkel *et al.*, 1978, Shainberg *et al.*, 1981).

La cantidad de arcilla dispersa espontáneamente puede usarse como un indicador cualitativo del comportamiento en campo cuando el suelo cultivado es sometido al impacto de las gotas de lluvia, mientras que la arcilla dispersa tras una agitación suave estaría asociado a la exposición de ese suelo sin cubierta vegetal (Rengasamy *et al.*, 1984; Curtin *et al.*, 1994).

Los tests que incorporan un proceso de agitación mecánica de cierta duración simularían el efecto del trabajo mecánico asociado al cultivo y compactación por animales (Rengasamy *et al.*, 1984).

El procedimiento para la medida de la **arcilla dispersable en agua** (*Water Dispersible Clay*, **WDC**) aparece asimismo recogido en el manual de laboratorio del Soil Survey Staff (2009). Este parámetro se ha utilizado en los estudios de erosión de suelos. Asimismo, WDC aparece en los criterios de clasificación de los Ferralsoles y Nitisoles (WRB, 2007). Harris (1971) propuso el índice de agregación a partir de la fracción WDC: $AI = 100 \cdot (1 - WDC) / \text{Arcilla Total}$.

En numerosos trabajos se ha caracterizado la arcilla dispersa según la facilidad para ser dispersada en función de la energía aplicada en el proceso de dispersión, utilizando los términos de arcilla fácil/ moderada/ difícilmente dispersable (Nelson *et al.*, 1999; Kjaerdaard *et al.*, 2004).

Kjaerdaard *et al.* (2004) estudiaron el efecto del método de medida, contenido de arcilla, potencial matricial inicial del suelo y velocidad de humedecimiento en la arcilla dispersable en agua. En este trabajo ofrecen un resumen de los métodos de medida de la WDC en función del contenido total de arcilla y las condiciones de medida.

Rengasamy *et al.* (1984) desarrollaron el concepto de **concentración crítica** para suspensiones de suelo (que distingue el estado disperso del estado floculado), obteniendo la relación entre la concentración electrolítica, expresada como la concentración total de cationes, CTC (*total cation concentration*, TCC) y el SAR de la suspensión, (Figura 3). Determinaron esta concentración bajo condiciones de baja energía (dispersión espontánea) y alta energía (dispersión mecánica), asociando la primera a condiciones de campo en las que el suelo está protegido por cobertura vegetal u orgánica del impacto de la gota de lluvia y la segunda en las que el suelo está expuesto directamente. Estos autores obtuvieron para una serie de suelos arcillosos (*red brown earths* de la Clasificación australiana, equivalente a Oxisoles de la Soil Taxonomy) de Australia las siguientes ecuaciones:

$$CTC \text{ (meq} \cdot \text{L}^{-1}\text{)} = 0,16 \text{ SAR} + 0,14 \text{ (dispersión espontánea)} \quad [\text{Ec. 2}]$$

$$\text{CTC (meq}\cdot\text{L}^{-1}) = 1,46 \text{ SAR} + 1,44 \quad (\text{dispersión mecánica}) \quad [\text{Ec. 3.1}]$$

$$(\text{Muestras superficiales: CTC} = 1,21 \text{ SAR} + 3,3) \quad [\text{Ec. 3.2}]$$

La ecuación 2 indica que la dispersión espontánea ocurre sólo cuando el nivel de electrolitos está por debajo de $(0,16 \text{ SAR} + 0,14) \text{ meq}\cdot\text{L}^{-1}$, y este nivel es mucho menor al mínimo requerido para prevenir la dispersión mecánica (Ecuación 3).

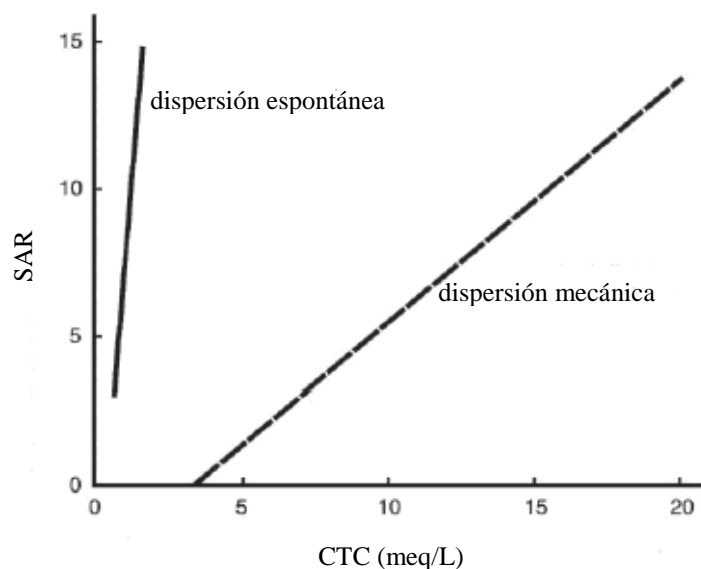


Figura 3. Efecto de la relación de absorción de sodio, SAR, y de la concentración de electrolitos, CE, expresado como concentración total de cationes (CTC) en la dispersión de arcilla (Rengasamy *et al.*, 1984).

Como se ha visto anteriormente, la cantidad de arcilla que dispersa depende de la cantidad de energía aplicada y de las propiedades del suelo (Rengasamy *et al.*, 1984; Levy *et al.*, 1993).

Sumner (1995) muestra en el diagrama de la Figura 4 el efecto de la energía mecánica y del contenido en materia orgánica en los procesos de floculación/dispersión y el cambio de la posición de la línea de la concentración crítica en función de estas dos variables. En los últimos años se ha aplicado también el concepto de resiliencia al estado del suelo. Así, Greene y Hairsine (2004) dividen el esquema de la Figura 4 en tres regiones, correspondientes a tres estados diferentes de estabilidad del suelo; dispersa, floculada y resiliencia variable. Según estos autores, la región dispersa se caracteriza por presentar un balance entre SAR y CE desfavorable, que debe mejorarse mediante la aplicación con el riego de electrolitos (por ejemplo yeso) de forma que el suelo se mueva hacia la zona de resiliencia. En la región floculada, el suelo es químicamente estable y sólo exige prácticas de conservación y mantenimiento de los niveles de MO; finalmente, en la zona de resiliencia, el comportamiento del suelo varía con los atributos físicos y mecánicos y las prácticas de mejora deben orientarse hacia el aumento de la cobertura (reducción de la erosión) y de los niveles de MO.

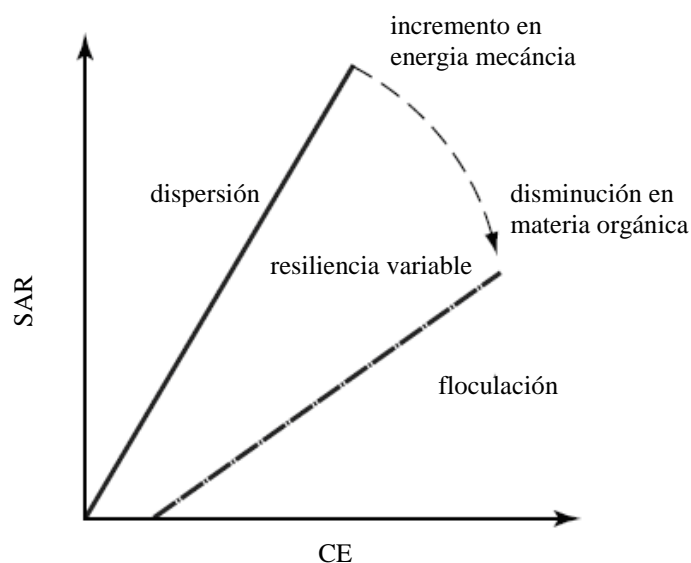


Figura 4. Importancia de la materia orgánica y de la energía aplicada en la dispersión de arcilla (Sumner, 1995).

Ensayos de permeabilidad en columnas de suelo

La determinación más común de los efectos de los cationes de cambio y de la salinidad en la permeabilidad del suelo es la medida de los cambios relativos de la conductividad hidráulica saturada en laboratorio.

Para ello se preparan generalmente columnas de suelo tamizado, secado al aire y empaquetado uniformemente, y se saturan con disoluciones concentradas del SAR apropiado hasta equilibrio. Se suelen saturar por capilaridad y tratar con CO_2 así como con un inhibidor biológico para evitar la influencia de presencia de aire ocluido y de actividad biológica en los cambios de conductividad hidráulica. Las columnas son seguidamente lavadas con una serie de disoluciones percolantes de concentración decreciente pero de SAR constante, y se determina la permeabilidad en cada caso hasta que se observa reducción de K_s y aparece arcilla dispersa en el percolado.

El interés de estos estudios radica en la posibilidad de poder establecer relaciones entre la composición mineralógica, conductividad hidráulica y composición de la disolución de lavado y predecir los valores del cambio relativo de conductividad hidráulica bajo condiciones de sodicidad para distintos tipos de suelos (McNeal y Coleman, 1966).

Uno de los primeros estudios de investigación del efecto interrelacionado de la relación C-SAR fue conducido por McNeal (1968). Este autor estudió el factor de hinchamiento, esto es, la magnitud del hinchamiento que un suelo puede sufrir en respuesta a una combinación de Na (PSI ajustado) y sales en disolución (CE). El grado de interacción entre la dispersión inducida por el Na y la

floculación inducida por las sales es definido como el factor de hinchamiento. Este factor es de esta forma una medida del grado de expansión del suelo en función del agua retenida.

Quirk y Shofield (1955) propusieron el concepto de “**concentración crítica o límite crítico de concentración, C_{TH}** ” (*threshold concentration*). Mediante un ensayo de permeabilidad determinaron el nivel mínimo de electrolito requerido para mantener la permeabilidad de un suelo limoso rico en ilita para un grado determinado de saturación en sodio (Figura 5). El suelo es llevado a equilibrio con disoluciones concentradas de NaCl/CaCl₂ de diferentes valores de SAR. Una vez alcanzado el equilibrio, las disoluciones de lavado son diluidas pero manteniendo el SAR constante. La concentración crítica, C_{TH} , se define como el valor de la concentración a la que tiene lugar una reducción de un 15 % de la permeabilidad, estos autores obtienen la siguiente relación de C_{TH} con el SAR:

$$C_{TH} \text{ (meq}\cdot\text{L}^{-1}\text{)} = 0,56\cdot\text{SAR}+0,6 \quad [\text{Ec. 4}]$$

Por debajo de esta concentración la permeabilidad continúa disminuyendo debido a la dispersión de arcilla. La concentración a la que es visible arcilla en el percolado o “**concentración de turbidez, C_{TU}** ” (*turbidity concentration*) es aproximadamente un cuarto de C_{TH} y viene dada por la siguiente expresión:

$$C_{TU} \text{ (meq}\cdot\text{L}^{-1}\text{)} = 0,16\cdot\text{SAR}+0,2 \quad [\text{Ec. 5}]$$

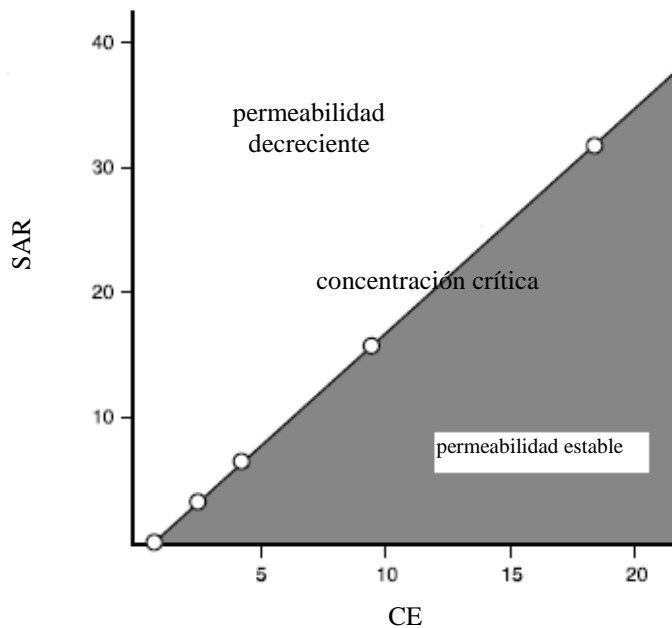


Figura 5. Efecto del SAR y de la concentración de electrolitos (CE) en la permeabilidad del suelo (Quirk y Schofield, 1955).

La concentración de turbidez, C_{TU} , es aproximadamente un 25 % de la concentración crítica, C_{TH} , y un 12 % de la concentración de floculación, C_F (Quirk y Schofield, 1955). Esto muestra que la dispersión y floculación no son reversibles, y que los tests de floculación no pueden ser empleados para predecir la dispersión (C_{TU}).

Es interesante por otro lado destacar la similitud entre la ecuación 2 (dispersión espontánea) y la ecuación 5 obtenida por Quirk y Schofield (1955) para estimar la aparición de arcilla en el ensayo de permeabilidad (C_{TU}). En éstos, la velocidad del flujo es generalmente baja, por lo que es lógico que la dispersión que tiene lugar sea equiparable con la que aparece en agregados puestos en contacto (sin agitación mecánica) con disoluciones suficientemente diluidas (Quirk, 2001).

Estos conceptos han sido posteriormente aplicados en otros suelos (McNeal y Coleman, 1966; Cass y Summer, 1982a) en los que el valor límite es elevado de 15 a un valor de 25 % (McNeal y Coleman, 1966; McNeal *et al.*, 1968) y han dado pie, como se expuso anteriormente, al desarrollo de curvas PSI-C para definir regiones de permeabilidad estable vs reducida o de floculación del suelo vs defloculación/dispersión para grupos de suelos con características mineralógicas similares.

Se han propuesto otros modelos para representar estas relaciones. Por ejemplo, Cass y Summer (1982a y 1982b) establecen un método para normalizar esta respuesta denominado modelo de estabilidad al sodio, en el que representan la pendiente de la curva de concentración crítica frente a la reducción de K_s , obteniendo una curva de estabilidad al Na. La pendiente de esta relación (b_{Na}) es una medida de la resistencia a la pérdida de estructura como consecuencia de cambios en la composición de la disolución. Cuanto mayor es b_{Na} más estable es el suelo. Jayawardane (1979) y Jayawardane y Blackwell (1991) proponen el término “solución equivalente de sales”, para predecir los cambios de la conductividad hidráulica. Se basa en el concepto de que un cambio en la sodicidad de la disolución percolante requiere un cambio correspondiente en la concentración salina para asegurar el mantenimiento de la misma porosidad. El inconveniente de este método es que precisa de medidas adicionales de porosidad e hinchamiento a lo largo de un rango amplio de estas variables.

Estos estudios ponen en evidencia que la acción del sodio en debilitar las uniones entre las partículas del suelo es sólo un aspecto de la pérdida de la estructura y que la magnitud de las fuerzas aplicadas para romper estas uniones es también importante. Una de las principales consecuencias que se extraen es que la existencia de una estructura estable en un sistema conteniendo Na permite disminuir la concentración electrolítica a un valor más bajo para un determinado PSI durante el lavado con disoluciones salinas que el que se predeciría de estudios que implican la agitación o remoción mecánica del suelo (McNeal y Coleman, 1966). Esto ha conllevado en los últimos años a la revisión crítica de la definición clásica de sodicidad, como vimos en el capítulo VII.2.1, y del significado y aplicación de estas concentraciones críticas (Rengasamy y Olsson, 1991; Shainberg y Levy, 1992; So y Aylmore, 1993; Summer, 1993; y Quirk, 2001; Ezlit *et al.*, 2010).

Destaca la amplia revisión realizada por Quirk (2001) sobre los estudios de permeabilidad y estabilidad al Na de los suelos, haciendo especial énfasis en el significado de estas concentraciones críticas en relación con la sodicidad. Este autor resalta dos aspectos importantes, expuestos ya por Quirk y Shofield (1955), pero que no son generalmente tenidos en cuenta en la bibliografía:

En primer lugar, subraya la interpretación errónea generalizada de que la concentración requerida para mantener una suspensión de suelo floculada pueda utilizarse para predecir el nivel de electrolito necesario para mantener la permeabilidad o la velocidad de infiltración de un suelo, puesto que se ha demostrado que la concentración de floclación es aproximadamente 8 veces superior a la de turbidez. Esto se explica en base a que la energía aplicada para preparar la suspensión de suelo destruye la microestructura que se trata de investigar en los estudios de permeabilidad. Esta confusión ha dado lugar a que en algunos estudios se sustituya el efecto, esto es, la aparición de arcilla dispersa en el percolado, por la principal causa, que es la destrucción de los dominios de arcilla (que es lo que genera la aparición de partículas de arcilla al alcanzar o llegar a valores por debajo de la concentración de turbidez).

En segundo lugar, cuestiona que la cantidad de arcilla dispersa, como consecuencia de la destrucción de los dominios de arcilla, sea suficiente para bloquear los macroporos (los principales poros conductores) y llegar a disminuir la permeabilidad. En definitiva sugiere que este material disperso puede consistir también en partículas de mayor tamaño y no exclusivamente arcilla. Quirk incide en la necesidad de estudiar el proceso de dispersión de arcilla en el ensayo de permeabilidad en términos de cantidad, tamaño y mineralogía de las partículas dispersas que aparecen en el percolado.

VII.3. MATERIAL Y MÉTODOS

VII.3.1. SUELOS DEL ESTUDIO

Los suelos empleados en los ensayos se indican en la Tabla 1 y han sido descritos en el capítulo II. Todos los análisis se llevaron a cabo con muestra seca al aire y tamizada por 2 mm.

Tabla 1. Relación de suelos utilizados en este capítulo.

Método (tipo de muestra)	Suelo	Fecha de muestreo	Muestra
Ensayo en columnas	N1 _p	Sept.2004	N1 _{p1-1} , N1 _{p2-1}
	N2 _p	Ene.2004	N2 _{p-1} , N2 _{p-2}
	N4 _p	Ene.2004	N4 _{p-1}
	C1 _p	Jul.2004	C1 _{p-36}
	C2 _p	Ene.2004	C2 _{p-5} , C2 _{p-7}
	C3 _p	Ene.2004	C3 _{p-4} , C3 _{p-5}
	C4 _p	Ene.2004	C4 _{p-2} , C4 _{p-3}
	C11 _p	Jul.2004	C11 _{p-1}
	C12 _p	Marz.2004	C12 _{p-1}

Tabla 1 (Cont.). Relación de suelos utilizados en este capítulo.

Método (tipo de muestra)	Suelo	Fecha de muestreo	Muestra
Ensayo de dispersión	N1 _p	Sept.2004	N1 _{p1-1} , N1 _{p2-1}
	N2 _p	Ene.2004	N2 _{p-1} , N2 _{p-2}
	N4 _p	Ene.2004	N4 _{p-1}
	C1 _p	Jul.2004	C1 _{p-36}
	C2 _p	Ene.2004	C2 _{p-5} , C2 _{p-7}
	C3 _p	Ene.2004	C3 _{p-4} , C3 _{p-5}
	C4 _p	Ene.2004	C4 _{p-2} , C4 _{p-3}

VII.3.2. DISEÑO EXPERIMENTAL

Los rangos utilizados en los ensayos son representativos de los que presenta habitualmente las aguas de riego de las zonas estudiadas. Los suelos cultivados estudiados han sido estables a valores de SAR < 25 y las aguas de riego rara vez alcanzan SAR ≥ 25, por tanto se ha elegido rangos de SAR superiores a este valor (en concreto, SAR 25, 50 y 100), con el fin de exaltar los efectos del Na en la estructura. La relación de absorción de sodio, RAS, se expresará en adelante en sus siglas en inglés (SAR), por ser de uso más generalizado.

VII.3.2.1. Ensayo en columnas

El procedimiento seguido en laboratorio se resume en el esquema de la Figura 7.

Preparación de las columnas. Saturación. Lixiviación. Tratamientos Na/C

Muestras tratadas

Se empaquetaron homogéneamente 3 réplicas de cada muestra (tamizadas por 2 mm) a densidad similar a la de campo en anillos de 100 cm³ (5 cm d.i.), como se señala en la Tabla 2.

Se saturaron a continuación por capilaridad durante 1-2 días con la disolución más concentrada (1 M) a los distintos valores de SAR que se indican en la Tabla 3. Las muestras se colocaron en unos embudos invertidos y se percolaron mediante buretas de 50 cm³ con dicha disolución hasta alcanzar el equilibrio (tres réplicas). Se estimó el volumen de poros (VP) de cada muestra (en función de la densidad del suelo y volumen del anillo) y el número de volúmenes de poros necesarios (en función de la capacidad de intercambio catiónico efectiva de cada suelo) para equilibrar cada muestra (desplazar todos los cationes K y Mg con Na y Ca), como se indica en la Tabla 3. Los

lixiviados se recogieron en botes de plástico colocados en los extremos de los embudos para su análisis (Figura 6).

En los lixiviados se determinaron las concentraciones de K y Mg. En algunos lixiviados se determinaron también las concentraciones de SO_4 y Cl y el pH. El objetivo de estos análisis fue verificar las condiciones de equilibrio con las disoluciones percolantes así como obtener información sobre las cinéticas de desorción de distintos iones. Se consideró que se alcanzaba el equilibrio cuando las cantidades de K y Mg en los lixiviados fueron despreciables (concentraciones por debajo del límite de cuantificación: $0,01$ y $0,008 \text{ meq}\cdot\text{L}^{-1}$, respectivamente).

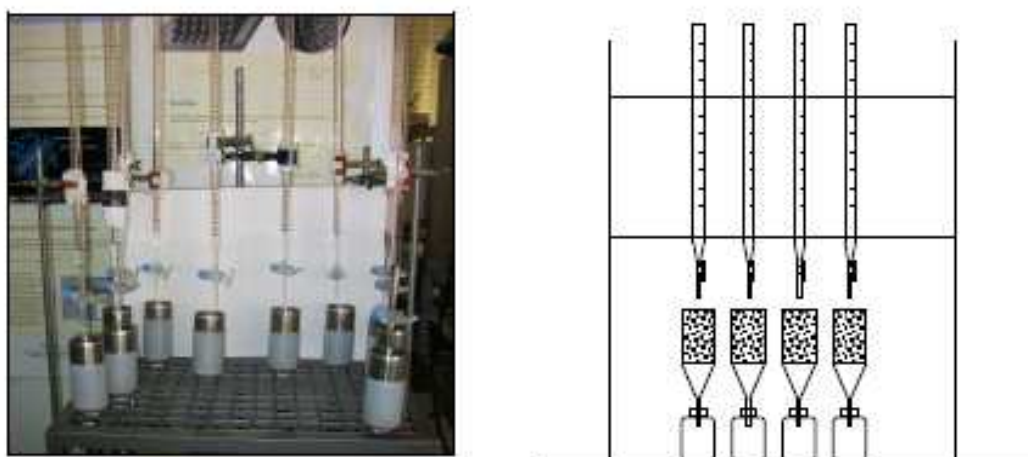


Figura 6. Imagen y esquema de la percolación de las muestras de suelo y recogida de los lixiviados.

Tabla 2. Parámetros físicos de las columnas de suelo: Densidad aparente o densidad de empaquetado (ρ), contenido de agua (θ), altura (h) y radio de la columna (r).

Suelo	ρ ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)	θ^1 ($\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$)*	h (cm)	r (cm)
N1 _p	0,80-0,85	0,68-0,70	5,04	2,47
N2 _p	0,80-0,85	0,68-0,70	5,04	2,47
N4 _p	1,00	0,62	5,04	2,47
C1 _p	0,90	0,66	5,04	2,47
C2 _p	1,00	0,62	5,04	2,47
C3 _p	1,00	0,62	5,04	2,47
C4 _p	1,00	0,62	5,04	2,47
C11 _p	1,10-1,20	0,55-0,58	5,04	2,47
C12 _p	1,10-1,20	0,55-0,58	5,04	2,47

* Se asume que es equivalente al volumen de poros (estimado a partir de la densidad aparente y asumiendo la densidad de partícula = $2,65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$)

Tabla 3. Capacidad de intercambio catiónico efectiva (CICE) y concentración de Mg y K cambiables del suelo. Composición de la disolución percolante y volumen de poros empleados en los lavados: SAR y concentración total de cationes (C_0) de la disolución percolante, concentración de Na y de Ca de la disolución percolante, volumen de poro (VP), número total de volúmenes de poro y volumen total percolado (V_T), por suelo.

Suelo	CICE (meq/100g)	Mg (meq/100g)	K (meq/100g)	SAR (NaCl+CaCl ₂)	C_0 (mmol·L ⁻¹)	C_0 (meq·L ⁻¹)	Na,sol. (meq·L ⁻¹)	Ca,sol. (meq·L ⁻¹)	VP (mL)	Nº total VP	V_T (mL)
N1 _{P1}	1,88	0,48	0,07	50	1.000	1.234,4	765,6	468,9	70	7	490
	1,88	0,48	0,07	100	1.000	1.083,9	916,1	167,8	70	6	420
N1 _{P2}	0,67	0,07	0,05	50	1.000	1.234,4	765,6	468,9	70	7	490
	0,67	0,07	0,05	100	1.000	1.083,9	916,1	167,8	70	6	420
N2 _P	6,14	2,12	0,32	50	1.000	1.234,4	765,6	468,9	70	8	560
	6,14	2,12	0,32	100	1.000	1.083,9	916,1	167,8	70	6	420
N4 _P	10,47	4,03	1,88	50	1.000	1.234,4	765,6	468,9	60	8	480
	10,47	4,03	1,88	100	1.000	1.083,9	916,1	167,8	60	7	420
C1 _P	29,00	8,17	3,25	25	1.000	1.462,4	537,6	924,8	70	8	560
	29,00	8,17	3,25	50	1.000	1.234,4	765,6	468,9	70	8	560
C2 _P	41,66	13,79	4,94	25	1.000	1.462,4	537,6	924,8	60	8-10	480-600
	41,66	13,79	4,94	50	1.000	1.234,4	765,6	468,9	60	8-10	480-600
C3 _P	37,59	10,47	3,61	25	1.000	1.462,4	537,6	924,8	60	10	600
	37,59	10,47	3,61	50	1.000	1.234,4	765,6	468,9	60	10	600
C4 _P	41,67	13,99	2,49	25	1.000	1.462,4	537,6	924,8	60	10	600
	41,67	13,99	2,49	50	1.000	1.234,4	765,6	468,9	60	10-11	600-660
C11 _P	62,40	9,90	9,83	25	1.000	1.462,4	537,6	924,8	60	8	480
C12 _P	34,00	12,65	2,21	25	1.000	1.462,4	537,6	924,8	60	7	420

Tras la saturación de las muestras con la concentración de 1 M, los tratamientos sódico-salinos empleados fueron los siguientes:

Tabla 4. Ensayo en columnas. Relación de los tratamientos de SAR utilizados por suelo. Las concentraciones salinas C para cada valor de SAR fueron de 1, 5, 15, 30 y 70 mmol·L⁻¹.

SAR	Suelo
25	C1 _p , C2 _p , C3 _p , C4 _p , C11 _p , C12 _p
50	C1 _p , C2 _p , C3 _p , C4 _p , N1 _p , N2 _p , N4 _p
100	N1 _p , N2 _p , N4 _p

Las distintas combinaciones Na/C se prepararon mediante las cantidades apropiadas de NaCl y CaCl₂·2H₂O de acuerdo con Rowell (1994), como se indica en la Tabla 5. Se asume que la concentración salina total = [Na⁺]+[Ca²⁺] y la relación de adsorción de sodio SAR = ([Na⁺]/([Ca²⁺]/2))^{1/2}, donde las concentraciones [] vienen dadas en meq·L⁻¹.

Tabla 5. Concentraciones de Na⁺ (NaCl) y Ca²⁺ (CaCl₂·2H₂O) empleadas para la preparación de las disoluciones salinas para cada valor de SAR, y CE y pH de las disoluciones finales.

SAR	C (mmol·L ⁻¹)	Na (meq·L ⁻¹)	Ca (meq·L ⁻¹)	CE (μm·cm ⁻¹)	pH
25	1.000	537,59	924,82	n.d.	n.d.
	70	63,54	12,92	7.980	5,91
	30	28,68	2,63	3.400	5,56
	15	14,66	0,69	1.727	6,07
	5	4,96	0,08	578	6,53
	1	0,99	0,003	110,1	6,50
50	1.000	765,56	468,87	n.d.	n.d.
	70	68,14	3,71	7.430	5,96
	30	29,65	0,70	3.370	5,60
	15	14,91	0,18	1.738	5,73
	5	4,99	0,02	583	5,72
	1	1,00	0,0008	114,9	5,67
100	1.000	916,08	167,84	n.d.	n.d.
	70	69,52	0,97	7.470	5,70
	30	29,91	0,18	3.320	5,52
	15	14,98	0,04	1.694	5,70
	5	5,00	0,005	572	5,53
	1	1,00	0,0002	113,1	5,72

n.d. no determinado

Medida de la conductividad hidráulica saturada

Se determinó K_s a concentraciones salinas decrecientes para cada SAR (Tabla 4) en un permeámetro de laboratorio de carga constante (descrito en el capítulo V.3.2), hasta que la cantidad de arcilla dispersa hizo inviable la medición. Se realizaron dos medidas por cada muestra y disolución.

Determinación de la curva característica

Tras sacar los anillos del permeámetro, las muestras destinadas a la medida de la retención de agua se volvieron a saturar con la última disolución empleada en el permeámetro (en el caso de ser necesario). Se determinó la curva de retención de agua de acuerdo al procedimiento descrito en el capítulo IV.3.2. En el rango de 0-90 kPa (0-1 bar) se realizó en un sistema de células Tempe y en el rango de 100-1.500 kPa (1-15 bar) en placas de presión de Richards (Klute, 1986).

Medida de la retracción

Tras sacar los anillos del permeámetro, las muestras destinadas a la medida de la retracción se removieron con una espátula para homogeneizar el suelo y se transfirieron a las placas de vidrio (tipo Petri), rellenándolas perfectamente. Para la medida de la curva de retracción así como para la determinación de los valores de relación de huecos “*e*”, relación de agua “*ew*”, retracción total, RT, y límite de retracción, LR, se ha llevado a cabo el método de la pasta saturada propuesto por Rowell (1994) y descrito en el capítulo V.3.3 (Material y Métodos).

Muestras no tratadas

Las muestras no tratadas (tratamiento “SAR 0”), destinadas a la determinación de la permeabilidad y de las curvas de retención de agua y de retracción, se saturaron con una disolución 0,005 M de CaSO₄.

VII.3.2.2. Ensayo de dispersión

En el diagrama de la Figura 8 se resumen las etapas seguidas en el ensayo de dispersión.

Muestras tratadas: Se siguió el método adaptado de Goldberg *et al.* (1990) y Soil Survey Staff (2009) utilizando el mismo rango de disoluciones empleadas en el ensayo en columnas:

Ajuste de los suelos a un SAR determinado: Se saturaron aproximadamente 20 g de cada muestra con una disolución 1 M de (NaCl+CaCl₂) al SAR apropiado (Tabla 6) mediante varios lavados de 1 hora. A continuación, se lavaron con acetona y solución 0,01 M del mismo SAR (relación 1:1), hasta que la CE de la suspensión fue inferior a 1.000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, y se dejaron secar al aire. De esta muestra, se utilizó aproximadamente 5 g para determinar el porcentaje de humedad y el resto se reservó para realizar la dispersión de arcilla. Para ello, se pesaron por duplicado 2 g de cada muestra (para cada combinación de tratamiento SAR/C) en botes de plástico de 50 mL y se les añadió 40 mL

de la correspondiente disolución. Se agitó 30 minutos y tras el tiempo de sedimentación adecuado (2 horas) se pipeteó con pipeta automática un volumen de 10 mL de la suspensión a la profundidad adecuada (2 cm).

La primera réplica se empleó para determinar gravimétricamente la cantidad de arcilla dispersa y la segunda para determinar el potencial Zeta (movilidad electroforética) y el diámetro de partícula. La masa de arcilla dispersa se expresó en base seca y se corrigió considerando el peso añadido por las sales en cada caso.

Tabla 6. Ensayo de dispersión. Relación de los tratamientos de SAR utilizados por suelo. Las concentraciones salinas, C, para cada valor de SAR fueron de 1, 5, 15, 30 y 70 mmol·L⁻¹.

SAR	Suelo
25	C1 _p , C2 _p , C3 _p , C4 _p , C11 _p , C12 _p , N4 _p
50	C1 _p , C2 _p , C3 _p , C4 _p , N1 _p , N2 _p , N4 _p
100	N4 _p

La **movilidad electroforética** (ME) y el **tamaño de partícula** se determinaron mediante las técnicas denominadas electroforesis Doppler con láser (*Laser Doppler Electrophoresis*) y difusión o dispersión dinámica de luz (*Dynamic Light Scattering*, DLS), respectivamente, en un analizador Malvern Zetasizer Nano ZS (Malvern Instruments, Inglaterra). Todas las medidas se realizaron a 20°C y por duplicado para cada muestra. Este equipo determina el **potencial Z** a partir de la ME y aplicando posteriormente la ecuación de Henry:

$$U_E = \frac{2 \cdot \epsilon \cdot z \cdot f(ka)}{3 \cdot \eta} \quad [\text{Ec. 6}]$$

donde

Z es el potencial zeta

U_E es la movilidad electroforética

ε es la constante dieléctrica

η es la viscosidad

F(ka) es la función de Henry.

La ME se obtiene al aplicar electroforesis a la muestra y medir la velocidad de las partículas mediante un sensor de velocidad (*Laser Doppler Velocimetry LDV*).

Asimismo, este equipo determina el tamaño de partícula mediante el proceso de difusión dinámica de luz (DLS). Éste mide el movimiento browniano y lo relaciona con el tamaño de las partículas, al iluminar las partículas con un láser y analizar la intensidad de las fluctuaciones en el halo de luz. El software Zetasizer genera los resultados en tres partes: i) Tamaño medio de la partícula (*Z-average size*), ii) índice de polidispersidad (*Polydispersity Index*, PDI), que es un parámetro relacionado con la amplitud de la distribución de tamaños de partículas, iii) picos medios (*Peak means*), que muestra el tamaño y porcentaje expresado en intensidad, volumen o número para un máximo de tres picos.

Por último, tras centrifugar a 10.000 rpm se midieron el pH y la CE de la suspensión de arcilla. Asimismo, se determinó en la suspensión de arcilla la demanda química de oxígeno (DQO) con un kit para análisis de DQO en el rango 4-40 mg·L⁻¹ (Merck, Spectroquant. 1.14560.0001 DQO) en un fotómetro Spectroquant NOVA 60 (Merck). El método se basa en la determinación fotométrica de los iones Cr₂O₇⁻² no consumidos (mg·L⁻¹ DQO = mg·L⁻¹ O₂). Aquellas muestras con más de 2.000 mg·L⁻¹ de Cl⁻ se diluyeron con agua destilada.

Para el **análisis mineralógico**, se procedió como sigue. Para el estudio por DRX, se colocaron unas gotas de las suspensiones de la arcilla dispersa sobre portas de vidrio para obtener agregados orientados sometidos a varios tratamientos: seco al aire, etilenglicol, 105°C y 500°C. Para el estudio por ATD/TG, se secó al aire una parte de las suspensiones. Estas determinaciones se realizaron en las siguientes muestras y tratamientos:

- SAR 50: C_{2P-5}, C_{2P-7}, C_{3P-4}, C_{3P-5}, C_{4P-2}, C_{4P-3}

- SAR 100: N_{4P-1}, N_{3P2-1}.

Muestras sin tratar: Se siguió el mismo procedimiento empleado con las muestras tratadas con excepción de que no se presaturaron y que se agitaron con agua destilada.

Figura 7. Ensayo en columnas.

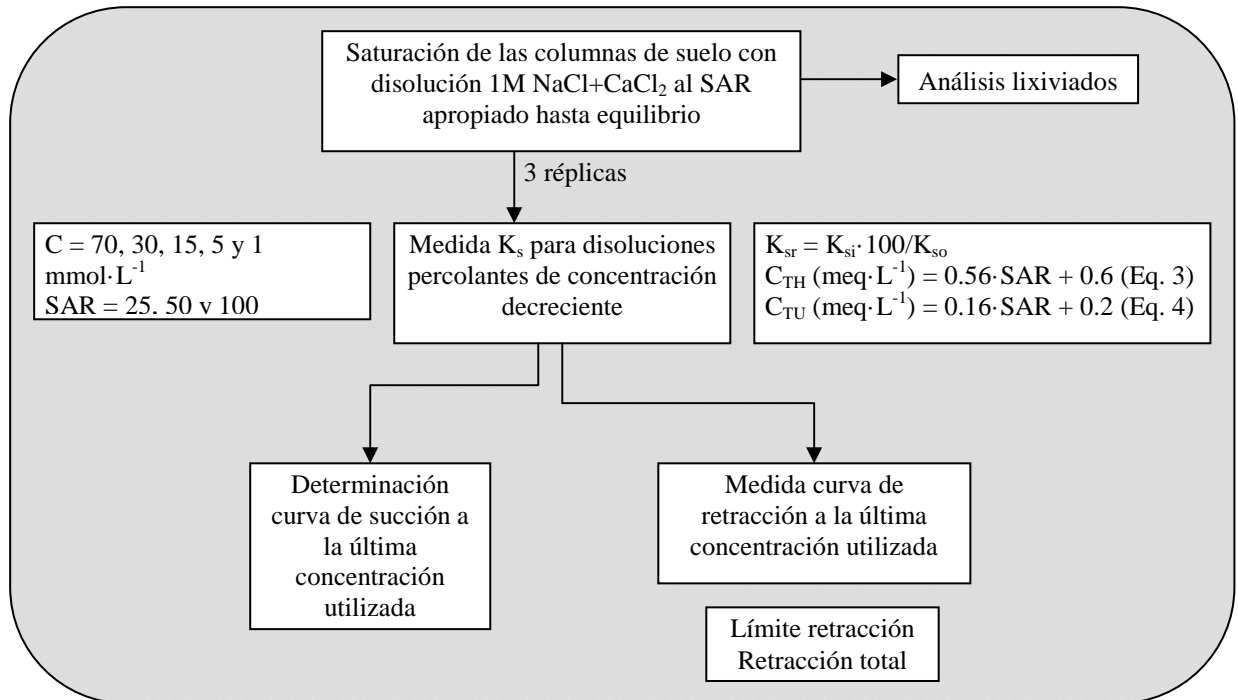
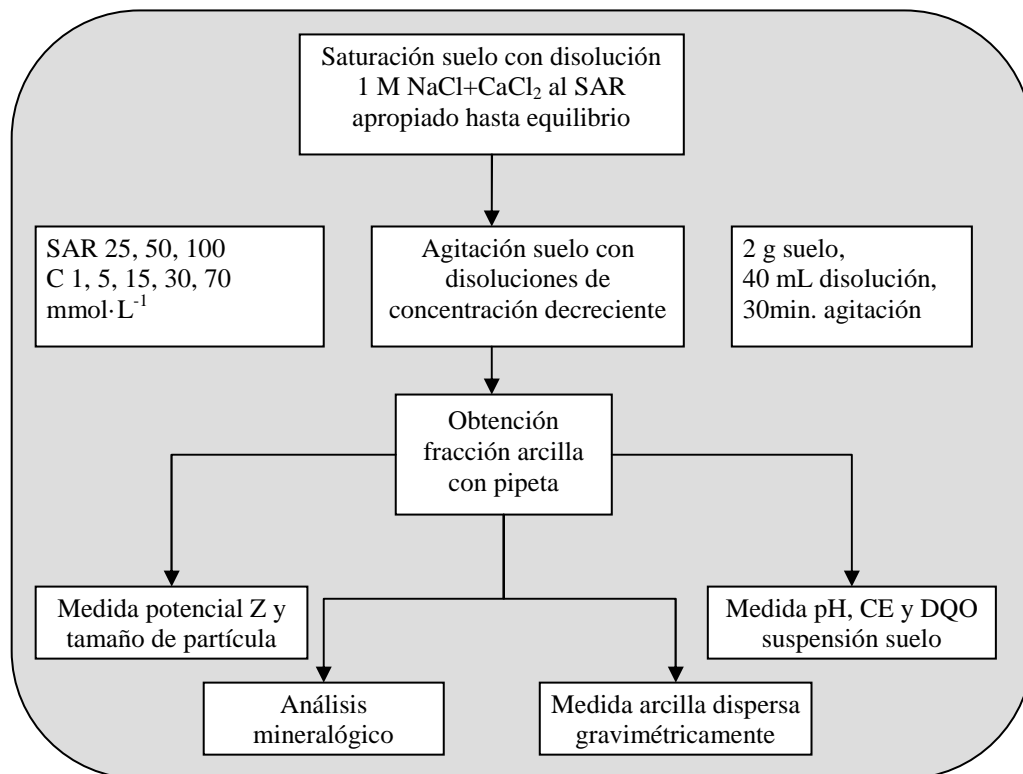


Figura 8. Ensayo de dispersión.



VII.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En primer lugar se presentan los resultados correspondientes a la conductividad hidráulica saturada, retención de agua y retracción de las muestras empaquetadas en columnas y ensayo de dispersión de arcillas de los suelos en función de los tratamientos sódico-salinos (de acuerdo con el procedimiento descrito en las Figuras VII.7 y VII.8).

Por último se presentan los valores de cationes y aniones determinados en los lixiviados de las muestras saturadas con la disolución más concentrada de NaCl-CaCl₂.

VII.4.1. RESPUESTA DE LOS SUELOS A LOS TRATAMIENTOS SALINOS

VII.4.1.1. Efecto de los tratamientos en la conductividad hidráulica saturada

Para describir los resultados hemos utilizado como referencia las siguientes definiciones (Quirk, 2001), introducidas ya en el capítulo VII.2.3 (Ecuaciones 3 y 4):

- **Concentración crítica, C_{TH15} (threshold concentration)**, que causa una disminución de un 15 % de la permeabilidad (Quirk y Schofield, 1955):

$$C_{TH} \text{ (meq}\cdot\text{L}^{-1}\text{)} = 0,56\cdot\text{SAR}+0,6 \quad (\text{SAR } 0\text{-}32)$$

Hemos determinado asimismo esta concentración crítica utilizando el criterio del 25 % de reducción (C_{TH25}) utilizado por otros autores (McNeal y Coleman, 1966). Los valores de C_{TH15} y C_{TH25} se han determinado por interpolación en las curvas K_{sr} vs C.

- **Concentración de turbidez, C_{TU} (turbidity concentration)**, correspondiente a la aparición de arcilla dispersa en el percolado:

$$C_{TU} \text{ (meq}\cdot\text{L}^{-1}\text{)} = 0,16\cdot\text{SAR}+0,2 \quad (\text{SAR } 0\text{-}32)$$

Haciendo extensibles estas ecuaciones a valores elevados de SAR, la concentración C_{TH} adquiere los siguientes valores aproximados para los rangos de SAR estudiados:

SAR	C_{TH} (meq·L ⁻¹)	C_{TU} (meq·L ⁻¹)
25	14,6	4,2
50	28,6	8,2
100	56,6	16,2

- Con el fin de facilitar la comparación entre tratamientos, los valores de K_s medidos para cada muestra y tratamiento se expresaron en términos del valor inicial de K_s . Definimos de esta forma el **cambio relativo en la conductividad hidráulica (K_{sr})** como la razón entre la K_s observada (K_{so}) y la K_s inicial (K_{si}):

$$K_{sr} = \frac{K_{so}}{K_{si}} \times 100 \quad [\text{Ec. 7}]$$

En la Tabla 1 (Anexo 6.1) se dan los valores medios de conductividad hidráulica saturada (K_s), variación relativa de K_s (K_{sr}), concentración crítica (C_{TH15} y C_{TH25}) y concentración de turbidez (C_{TU}) para los distintos tratamientos y muestras, indicándose los casos en los que el grado de turbidez o bien el “colapso” (se describe a continuación) de la muestra imposibilitaron la medida de la K_s .

En la Figura 1 (Anexo 6.2) se muestran los valores correspondientes de K_s en función de los tratamientos SAR/C para cada muestra. En la Figura 9 se comparan los valores medios de K_{sr} para los dos valores de SAR estudiados en cada suelo, mientras que en la Figura 10 se han representado con fines comparativos los valores promedios de K_{sr} por suelos para cada valor de SAR estudiado. Recordemos que en el caso de los suelos naturales solo se presentan los datos para valores de SAR de 50 y 100 debido a la estabilidad mostrada por estos suelos en ensayos previos a SAR 25.

El tratamiento SAR “0” hace referencia a las muestras no tratadas y que han sido saturadas con una disolución de 0,005 M CaSO_4 . Los niveles originales de SAR de estas muestras son en todos los casos inferiores a SAR 25, mientras que la concentración salina original oscila entre 1 y 45 $\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ (Tabla 4, Anexo 1.1).

Generalmente se produjo un aumento inicial de la K_s que se discutirá más adelante. Por ello, a efectos de discusión, hemos igualado a 100 todos los valores de K_{sr} superiores al 100 %.

Otro aspecto a reseñar es que en algunos casos se produjo una pérdida de la consistencia del suelo con el primer tratamiento (disolución 0,07 M), después de la saturación (1 M), puesta de manifiesto por la aparición de una turbidez intensa al percolar la disolución de 0,07 M. Estas muestras presentaban una consistencia de pasta, como se aprecia en la Foto 1. Las muestra afectadas y en las que por tanto no fue posible determinar la K_s fueron las siguientes:

- Suelo C1_p: SAR 25 y 50. En ninguna de las réplicas.
- Suelo N1_p: Muestra superficial (N1_{p1}): SAR 0, 50 y 100. Muestra de profundidad (N1_{p2}): SAR 0. En ninguna de las réplicas.
- Suelo N2_p: En algunas réplicas a SAR 0 y 50.



Foto 1. Detalles de la apariencia de pasta saturada de una muestra saturada con 1 M y del grado de turbidez alcanzado en el permeámetro tras el “colapso” de algunas muestras al percolar la disolución de 0,07 M.

Este hecho podría obedecer a la dificultad de saturación de las mismas, causadas posiblemente por la hidrofobicidad o repelencia al agua adquirida por estos suelos en campo (desección). En este sentido, se recuerda que las muestras del suelo N1_p se tomaron al final del verano y el suelo se encontraba seco, especialmente en superficie. Al muestrear el suelo C1_p, la finca se encontraba sin cultivo (sin cubierta vegetal ni riego) desde hacía varios meses. A pesar de que las muestras se humedecieron lentamente por capilaridad para asegurar la saturación, es posible que quedaran agregados con aire en el interior de los poros. Al respecto se han propuesto diferentes hipótesis. Bajo condiciones de saturación, estos poros llenos de aire están bajo presión, lo que puede causar la rotura (*slaking*) de los agregados al escapar el aire (*air slaking*) (Charman, 1991, citado por Barlow y Nash, 2002). Asimismo, el colapso de los agregados (*aggregate failure*), que puede ocurrir en muestras confinadas, tiene lugar generalmente a concentraciones salinas relativamente elevadas como consecuencia de la distribución heterogénea de fuerzas externas aplicadas y presiones de hinchamiento internas desarrolladas durante la percolación (Cass y Summer, 1982a).

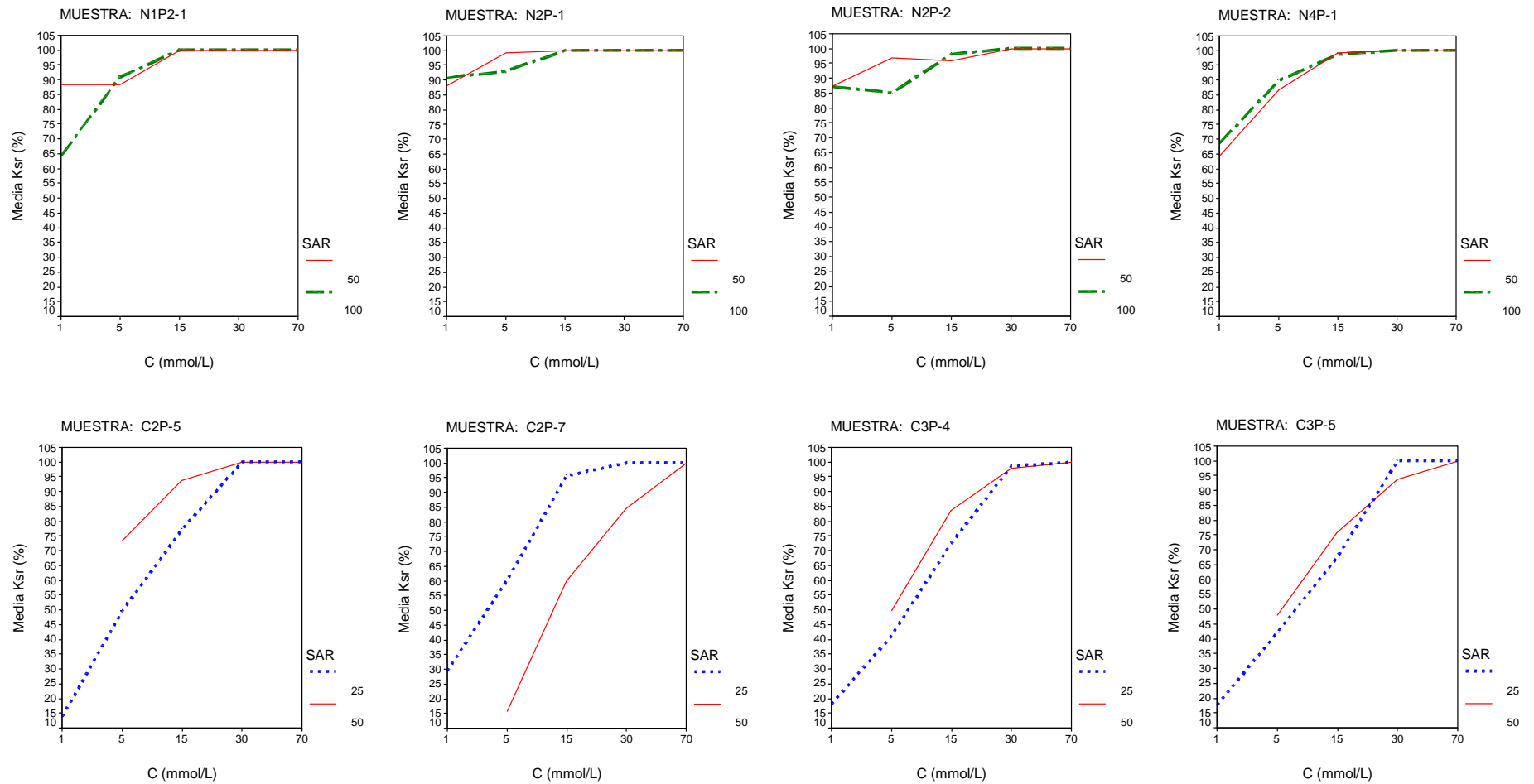


Figura 9. Valores medios del cambio relativo de la conductividad hidráulica saturada (K_{sr}) en función de la concentración de la disolución percolante, C, y los valores de SAR por muestra (los valores de K_{sr} por encima de 100 % se asumieron igual a 100 %).

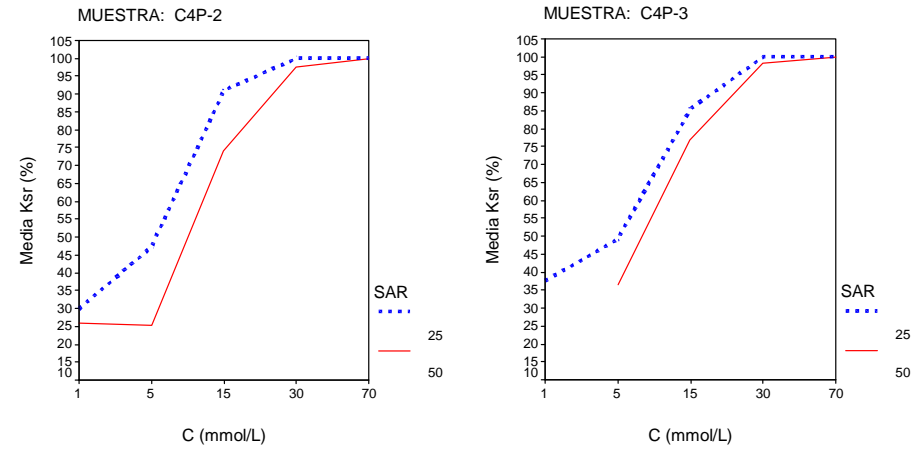


Figura 9 (Cont.). Valores medios del cambio relativo de la conductividad hidráulica saturada (K_{sr}) en función de la concentración de la disolución percolante, C, y los valores de SAR por muestra (los valores de K_{sr} por encima de 100 % se asumieron igual a 100 %).

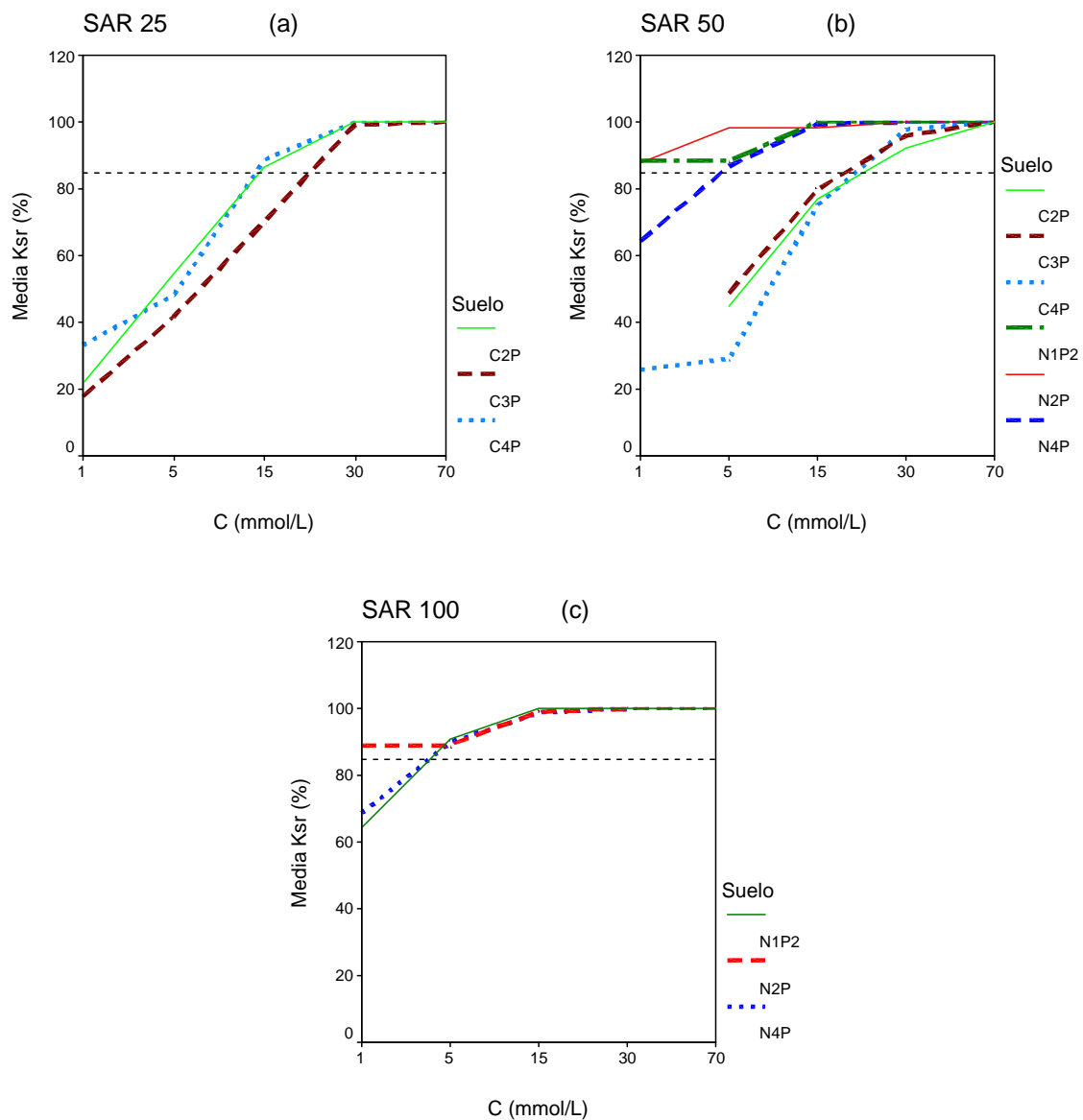


Figura 10. Valores medios del cambio relativo de la conductividad hidráulica saturada (K_{sr}) en función de la concentración de la disolución percolante, C (en escala logarítmica) por suelos para cada SAR (los valores de K_{sr} por encima de 100 % se asumieron igual a 100 %). La línea discontinua corresponde a una reducción de K_s del 15 %.

En cuanto a la respuesta de K_s a la concentración de las disoluciones percolantes, destacamos en primer lugar dos tipos de comportamiento, con independencia del valor de SAR. Por una parte, en los Andosoles, K_s permaneció estable o aumentó significativamente al disminuir la concentración de las disoluciones. En el resto de los suelos se produjo por el contrario una disminución de K_s , precedido generalmente por un incremento inicial (Figura 1, Anexo 6.2). El incremento inicial de K_s al disminuir la concentración de las disoluciones se atribuye generalmente al efecto del aire ocluido en los poros del suelo (McNeal y Coleman, 1966). Moutier *et al.* (1998) atribuyen el aumento de K_s a la interrupción del flujo durante el cambio de disoluciones. En este intervalo se libera la diferencia de

presión a través de la columna, lo que origina una distribución más uniforme de las partículas (reagregación) y a su vez, un aumento de K_s (Moutier *et al.*, 1998; Zhang y Norton, 2002).

Pupisky y Shainberg (1979) describen también aumentos de K_s en un suelo arenoso tras lavarlo con agua destilada (tratado previamente con distintas combinaciones de SAR-C) y que explican en base a la dispersión local de arcilla y arrastre de ésta con el agua destilada y consiguiente aumento del radio de poro. Jayawardane *et al.* (2011) en columnas de suelo tratados con distintas combinaciones de cationes también obtuvieron aumentos iniciales de K_s con el tratamiento K-Ca (*potassium absorption ratio*, PAR = 40 y 20) al disminuir C, aunque no explican las causas.

Debido al distinto comportamiento de los Andosoles respecto a los demás suelos, discutimos por separado los resultados obtenidos en los dos conjuntos de suelos.

- **Andosoles:**

Los valores obtenidos de K_s fueron (al igual que los descritos en suelo sin perturbar, capítulo VI.4.1) elevados, del orden de 100-1.000 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$, en comparación con los determinados por el mismo procedimiento por otros autores en Andosoles, con valores alrededor de 20-60 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (El-Swaify, 1969; Ishiguro y Nakajima, 2000; Miyazaki *et al.*, 2005).

Estos suelos no alcanzaron una reducción de K_s del 15 %, salvo en algunas muestras, a concentraciones muy bajas ($C_{\text{TH15}} < 5 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$) y en ningún caso una reducción del 25 % ($C_{\text{TH25}} = 0$), Figuras 11a y 11c. No se produjo en ningún caso dispersión de arcilla ($C_{\text{TU}} = 0$).

Estos resultados confirman la elevada estabilidad de los suelos alofánicos a la sodicidad (McNeal y Coleman, 1966). Las curvas SAR-C obtenidas en estos suelos son comparables con las presentadas por El-Swaify *et al.* (1969, 1973) en un Andosol de Hawai lavado con disoluciones de NaCl comprendidas entre 0,61 y 0,012 N. Miyazaki *et al.* (2005), en un Andosol cultivado de Japón, tampoco obtuvieron ninguna respuesta de la conductividad hidráulica saturada e insaturada a los tratamientos de NaCl.

- **Suelos ándicos:**

K_s decreció a medida que disminuyó la concentración salina de la disolución percolante. La reducción total de K_s osciló entre un 67 (suelo C4_p) y 82 % (C3_p) para SAR 25 y entre 51 (C3_p, C = 5 $\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$) y 74 % (C4_p, C = 1 $\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$) para SAR 50.

Contrariamente a lo esperado, se observó una tendencia general de K_s a presentar mayores valores a SAR 50 respecto a SAR 25, tendencia que no se encontró en la bibliografía consultada. La diferencia es que a SAR 50 la reducción relativa fue más importante y dispersaron a concentraciones más elevadas (excepto la muestra C4_{p-2}).

Debemos destacar sin embargo que, a pesar de la importante disminución relativa de K_s , los niveles se mantienen en el rango de “muy alta” (FAO, 1963) en todos los suelos (Tabla 1, Anexo 6.1), con niveles “anormalmente” elevados en relación con su textura y los resultados aportados por la bibliografía consultada (McNeal *et al.*, 1968, El-Swaify, 1969).

Por consiguiente, los valores correspondientes a C_{TH} tanto al 15 como al 25 % de reducción de K_s no reflejan en estos suelos una pérdida significativa de la permeabilidad, e incluso al alcanzar la etapa de dispersión, los valores son todavía elevados. Los valores obtenidos son sin embargo del mismo orden que los encontrados por El-Swaify (1973) en un Vertisol (*Typic Chromusterts*) y un Inceptisol (*Typic Hydrandept*), lavados con disoluciones entre 0,6 y 0,012 N de diversos aniones, y por Pupisky y Shainberg (1979) en un suelo arenoso (*Typic Rhodoxeralf*), y Barrera *et al.* (2003) en arenas con diferente distribución de partículas.

Estas diferencias en los rangos de variación de K_s podrían obedecer en parte al uso de metodologías distintas (forma de empaquetado y de saturación de las columnas de suelo, densidad de empaquetado, procedimiento e incluso duración de las mediciones de K_s , etc.) y a las propiedades de los suelos (estado inicial de humedad, textura, etc.), lo que dificulta la comparación directa entre los diferentes trabajos consultados.

En las Figuras 11 y 12 se muestran los valores medios de las concentraciones C_{TH} y C_{TU} para los suelos naturales y cultivados en función de los valores del SAR. La concentración crítica C_{TH15} presentó valores de 11-23,5 (suelo C4_p), 22,5-23 (suelo C3_p) y 11-22,2 meq·L⁻¹ (suelo C2_p) para SAR 25 (Tabla 1, Anexo 6.1). En el caso de los suelos C4_p y C2_p estos valores concuerdan aproximadamente con los predichos a partir de la expresión (Ecuación 4) propuesta por Quirk (1971) para un 15 % de reducción de K_s , mientras que el suelo C3_p es más inestable (Figura 11b).

Al pasar a SAR 50, C_{TH15} aumentó en los suelos C4_p (15-26 meq·L⁻¹) y C2_p (9,7-47,5 meq·L⁻¹), con valores próximos a los estimados a partir de dicha ecuación, mientras que en el suelo C3_p, con un promedio de 19,6 meq·L⁻¹, se mantuvo en el rango observado para SAR 25. En el suelo N4_p no hubo una reducción significativa de K_s con el Na hasta concentraciones de C_{TH} de alrededor de 4 meq·L⁻¹ para ambos valores de SAR.

Al considerar un 25 % de reducción, las concentraciones críticas fueron algo menores, y los valores de C_{TH25} oscilaron entre 2 (N4_{p-1}) y 27 meq·L⁻¹ (C2_{p-7}, SAR 50) (Figuras 11c y 11d).

Respecto a la concentración de turbidez (C_{TU}), mientras que en el suelo C4_p se apreció turbidez a partir de 5 mmol·L⁻¹ a ambos valores de SAR, en los suelos C3_p y C2_p no se observó arcilla dispersa en el percolado hasta una concentración de 1 (SAR 25) y 5 mmol·L⁻¹ (SAR 50). Estos valores son consistentes con la ecuación 5 para el suelo C4_p, mientras que en el resto de los suelos la C_{TU} experimental es menor que la C_{TU} teórica (Figura 12).

En algunas muestras de los suelos C3_p (C3_{p.4} y C3_{p.5} a SAR 25 y 5 mmol·L⁻¹) y C2_p (a SAR 25 y 1 mmol·L⁻¹) se observó color amarillo en el percolado, atribuible posiblemente a la disolución de materia orgánica con los tratamientos de SAR elevado y bajas concentraciones salinas (McNeal *et al.*, 1968; Menneer *et al.*, 2001).

En los suelos C3 y C4 y en la muestra C2_{p.5}, el grado de dispersión impidió la medida de K_s tras percolar la disolución de 1 mmol·L⁻¹ (SAR 50). En la muestra C2_{p.7} este hecho se produjo en el tratamiento anterior y por tanto le corresponde una concentración final de 5 en lugar de 1 mmol·L⁻¹ para SAR 50. En el suelo natural N4_p no hubo dispersión de arcilla en ninguno de los tratamientos (C_{TU} = 0).

De acuerdo con Rowell *et al.* (1969), se puede atribuir *a priori* la pérdida inicial de permeabilidad, observada en los suelos ándicos cultivados hasta la concentración de 5 mmol·L⁻¹, al hinchamiento o expansión de las arcillas al disminuir la concentración salina. A partir de concentraciones de 1 (SAR 25) y 5 mmol·L⁻¹ (SAR 50) el principal mecanismo responsable de la reducción de permeabilidad parece ser la dispersión de arcilla (Quirk y Schofield, 1955). Este aspecto se discutirá con mayor detalle en el apartado de Discusión y Conclusiones. Como se vio anteriormente, los valores de K_s permanecieron elevados a la concentración crítica C_{TH}, pero al alcanzar C_{TU}, el grado de dispersión impidió la medida de K_s.

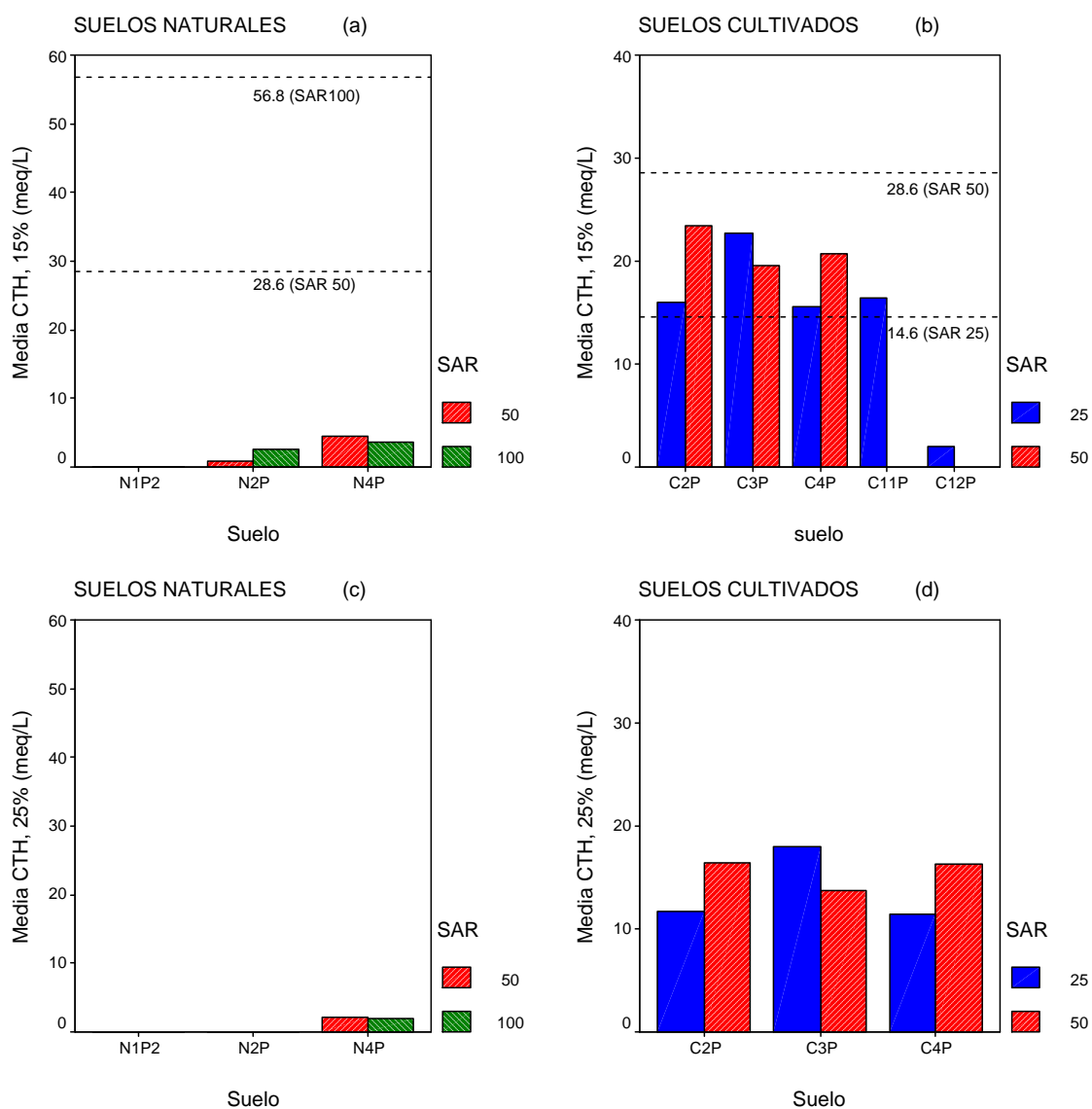


Figura 11. Valores medios de las concentraciones críticas (a) y (b) C_{TH15} y (c) y (d) C_{TH25} , para los suelos naturales y cultivados en función de los valores de SAR. Las líneas discontinuas indican los valores teóricos estimados a partir de la Ec. 4 (Quirk, 1971): $C_{TH} = 14,6$ (SAR 25), $28,6$ (SAR 50), $56,6$ $meq \cdot L^{-1}$ (SAR 100).

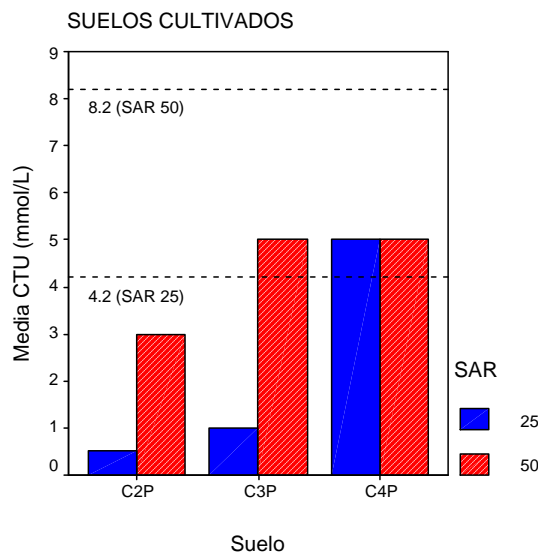


Figura 12. Valores medios de la concentración de turbidez C_{TU} para los suelos cultivados en función de los valores de SAR. Las líneas discontinuas indican los valores teóricos estimados a partir de la Ec. 5 (Quirk, 1971): $C_{TU} = 4,2$ (SAR 25), $8,2$ (SAR 50), $16,2 \text{ meq}\cdot\text{L}^{-1}$ (SAR 100). Para los suelos naturales, $C_{TU} = 0$.

La Figura 13 muestra la relación entre los valores de SAR y la concentración crítica C_{TH25} para el conjunto de los suelos estudiados, así como los valores de referencia (línea continua) obtenidos a partir de la ecuación 4. Los puntos situados a la derecha de la línea son más “inestables” que el modelo de Quirk (pérdida significativa de permeabilidad a concentraciones superiores a las predichas), y se corresponden con muestras de los suelos C_{4p} , C_{3p} y C_{2p} para SAR 25. Sin embargo para SAR 50, todas las muestras (excepto una muestra del suelo C_{2p}) presentan una mayor estabilidad (lado izquierdo de la línea), esto es, requieren concentraciones de la disolución percolante más bajas que las estimadas a partir del modelo para alcanzar C_{TH} .

En la Figura 13 se han incluido asimismo los valores de C_{TH} (determinados para un 25 % de reducción de K_s) obtenidos por McNeal y Coleman (1966) y recopilados por Quirk (2001) para una serie de suelos de California con predominio de minerales de arcilla 1:1 y cantidades moderadas de montmorillonita (en rojo) así como un suelo rico en materiales amorfos (suelo Vale, en azul). Se debe recordar que estos valores son orientativos ya que esta ecuación está calculada para un rango de variación menor al estudiado (SAR 0-32) y para un 15 % de reducción de K_s . En el trabajo de McNeal y Coleman (1966) se puso de manifiesto la gran estabilidad de un suelo rico en caolinita y sesquióxidos (Aiken) y un suelo con materiales amorfos (Vale) frente a otros suelos de diferente mineralogía de arcillas. Se observa que el primer grupo tiende a mostrar mayor inestabilidad para SAR > 20 , mientras que el suelo Vale, más estable, muestra valores de C_{TH} similares a los obtenidos en la muestra más ándica del suelo C_{2p} (SAR 50) y en los suelos naturales estudiados (en verde) a SAR 50 y 100 (éstos son incluso más estables que el suelo Vale a SAR 100).

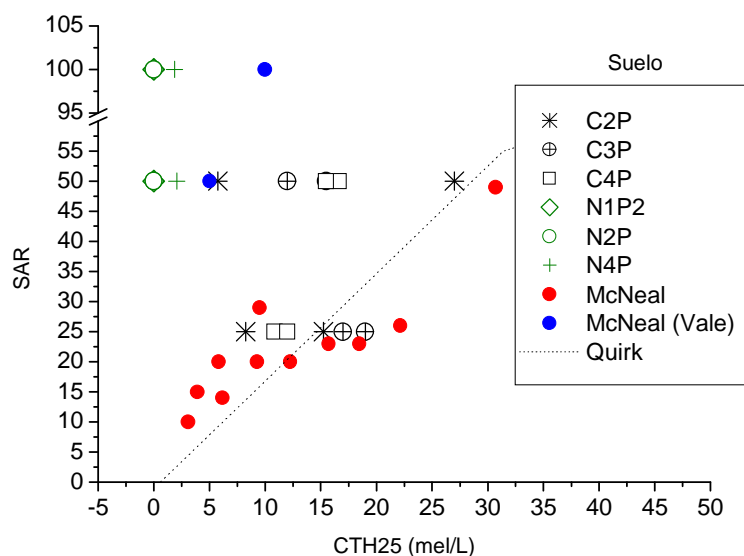


Figura 13. Concentración crítica C_{TH25} en función del valor del SAR por suelos. Se han incluido los valores obtenidos por McNeal y Coleman (1966) y recopilados por Quirk (2001), indicados con “•” en rojo (suelos de California con predominio de minerales de arcilla 1:1 y cantidades moderadas de montmorillonita) y en azul (suelo rico en materiales amorfos, suelo Vale). La línea representa el valor de C_{TH} según la Ecuación 4 (Quirk, 1971).

La estabilidad estructural de los suelos ricos en óxidos y materiales amorfos ha sido confirmada por varios autores. McNeal *et al.* (1968) obtuvieron en suelos de Hawai ricos en óxidos de Fe una elevada estabilidad de la permeabilidad a condiciones de SAR elevado y baja concentración salina, que disminuyó notablemente tras la eliminación de éstos con ditionito-citrato. Rayah y Rowell (1973) demostraron que los tratamientos de los agregados con sesquióxidos previnieron la disminución de la permeabilidad con la reducción de la concentración salina de la disolución percolante de NaCl, atribuyéndolo al efecto estabilizador de la cubierta formada por los óxidos, al limitar el hinchamiento de los agregados.

El-Swaify (1973) obtuvo en un grupo de suelos tropicales (Vertisol, Oxisol, e Inceptisol) una baja dependencia de K_s a los cambios de C, especialmente en las muestras con mayor presencia de materiales amorfos y óxidos de Fe y Al (por otro lado el efecto de los aniones aumentó al aumentar la proporción de materiales amorfos y por tanto la carga variable).

En la Figura 14 se muestra la relación entre la concentración crítica C_{TH15} y el carácter ándico en función del SAR. La tendencia es clara al incluir los Andosoles, pero no es definida para contenidos de $(Al_o + \frac{1}{2} \cdot Fe_o)$ inferiores al 4 %, lo que sugiere el papel de otros factores.

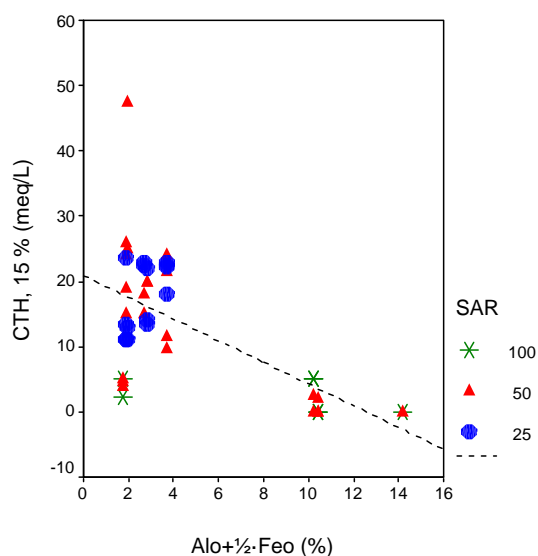


Figura 14. Relación entre la concentración crítica C_{TH15} (que causa una disminución de un 15 % de la permeabilidad) y el contenido en Al y Fe extraídos con oxalato amónico ($Al_o + \frac{1}{2} Fe_o$) en función del SAR (ensayo en columnas).

VII.4.1.2. Efecto de los tratamientos en la retención de agua

En primer lugar es conveniente recordar que, de acuerdo al diseño experimental (apartado VII.3.2), las curvas de retención de agua obtenidas se corresponden en general con la disolución salina más baja ($1 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$) para el valor de SAR considerado (tras la medida de K_s). En el caso de los suelos $N1_{P1}$ y $C1_P$ sin embargo, esta concentración fue de $70 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ para los dos valores de SAR estudiados en cada caso (SAR 50 y 100, y SAR 25 y 50, respectivamente). Se debe recordar que estas muestras sufrieron un “colapso” de la estructura durante las primeras medidas de K_s en laboratorio, como se explicó en el epígrafe anterior, por lo que se retiraron y se prepararon para determinar la retención de agua a 33 y 1.500 kPa. Como se vio anteriormente, a la muestra $C2_{P.7}$ le corresponde una concentración final de 5 en lugar de $1 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ para SAR 50.

Recordemos que el tratamiento SAR “0” hace referencia a las muestras no tratadas, tal y como se describe en el apartado VII.3, y que los niveles originales de SAR de estas muestras son en todos los casos inferiores a SAR 25 y la concentración salina original oscila entre 1 y $45 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ (Tabla 4, Anexo 1.1).

El efecto de los tratamientos en la retención de agua se recoge en la Figura 15, en la que se muestra la curva de retención de agua expresada en contenido de agua gravimétrica en función de la succión por muestra y tratamiento. Se han incluido también aquellas muestras en las que se determinó únicamente la retención de agua a dos valores de succión (33 y 1.500 kPa): $N2_{P.1}$ (SAR 50), $N1_{P1.1}$ (SAR 50 y 100), $N4_{P.1}$ (SAR 50) y $C1_{P.36}$ (SAR 25 y 50).

En la Figura 16 se muestran con fines comparativos ejemplos de curvas de retención de agua gravimétrica para los suelos cultivados y naturales en función del SAR.

Algunas muestras manifestaron cierto grado de retracción al ir secándose durante la medida de la curva de succión. La retracción se midió al final de la etapa Tempe (aproximadamente 90 kPa), a 300 y 1.500 kPa. La pérdida total de volumen osciló entre 7,9 y 24,9 % (SAR 25) y entre 3,9 y 22,5 % (SAR 50) para los suelos cultivados. Para los suelos naturales, la reducción de volumen no superó el 6 % (SAR 50) (Tabla 2, Anexo 6.1). Esta pérdida de volumen se tuvo en cuenta a la hora de expresar la retención de humedad en términos de agua volumétrica y de realizar el ajuste de las curvas experimentales, como se describe a continuación.

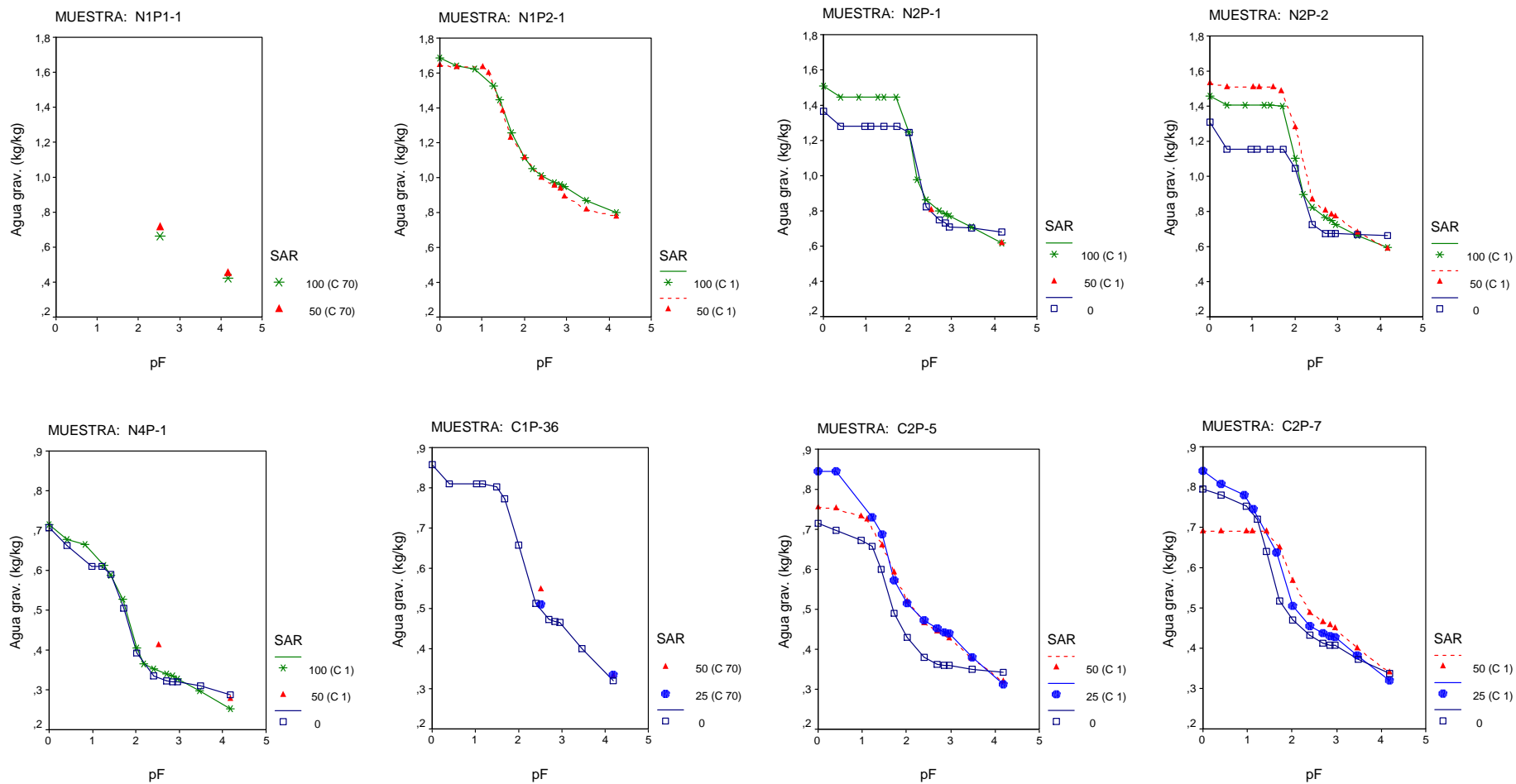


Figura 15. Curvas de retención de agua gravimétrica en función de los valores de SAR (en paréntesis, la concentración salina, C, en mmol·L⁻¹), por muestra. En algunas muestras no se determinó la curva completa, por lo que sólo se muestran los valores medidos, a 33 (pF 2,5) y 1.500 kPa (pF 4,2).

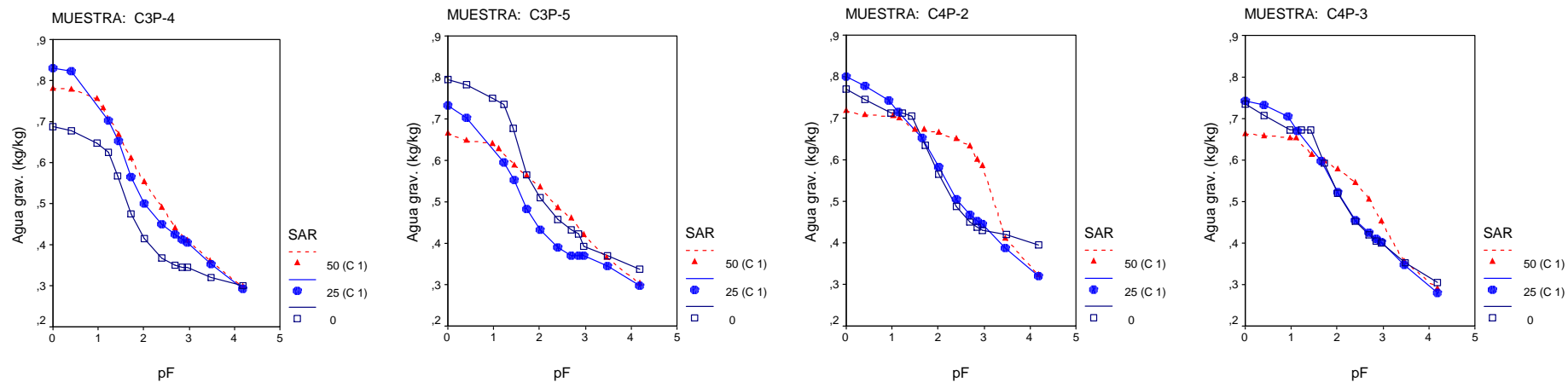


Figura 15 (Cont.). Curvas de retención de agua gravimétrica en función de los valores de SAR (en paréntesis, la concentración salina, C, en $\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$), por muestras. En algunas muestras no se determinó la curva completa, por lo que sólo se muestran los valores medidos, a 33 (pF 2,5) y 1.500 kPa (pF 4,2).

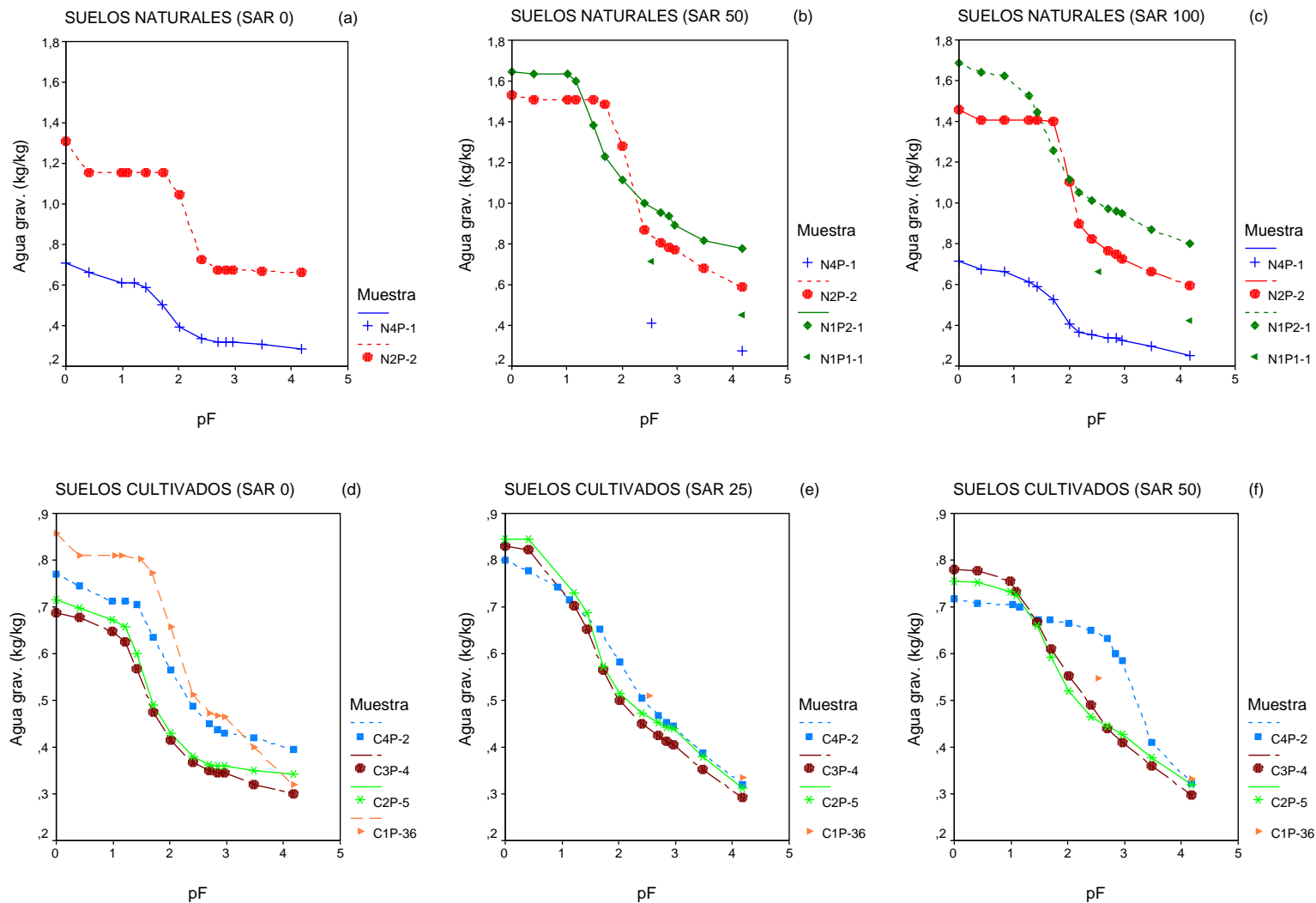


Figura 16. Ejemplos de curvas de retención de agua gravimétrica para los suelos naturales a (a) SAR 0, (b) SAR 50 y (c) SAR 100, y para los suelos cultivados a (d) SAR 0, (e) SAR 25 y (f) SAR 50.

En los suelos naturales y andosol cultivado C1_p no existe respuesta de la retención de agua a los tratamientos (Tabla 3, Anexo 6.1). En el suelo N2_p se apreció sin embargo un incremento de la retención de agua en las muestras sodificadas en la zona inicial e intermedia de las curvas, pF = 0-2 (0-10 kPa). Este resultado podría deberse al aumento de la humectabilidad del suelo como consecuencia de la rotura de las uniones Al-MO por la presencia del Na (Bartoli *et al.*, 1988; Bartoli y Philippy, 1990).

El efecto de los tratamientos se manifestó de forma análoga en las curvas características de retención de agua tanto volumétricas como gravimétricas (Figura 15 y Figura 2 del Anexo 6.2).

En el extremo húmedo (pF = 0-2) no se observó ninguna tendencia definida con los tratamientos. No obstante, en los suelos cultivados, al pasar de SAR 25 a 50 se produjo en algunas muestras una disminución de la retención de agua a saturación, generalmente asociada a un aumento de la retención de agua a SAR 50 entre pF = 2-3 (10-100 kPa). Es decir, se produce un aumento de los mesoporos a expensas de los macroporos a SAR 50, especialmente en el suelo C4_p (Figura 15).

En este sentido, Mace y Amrhein (2001) asumen que el incremento de agua gravimétrica a -22 kPa (pF = 2,34) respecto al tratamiento salino más concentrado es debido al hinchamiento. El hinchamiento interno de un suelo determina un aumento de la porosidad fina en detrimento de los grandes poros, y puede darse también a valores moderados o bajos de PSI, particularmente en combinación con bajos niveles de C. Los grandes poros que drenan fácilmente a baja tensión se convierten en pequeños poros que retienen el agua. Luego, un aumento de la retención de agua es una medida del hinchamiento interno y una pérdida de los grandes poros de drenaje libre. Jayawardane y Beattie (1978) describen el cambio en la distribución de tamaños de poros en respuesta a la disminución de la concentración salina y aumento del Na. Estos autores determinan las curvas de succión en suelos (*Krasnozem, Alluvial*, suelos pardos rojizos) empaquetados en columnas y lavados con sucesivas disoluciones de concentración salina decreciente para un SAR dado, obteniendo una reducción significativa de los macroporos a la vez que un aumento de los mesoporos a partir de cierta concentración crítica, por debajo de la cuál el volumen de estos poros también se redujo. Atribuyen este efecto al hinchamiento de los agregados y formación de agregados de menor tamaño.

Finalmente, en la parte más seca de las curvas no se apreció ningún efecto de los tratamientos sobre la microporosidad (pF = 4,2 o 1.500 kPa).

El **ajuste de las curvas de retención de agua** y los parámetros derivados permiten confirmar las observaciones anteriores. El ajuste se ha realizado mediante el **modelo de van Genuchten** (asumiendo $m = 1-1/n$), que recordemos viene dado por la siguiente expresión:

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = [1 + (\alpha \cdot h)^n]^{-m} \quad [\text{Ec. 8}]$$

donde

$\theta(h)$ es el contenido de humedad volumétrico predicho en función de la succión h ,

θ_r, θ_s son los contenidos volumétricos de humedad residual y a saturación, respectivamente,

S_e es la saturación efectiva,

α, n, m son parámetros adimensionales de ajuste de la curva.

En la Figura 2 (Anexo 6.2) se comparan las curvas características de retención de humedad volumétrica (ajustadas) en función del tratamiento por muestra, mientras que en la Figura 3 (Anexo 6.2) se han representado las curvas de retención de agua estimadas con este modelo (líneas) y las curvas medidas (símbolos). En la Tabla 3 (Anexo 6.1) se presentan los valores medios de los parámetros de van Genuchten ($\theta_s, \theta_r, \alpha, n$ y m) y de los factores de forma ($1/\alpha, m/n$ y $m \cdot n$) en función de los tratamientos. El significado físico de estos parámetros ha sido descrito en los capítulos IV.2 y IV.4.

La bondad del ajuste se muestra en la Figura 4 (Anexo 6.2). El modelo de van Genuchten se ajustó en general adecuadamente a los datos experimentales ($RMSE < 0,020$, Tabla 3, Anexo 6.1), excepto en algunas muestras en la zona más húmeda ($C4_{P-2}$ (SAR 0), $C4_{P-3}$ (SAR 0), $C1_{P-36}$ (SAR 0)) y en el extremo final de la curva ($N2_{P-1}$ (SAR 100), $N2_{P-2}$ (SAR 50 y 100)).

La retención de agua a saturación, θ_s , osciló entre el 58 ($C3_{P-4}$, SAR 25) y 81 % ($C4_{P-2}$, SAR 25) para los suelos cultivados y entre el 60 ($N2_{P-1}$, SAR 50) y 85 % ($N2_{P-2}$, SAR 50) para los suelos naturales (Tabla 3, Anexo 6.1). Al igual que en el caso de las muestras inalteradas, los contenidos de humedad a saturación, en términos volumétricos, de los suelos naturales $N2_p$ y $N1_p$ son similares a los obtenidos en los demás suelos estudiados, mientras que al expresarlo en términos gravimétricos, estos valores son notablemente más elevados, debido a la baja densidad aparente de estos suelos. En la Figura 15 se observa que θ_s tiende a ser inferior en las muestras no tratadas respecto a las tratadas, y en éstas disminuyó al aumentar el Na.

Los valores de la retención de agua residual, θ_r , son elevados, con valores promedio para el conjunto de los tratamientos de 21 (suelos cultivados) y 34 % (suelos naturales).

En los suelos cultivados, el parámetro de forma $1/\alpha$ fue significativamente superior (menor α) a SAR 50 que a SAR 25, lo que indica que el punto de inflexión de la curva se produce a mayores valores de succión a SAR 50 (2 y 22,5 kPa) que a SAR 25 (alrededor de 1 kPa), como se aprecia en la Figura 2 (Anexo 6.2).

Los parámetros n y m (y por tanto el parámetro de forma $m \cdot n$) tendieron a ser superiores en las muestras sin tratar (SAR "0"), lo que se refleja en las curvas de succión, con una forma sigmoidal más acusada (mayor pendiente), mientras que las muestras tratadas presentaron una pendiente más suave,

con una mayor retención de agua en la zona intermedia de las curvas, como se vio anteriormente. No se aprecia sin embargo una tendencia general en función del SAR, excepto en el suelo C3 y muestra C4_{P-3}, con valores de n y m menores a SAR 50.

Destacan los elevados valores del parámetro n del suelo natural N2_p (entre 2 y 5) comparado con el resto de los suelos, con n alrededor de 1-2. Los valores de n superiores a 2 aparecen asociados a cambios notables en la retención de agua a pF alrededor de 2, como se observa en las curvas de los suelos N2_p, y C2_p (SAR “0”) y en menor medida en el resto de los suelos, con valores de n (alrededor de 1,5) y m siempre superiores en las muestras sin tratar respecto a las muestras tratadas.

Esta disminución de los parámetros n y m en las muestras sodificadas ha sido también observada por otros autores. Así, Miyazaki *et al.* (2005) en un suelo alofánico de Japón encuentran que el aumento de la concentración de NaCl da lugar a una disminución de θ_s y n y un aumento del parámetro α . Tedeschi (1996) en un suelo limo arcilloso (*Haplustolls*) obtiene diferencias significativas de los parámetros de VG en función de los tratamientos salinos. En este estudio, las muestras de suelo regadas con aguas más sódicas presentaron valores inferiores de los parámetros θ_s , θ_r , n y m , mientras que α no mostró ninguna respuesta.

Por el contrario, Crescimanno *et al.* (1995), en suelos salinizados de Sicilia (*Typic Haploxererts*), no obtuvieron ninguna tendencia de los parámetros de VG con el incremento de PSI (rango de variación de 2-15 %) y la disminución de la concentración salina, excepto por el aumento de θ_s (y disminución de K_s), que atribuyeron al hinchamiento y/o dispersión producido por el tratamiento más diluido.

VII.4.1.3. Efecto de los tratamientos en la retracción

En la Figura 17 se representan las curvas de retracción para cada muestra en función del tratamiento (representadas en volumen específico de suelo “ v ” frente a contenido específico de humedad “ w ”), y en la Figura 18 se muestran con fines comparativos las curvas de los suelos cultivados y naturales para cada tratamiento.

Se debe hacer hincapié en que, como en el caso de las curvas de retención de humedad, las curvas de retracción se corresponden en general con la disolución salina más baja ($1 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$) para todos los valores de SAR. Tal como se explicó en el apartado anterior, las excepciones fueron las siguientes: El suelo N1_{P2}, en el que esta concentración fue de 30 (SAR 50) y $1 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ (SAR 100), los suelos N1_{P1} y C1_p, en los que esta concentración fue de $70 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ para los dos valores de SAR estudiados en cada caso (SAR 50 y 100, y SAR 25 y 50, respectivamente) y la muestra C2_{P-7}, que le corresponde una concentración de $5 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ para SAR 50.

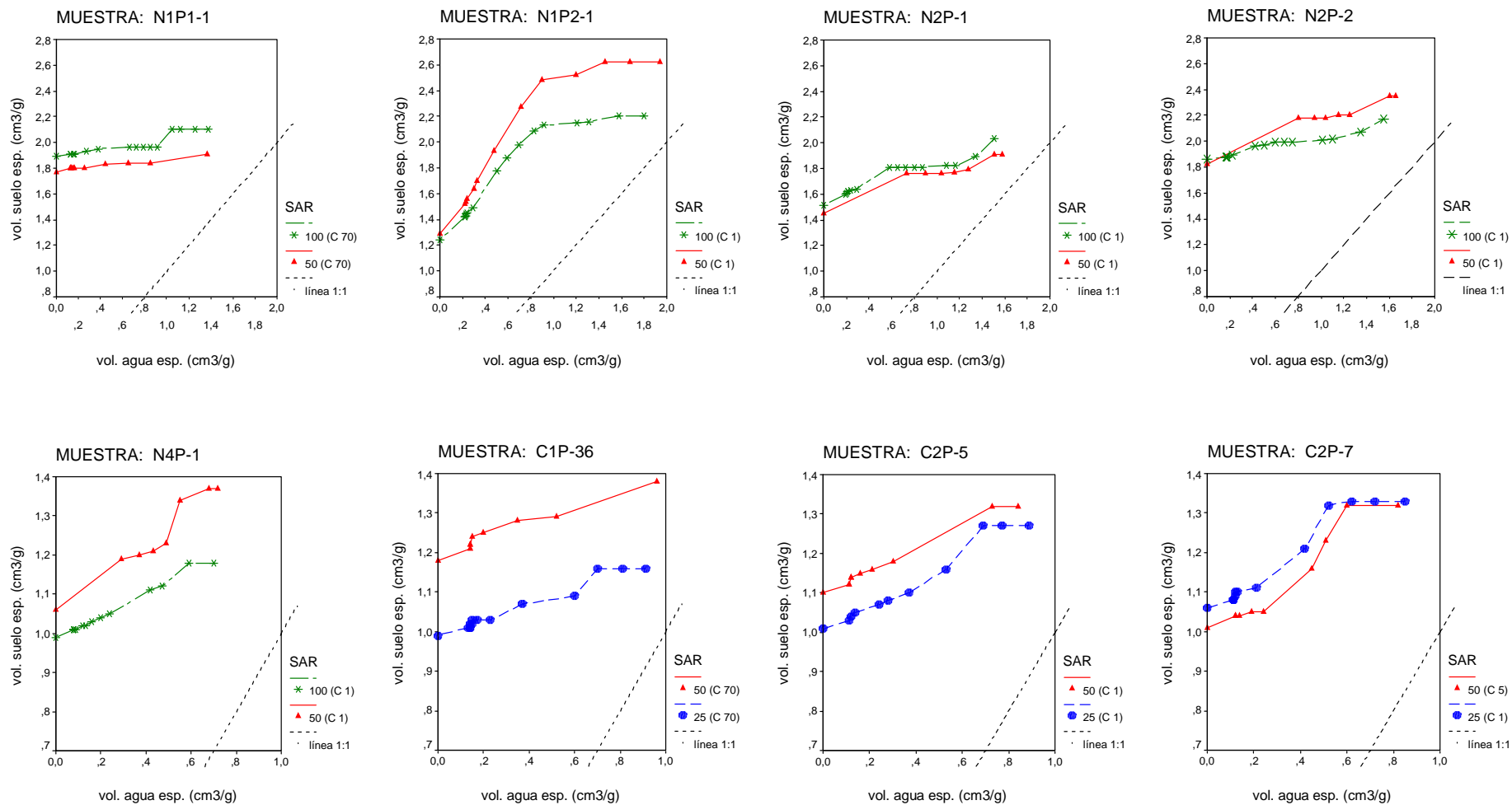


Figura 17. Curvas de retracción por muestra en función de los valores del SAR y de la concentración salina, C (en mmol·L⁻¹). La línea discontinua indica la línea 1:1.

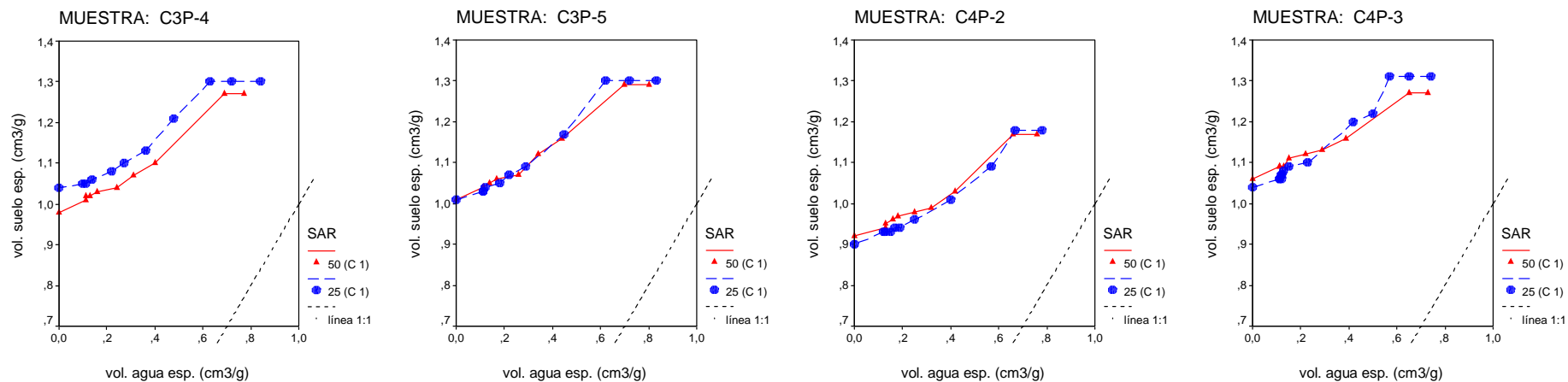


Figura 17 (Cont.). Curvas de retracción por muestra en función de los valores del SAR y de la concentración salina, C (en $\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$). La línea discontinua indica la línea 1:1.

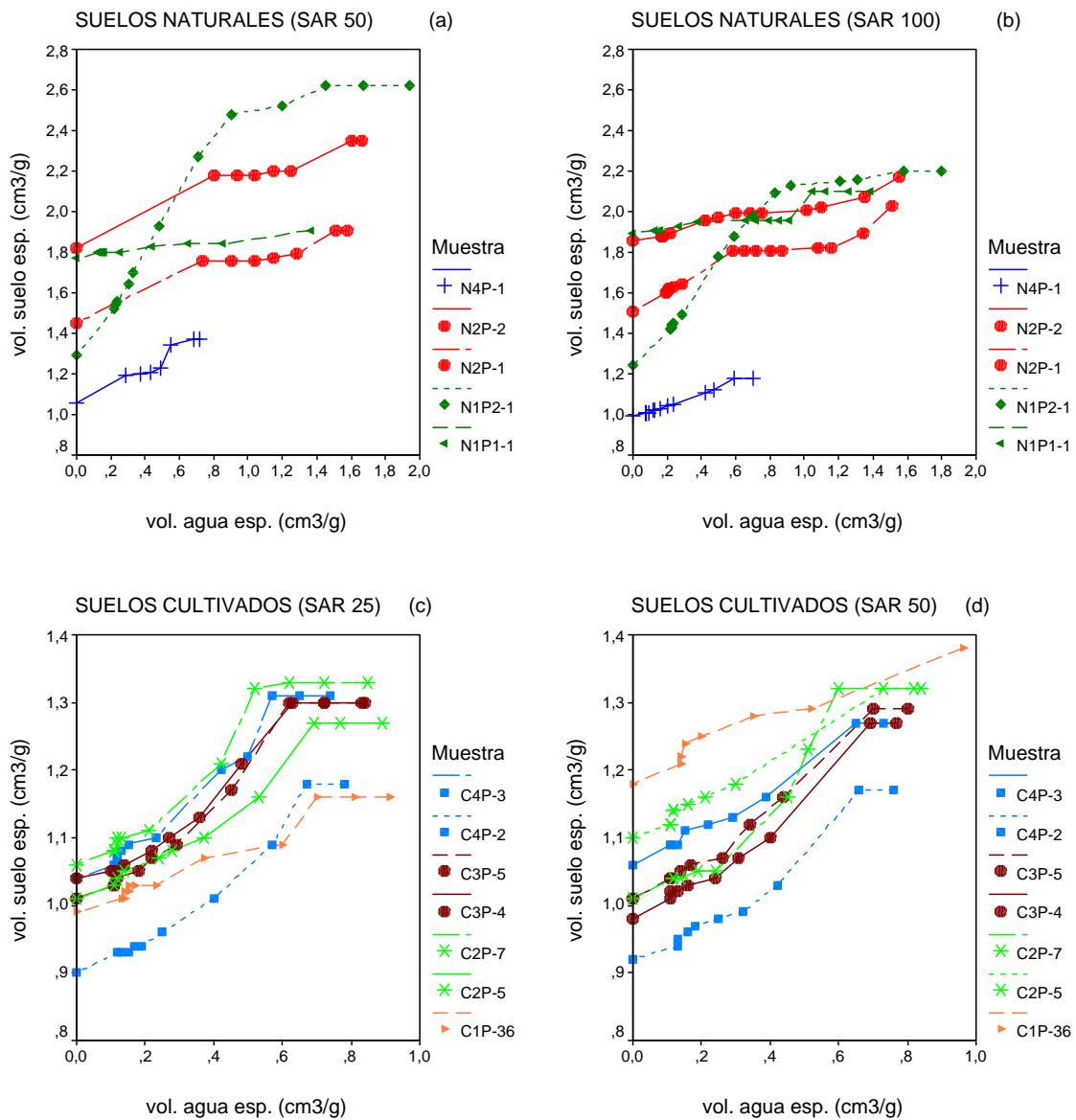


Figura 18. Curvas de retracción para los suelos naturales a (a) SAR 50 y (b) SAR 100, y para los suelos cultivados a (c) SAR 25 y (d) SAR 50, por muestra.

En la Tabla 4 (Anexo 6.1) se recogen los siguientes **parámetros característicos** de las curvas de retracción obtenidos por estimación directa (apartados V.3.3 y VII.3.2), en función del valor del SAR: Contenido específico de humedad (w), volumen específico (v), relación de huecos (e) y relación de agua (ew) en los puntos inicial “ i ” (saturación) y final “ f ” (seco) de las curvas, límite de retracción (LR) y retracción total (RT).

Recordemos que el límite de retracción representa el contenido máximo de agua por debajo del cual no se producen cambios de volumen, y que por tanto separa las etapas de retracción normal y residual. La retracción total absoluta (RTa) se ha determinado a partir de la diferencia entre la relación

de huecos a saturación y a sequedad (105°C), y la retracción total relativa (RTr), dividiendo esta diferencia entre la relación de huecos a saturación.

En el capítulo V.4 se describieron las curvas de retracción de las muestras naturales (no tratadas), así como el rango de variación de los distintos parámetros derivados de éstas. En el apartado V.4.2.1 se realizó una interpretación general de las curvas de retracción distinguiendo los suelos naturales de los cultivados y los Andosoles del resto de los suelos. Debido a que el procedimiento seguido para la preparación de los dos tipos de muestras no es exactamente el mismo (mayor perturbación del suelo en las muestras no tratadas), hay que tener cierta precaución a la hora de comparar los resultados de ambos tipos de muestras.

No se apreció una respuesta general de la retracción con los tratamientos. El contenido de agua específico a saturación, “ w_s ”, varió entre 1,94 (N1_{P2-1}, SAR 50) y 0,70 cm³·g⁻¹ (N4_{P-1}, SAR 100) y tendió a disminuir con el aumento del Na, aunque las diferencias no son significativas. Los valores de volumen específico a saturación, “ v_s ”, y seco, “ v_f ”, no variaron de forma significativa con el SAR en los suelos ándicos cultivados, mientras que tendieron a disminuir en los suelos N1_{P2} y N4_P.

Destacaron los elevados niveles de “ w_s ”, “ v_s ” y “ v_f ” ($w = 0$) y de límite de retracción, LR (> 1 cm³·g⁻¹) de los Andosoles naturales, en comparación con el resto de los suelos.

En relación a los altos valores de “ v_f ” (generalmente ≥ 1 cm³·g⁻¹), debemos señalar que durante el secado de la pasta de suelo aparecieron grietas en algunas muestras (en general asociadas al tramo final de las curvas; retracción residual), (Foto 2): En concreto, en los suelos cultivados C2_P, C3_P y C4_P, se observaron fisuras o pequeñas grietas en las pastas de las muestras sodificadas para valores de $w < 0,3$ cm³·g⁻¹ aproximadamente, en contraste con las muestras no tratadas (capítulo V.4.2), en las que no aparecieron grietas en ningún caso. El suelo C1_P sin embargo no presentó grietas (recordemos que le corresponde una concentración salina de 70 mmol·L⁻¹). En el caso de los suelos naturales N2_P y N4_P, se observaron grietas únicamente en el tratamiento más elevado (SAR 100) a partir de $w < 0,4$ y 0,1 cm³·g⁻¹, respectivamente, en el suelo N1_{P1}, para valores de $w < 0,2$ cm³·g⁻¹ (SAR 50 y 100), y en el suelo N1_{P2}, para $w < 0,6$ cm³·g⁻¹ (SAR 50). Esto crea cierta incertidumbre respecto a los valores finales de densidad aparente, especialmente en las muestras con grietas importantes. Al no haber determinado las dimensiones de estas grietas, no conocemos con exactitud el volumen del suelo (que será menor al medido) y los valores de densidad aparente de estas muestras sodificadas serán en principio algo mayores a las expuestas.



Foto 2. Ejemplos de muestras para medida de la retracción con fisuras o grietas, a) Muestra C4_{P-2} y b) muestra N1_{P1}, ambas a SAR 50.

El límite de retracción, LR, tendió a disminuir al aumentar el SAR en los suelos N1_{P1}, C2_P y C3_P. Se podría comparar este efecto de la sodificación con la disminución de LR provocada por la remoción (degradación mecánica del suelo) (Hagiwara y Takenaka, 1985).

En el suelo N1_{P1} la magnitud de la retracción fue poco importante (del orden del 10 % RTr), en comparación con la que presenta el suelo N1_{P2} (60 % a SAR 50, y en términos absolutos, con 3,5 cm³·cm⁻³ RTa) y el resto de los suelos (alrededor de 20-30 %) (Figura 19). Como se explicó anteriormente (capítulo V.4.2), hemos atribuido este resultado a la irreversibilidad de los cambios de volumen con el secado en los Andosoles (carácter hídrico suelo N1_P). No existe una tendencia general de la retracción total con los tratamientos, salvo por los menores valores de RT a SAR 100 en los suelos N1_{P2}, N2_P y N4_P. Destacar que RT es siempre inferior en las muestras sodificadas respecto a las correspondientes muestras no tratadas (debido posiblemente a la mayor perturbación de la estructura durante la preparación de éstas últimas, capítulo V.4.2).

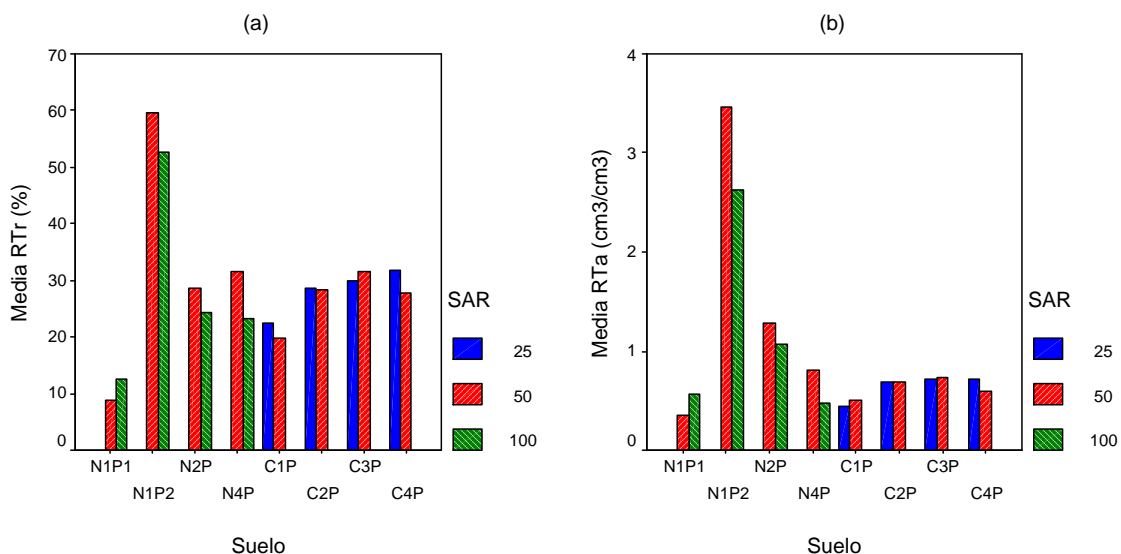


Figura 19. Valores medios de la retracción total (a) relativa (RTr) y (b) absoluta (RTa) por suelos, en función del SAR.

La forma de las curvas tampoco se vio muy afectada por los tratamientos, aunque hay que señalar que en algunos casos (muestras C2_{p-5}, C2_{p-7} y N4_{p-1}), aparecieron tramos de retracción estructural en suelos que no presentaban esta etapa de retracción en las muestras no tratadas (capítulo V.4.2). La principal diferencia entre las curvas de las muestras tratadas, es que la retracción estructural se acortó a SAR 50 respecto a SAR 25 en los suelos C2_p, C3_p y C4_p.

Para el **ajuste de las curvas de retracción** hemos utilizado el modelo de curva sigmoideal de tres parámetros propuesto por Peng y Horn (2005), descrito en el apartado V.4.2.2 y Anexo 4.3.1. En las Tablas 5 a 9 del Anexo 6.1 se recogen los parámetros de ajuste y los valores de la relación de agua “*ew*” y de la relación de huecos “*e*” en los puntos de transición definidos matemáticamente y los porcentajes de las distintas zonas de retracción por muestra y tratamiento, expresados en términos de relación de agua sobre la pérdida total de agua o de relación de huecos sobre la pérdida total de volumen, respectivamente. Al igual que lo indicado para las muestras no tratadas (capítulo V), se observó también en las muestras tratadas un buen ajuste entre valores medidos y estimados para los suelos cultivados, mientras que en los suelos naturales el modelo se ajustó peor a los datos medidos, como se aprecia en la Figura 5 del Anexo 6 (9 muestras con mal ajuste de un total de 27). En el caso de las muestras con un pobre ajuste del modelo, hemos deducido los porcentajes de las distintas zonas de retracción estimando gráficamente las coordenadas de los puntos de transición entre éstas.

Según los valores determinados a partir del modelo de ajuste, en los suelos cultivados el valor medio de la retracción estructural fue de un 18 % (relación de agua “*ew*”) y de un 22 % a SAR 50 y 25, respectivamente (Tabla 6, Anexo 6.1). En este sentido, el aumento del sodio podría tener un efecto equiparable al de la alteración de la estructura por la remoción del suelo (preparación de la pasta de las muestras no tratadas), con un acortamiento de la etapa de retracción estructural.

El efecto de los tratamientos fue por tanto más destacado en la zona más húmeda de la curva de retracción, coincidiendo con lo observado en las curvas de retención de agua, esto es, diferencias más notables en la zona inicial e intermedia (macro y mesoporos) de la curva y poco significativas en la zona más seca (microporos).

En las muestras del suelo N2 se apreció asimismo un tramo de retracción denominado de “pseudo-saturación”, observado también en las muestras no tratadas (capítulo V.4.2) y que antecede al tramo de retracción estructural (Tablas 8 y 9, Anexo 6.1).

Otro aspecto a destacar es la magnitud de la retracción en la zona más seca de la curva. La retracción comprendida entre el volumen específico de suelo “*v*” correspondiente a pF 4,2 (curvas de succión) y el correspondiente a seco a 105°C (“*v_f*”), fue significativa en todos los suelos, con excepción del suelo N1_{p1}. Este cambio de volumen estaría asociado a los tramos de retracción proporcional y residual o a esta última exclusivamente. En el suelo N1_{p2} por ejemplo, “*v*” pasó de 2,5 (SAR 50) y 2,1 g·cm⁻³ (SAR 100) correspondientes a pF = 4,2, a valores de “*v_f*” de 1,2 g·cm⁻³ (a ambos valores de SAR). Esto es consistente con los resultados de otros autores. Así, Fernández *et al.*

(2004) en agregados de un Andosol de Azores observaron durante la desecación, disminuciones del contenido de agua de 450 a 20 % (seco al aire) y retracción normal incluso a potenciales inferiores a -150 MPa (1.500 bar), lo que atribuyeron a la ausencia de estructura a escala de mm y μm .

Suelos arcillosos de zonas bajas

Como se indicó en el capítulo II, el suelo C11 presenta arcillas expansibles, mientras que en el suelo C12, éstas son minoritarias.

En la Figura 20 se muestran los valores de K_s y K_{sr} en función de la concentración salina para el tratamiento SAR 25 de los suelos C11_p y C12_p. En las Tablas 1 a 7 (Anexo 6.1) se recogen los valores de los distintos parámetros obtenidos en estos suelos. En las Figuras 21 y 22 se comparan estos valores, así como las curvas de retención de agua y de retracción con los obtenidos en los restantes suelos cultivados para el mismo valor de SAR.

Los valores obtenidos de K_s en el suelo C12_p son característicos de suelos arcillosos (K_s alrededor de $30 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$). La elevada estabilidad de este suelo (pérdida poco significativa de K_s) podría deberse a que los suelos expansibles con predominio de esmectita y contenidos elevados en arcilla son menos susceptibles para un nivel dado de PSI, que los suelos con contenidos moderados de arcilla y mineralogía mixta (Shaw *et al.*, 1994). Los valores de porosidad total y volumen y agua específicos a saturación son inferiores a los obtenidos en los suelos ándicos cultivados, C1, C2, C3 y C4 (Figura 22b).

Los valores de K_s en el suelo C11_p fueron de alrededor de $50\text{-}180 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ y presentó una pérdida de K_s importante, del mismo orden a la obtenida en los suelos ándicos cultivados. Los valores de K_s pasan de “muy rápida” a “rápida” al considerar una reducción de K_s del 15 y 25 %, respectivamente. La curva de retención de agua es similar a la de éstos (Figura 22a).

No se observó arcilla visible al SAR estudiado (SAR 25) en ninguno de los dos suelos, pero sí se constató color amarillo en el percolado, atribuible posiblemente a la disolución de materia orgánica. A diferencia de los restantes suelos cultivados, en los suelos C11_p y C12_p no aparecieron grietas en las pastas. Ambos suelos carecen de retracción estructural (C12_p) o es reducida (C11_p) y presentaron retracción residual y un tramo de retracción proporcional y retracción total elevadas, características de suelos arcillosos expansibles. El volumen específico de suelo a sequedad fue notablemente inferior a la de los suelos ándicos cultivados (Figura 22b), (en términos de relación de huecos, “*e*” fue del orden de $0,8 \text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$, mientras que en el resto de los suelos fue siempre superior a 1), y la retracción total fue significativamente superior a la de éstos ($R_{Tr} = 61$ y 52 %, en C11 y C12, respectivamente, Tabla 4, Anexo 6.1).

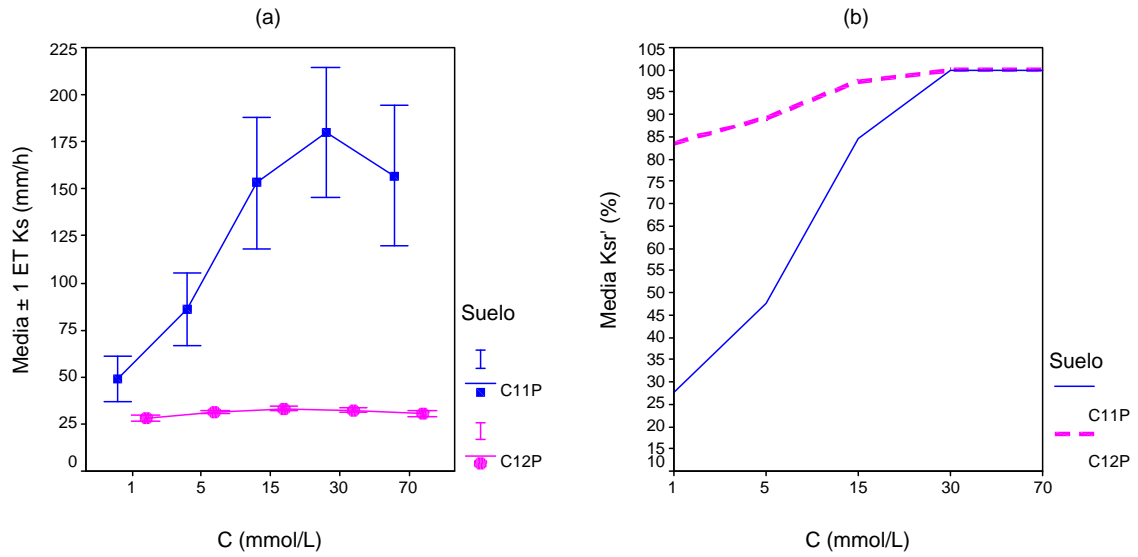


Figura 20. Valores medios de la conductividad hidráulica saturada, K_s , y del cambio relativo de la conductividad hidráulica saturada, K_{sr} , en función de la concentración de la disolución percolante, C , para SAR 25. Las barras representan el error típico de la media. Los valores de K_{sr} por encima de 100 % se asumieron igual a 100 %.

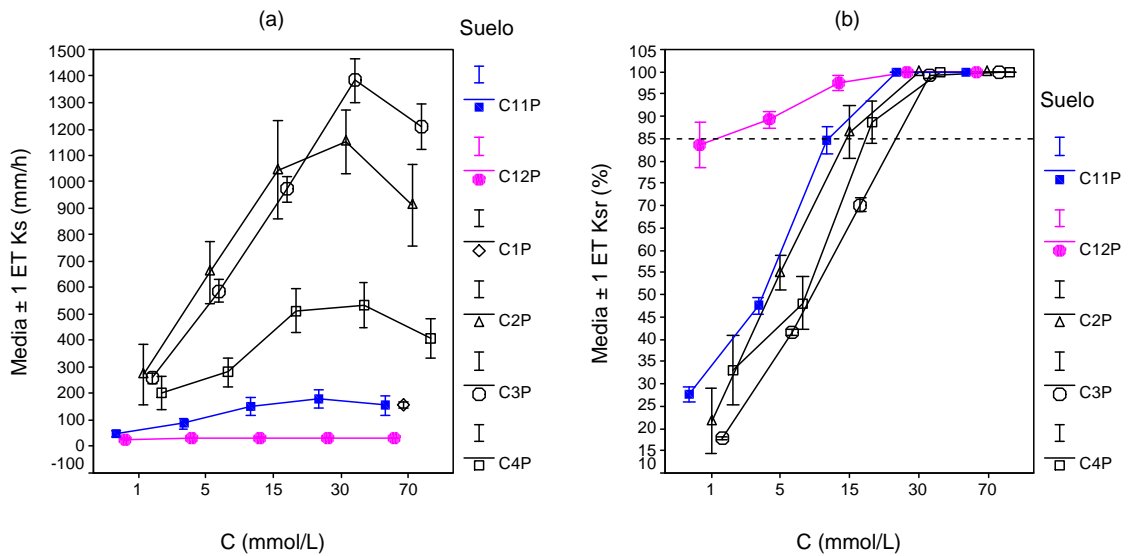


Figura 21. Valores medios de la conductividad hidráulica saturada, K_s , y del cambio relativo de la conductividad hidráulica saturada, K_{sr} , en función de la concentración de la disolución percolante, C , por suelos (SAR 25). Las barras representan el error típico de la media. Los valores de K_{sr} por encima de 100 % se asumieron igual a 100 %.

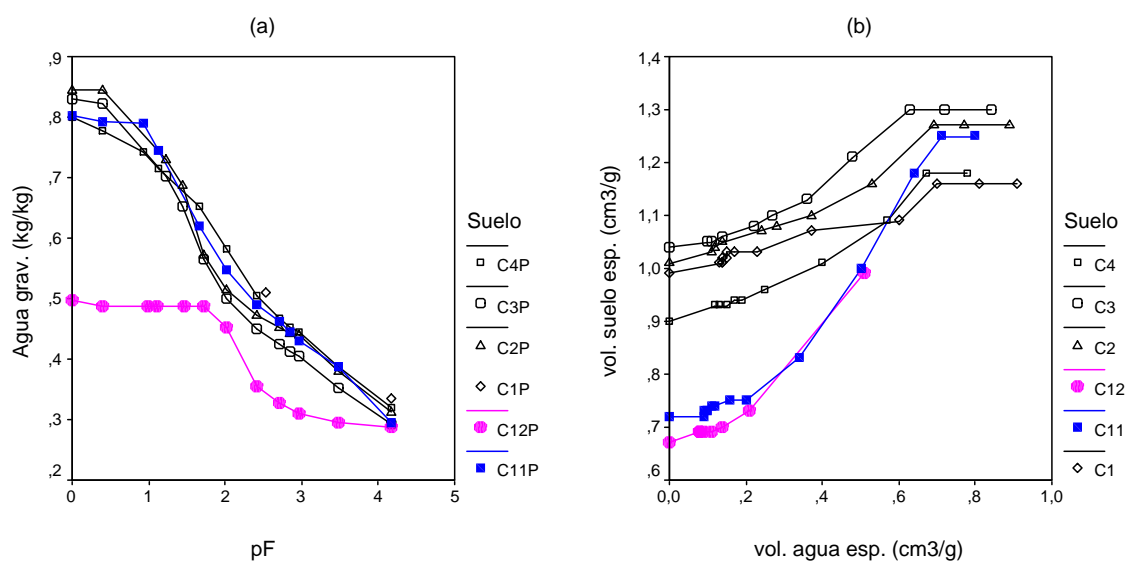


Figura 22. Ejemplos de curvas de retención de agua gravimétrica y curvas de retracción, por suelo (SAR 25).

VII.4.1.4. Ensayo de dispersión mecánica

A continuación pasamos a describir los resultados obtenidos en los ensayos de dispersión para muestras sin tratar y muestras tratadas, según el procedimiento descrito en el epígrafe VII.3.2.2 de Material y Métodos.

En la Tabla 10 (Anexo 6.1) se recogen los valores medios de los distintos parámetros determinados en la suspensión de arcilla: porcentajes de arcilla dispersa en agua, respecto al suelo total (en sus siglas en inglés *Water Dispersible Clay*, WDC) y respecto al contenido de arcilla total (*relative Water Dispersible Clay*, RWDC), pH, CE y demanda química de oxígeno (DQO) de la suspensión de arcilla, potencial Zeta (ζ), movilidad electroforética (ME) y diámetro medio de partícula por muestra y tratamiento. En la Tabla 11 (Anexo 6.1) se exponen los valores medios, desviación y valores por pico de los parámetros: potencial Zeta, ME y diámetro de partícula, así como el índice de polidispersidad (PDI).

a) Muestras sin tratar

WDC y RWDC

Como se expuso en la revisión bibliográfica, la arcilla dispersable en agua (WDC) ha sido ampliamente utilizada como un indicador de la susceptibilidad del suelo a la erosión al agua y lavado y transporte de coloides (Kjaerdaard *et al.*, 2004).

Los valores de arcilla dispersa en agua (**WDC**) variaron entre 0 (N_{2p-1}) y 6,3 % (C_{4p-2p}), o bien entre 0 y 18,8 % si la cantidad de arcilla dispersa es expresada sobre el contenido de la fracción total de arcilla del suelo (**RWDC**). Estos valores de dispersión se corresponden con unos niveles bajos a moderados en relación con los valores obtenidos por técnicas similares (Rengasamy *et al.*, 1984; Goldberg *et al.*, 1988; Levy *et al.*, 1993). En los suelos naturales la dispersión fue despreciable (suelos N_1 y N_2) o muy baja (N_{4p}). El pH de la suspensión osciló en el rango 4,9-7,8.

Los valores de RWDC son comparables a los obtenidos por Shaw *et al.* (2002) en un suelo caolinítico cultivado (*thermic rhodic paleudults*) y por Curtin *et al.* (1994) en un conjunto de suelos cultivados (*Haploborolls*) de Canadá. En cualquier caso, estos trabajos difieren en las condiciones de medida de la WDC (relación suelo:agua, tiempo de agitación, etc.), lo que influye notablemente en los resultados y dificulta la comparación.

WDC y RWDC y propiedades de los suelos

En las Figuras 23 y 24 se muestran algunas relaciones destacadas de WDC y RWDC con algunas propiedades de los suelos.

En la Figura 23a se aprecia una tendencia general a aumentar WDC con el contenido de arcilla, aunque el comportamiento de los suelos cultivados (en azul) se distingue netamente del de los naturales (en rojo), que se muestran muy estables a la dispersión. Esta relación es generalmente positiva, pero la magnitud de la energía aplicada durante la agitación puede invertir esta tendencia. Así, Kjaergaard *et al.* (2004) encuentran una relación negativa entre estas cantidades, al medir la WDC con una técnica de baja energía para un grupo de suelos con distinta mineralogía y contenidos de arcilla. Por otra parte, como se discutió en el capítulo II.4, la cantidad de arcilla “aparente” obtenida por el método estándar del hexametáfosfato sódico puede diferir sustancialmente de los valores obtenidos por el método de las resinas, más adecuado para este tipo de suelos. En cualquier caso, la sustitución de la arcilla obtenida con dispersión por resinas no alteraría sustancialmente la tendencia observada en la Figura 23a.

La fracción WDC está inversamente relacionada con el contenido en $Al_o + \frac{1}{2} \cdot Fe_o$ (Figura 23b), lo que refleja el carácter agregante de los materiales amorfos. De nuevo, el comportamiento de los suelos naturales es muy diferente del de los cultivados. Para cantidades similares de $Al_o + \frac{1}{2} \cdot Fe_o$ (≤ 3 %), se obtuvieron mayores cantidades de WDC (3-6,5 %) en los suelos cultivados que en sus análogos naturales. Es de esperar que se obtengan relaciones similares entre WDC y los óxidos extraídos por disoluciones selectivas, dada la covarianza observada entre las cantidades extraídas por los diferentes métodos utilizados. Así, se observó una relación negativa de RWDC con el contenido en hierro extraído con ditionito-citrato, Fe_{dc} (para 3-6 % Fe_{dc}) (Figura 23d). Shaw *et al.* (2002) muestran una relación similar pero con un rango de variación de Fe_a inferior (2,5-3,5 %).

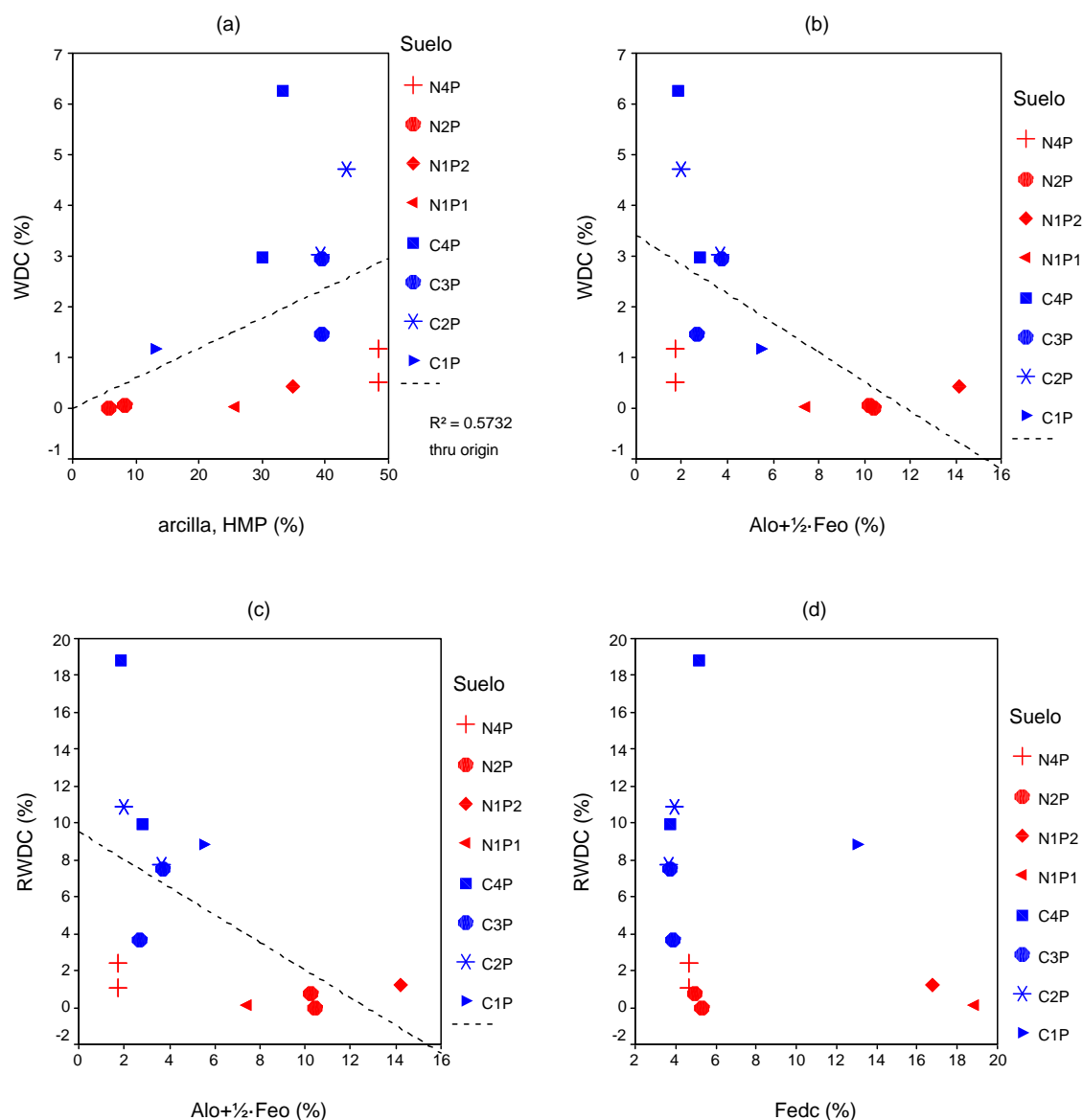


Figura 23. Relación de la arcilla dispersa/suelo total (WDC) con los contenidos en (a) arcilla total (dispersa con HMP) y (b) aluminio y hierro extraídos con oxalato amónico ($Al_o+\frac{1}{2}\cdot Fe_o$), (c) relación de la arcilla dispersa/arcilla total (RWDC) con el contenido en ($Al_o+\frac{1}{2}\cdot Fe_o$), y (d) relación de la arcilla dispersa/arcilla total (RWDC) con el contenido en hierro extraído con ditionito-citrato, Fe_{dc} , por suelos. Muestras sin tratar. Suelos naturales en rojo, suelos cultivados en azul.

WDC está relacionada positivamente con la capacidad de intercambio catiónico efectiva, CICE (Figura 24d), como era de esperar ya que la CICE integra la superficie específica y la carga neta de las de las partículas coloidales. Por otro lado, la relación de WDC con la capacidad de intercambio catiónico CIC-acetato amónico es negativa (no se muestra gráficamente) debido a la relación inversa de CICE con la CIC-acetato amónico, observada en estos suelos (comentada en el capítulo II.4).

La fracción WDC tendió a aumentar con el Na (relación de adsorción de sodio, SAR, y porcentaje de saturación de sodio efectiva, PSIE) y a disminuir con la salinidad ($CE_{e,s}$) de las muestras, aunque en este último caso sólo fue significativo en los suelos cultivados (en azul), con $CE_{e,s}$ superior

a $1 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$ (Figura 24). Alternativamente, el índice de sodicidad propuesto por Hulugalle y Finlay (2003), que relaciona la salinidad (CE) con el sodio cambiante, “**CE/Nax**”, mostró una relación negativa con WDC para los suelos cultivados, Figura 24c (mayores valores del índice, menor influencia del Na y menor dispersión).

Otro aspecto a tener en cuenta, es que estos suelos regados con aguas depuradas, muestran por otra parte un elevado riesgo por exceso de Mg y baja salinidad, lo que puede también incidir en la respuesta de estos suelos a las sales. El riesgo de magnesio (*magnesium hazard*, **MH**) en las aguas de riego está definido para valores del índice $\text{MH} > 50$, donde $\text{MH} = \text{Mg}^{2+}/(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$, con las concentraciones expresadas en $\text{meq}\cdot\text{L}^{-1}$ (Szaboles y Darab, 1964). Como se aprecia en las Figuras 24f y 24g, las muestras con mayor valor de MH (> 50) y menor relación $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ (< 1), son las que presentaron mayor dispersión.

Recientemente, Rengasamy y Marchuk (2011) proponen un nuevo parámetro en sustitución del SAR para evaluar el efecto del exceso de K y Mg en la dispersión de arcilla en suelos regados con aguas con altas concentraciones de estos cationes. El parámetro **CROSS** (*cation ratio of soil structural stability*) determinado a partir de $([\text{Na}^+]+0,56\cdot[\text{K}^+])/([\text{Ca}^{2+}]+0,6\cdot[\text{Mg}^{2+}]/2)^{(1/2)}$, con las concentraciones [] expresadas en $\text{meq}\cdot\text{L}^{-1}$, mostró una correlación positiva más significativa con WDC ($R^2 = 0,27$) que el SAR ($R^2 = 0,19$) (Figura 24h).

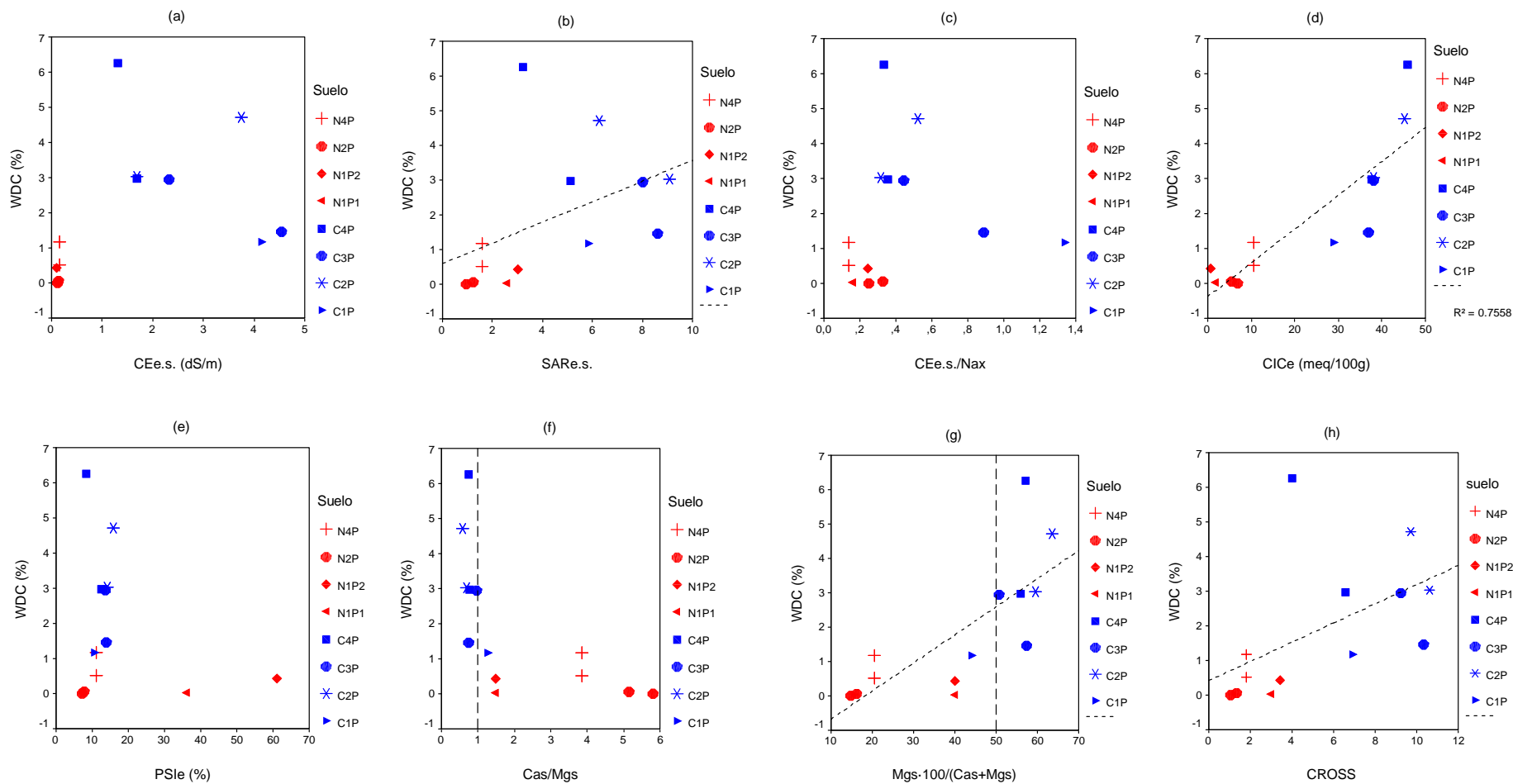


Figura 24. Relación de la cantidad de arcilla dispersa en agua (WDC) con (a) la conductividad eléctrica del extracto de pasta saturada, $CE_{e,s}$, (b) la relación de adsorción de sodio del extracto saturado, $SAR_{e,s}$, (c) la relación entre la conductividad eléctrica del extracto saturado y el sodio cambiante, $CE_{e,s}/Nax$, (d) la capacidad de intercambio catiónico efectiva, $CICe$, (e) el porcentaje de saturación de Na efectiva, $PSIe$, (f) la relación entre los catines solubles del extracto saturado, Cas/Mgs , y (g) la relación entre los catines solubles del extracto saturado $Mgs/(Cas+Mgs)$, y (h) la relación CROSS, por suelos (muestras sin tratar). Suelos naturales en rojo, suelos cultivados en azul.

Potencial Z

Paralelamente a la determinación de la cantidad de arcilla dispersa, se realizó la medida del potencial Z. Como se explicó en la revisión bibliográfica, la medición del potencial Z de una suspensión de suelo permite estimar su estabilidad, esto es, predecir la tendencia de las partículas o coloides a dispersar (suspensión estable) o a flocular (suspensión inestable).

En las Tablas 10 y 11 (Anexo 6.1) se recogen los parámetros electrocinéticos determinados por muestra (valores medios y por pico, respectivamente). Puede observarse que se trata de sistemas polidispersos. Los valores medios de potencial Z oscilaron entre -15,0 (N2_{p,2}) y -37,2 mV (C3_{p,2}), o bien en términos de movilidad electroforética (ME), entre -1,07 y -2,92 $\mu\text{m}\cdot\text{cm}\cdot(\text{V}\cdot\text{s})^{-1}$, y por tanto están dentro del rango encontrado para sistemas coloidales naturales, 1 a 10 $\mu\text{m}\cdot\text{cm}\cdot(\text{V}\cdot\text{s})^{-1}$ (Sposito, 1992). Considerando que el valor límite entre las suspensiones estables e inestables se toma generalmente a +30 mV o -30 mV, comprobamos que las suspensiones más estables (potencial Z más negativo que -30 mV), con mayor WDC, se correspondieron con muestras de los suelos C4_p y C3_p y N1_{p1}, y las menos estables (potencial Z = 0-30 mV), con menor WDC, con muestras de los suelos, C1_p, C2_p, N1_{p2}, N2_p y N4_p (Figura 25a). En este sentido también se destaca que la movilidad electroforética de las suspensiones no tiene necesariamente que estar relacionada con la cantidad de arcilla movilizada.

El diámetro medio de partícula tendió a disminuir con la dispersión, siendo en general inferior a 1 μm , excepto en el suelo N2_p, con valores próximos a 2 μm (Figura 25f).

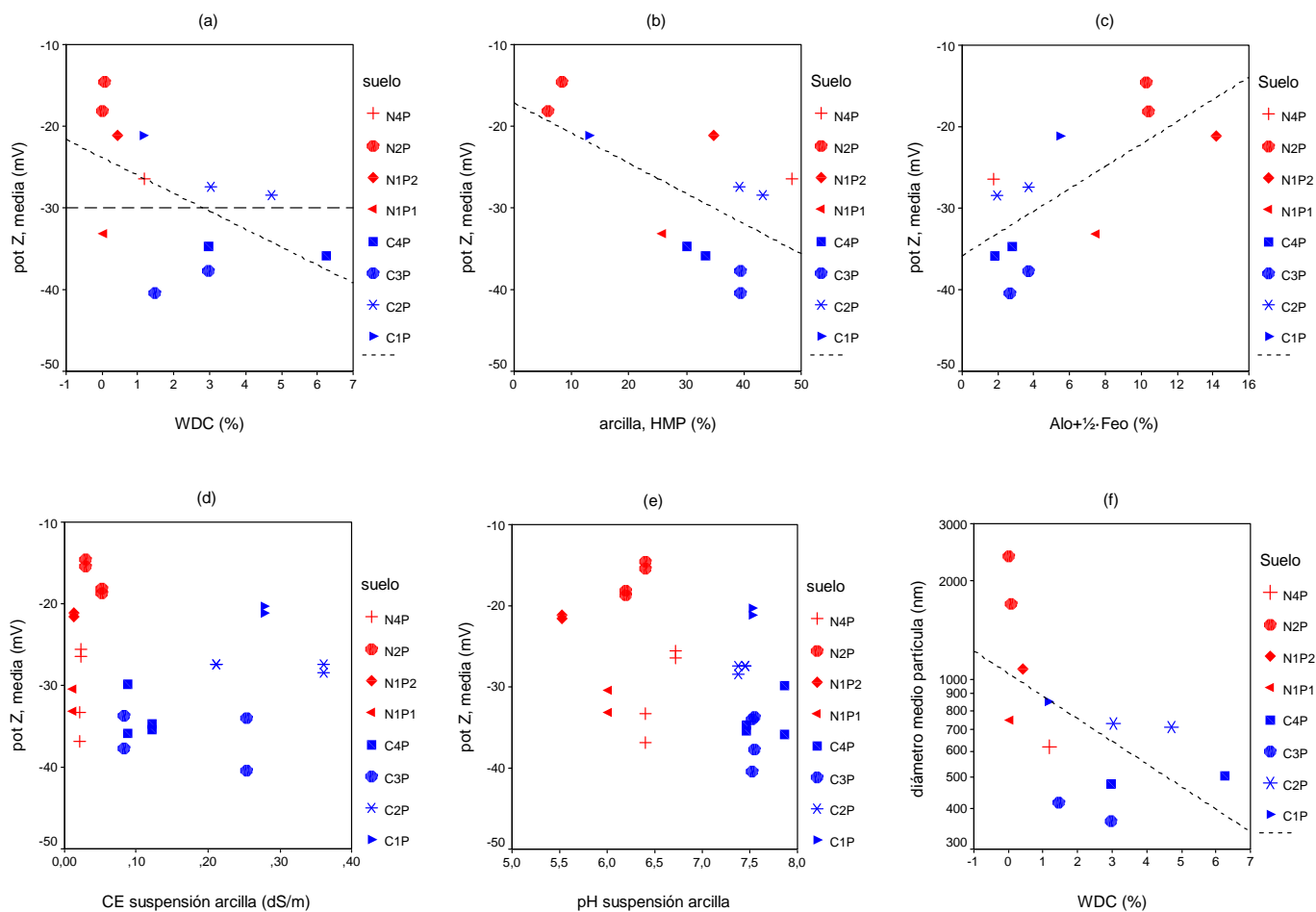


Figura 25. Relación del potencial Z con los contenidos en (a) arcilla dispersa en agua, WDC, (b) arcilla total, dispersa con HMP, y (c) aluminio y hierro extraídos con oxalato amónico ($Al_0 + \frac{1}{2} \cdot Fe_0$), (d) CE y (e) pH de la suspensión de arcilla, y (f) relación entre el diámetro medio de partícula y WDC, por suelos (muestras sin tratar). Suelos naturales en rojo, suelos cultivados en azul.

b) Muestras tratadas

Las Figuras 26 y 29 muestran la relación del porcentaje de **arcilla dispersa, DC** (*dispersible clay*) y del potencial Z con la concentración salina (CE de la suspensión de suelo) en función del SAR.

En los siguientes apartados se analizan individualmente los efectos de la variación del SAR y C en la dispersión, pero de forma general destacamos los siguientes resultados:

Durante la preparación de las muestras de los suelos N1 y N2 (saturación con varios lavados con una disolución de 1 M al SAR adecuado), fue necesario previamente humedecer las muestras con agua destilada, puesto que la agitación directa con la disolución de 1 M provocaba la “dispersión” del suelo. Recordemos que estas muestras también presentaron problemas de “dispersión” o “colapso” en el ensayo de las columnas.

El efecto del Na en la dispersión fue despreciable en los Andosoles naturales (N1_p y N2_p) y muy baja en el suelo C1_p, aunque significativa. En el resto de los suelos la dispersión presentó una gran dependencia del SAR y la concentración salina, siendo el más estable el suelo N4_p. Esto parece corroborar las observaciones realizadas anteriormente en cuanto al efecto de las enmiendas y fertilización (bloqueando cargas (+) y generando cargas (-)) en los suelos cultivados, al compararlos con los suelos naturales.

Como se observa en la Figura 26b, la cantidad de arcilla dispersa aumentó al disminuir la concentración salina y aumentar el SAR en los suelos cultivados. En la Foto 3 se exponen algunos ejemplos de muestras de suspensión de arcilla en función de los tratamientos.

La fracción **DC** (arcilla dispersa sobre suelo total) osciló entre 0 y 10,2 % (23,1 % considerando la arcilla dispersa/arcilla total, **RDC**). De acuerdo con el criterio de Levy *et al.* (1993) del 40 % RDC para separar los suelos dispersivos de los no dispersivos, los suelos estudiados se pueden considerar en todos los casos suelos no dispersivos. Los valores obtenidos son comparables a los obtenidos por Tajik *et al.* (2003) para un conjunto de suelos cultivados (con predominio de illita) de Irán (relación suelo:disolución de 1:2, agitación 15 minutos) y por Curtin *et al.* (1994) en un grupo de suelos (*Haploborolls*) cultivados de Canadá y tratados en ambos casos con distintas combinaciones SAR-C. En el segundo trabajo citado (tratamientos SAR 0-40 y C = 1-100 meq·L⁻¹), la cantidad de DC al aplicar una energía mínima (volteo de la suspensión de suelo con la mano durante 30 segundos, con la misma relación suelo:disolución que en nuestro trabajo, 1:20) oscila entre 0 y 7 %, mientras que alcanza un 16 % al realizar una agitación mecánica prolongada (16 horas, relación suelo:disolución de 1:30). En este trabajo recordemos que llevamos a cabo una agitación mecánica moderada (30 minutos).

La cantidad de arcilla dispersa obtenida en las muestras tratadas (disolución más diluida) fue generalmente superior al de las muestras sin tratar. Sin embargo, en los suelos C1_p, C2_p y C4_p, la cantidad de arcilla dispersa en las muestras sin tratar fue del mismo orden (o superior) que la obtenida a SAR 25 en la disolución más diluida (1 mmol·L⁻¹) (Tabla 10, Anexo 6.1). Señalar que estas muestras

tienen en origen una salinidad baja ($CE_{e.s.} < 2 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$ en el caso del suelo $C4_p$) o moderada ($CE_{e.s.} = 2\text{-}4 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$, suelos $C2_p$ y $C1_p$), lo que puede explicar la mayor dispersibilidad de estas muestras en agua destilada.

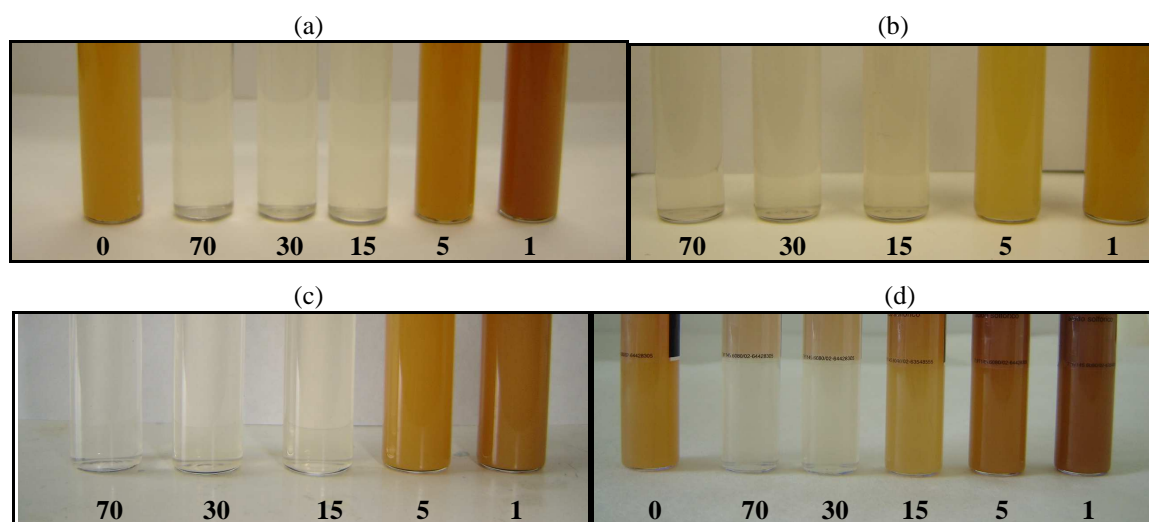


Foto 3. Detalle de algunos ejemplos de muestras de suspensión de arcilla dispersa: (a) Muestra $N4_{p-1}$, SAR 50, (b) $C1_{p-36}$, SAR 25, (c), $C4_{p-2}$, SAR 25, y (d) $C4_{p-3}$, SAR 50, en función de las concentraciones salinas: 0 (sin tratar), 1, 5, 15, 30 y 70 $\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$.

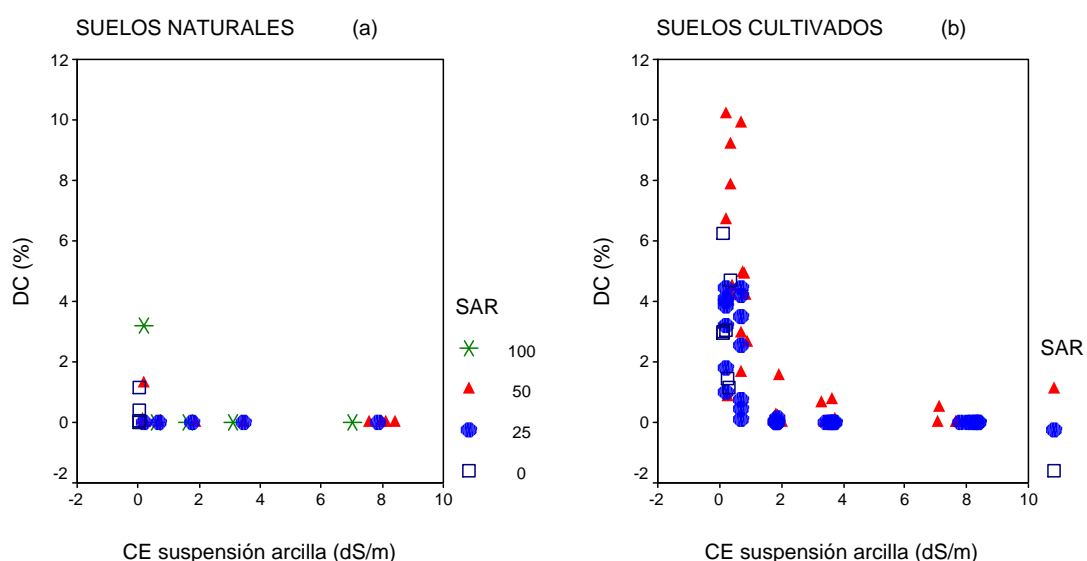


Figura 26. Relación entre la arcilla dispersa sobre suelo total, DC, y la CE de la suspensión de arcilla para (a) los suelos naturales y (b) los suelos cultivados, por valores de SAR.

En la Figura 27 se muestra la relación de los porcentajes de arcilla dispersa entre tratamientos (sin tratar o “SAR 0”, SAR 25 y SAR 50, para la disolución más diluida). Se observa una buena correlación entre las cantidades dispersas a “SAR 0” vs SAR 50 (arcilla dispersa a SAR 50 fue aproximadamente el doble a la de SAR 0):

$$DC (SAR25) = 0,51 \cdot DC (SAR0) + 1,29 (R^2 = 0,308)$$

$$DC (SAR50) = 1,81 \cdot DC (SAR0) + 0,09 (R^2 = 0,75)$$

$$DC (SAR50) = 1,36 \cdot DC (SAR25) + 1,80 (R^2 = 0,417)$$

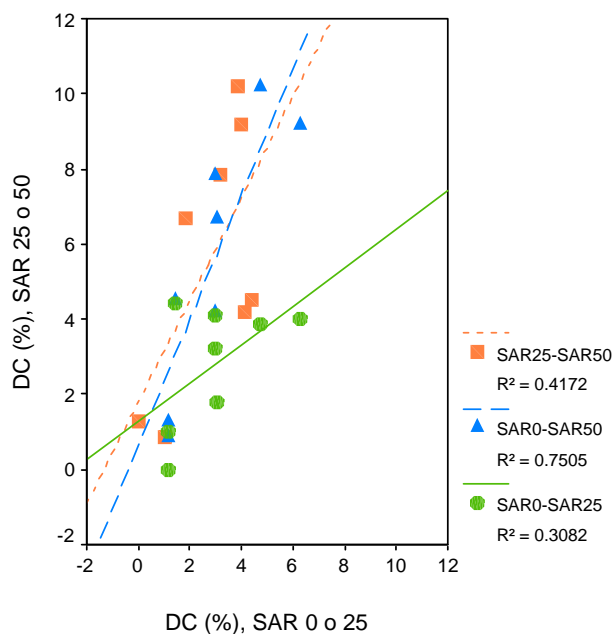


Figura 27. Relación entre los porcentajes de arcilla dispersa sobre suelo total, DC, por valor de SAR (para la disolución más diluida).

En general, todas las muestras generaron valores negativos de **potencial Z**, aunque algunas muestras presentaron también cierta carga positiva (potencial Z entre 0 y +50mV) asociados a los picos 2 y 3, generalmente a concentraciones salinas elevadas (Tabla 11, Anexo 6.1). En concreto estos casos fueron:

- Suelos N1 y N2 (SAR 50, 70 mmol·L⁻¹);
- Suelo N4 (SAR 25, 30 mmol·L⁻¹; SAR 100, 1 mmol·L⁻¹);
- Suelo C1 (SAR 25, 15 mmol·L⁻¹; SAR 50, 30 y 70 mmol·L⁻¹);
- Suelo C2 (SAR 25, 70 mmol·L⁻¹);
- Suelo C3 (SAR 25, 30 y 70 mmol·L⁻¹; SAR 50, 15 y 30 mmol·L⁻¹);
- Suelo C4 (SAR 25, 30 y 70 mmol·L⁻¹; SAR 50, 30 y 70 mmol·L⁻¹).

Un sistema coloidal (suspensión de arcilla) presenta raramente una distribución monodispersa (diagrama de distribución centrada en un rango estrecho de diámetros) y unimodal (un solo pico). En la Tabla 8 (Anexo 6.1) se recogen los valores del **índice de polidispersidad (PDI)**, que es una medida del grado de agregación de las partículas. Cuanto menor es PDI, más monodispersa es la muestra. En general los suelos mostraron valores elevados de polidispersidad (PDI > 0,1), lo que concuerda con la

distribución de tamaños de partículas obtenidas en los 3 picos. La mayor parte de las muestras presentaron valores de PDI comprendidos entre 0,1 y 0,5.

Como se puede observar en la Figura 28 y considerando el conjunto de todos los suelos y tratamientos, en el pico 1 predominó la frecuencia de casos de diámetro de partícula alrededor de 1 μm , mientras que en los picos 2 y 3 predominaron las fracciones $< 1 \mu\text{m}$, con algunos casos $> 3 \mu\text{m}$.

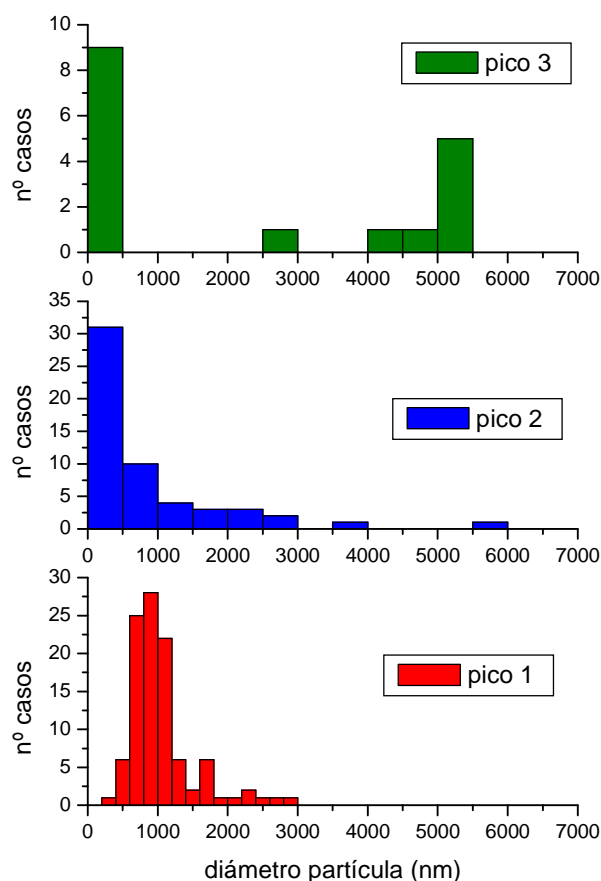


Figura 28. Histograma de frecuencia de los valores medios de diámetro de partícula obtenidos para el conjunto de todos los suelos y tratamientos.

Los valores medios de potencial Z variaron entre $-39,4$ (C_{2P-5} , SAR 25, $C = 1 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$) y $-0,8$ mV (N_{1P-2} , SAR 50, $C = 70 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$), y en términos de movilidad electroforética (ME), entre $-2,92$ (C_{3P-4} , SAR 0) y $-0,06 \mu\text{m}\cdot\text{cm}\cdot(\text{V}\cdot\text{s})^{-1}$ (N_{1P-2} , SAR 50, C 70). En general el potencial Z tendió a aumentar con el Na (valores más negativos) y el pH y a disminuir (valores menos negativos) al aumentar C, como se aprecia en la Figura 29.

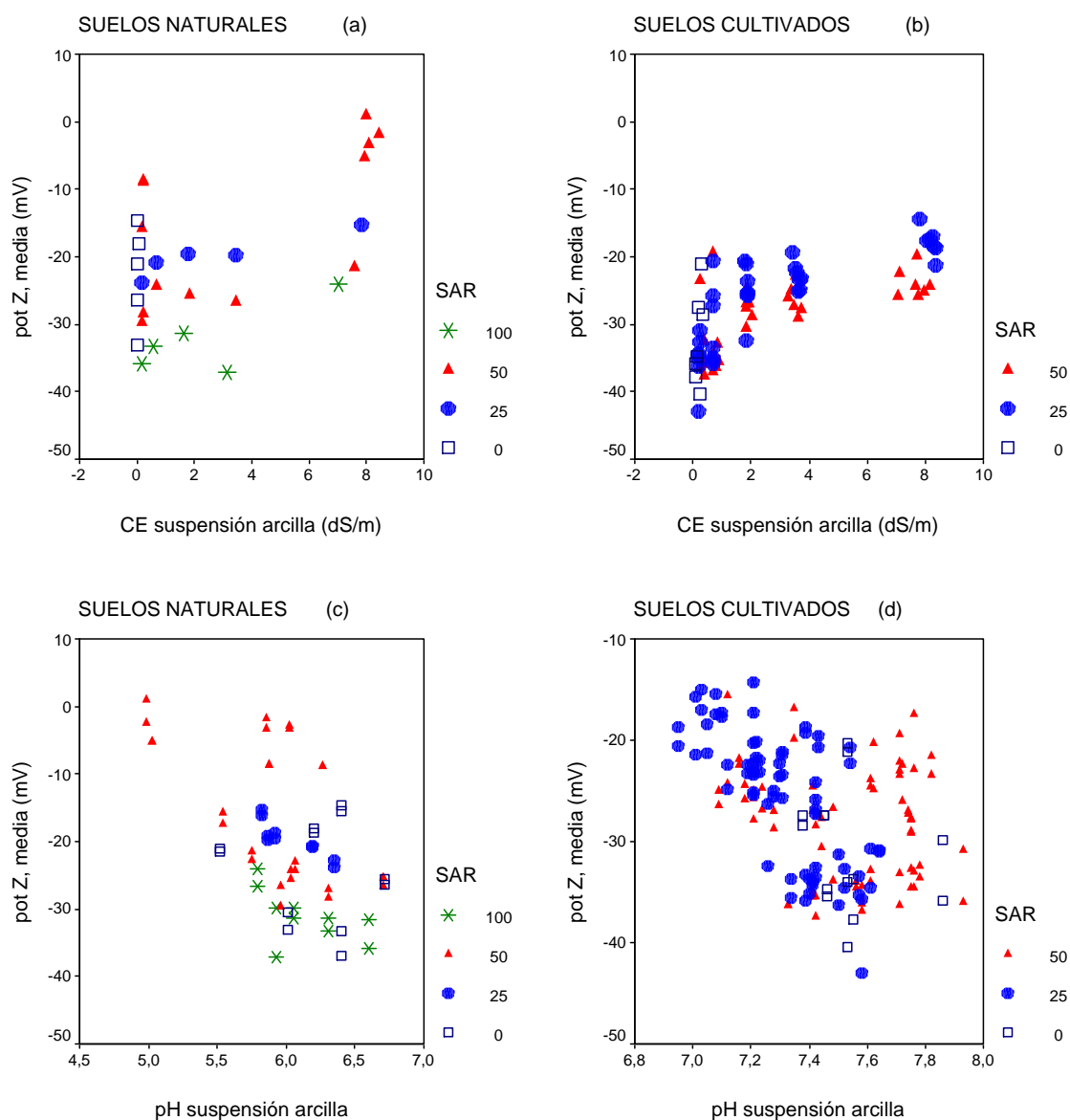


Figura 29. Relación del potencial Z con (a), (b) la CE y (c), (d) el pH de la suspensión de arcilla para los suelos naturales y cultivados, por valores de SAR.

Al comparar los resultados obtenidos en la arcilla dispersa en relación con la mineralogía de las muestras sin tratar se observa:

- La pérdida de peso hasta 700 °C fue inferior en la fracción dispersa
- Aparecen tanto illita como haloisita en proporciones similares a las de las muestras sin tratar
- Por análisis térmico se observa que la cristalinidad de la haloisita y óxidos de Fe y Al es superior en las muestras dispersas.

Efecto del Na

En los suelos C4_p y C2_p la dispersión aumentó significativamente con el SAR. Así, el aumento del SAR de 25 a 50 resultó en un incremento significativo del porcentaje de arcilla dispersa (superior a 9 % arcilla para la disolución más diluida, en las muestras C4_{p.2} y C2_{p.7}, con $Al_o+1/2 \cdot Fe_o < 2$ %), atribuible a la dispersión de filosilicatos (haloisita, illita). En los suelos C3_p y C1_p por el contrario (con $Al_o+1/2 \cdot Fe_o > 2$ % en todas las muestras estudiadas), el grado de dispersión fue independiente del valor del SAR (coincide con el comportamiento observado en la K_s en el suelo C3_p), y no supuso un cambio importante en el porcentaje de arcilla dispersa (alrededor de un 4 y 1 % para $C = 1 \text{ mmol} \cdot L^{-1}$, en los suelos C3_p y C1_p, respectivamente).

En la Figura 30a se puede observar el efecto del SAR en la dispersión (para la disolución más diluida) en función del contenido en $(Al_o+1/2 \cdot Fe_o)$ para el conjunto de los suelos.

Al comparar la dispersión observada en el ensayo en columnas (dispersión espontánea) con la del ensayo de dispersión (dispersión mecánica) podemos extraer las siguientes observaciones:

Considerando que la concentración de turbidez, C_{TU} , (ensayo en columnas) se alcanzó a 1 o 5 $\text{mmol} \cdot L^{-1}$, según el tratamiento sódico y el suelo, comprobamos que para estos valores de concentración, los correspondientes valores medios de potencial Z (ensayo de dispersión) fueron mayores (en valor absoluto) que -33 mV (Tabla 10, Anexo 6.1), valor próximo al límite establecido para separar las suspensiones estables e inestables. En la Figura 30b queda patente que la dispersión fue significativa (> 1 % arcilla dispersa) para valores de potencial Zeta superiores (en valor absoluto) a este valor.

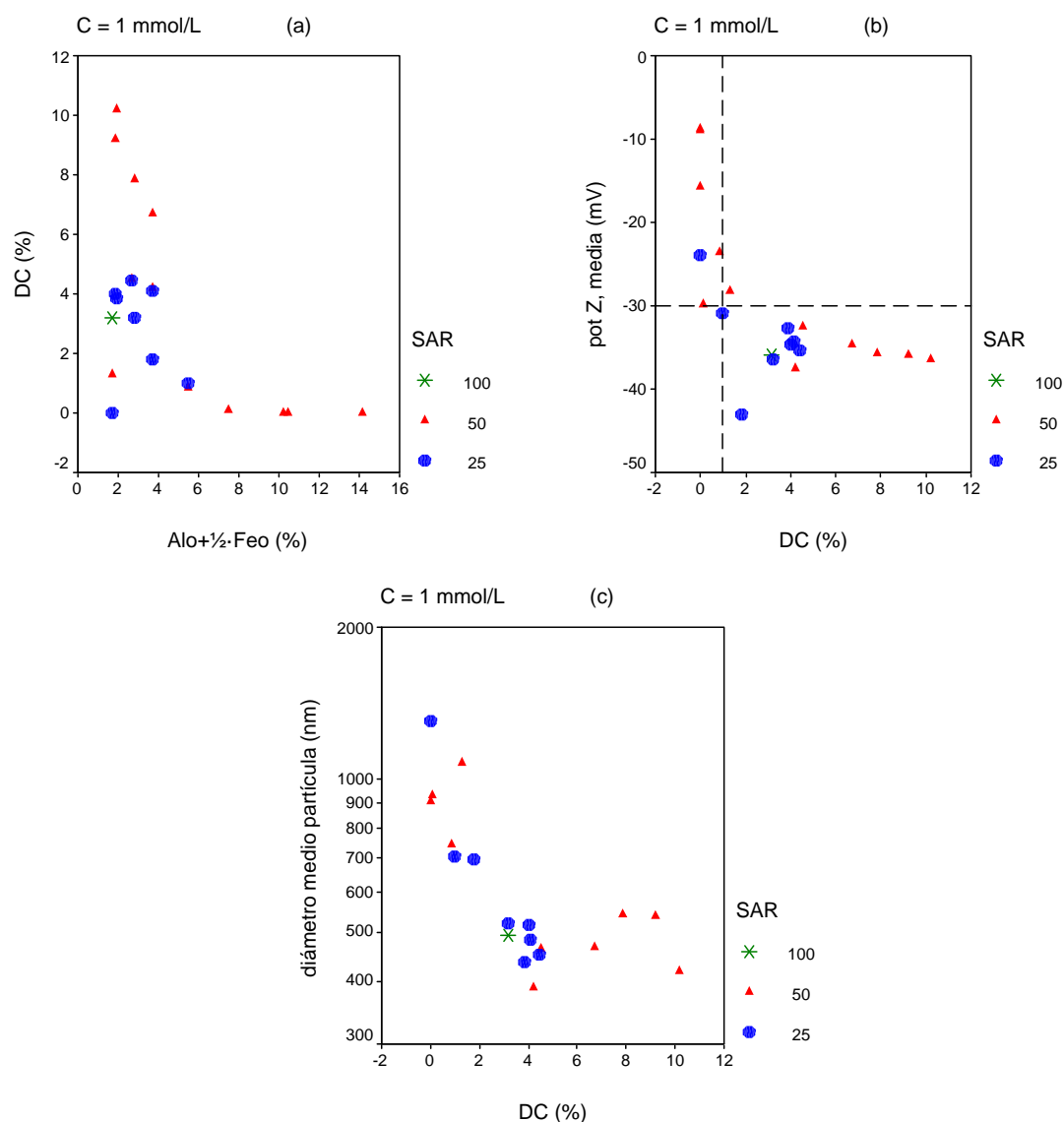


Figura 30. (a) Relación de la arcilla dispersa sobre suelo total, DC, con el contenido de aluminio y hierro extraídos con oxalato amónico ($\text{Al}_o + \frac{1}{2} \cdot \text{Fe}_o$), relación de (b) el potencial Z y (c) el diámetro medio de partícula con DC, en función del SAR (para la disolución más diluida, $C = 1 \text{ mmol} \cdot \text{L}^{-1}$).

Sin embargo, la importante dispersión observada a SAR 50 (ensayo en columnas) en los suelos C2_p , C3_p y C4_p no estuvo asociada a un incremento significativo del potencial Zeta (al pasar de SAR 25 a 50), pero sí lo estuvo con un incremento de la arcilla dispersa (ensayo de dispersión), como se vio anteriormente, excepto en el suelo N4_p . En definitiva, a un mismo potencial Zeta podemos tener valores muy diferentes de arcilla dispersa (más del doble) al pasar de SAR 25 a 50 en los suelos cultivados. Por el contrario, sí se apreció una respuesta en el suelo N4_p (aumentos significativos del potencial Zeta (en valor absoluto) y de la arcilla dispersa (para $C = 1 \text{ mmol} \cdot \text{L}^{-1}$)) con los valores de SAR (25, 50 y 100), Tabla 10 (Anexo 6.1). En la Figura 31 se muestra como ejemplo la variación de la cantidad de arcilla dispersa y potencial Zeta con los tratamientos en los suelos C4_p y N4_p . En este

sentido, destacar que el potencial Zeta sólo nos indica la inestabilidad de la suspensión, pero no necesariamente tiene que estar relacionado con la cantidad que ha dispersado.

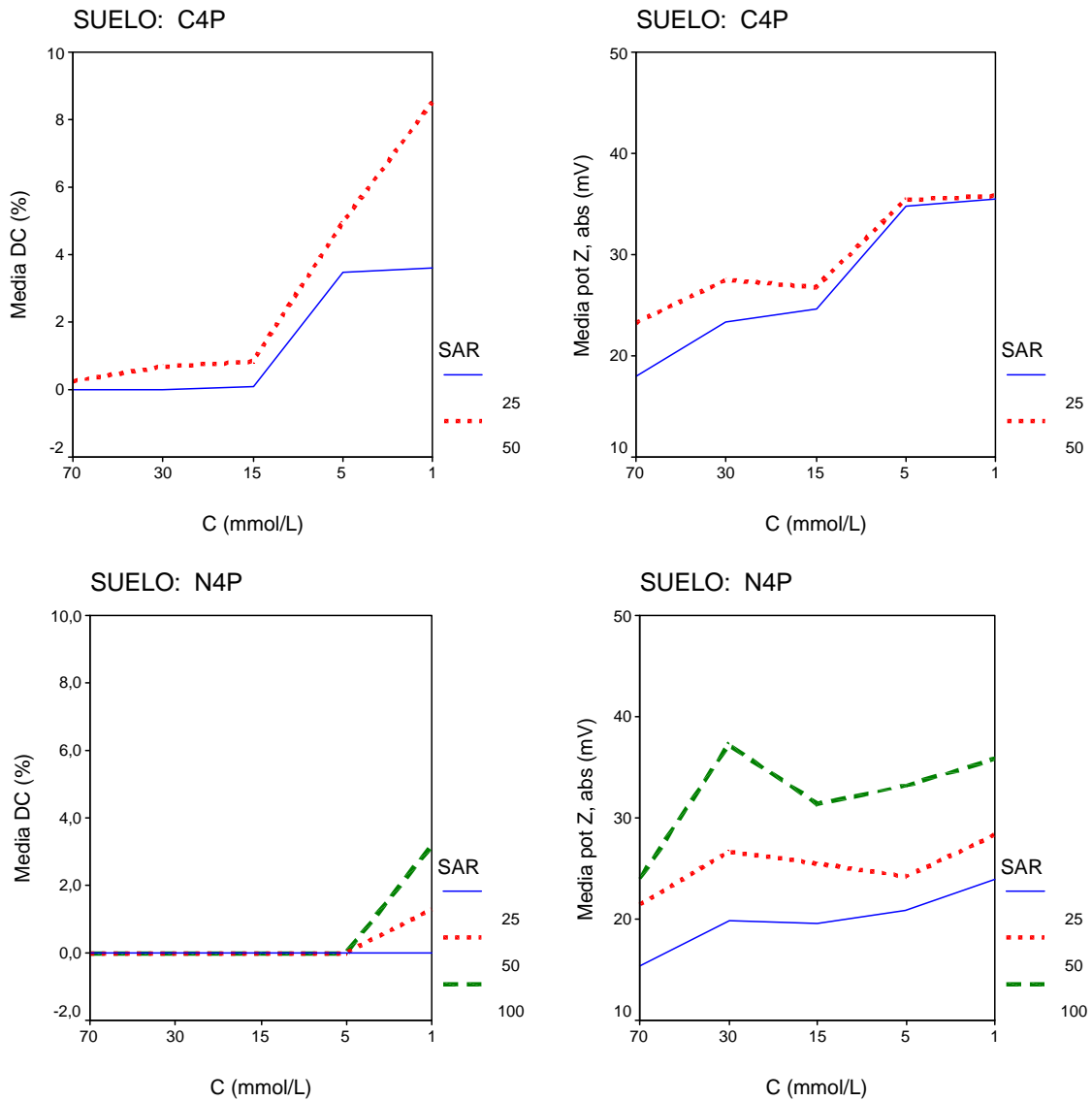


Figura 31. Valores medios de la arcilla dispersa sobre suelo total, DC, y del potencial Zeta (en valor absoluto) de los suelos C4_p y N4_p, por valores de SAR.

Efecto de la concentración salina C

El nivel de dispersión necesario para causar un deterioro significativo de la estructura del suelo no está bien definido, puesto que depende de factores químicos y físicos (mineralogía y propiedades físico-químicas de los suelos y condiciones de medida de la dispersión). Es difícil por tanto establecer o fijar unos valores críticos de salinidad y sodicidad. En la bibliografía podemos encontrar varios criterios para definir estos valores umbrales.

Yousaf *et al.* (1987) determinan la dispersión mediante una agitación mínima de la suspensión de suelo en una relación suelo:disolución de 1:8. Proponen tres criterios distintos para definir la concentración crítica (concentración crítica de coagulación) de SAR y C para una suspensión de suelo, bien expresándolo en términos relativos, como arcilla dispersa equivalente a un 3 o 5 % del contenido de arcilla total (RDC), o bien en términos absolutos, como $5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ o 0,5 % (arcilla dispersa/suelo total o DC).

Curtin *et al.* (1994) obtienen concentraciones críticas de floculación bien definidas al determinar la dispersión aplicando una agitación mecánica prolongada (16 horas), a diferencia de la dispersión con agitación mínima (volteo de la suspensión de suelo durante 30 segundos), en el que la cantidad de arcilla dispersa aumenta gradualmente. Para el primer caso, los autores definen esta concentración crítica como la concentración salina para la que la cantidad de arcilla que queda en la suspensión tras 2 horas es de $0,4 \text{ g}\cdot\text{L}^{-1}$ (1,2 % de suelo), mientras que para el segundo caso adoptan el criterio propuesto por Yousaf *et al.* (1987), del 0,5 % DC.

Basándonos en el criterio del 0,5 % de arcilla dispersa (Yousaf *et al.*, 1987), en los *suelos cultivados*, la dispersión fue significativa a partir de $30 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ en la muestra C4_{P-3} (SAR 50); a $5 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ en las muestras C4_{P-2} (una réplica fue a 70), C3_{P-4}, C3_{P-5} y C1_P (a ambos SAR), C4_{P-3} (SAR 25), C2_{P-5} y C2_{P-7} (SAR 50); y a partir de $1 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ en las muestras C2_{P-5} y C2_{P-7} (a SAR 25). Esta concentración representaría por tanto la concentración mínima de floculación, C_F , esto es, la concentración salina requerida para mantener una suspensión de suelo floculada (Quirk, 2001), y es 5 veces mayor que la concentración crítica de turbidez, C_{TU} (ensayo en columnas) obtenida en los suelos C3_P (a SAR 25) y C2_P (en la muestra más ándica, C2_{P-5}, a SAR 50).

Respecto a los *suelos naturales*, en los Andosoles (N1_P y N2_P) no se produjo dispersión al SAR estudiado (50), mientras que en el suelo N4_P, sí hubo dispersión de arcilla a partir de $1 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ a SAR 50 y 100 (C_F), aumentando con el Na, a diferencia de lo observado al determinar K_s (no aparece arcilla en ninguno de los tratamientos en el ensayo en columnas). Estos valores críticos son inferiores a los descritos por Yousaf *et al.* (1987) para un conjunto de suelos de California con distinta mineralogía, y con concentraciones críticas (absolutas) de aproximadamente $20\text{-}50 \text{ meq}\cdot\text{L}^{-1}$ (SAR 25) y de $40\text{-}80 \text{ meq}\cdot\text{L}^{-1}$ (SAR 50).

Curtin *et al.* (1994) en ensayos de dispersión con muestras salinizadas con distintas combinaciones SAR-C en un grupo de suelos (*Haploborolls*) cultivados de Canadá, obtienen en el ensayo con agitación mecánica prolongada (16 horas) concentraciones críticas del orden de $14\text{-}34 \text{ meq}\cdot\text{L}^{-1}$ (SAR 25) y $22\text{-}50 \text{ meq}\cdot\text{L}^{-1}$ (SAR 40) y valores ligeramente superiores en el caso de la agitación mínima, por lo que son también suelos más inestables que los suelos estudiados en este trabajo.

En la Figura 32 se muestra la relación entre los valores del SAR y la concentración de floculación, C_F (ensayo de dispersión), de acuerdo con los criterios mencionados anteriormente del 1,2

y 0,5 % de arcilla dispersa, y la concentración de turbidez, C_{TU} (ensayo en columnas) por suelos. Se han añadido las relaciones obtenidas por Rengasamy *et al.* (1984) en ensayos de dispersión (relación suelo:agua de 1:5) para un conjunto de Oxisoles de Australia bajo distintas condiciones de agitación y descritas en el apartado VII.2.3 (Ecuaciones 2 y 3).

Como se puede observar en dicha Figura, las muestras estudiadas fueron en todos los casos más estables que las mostradas por estos autores (menores concentraciones C_F y C_{TU}), con excepción de las muestras $C_{4p.2}$ y $C_{4p.3}$ a SAR 25 (dispersión espontánea). Pese a que nuestras condiciones de dispersión no son exactamente iguales a las de estos trabajos, podemos concluir que los suelos estudiados se muestran en general más estables (menores concentraciones críticas) que los suelos presentados en estos trabajos.

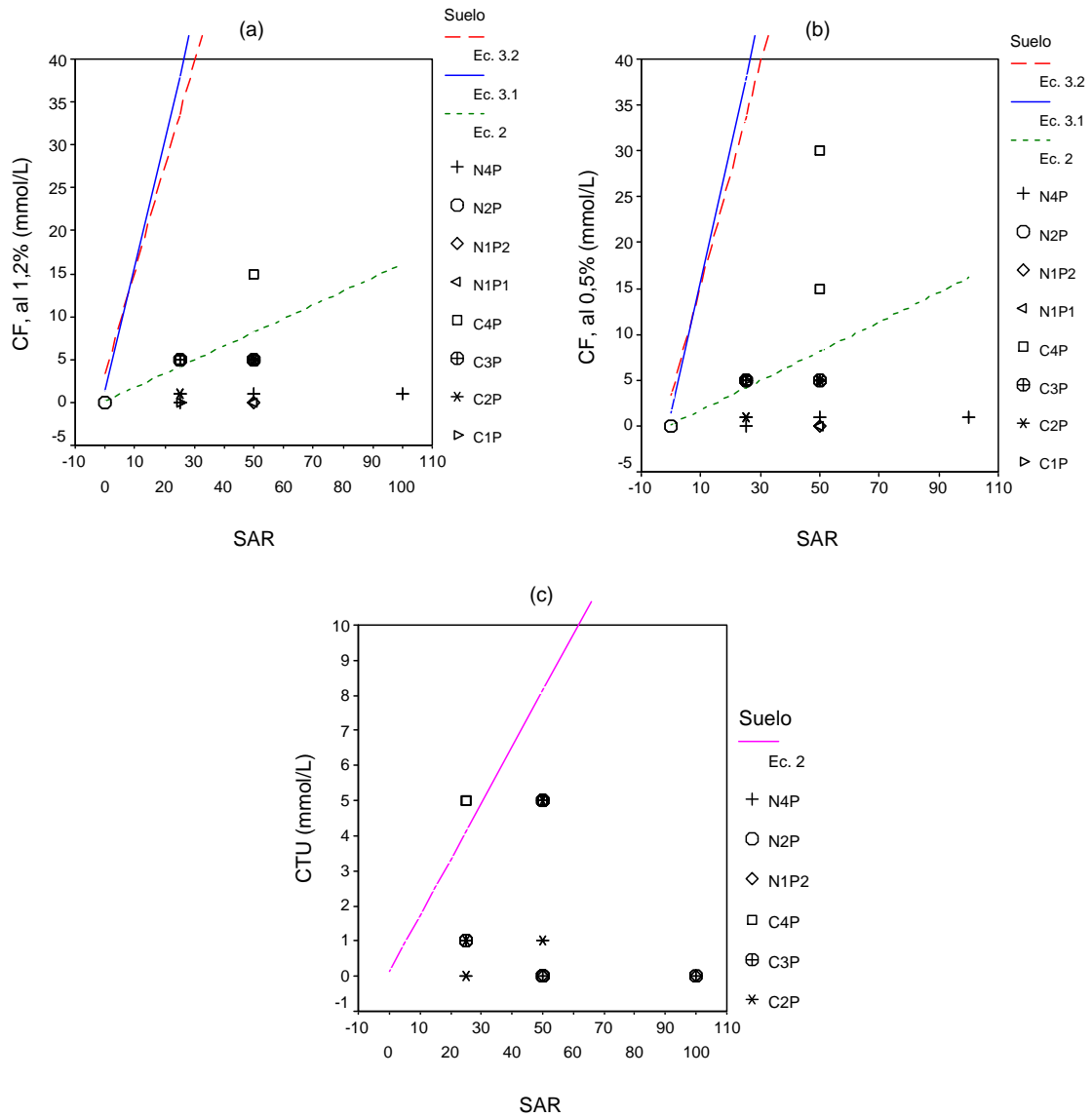


Figura 32. Relación del SAR con (a) y (b) la concentración de floculación, C_F , para un 1,2 y 0,5 % de arcilla dispersa, respectivamente y (c) la concentración de turbidez C_{TU} , por suelos. Las líneas representan las relaciones obtenidas por Rengasamy *et al.* (1984) en ensayos de dispersión para un conjunto de Oxisoles. Estas relaciones se corresponden con ecuaciones de regresión obtenidas en condiciones de dispersión espontánea (Concentración total de cationes, TCC ($meq \cdot L^{-1}$) = $0,16 SAR + 0,14$, Ecuación 2) y mecánica ($TCC = 1,46 SAR + 1,44$ (Ec. 3.1) y $TCC = 1,21 SAR + 3,3$ (Ec. 3.2, para horizontes superficiales)).

Asimismo, las muestras más dispersables (ensayo de dispersión) fueron también las menos estables (mayores C_{TH}) en el ensayo en columnas, correspondiéndose con las muestras menos ándicas ($Al_{0+1/2} \cdot Fe_0 < 2\%$) de los suelos $C4_P$ ($C4_{P-2}$) y $C2_P$ ($C2_{P-7}$), (Figura 33).

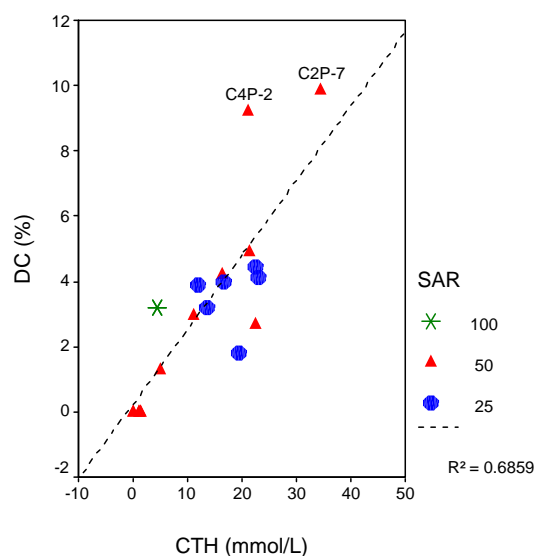


Figura 33. Relación de la arcilla dispersa sobre suelo total, DC, (ensayo de dispersión) y la concentración crítica, C_{TH} (ensayo en columna) por valores de SAR.

Con fines comparativos se ha representado en la Figura 34 la variación de los valores medios de arcilla dispersa, potencial Z y tamaño de partícula en función del tratamiento y el suelo.

El **potencial Z** (en valor absoluto) disminuyó al aumentar ($Al_o + \frac{1}{2} \cdot Fe_o$) desde -45 a -8 mV. Como se vio anteriormente, el potencial Z aumentó (en valor absoluto) al aumentar el valor del SAR y disminuir la concentración salina, C (Figura 30). La respuesta del potencial Zeta (o de la movilidad electroforética, ME) a los cambios de C fue notable en los suelos cultivados, especialmente al disminuir la concentración de sales de 15 a 5 $mmol \cdot L^{-1}$ (pasando de alrededor de 20 o 25 mV a 35 mV), mientras que en el suelo natural N4_p las diferencias fueron poco significativas para un mismo valor de SAR. Aydin *et al.* (2004) muestran las mismas tendencias en suspensiones de arcilla de un suelo esmectítico de Japón y un suelo rico en mica de Kazakhsan, preparadas con distintos tratamientos de Na-Ca (30-90 % PSI) y fuerza iónica (0,001-0,1 M NaCl). Osei y Singh (1999), en un conjunto de suelos tropicales de distintos países de origen, también describen una disminución (valores más positivos) de ME al aumentar la concentración salina de 1 a 10 $mmol \cdot L^{-1}$ NaClO₄.

Sin embargo, el efecto de la concentración de sales en el potencial Zeta no está claro en la bibliografía y depende en gran medida del tipo de arcilla presente en el suelo (Aydin *et al.*, 2004). Así, Chan *et al.* (1984) señalan que la concentración de sales no tiene ningún efecto en la ME, mientras que Anderson y Bertsch (1993) describen reducciones de ésta con la concentración salina en arcillas sintéticas de caolinita y bentonita. Lebron y Suarez (1992) obtienen en un conjunto de arcillas illíticas y micáceas (tratadas con distintos niveles de SAR, C y pH) una disminución de ME al aumentar la concentración salina para valores de SAR inferiores a 5 (lo que estaría conforme con la teoría de la doble capa), y la tendencia contraria para SAR superior a 5. Esta contradicción se explica, según estos autores, por la importancia de la carga variable presente en los bordes o filos de las partículas de

arcilla de la mica, en contraste con la carga permanente de sus caras o láminas y por los valores de punto cero de carga (PCC) en relación a los pH estudiados.

Los valores de potencial Z de los Andosoles naturales ($N1_P$ y $N2_P$) fueron significativamente inferiores, en valor absoluto (menos negativos), a los del resto de los suelos, estando próximos a cero (sistema floculado) en la disolución más concentrada ($70 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$, SAR 50). La respuesta del potencial Z al pasar de 70 a $1 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ fue importante al SAR estudiado (SAR 50), con valores de $-2,8$, $-5,1$ y $-0,8 \text{ mV}$ a $70 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ y de $-8,8$, $-28,2$ y $-16,6 \text{ mV}$ a $1 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$, para los suelos $N2_P$, $N1_{P1}$ y $N1_{P2}$, respectivamente (Tabla 10, Anexo 6.1). Estos valores son inferiores (en valor absoluto) a los obtenidos en las correspondientes muestras sin tratar (con menor CE y mayor pH de la suspensión de arcilla). En las muestras tratadas, el pH de la suspensión osciló entre $4,98$ ($N1_{P2-1}$, $70 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$, SAR 50) y $6,26$ ($N2_{P-2}$, $1 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$, SAR 50).

En cuanto al **diámetro de partícula**, éste tendió a disminuir al disminuir C (Figura 34), con diámetros medios $\leq 0,5 \mu\text{m}$ en la disolución más diluida ($1 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$) tanto a SAR 25 como a SAR 50 en los suelos cultivados $C2_P$, $C3_P$ y $C4_P$, y algo más elevado en el suelo $C1_P$ (aprox. $0,7 \mu\text{m}$). En el suelo $N4_P$, el diámetro medio fue siempre superior a $1 \mu\text{m}$, salvo en el tratamiento SAR 100 y $1 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$, para el que el tamaño de partícula fue también del orden de $0,5 \mu\text{m}$. En los Andosoles naturales sin embargo, el diámetro medio de partícula fue siempre superior a $1 \mu\text{m}$ (mayor agregación) (Tabla 10, Anexo 6.1).

Anderson y Bertsch (1993) no encuentran ningún efecto de la fuerza iónica en el tamaño de partícula de arcillas sintéticas de caolinita y de bentonita, pero sí observan un incremento significativo del tamaño de partícula al disminuir el pH (de 10 a 6,5) en ambas arcillas, este resultado lo explican en base al tipo de interacción entre partículas (asociación borde-cara) y unión entre partículas primarias, que se da en estas condiciones.

Respecto a la **materia orgánica disuelta** en la suspensión de arcilla (estimada a partir de la **demanda química de oxígeno, DQO**), observamos que los valores de DQO disminuyeron con el SAR en todos los suelos, excepto en el suelo $C1_P$ (Tabla 10, Anexo 6.1). Esto contradice los resultados obtenidos por Menneer *et al.* (2001) en suelos regados con aguas depuradas de Nueva Zelanda, en los que describen aumentos significativos del carbono orgánico disuelto con el Na en los lixiviados de columnas de suelo lavadas previamente con disoluciones de distintos valores de SAR, coincidiendo con reducciones de K_s . No se apreció ninguna influencia de la concentración salina (salvo por los elevados valores de DQO obtenidos en algunas muestras para la disolución más concentrada, $70 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$, lo que podría deberse a problemas de dilución durante la determinación de la DQO).

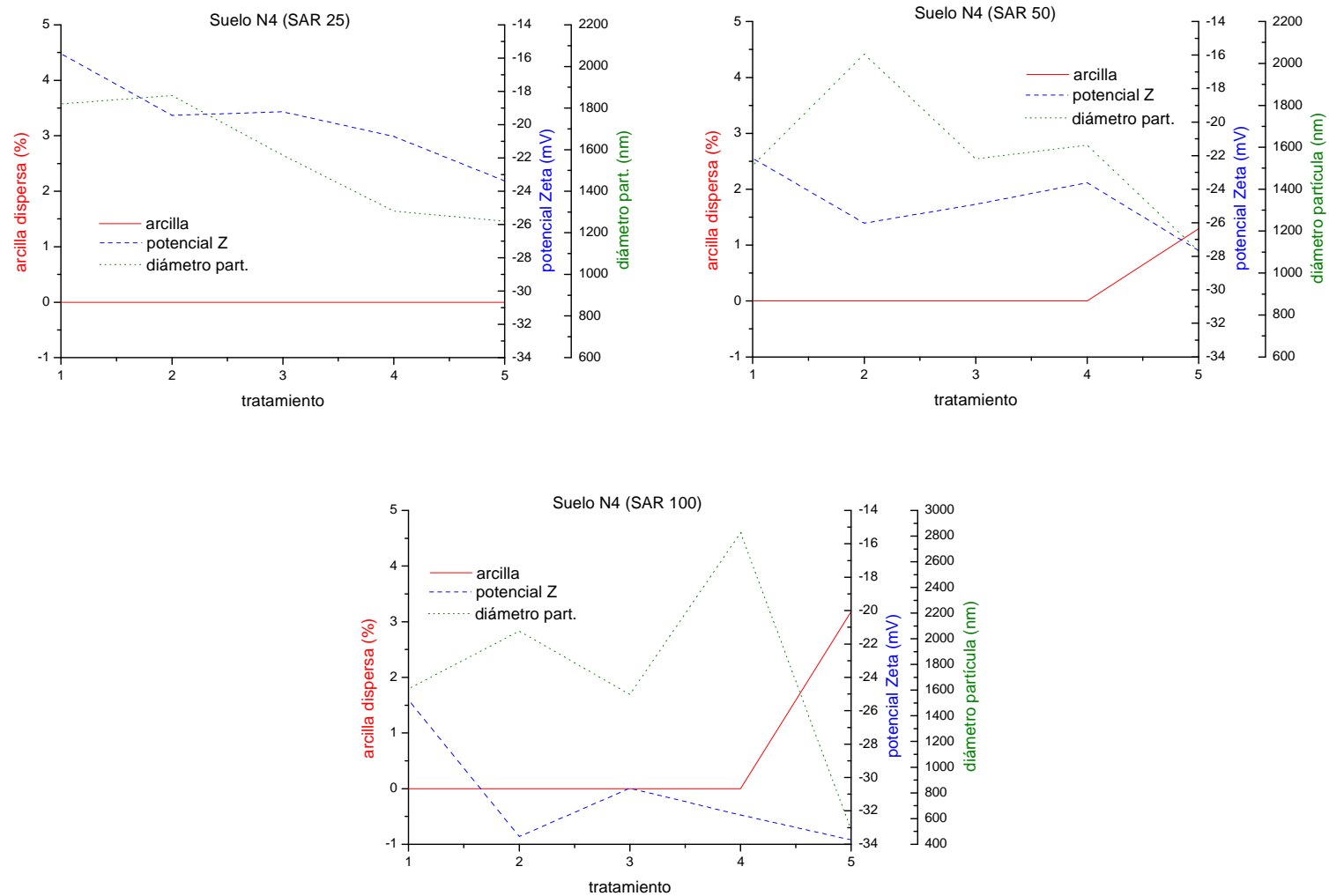


Figura 34. Valores medios de la arcilla dispersa, potencial Z y diámetro de partícula en función del número de tratamiento (1 = 70, 2 = 30, 3 = 15, 4 = 5 y 5 = 1 mM de concentración salina), por suelo y valor de SAR.

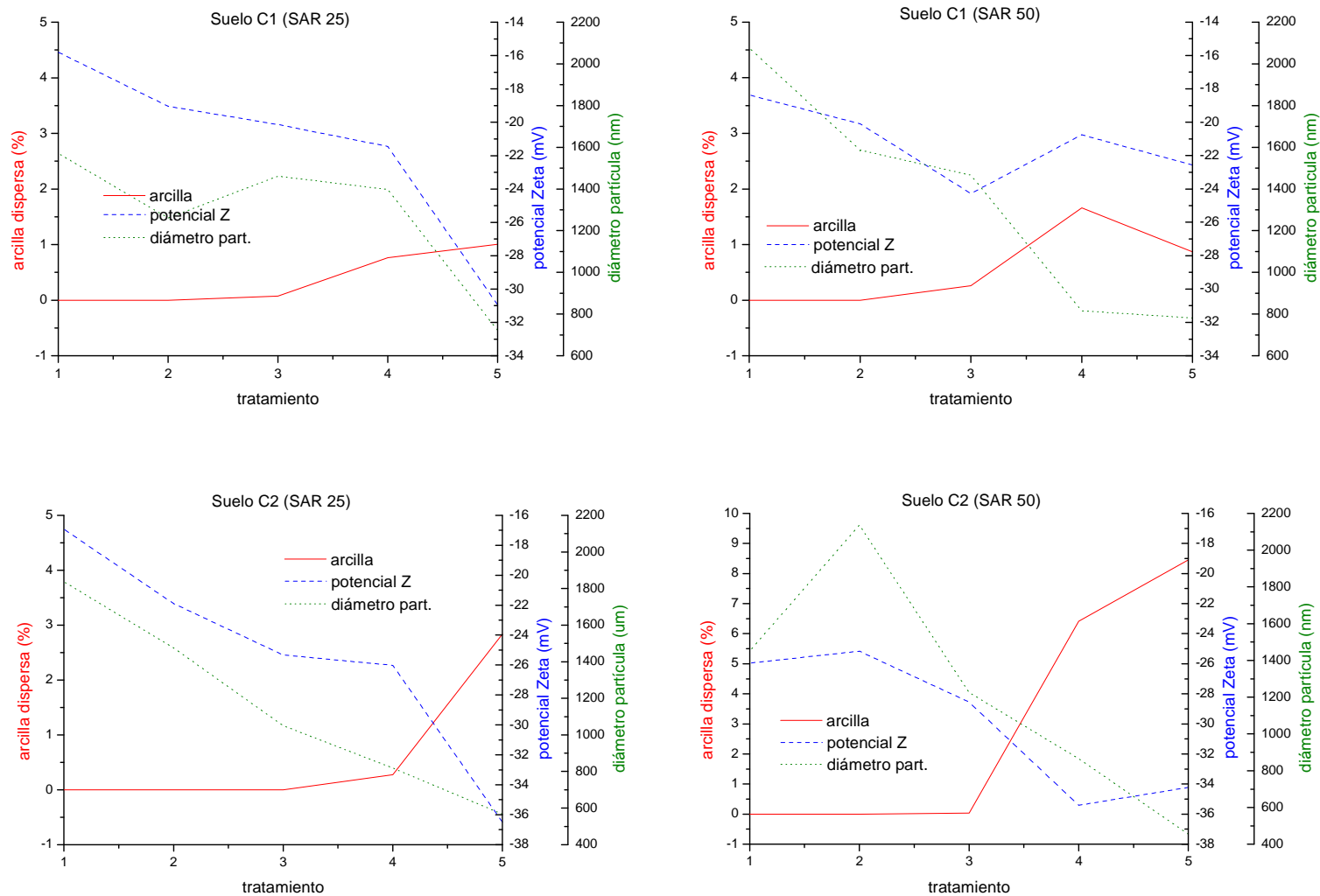


Figura 34 (Cont.). Valores medios de la arcilla dispersa, potencial Z y diámetro de partícula en función del número de tratamiento (1 = 70, 2 = 30, 3 = 15, 4 = 5 y 5 = 1 mM de concentración salina), por suelo y valor de SAR.

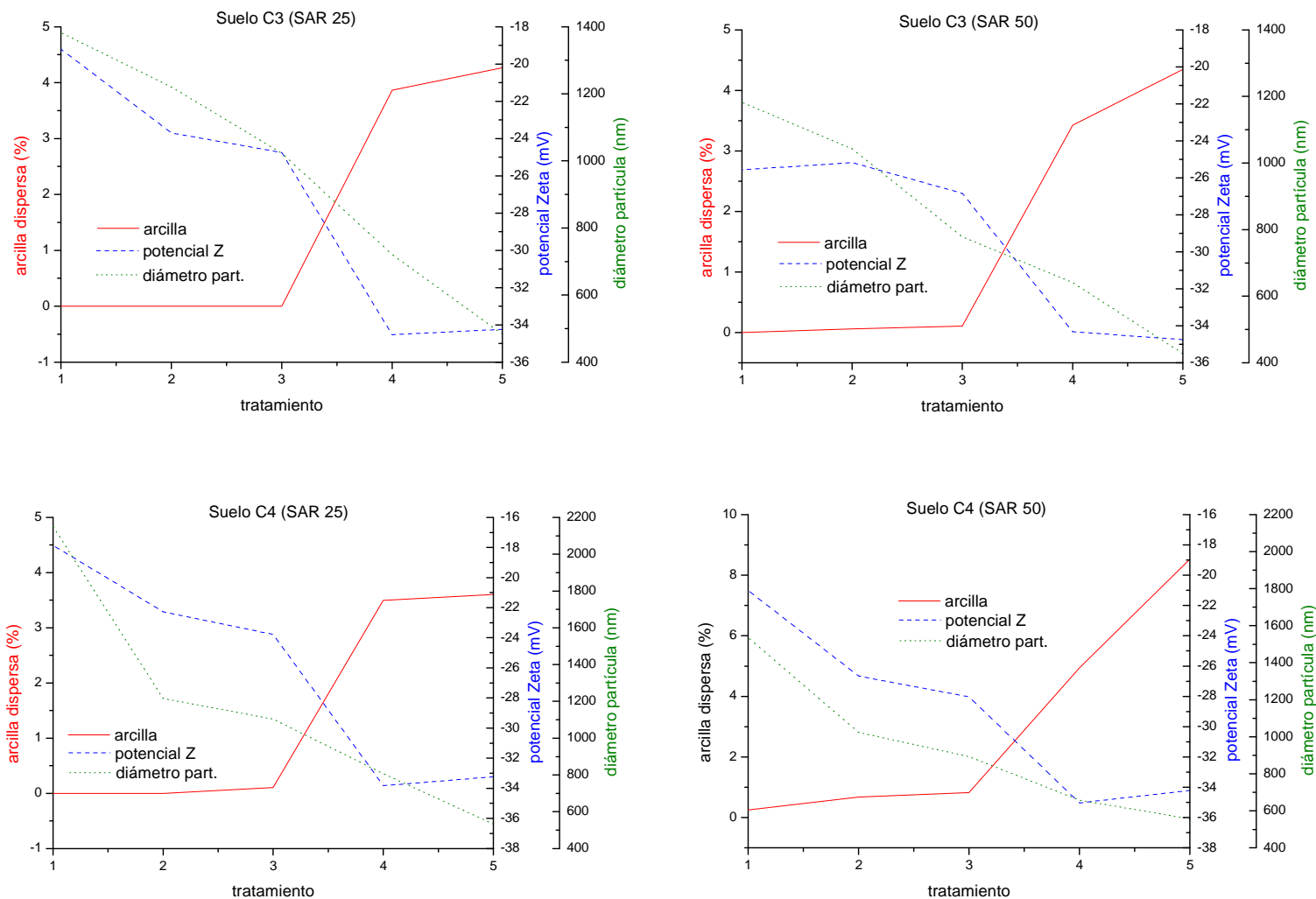


Figura 34 (Cont.). Valores medios de la arcilla dispersa, potencial Z y diámetro de partícula en función del número de tratamiento (1 = 70, 2 = 30, 3 = 15, 4 = 5 y 5 = 1 mM de concentración salina), por suelo y valor de SAR.

VII.4.2. ANÁLISIS DE LOS LIXIVIADOS. CURVAS DE DESORCIÓN

El procedimiento seguido para la saturación de las muestras con la disolución más concentrada (1 M) al SAR apropiado y el análisis de los lixiviados se detalla en el capítulo VII.3.2.1 de Material y Métodos.

En la Tabla 12 (Anexo 6.1) se resumen los valores medios de los cationes y aniones solubles (potasio, magnesio, sulfatos), así como porcentajes de los cationes lixiviados en cada volumen de poro respecto al total, y pH determinados en los lixiviados por muestra y valores de SAR.

La Figura 35 muestra las curvas de ruptura de magnesio (Mg) y potasio (K) (correspondientes a los valores medios) por suelo y tratamiento en función del número de volúmenes de poro (VP). En las Figuras 36 y 37 se comparan estos valores para el conjunto de los suelos naturales y cultivados. En la Figura 38 se comparan los contenidos totales de K y Mg determinados en los lixiviados (expresados en meq/100g), con los correspondientes valores de cationes cambiabiles (extraídos con NH_4Ac) de cada suelo.

Las curvas de ruptura presentaron dos tipos de comportamiento diferenciado:

- a) Las concentraciones disminuyen rápidamente en los primeros VP (generalmente los dos o tres primeros), para luego decrecer más progresivamente a valores estacionarios.
- b) Se produce un incremento de las concentraciones en las disoluciones efluentes después del primer VP, siendo la disminución posterior mucho más lenta que en el primer caso.

El incremento que se produce después del primer VP puede atribuirse al efecto de las reacciones de intercambio catiónico entre los cationes de la disolución influente y los del suelo (Jalali *et al.*, 2008). Las curvas de ruptura del potasio presentaron siempre un comportamiento del tipo (b), mientras que las del magnesio generalmente responden a un tipo (a), como se aprecia en la Figura 35. Estas tendencias también son patentes al representar las curvas de las sumas acumuladas de las concentraciones de estos cationes (Figura 39).

Considerando que la etapa de lixiviación con las disoluciones concentradas se inicia sobre el suelo previamente saturado en las mismas, durante el primer VP es de esperar que se desplacen tanto los cationes solubles originales como los desplazados por sodio (Na) y calcio (Ca) a través de los macro y mesoporos. Este efecto se observó en el caso del Mg. El hecho de que no se observara con el K puede deberse a que el Mg presenta concentraciones mucho mayores tanto en la disolución del suelo como en forma cambiabiles, por lo que las reacciones de intercambio que se producen durante la lixiviación pueden quedar enmascaradas por las elevadas concentraciones en los primeros VP. El porcentaje de Mg lixiviado en el primer VP respecto al total osciló entre 32 (muestra C12_{P-1}, SAR 25) y 85 % (C3_{P-4}, SAR 25) (Tabla 12, Anexo 6.1).

Por otra parte, en los suelos naturales estudiados, se ha descrito una elevada selectividad del potasio respecto al Ca y Mg, observable tanto en materiales alofánicos como en la haloisita de alta carga (Delvaux *et al.*, 1989a,b; Espino-Mesa y Hernández-Moreno, 1994). Esta selectividad puede explicar que las cantidades desplazadas sean en general inferiores al K extraído con NH₄Ac (Figura 37). Así, la cantidad lixiviada varió entre el 30 (N1_{P1}, SAR 100) y el 93 % (C1_P, SAR 50) del K intercambiable por amonio, tras el paso de alrededor de 6 a 10 VP a través de las columnas.

En los *suelos cultivados* C2, C3 y C4, la concentración total de Mg fue superior en el tratamiento de SAR 25 respecto al de SAR 50, lo que estaría conforme con el mayor contenido en el catión divalente Ca de la disolución de SAR 25. La diferencia fue más notable en el primer VP. En el suelo C1 sin embargo ocurrió lo contrario.

En los *suelos naturales* no hubo una diferencia importante en la cantidad total de Mg lixiviado entre los dos valores de SAR estudiados (50 y 100), aunque en el suelo menos ándico (N4) la concentración de Mg en el primer VP fue significativamente superior en el tratamiento menos sódico (Figura 38).

La concentración total de K fue como era de esperar más elevada en el tratamiento más sódico (mayor cantidad del catión monovalente Na y menor cantidad de Ca) en el caso de los suelos C1, C3 y C4, mientras que en el resto de los suelos las diferencias no fueron significativas.

En el suelo C11_P, la curva de ruptura del K presenta una liberación más progresiva, lo que puede deberse a que se trata de un suelo más homogéneo y por tanto mantiene una mayor difusión en los agregados (Figura 36a).

La cantidad de SO₄ lixiviado osciló entre 6,9 (C11_P, SAR 25) y 41,4 meq·L⁻¹ (C2_P, SAR 25) para los suelos cultivados, y entre 0,7 (N1_{P1}, SAR 50) y 14,6 meq·L⁻¹ (N2_P, SAR 50) para los suelos naturales. En los suelos cultivados la mayor parte del SO₄ (más del 50 % del total) se lixivió en los dos primeros VP, mientras que en el caso de los suelos naturales la concentración disminuyó progresivamente (50-70 % del total en los primeros 4 VP) (Tabla 12, Anexo 6.1).

La cinética de liberación del K y Mg se ha determinado ajustando las curvas de ruptura acumuladas mediante la siguiente ecuación (Jalali, 2011):

$$\ln q_{VP} = a + b \cdot \ln VP \quad [\text{Ec. 9}]$$

donde

q_{VP} es la cantidad de K o Mg (en meq/100g) acumulada en el volumen de poro, VP
“a” y “b” son constantes.

En la Tabla 6 se recogen los valores de las constantes “a” y “b” por suelo y tratamiento. El coeficiente “b” indica el índice o ratio de liberación del K o Mg, mientras que el parámetro “a” es la intercepción de la regresión lineal entre las log-variables, y refleja la cantidad de K o Mg lavados en la fase inicial de exposición a la disolución de lavado.

El modelo describió adecuadamente las curvas acumuladas del K ($R^2 > 0,940$), con excepción de los suelos C1 y N2 ($R^2 < 0,882$), mientras que en el caso del Mg el ajuste fue peor (Tabla 7). En el caso del Mg, el parámetro “b” fue inferior a 1 en todos los suelos, indicando que el ratio de lavado del Mg fue decreciendo con los volúmenes de poro, y aumentó con el valor del SAR (excepto en el suelo N1_{P2}). Para el K, este parámetro fue también inferior a 1, salvo en los suelos N1_{P1} y N1_{P2} (SAR 100) y C11_P y C12_P (SAR 25) y no se observó una tendencia generalizada en función del valor del SAR (aumentó en los suelos naturales y disminuyó en los suelos cultivados con el SAR).

Tabla 7. Parámetros de ajuste y coeficiente de correlación (R^2) de la curva de ruptura del K y Mg por suelo y tratamiento.

Suelo	SAR	K			Mg		
		b	a	R^2	b	a	R^2
N1 _{P1}	50	0,978	-5,269	0,996	0,169	-0,790	0,720
	100	1,034	-5,259	0,997	0,314	-1,078	0,844
N1 _{P2}	50	0,972	-5,504	0,999	0,419	-3,002	0,912
	100	1,032	-5,519	0,999	0,360	-2,753	0,924
N2 _P	50	0,777	-2,744	0,821	0,300	0,299	0,618
	100	1,127	-3,005	0,882	0,564	0,153	0,702
N4 _P	50	0,763	-0,988	0,959	0,194	1,088	0,681
	100	0,902	-1,328	0,992	0,555	0,469	0,926
C1 _P	25	0,778	-0,375	0,822	0,189	1,744	0,791
	50	0,651	-0,0049	0,866	0,249	1,867	0,748
C2 _P	25	0,719	-0,890	0,943	0,130	2,225	0,951
	50	0,686	-0,831	0,946	0,259	1,189	0,800
C3 _P	25	0,738	-0,582	0,964	0,0087	2,658	0,981
	50	0,643	-0,183	0,964	0,344	1,616	0,895
C4 _P	25	0,765	-1,148	0,979	0,208	2,203	0,946
	50	0,678	-0,821	0,978	0,380	1,735	0,915
C11 _P	25	1,165	-2,741	0,972	0,426	1,847	0,796
C12 _P	25	1,033	-0,121	0,980	0,569	1,325	0,927

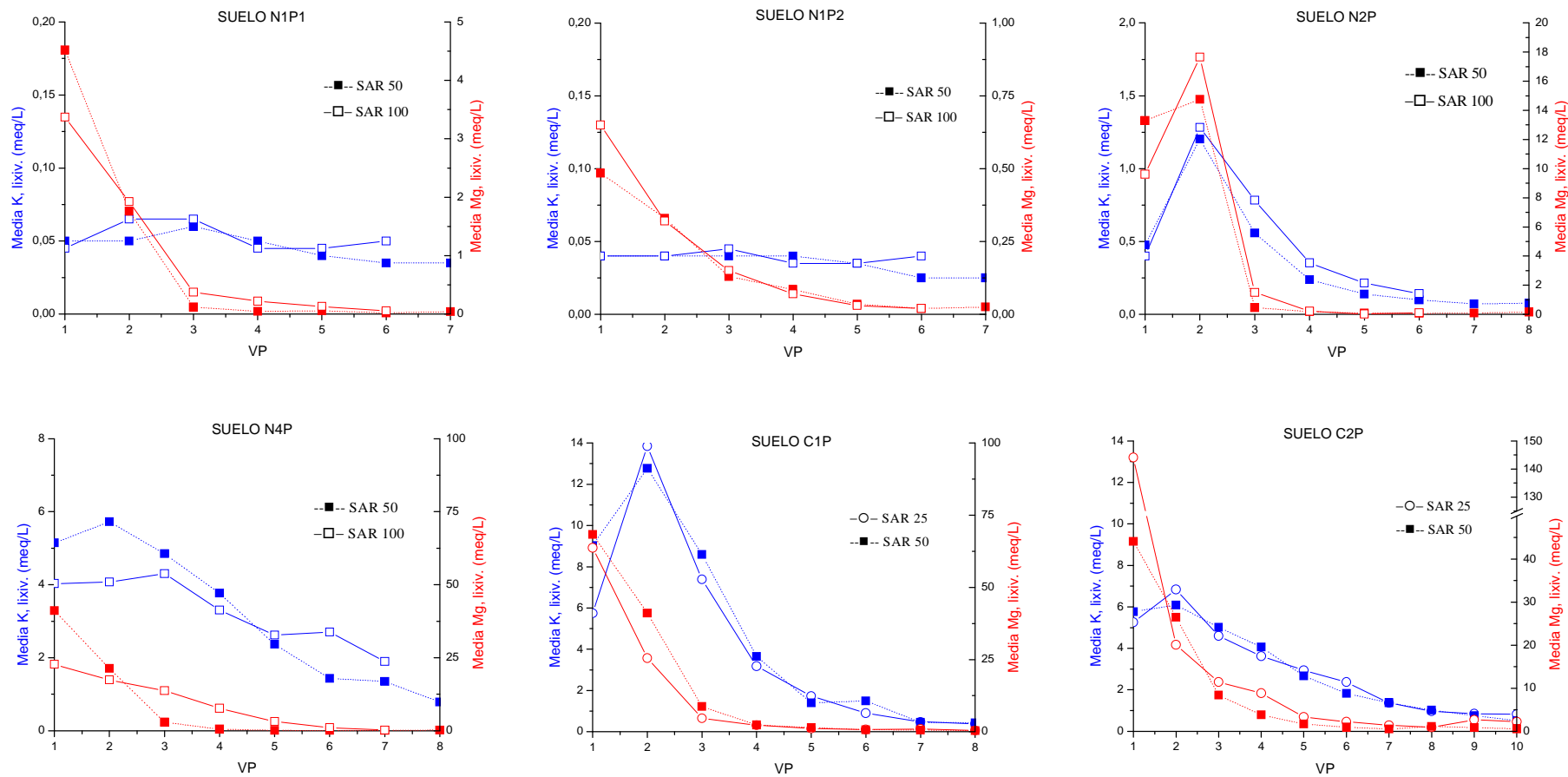


Figura 35. Valores medios de potasio (en azul) y de magnesio (en rojo) determinado en los lixiviados, expresado en $\text{meq}\cdot\text{L}^{-1}$, por suelo y número de volumen de poro, en función de los valores de SAR.

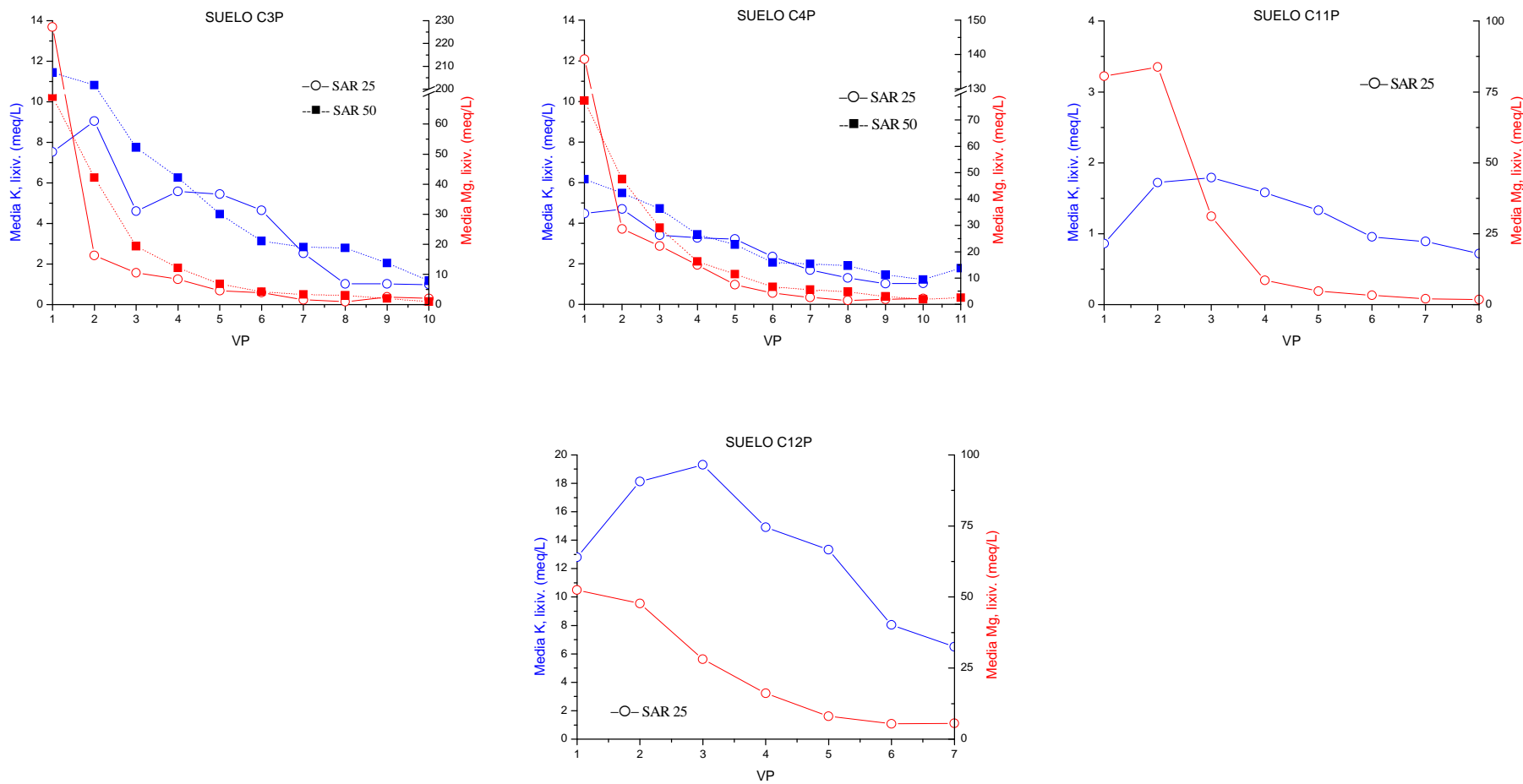


Figura 35 (Cont.). Valores medios de potasio (en azul) y de magnesio (en rojo) determinados en los lixiviados, expresado en $\text{meq}\cdot\text{L}^{-1}$, por suelo y número de volumen de poro (VP), en función de los valores de SAR.

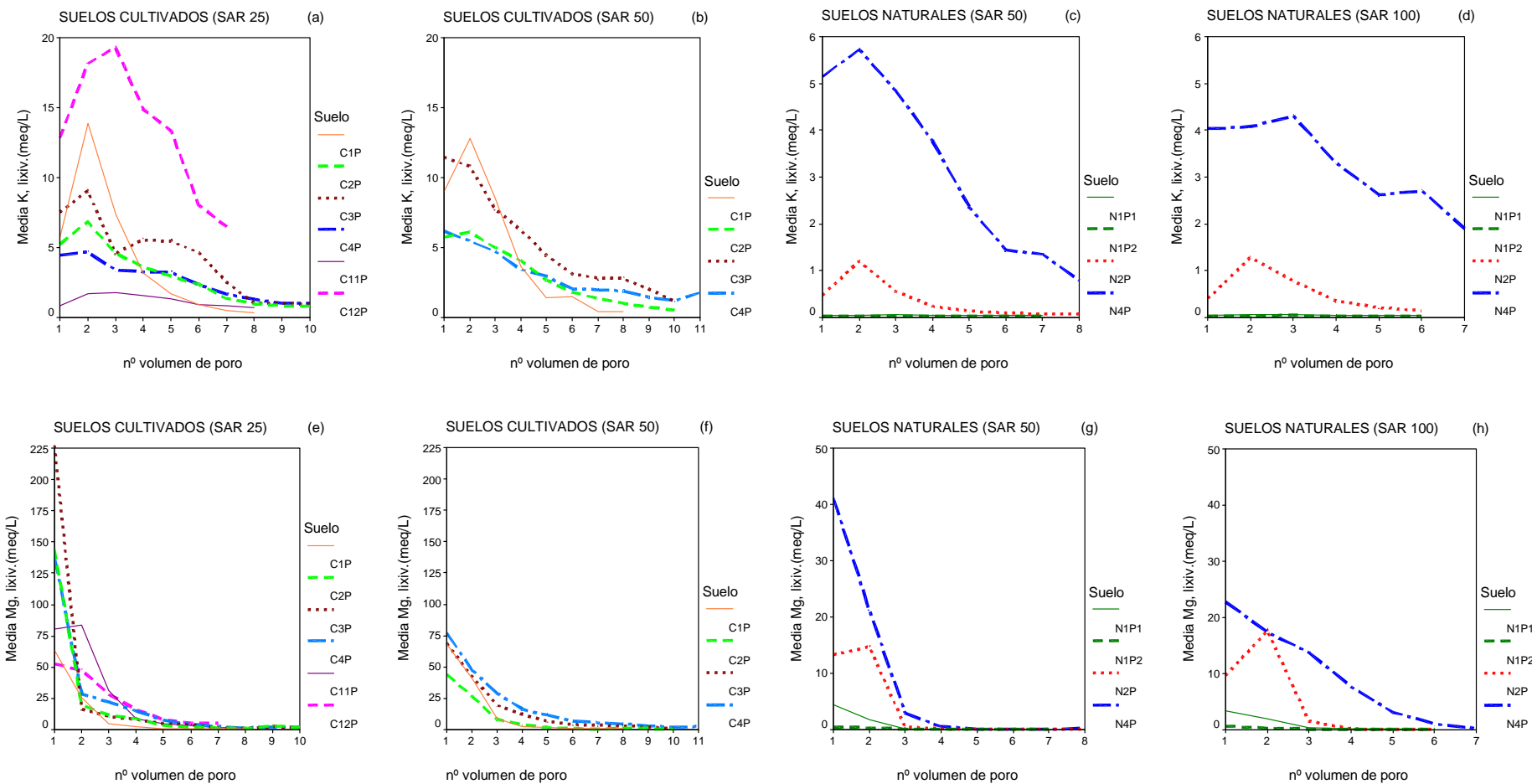


Figura 36. Valores medios de potasio para los suelos (a) y (b) cultivados y (c) y (d) naturales, y valores medios de magnesio para los suelos (e) y (f) cultivados y (g) y (h) naturales, determinados en los lixiviados y expresados en $\text{meq}\cdot\text{L}^{-1}$, por tratamiento y número de volumen de poro.

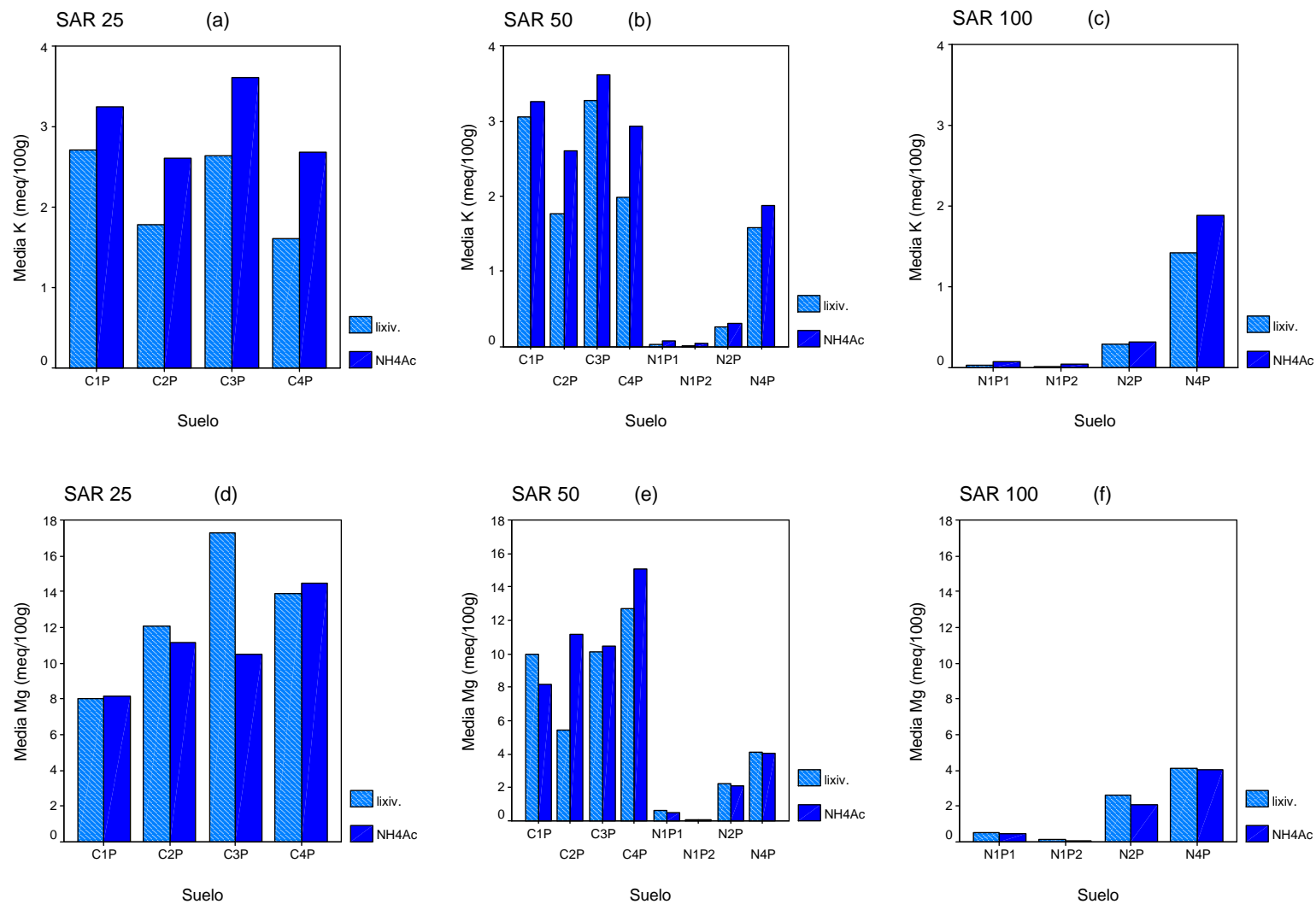


Figura 37. Comparación entre los contenidos en (a), (b) y (c) potasio cambiante (extraído con NH₄Ac) y potasio total determinado en los lixiviados, y en (d), (e) y (f) magnesio cambiante (extraído con NH₄Ac) y magnesio determinado en los lixiviados, expresados en meq/100g, por suelo y valor de SAR.

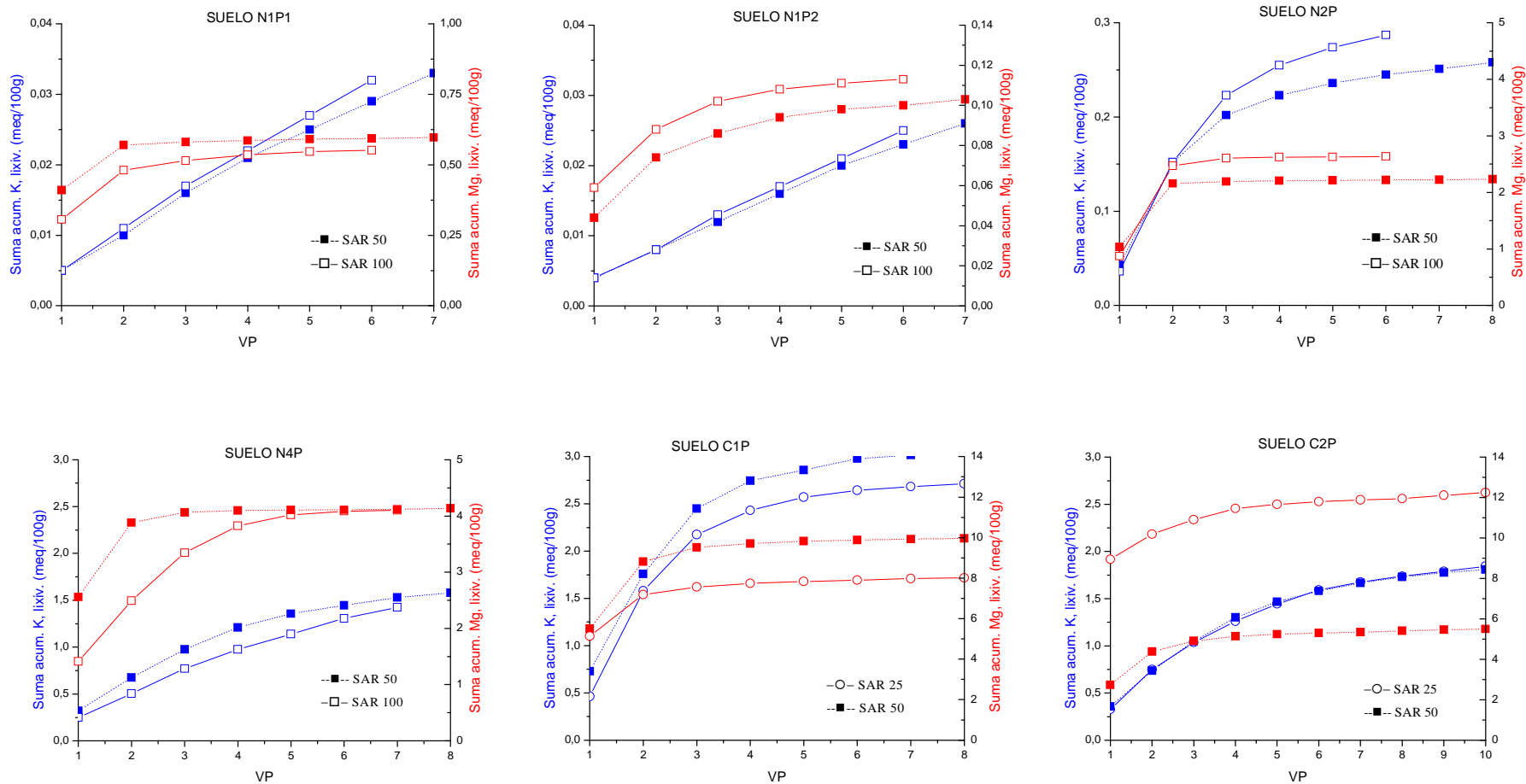


Figura 38. Suma acumulada de potasio (en azul) y de magnesio (en rojo) determinados en los lixiviados, expresados en meq/100g, por suelo y número de volumen de poro (VP), en función de los valores de SAR.

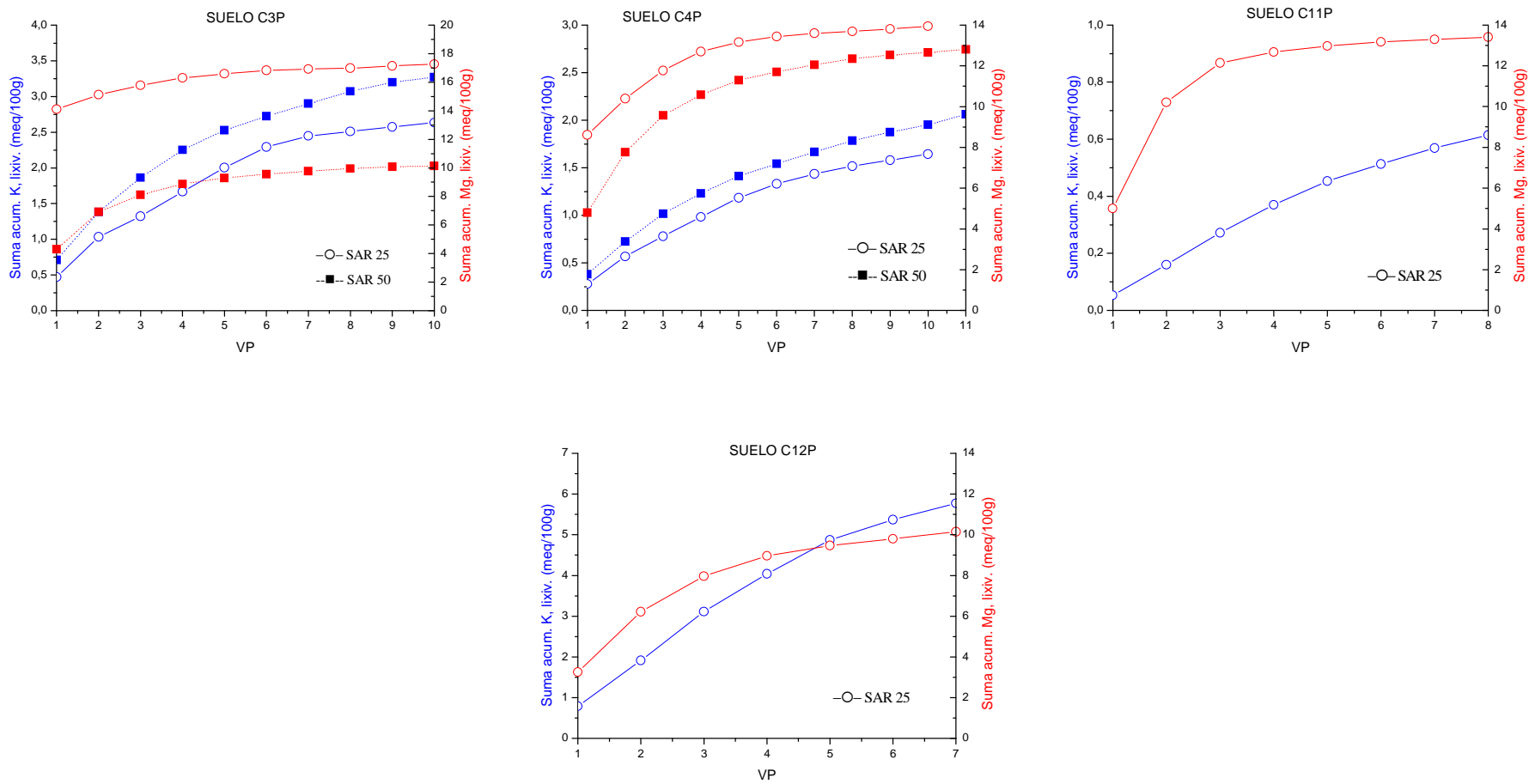


Figura 38 (Cont.). Suma acumulada de potasio (en azul) y de magnesio (en rojo) determinados en los lixiviados, expresados en meq/100g, por suelo y número de volumen de poro (VP), en función de los valores de SAR.

VII.5. DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES

Dada la extensión de este capítulo, se ha considerado oportuno resumir en este apartado los principales resultados y conclusiones obtenidos. Para la interpretación y discusión de los resultados de todo este capítulo, nos centraremos en los siguientes aspectos que tratan la estabilidad de la estructura frente a la sodificación ya revisados anteriormente: (i) Hinchamiento y desfloculación en la masa del suelo y (ii) Estabilización por los oxi-hidróxidos y/o materiales amorfos.

(i) De acuerdo con la revisión bibliográfica sobre el tema (Quirk, 2001), recordemos que la concentración umbral C_{TH} estaría relacionada con el primer efecto discernible sobre la estructura, y la C_{TU} con el desmantelamiento de la misma. Los siguientes mecanismos implicados pueden ser:

- *Hinchamiento*. Resultaría en un bloqueo total o parcial de los grandes poros conductores, con el consiguiente descenso de la permeabilidad.
- *Destrucción parcial o total de los agregados*, como resultado del hinchamiento diferencial en la masa del suelo. Agentes como la materia orgánica o los sesquióxidos pueden prevenir este efecto.
- *Desfloculación*. Cuando la separación de las láminas en los minerales de arcilla durante el proceso de hinchamiento llega a un punto tal que las fuerzas atractivas no son capaces de oponerse a las repulsivas.

(ii) Los procesos anteriores pueden estar muy condicionados por la presencia de sesquióxidos y/o materiales amorfos que promueven una agregación estable. Los mecanismos involucrados no se conocen con precisión y muchos estudios se han centrado en la interacción de componentes sintéticos. Se acepta que la causa general de la estabilización de agregados se debe a la neutralización de cargas entre los filosilicatos y los componentes de carga variable. El efecto queda ilustrado por los trabajos ya clásicos sobre la influencia del pH en la estabilidad de las suspensiones en suelos de carga variable y sistemas sintéticos (El-Swaify, Emerson). A nivel microscópico se ha propuesto la existencia de revestimientos o precipitados superficiales de oxi-hidróxidos que interaccionarían con dominios de filosilicatos. Estudios recientes (West *et al.*, 2004) muestran las diferencias de asociación entre la ferrihidrita por una parte y la caolinita o haloisita. En el caso de esta última, existe una mayor agregación por asociación con partículas finas de ferrihidrita frente a mayores masas de los óxidos en el caso de la caolinita. Estas interacciones reducirían el efecto de la sodificación a través de fenómenos de doble capa eléctrica y cementación por parte de los óxidos.

Los resultados obtenidos muestran una elevada estabilidad estructural frente a la sodificación, si bien se puede distinguir el comportamiento entre los suelos naturales y cultivados. Los primeros manifiestan una insensibilidad extrema a la sodificación. En este grupo puede incluirse el suelo

cultivado C1, con un contenido en $(Al_o + \frac{1}{2} \cdot Fe_o)$ muy superior a 2 % y asimismo un contenido muy elevado en Fe libre (Fe_d).

Los suelos cultivados presentan ya una cierta susceptibilidad al deterioro de la estructura con la sodificación, en términos de C_{TH} y C_{TU} . En estos suelos, el aumento de mesoporos a expensas de los macroporos al aumentar el SAR, así como la retracción observada en las curvas de succión, confirman que la reducción de permeabilidad es atribuible a los fenómenos de hinchamiento. La disminución de la etapa de retracción estructural al pasar de SAR 25 a 50 en estos suelos sugiere una destrucción parcial de los agregados a concentración de 1 mM, que explica los mayores valores de C_{TU} a SAR 50. El hecho de que la concentración umbral para la dispersión mecánica coincidiera en general con C_{TU} (dispersión espontánea) refleja la estabilidad de los suelos.

La elevada estabilidad estructural del suelo natural N4 frente a sus homólogos cultivados, con contenidos de $(Al_o + \frac{1}{2} \cdot Fe_o)$ y Fe_d similares, puede atribuirse a las prácticas de manejo. Como se expuso en la revisión bibliográfica correspondiente a este capítulo, la elevada estabilidad estructural de los suelos alofánicos y/o ricos en sesquióxidos puede perderse en mayor o menor grado por aquellas prácticas de cultivo que conduzcan a un aumento de la carga negativa de los suelos, fundamentalmente por elevación del pH (encalado, riego) y adsorción selectiva de aniones sobre los componentes de carga variable (fosfato, enmiendas de yeso, materia orgánica). En nuestro estudio, los suelos sorribados presentaban inicialmente un pH inferior a la neutralidad. En el seguimiento de las fincas se observó un aumento más o menos gradual del pH y de la capacidad de intercambio catiónico, alcanzándose valores muy elevados de fosfato Olsen y sulfato específicamente adsorbido. Todo ello ha podido contribuir a una disminución de la estabilidad estructural observada en estas experiencias de laboratorio (potencial) y que, como ya se expuso en el capítulo anterior, se ha manifestado también en campo.

CAPÍTULO VIII.

CONCLUSIONES FINALES

Las principales conclusiones obtenidas de este estudio, que han sido desarrolladas con mayor amplitud en los diferentes capítulos, se sintetizan a continuación.

- ***Dispersión de arcillas***

Las dificultades de dispersión no sólo aparecen en los suelos alofánicos, sino también en aquellos asociados a características aluandicas y contenidos elevados en oxihidróxidos de Fe y Al.

La dispersión de arcillas con resinas de intercambio catiónico fue especialmente eficaz en los suelos con mayor carácter ándico. La diferencia con respecto al método convencional de dispersión fue significativa a partir de valores de Al_0 mayores de 2 %.

La relación “retención de agua a 1.500 kPa/ contenido en arcilla”, o índice de dispersión, también resultó útil para comprobar la eficacia de la dispersión, atribuyéndose los altos valores del mismo al efecto combinado de una elevada capacidad de retención de agua e importante agregación característica de los suelos más ándicos.

Las funciones de edafotransferencia para la estimación de propiedades físicas del suelo basadas en su textura no son aplicables en los tipos de suelos estudiados, por lo que deben ser calibradas para mejorar su capacidad predictiva.

- ***Retención de agua***

A diferencia de otros Órdenes de suelos representativos de suelos ricos en sesquióxidos, el Orden Andisol puede presentar gran variabilidad de tipos de curvas características. Este hecho, que también se ha observado en los suelos de este estudio, puede atribuirse a la gran sensibilidad del sistema poral de los Andisoles al estrés hídrico y mecánico.

Se identificaron cuatro tipos distintos de curvas de retención de agua, mostrando un comportamiento arenoso a bajas succiones a la vez que una elevada capacidad de retención de agua a altas succiones. Los parámetros de van Genuchten y los “factores de forma” derivados ayudaron a diferenciar estas curvas e identificar los principales rangos de distribución de tamaños de poros.

Las cantidades de agua cedida a bajas succiones, asociadas a macro y mesoporos, se relacionaron positivamente con el contenido en Al_0 .

Los parámetros S e IRI derivados de las curvas de succión, se relacionaron positivamente con el carácter ándico y con otras propiedades de los suelos.

- ***Retracción***

El método de preparación de las muestras de suelo tiene una gran influencia en la magnitud y parámetros de retracción, lo que explica los resultados contradictorios que aparecen en la bibliografía

sobre la capacidad de retracción de los Andosoles. Las muestras inalteradas de suelo se muestran relativamente rígidas durante su desecación, especialmente hasta capacidad de campo (33 kPa), mientras que las muestras alteradas presentan una retracción importante, destacando la presencia de una zona de “pseudo-saturación”, que cuestiona el significado convencional del límite de retracción aplicado a estos suelos. No obstante, los Andosoles estudiados presentaron tasas de retracción muy por debajo de las características de suelos alofánicos de climas muy húmedos, lo que se ha atribuido a la influencia de una estación seca, que ha favorecido los procesos de agregación (irreversibilidad de los cambios de volumen al secarse).

En los suelos ándicos, siempre aparece una etapa de retracción estructural, a pesar de la remoción del suelo, lo cual es consistente con el tipo de curvas características que presentan estos suelos.

El método de ajuste de Peng presentó problemas de ajuste en algunas curvas y en particular en algunas curvas de los suelos naturales (con tramo de pseudo-saturación) y aquellas que carecen de una forma sigmoideal bien definida.

Las curvas de retracción suministran una información valiosa para la interpretación de las curvas de succión en términos de porosidades.

- *Permeabilidad*

Los rangos de conductividad hidráulica saturada (K_s) son significativamente más elevados de lo que les corresponde por su textura aparente y real. No se han encontrado casos de K_s “muy baja” en muestras cuyas curvas de succión presentan el máximo de densidad de poros a potenciales cercanos a saturación.

A contenidos de materiales amorfos equivalentes a $Al_0 \leq 3\%$, la interacción entre salinidad y cationes de cambio puede conducir a una reducción muy importante de la conductividad hidráulica saturada, lo que sugiere que el efecto agregante de los materiales ándicos no puede contrarrestar el deterioro estructural ocasionado por los minerales de arcilla.

Sería deseable el estudio de otros factores que pueden contribuir a la complejidad de estas interacciones, como la sorción específica de sulfato y fosfato, que puede influir negativamente en la estabilidad estructural de estos suelos.

- *Efecto de las condiciones de sodicidad/salinidad*

Los Andisoles se han mostrado insensibles a la sodicidad. Los suelos ándicos se vieron afectados por la sodicidad, aunque se mostraron más estables que otros tipos de suelos de textura similar.

La mayor estabilidad del suelo ándico natural frente a sus homólogos cultivados podría explicarse por los efectos negativos de la adsorción específica de aniones (fertilización fosfatada, enmiendas de yeso) en la estabilidad estructural, descrita en estos tipos de suelos. Este resultado pone en evidencia la necesidad de revisar las prácticas de manejo, como la adición de yeso en estos tipos de suelos

El aumento del hinchamiento en los suelos tratados ha podido contribuir a la reducción de permeabilidad hasta la concentración de turbidez (C_{TU}).

Las diferencias obtenidas entre las concentraciones de turbidez y de floculación y su evolución con los tratamientos ilustran la interpretación errónea generalizada de que la concentración requerida para mantener estable la permeabilidad es la misma que la que se requiere para flocular una suspensión dispersa de suelo, y ello tiene implicaciones importantes a la hora de evaluar la calidad de las aguas de riego.

Los andosoles y suelos ándicos canarios presentan propiedades físicas que difieren de las de sus homólogos de climas muy húmedos, entre las que destacamos:

- Los menores valores de retención de agua relativos a los contenidos de materiales amorfos
- La forma de la curva característica de retención de agua, con ciertas semejanzas a las de los suelos ricos en óxidos cristalinos
- La presencia de una etapa de retracción estructural estable.

Estas diferencias se han atribuido a la presencia de ciclos de humectación-deseccación, favorecidos por el clima de las islas.

Finalmente, destacamos que los resultados obtenidos en este estudio contribuyen a explicar el especial comportamiento físico de los suelos volcánicos cultivados de las Islas Canarias. Se ha puesto de manifiesto la importancia que tiene el carácter ándico sobre las propiedades físicas del suelo y su manejo, en definitiva su fertilidad física, y la conveniencia de incluir las propiedades ándicas o indicadoras de las mismas, en los análisis de rutina y en los sistemas de capacidad de uso y aprovechamiento del suelo.

Asimismo se desprende la necesidad de estudiar el efecto de las propiedades ándicas residuales en las propiedades físicas de los suelos, así como estudiar conjuntamente las propiedades químicas, mineralógicas y físicas en relación con la calidad física en estos suelos volcánicos cultivados.

CAPÍTULO IX.
BIBLIOGRAFÍA

Acevedo-Sandoval, O., Ortiz-Hernández, E., Cruz-Sánchez, M. y Cruz-Chávez, E. 2004. El papel de óxidos de hierro en suelos. *Terra*, 22 (4): 485-497.

Abder-Rahman, W. y Rowell, D.L. 1979. The influence of Mg in saline and sodic soils: A specific effect or a problem of cation exchange: *Journal of Soil Science*, 30: 535-546.

Abrol, I. P. y Palta, J.P. 1968. Bulk density determination of soil clods using rubber solution as a coating material. *Soil Science*, 106: 465-468.

Abu-Sharar, T.M., Bingham, F.T. y Rhoades, J.D. 1987. Stability of soil aggregates as affected by electrolyte concentration and composition. *Soil Science Society of America Journal*, 51: 309-314.

AFNOR. 1987. Qualité des sols méthodes analyses. Norma X31-107. AFNOR ed. Analyse granulométrique par sédimentation.

Ahmed, S., Swindale, L.D. y El-Swaify, S.A. 1969. Effects of adsorbed cations on physical properties of tropical red earths and tropical black earths. I. Plastic limit, percentage stable aggregates, and hydraulic conductivity. *Journal of Soil Science*, 20: 255-268.

Ahuja, L.R., Cassel, D.K., Bruce, R.R. y Barnes, B.B. 1989. Evaluation of spatial distribution of hydraulic conductivity using effective porosity data. *Soil Science*, 148: 404-411.

Ahuja, L.R., Naney, J.W. y Williams, R.D. 1985. Estimating soil water characteristics from simpler soil properties or limited data. *Soil Science Society of America Journal*, 49: 1100-1105.

Akaike, H. 1974. A new look at the statistical-model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, 19: 667-673.

Alexander, L.R. y Skaggs, R.W. 1986. Predicting unsaturated hydraulic conductivity from soil water characteristics. *Transactions ASAE*, 29: 176-184.

Alperovitch, N., Shainberg, I., Keren, R. y Singer, M.J. 1985. Effect of clay mineralogy and Al and Fe oxides on the hydraulic conductivity of clay-sand mixtures: *Clays & Clay Minerals*, 33: 443-450.

Allbrook, R.F. 1992. Shrinkage of some New Zealand soils and its implication for soil physics. *Australian Journal Soil Research*, 31: 111-118.

Alloza-Moreno, A.M. 1985. Estudio de las arcillas cerámicas de la Isla de Tenerife. Tesis Doctoral. Dpto. de Química y Física. Universidad de La Laguna.

Anderson, M.A. y Bertsch, P.M. 1993. Electrophoretic mobility and particle size of clays using laser Doppler velocimetry-photon correlation spectroscopy. *Soil Science Society of America Journal*, 57: 1641-1643.

Andrade, R.S. y Stone, L.F. 2009. O índice S como indicador da qualidade física de solos do Cerrado brasileiro. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 13: 382-388.

Archer, J.R. y Smith, P.D. 1972. The relation between bulk density, available water capacity, and air capacity of soils. *Journal of Soil Science*, 34: 475-480.

Armas-Espinel, S., Hernández-Moreno, J.M. y Regalado, C. 2002. Disaggregation and clay dispersion by Ion Exchange Resins in Andisols and andic soils from Tenerife. En: Acta de: COST Action 622. Soil resources of european volcanic systems – International workshop on volcanic soils. Budapest. Hungría, pp. 31.

Armas-Espinel, S., Hernández-Moreno, J.M., Muñoz-Carpena, R., Regalado, C.M. 2003. Physical properties of volcanic clayey soils in relation to diagnostic Andic parameters. *Geoderma*, 117 (3-4): 297-311.

Asgarzadeh, H., Mosaddeghi, M.R., Mahboubi, A.A., Nosrati, A. y Dexter, A.R. 2010. Soil water availability for plants as quantified by conventional available water, least limiting water range and integral water capacity. *Plant Soil*, 335: 229-244.

Avila-Segura, M. 1999. Techniques for evaluating changes in chemical and mineralogical properties of acidified soils. MsC Thesis, University of Wisconsin-Madison.

Awiti, A., Walsh, M. y Shepherd, K. 2005. The effects of land use and land cover change on soil functional capacity: Patterns, process and implications. Conference on International Agricultural Research for development. 11-13 October. Stuttgart. Hohenheim.

Aydin, M., Yano, T. y Kilic, S. 2004. Dependence of Zeta Potential and Soil Hydraulic Conductivity on Adsorbed Cation and Aqueous Phase Properties. *Soil Science Society of America Journal*, 68: 450-459.

Bagarello, Iovino, V.M., Palazzolo, E., Panno, M., y Reynolds, W.D. 2006. Field and laboratory approaches for determining sodicity effects on saturated soil hydraulic conductivity. *Geoderma*, 130: 1-13.

Basile A. y Coppola A. 2004. Effects of drying on volcanic soil degradation: Practical implication on hydrological behaviour. *En: Oskarsson, H., Arnalds, O. (eds.). Volcanic Soil Resources in Europe, COST Action final meeting, RALA Report no 214, 53-54.*

Basile, A., Coppola, A., de Mascellis, R., Mele, G. y Terribile, F. 2007. A comparative analysis of the pore system in volcanic soils by means of water-retention measurements and image analysis. *En: Soils of volcanic regions of Europe. Arnalds, O., Bartoli, F., Buurman, P., Garcia-Rodeja, E., Oskarsson, H. y Stoops, G. (eds.), Springer Verlag, pp. 493-513.*

Barlow, K. y Nash, D. 2002. Investigating structural stability using the soil water characteristic curve. *Australian Journal of Experimental Agriculture*, 42: 291-296

Barrera N., Muñoz, J., Colmenares, J. y Donado, L.D. 2003. Análisis de la influencia de la distribución de tamaño de partículas en la conductividad hidráulica de arenas limpias. XI jornadas geotécnicas de la ingeniería en Colombia y V Foro de Geotecnia de la Sabana de Bogotá. Octubre. Bogotá, Colombia.

Bartoli, F. y Burtin, G. 2007. Organo-mineral clay and physical properties in COST 622 European volcanic soils. *En: Soils of volcanic regions of Europe. Arnalds, O., Bartoli, F., Buurman, P., Garcia-Rodeja, E., Oskarsson, H. and Stoops, G. (eds.), Springer Verlag, pp. 469-491.*

Bartoli, F., Burtin, G. y Guerif, J. 1992. Influence of organic matter on aggregation in Oxisols rich in gibbsite or in goethite. II. Clay dispersion, aggregate strength and water-stability. *Geoderma*, 54: 259-274.

Bartoli, F., Burtin, G. y Herbillion, A.J. 1991. Disaggregation and clay dispersion of Oxisols: Na-resin, a recommended methodology. *Geoderma*, 49: 301-317.

Bartoli, F., Burtin, G., Philippp, R., Schouller, E., Tekely, P., Hernández-Moreno, J. y Delvaux, B. 1998. Physical properties of volcanic soils: the poorly-ordered Al-Si mineral effect. 16th World Congress of Soil Science, August 1998, Montpellier, France, Symposium No 4.

Bartoli, F. y Philippp, R. 1990. Al-organic matter associations as cementing substances of ochreous brown soil aggregates: Preliminary examination. *Soil Science*, 150 (4): 745-751.

Bartoli, F., Philippp, R. y Burtin, G. 1988. Aggregation in soils with small amounts of swelling clays. Aggregate stability. *Journal Soil Science*, 39: 593-616.

Bartoli, F., Regalado, C.M., Basile, A., Buurman, P. y Coppola, A. 2007. Physical properties in European volcanic soils: a synthesis and recent developments. *En: Soils of volcanic regions of Europe. Arnalds, O., Bartoli, F., Buurman, P., Garcia-Rodeja, E., Oskarsson, H. and Stoops, G. (eds.), Springer Verlag, pp. 515-537.*

Black, C.A., Evans, D.D., White, J.L., Ensminger, E. y Clark, F.E. (eds.). 1965. Methods of soil analysis. Part. 2. Agronomy series no 9. American Society of Agronomy, Madison, Inc., USA.

Blake, G.R. y Hartge, K.H. 1986. Bulk Density. *En: Methods of Soil Analysis: Physical and Mineralogical Methods, Klute, A. (ed.). 2nd Edn. American Society of Agronomy, Madison, WI., USA., pp: 363-375.*

- Blakemore, L.C., Searle, P.L. y Daly, B.K. 1987. Methods of chemical analysis of soils. New Zealand Soil Bureau. Lower Hutt, New Zealand. Scientific Report 80, pp. 44-45.
- Blonquist, J.M., Jones, S.B. Lebron, I. y Robinson, D.A. 2006. Microstructural and phase configurational effects determining water content: Dielectric relationships of aggregated porous media. *Water Resource Research*, 42: 1-13.
- Boivin, P., Garnier, P. y Vauclin, M. 2006. Modeling the Soil Shrinkage and Water Retention Curves with the Same Equations. *Soil Science Society of America Journal*, 70: 1082-1093.
- Bonilla, M.C. y Cancino, J. 2001. Soil water content estimation using pedotransfer functions. *Agricultura Técnica*, 61 (3): 326-338.
- Bower, C.A, Reitermeier, F.F. y Fireman, M. 1952. *Exchangeable cation analysis of alkaline and saline soil. Soil Science*, 73: 251-261.
- Bowles, J.E. 1970. Engineering properties of soils and their measurement. McGraw-Hill book Co., pp. 25-31.
- Brasher, B.R., Franzmeir, D.P., Valassis, V. y Davidson, S.E. 1966. Use of Saran resin to coat natural soil clods for bulk density and water retention measurements. *Soil Science*, 101: 108.
- Braudeau, E. y Bruand, A. 1993. Détermination de la courbe de retrait de la phase argileuse a partir de la courbe de retrait établie sur échantillon de sol non remanié. Application à une séquence de sol de Côte-d'Ivoire, C.R. *Academie Science Paris*, 307 (II): 685-692.
- Braudeau, E. 1987. Mesure automatique de la rétraction d'échantillons de sol non remaniés. *Science du sol*, 25 (2): 85-93.
- Braudeau, E. 1988. Equation généralisée des courbes de retrait d'échantillons de sol structurés. C.R. *Academie Science Paris*, 307 (II): 1731-1734.
- Braudeau, E., Costantini, J.M., Bellier, G. y Colleuille, H. 1999. New device and method for soil shrinkage curve measurement and characterization. *Soil Science Society of America Journal*, 63: 525-535.
- Braudeau, E., Frangi, J.P. y Mohtar, R.H. 2004. Characterizing nonrigid aggregated soil-water medium using its shrinkage curve. *Soil Science Society of America Journal*, 68: 359-370.
- Braudeau, E., Sene, M. y Mohtar, R.H. 2005. Hydrostructural characteristics of two African tropical soils. *European Journal Soil Science*, 56: 375-388.
- Bronswijk, H. 1991. Drying, cracking and subsidence of a clay soil in a lysimeter. *Soil Science*, 152: 92-99.
- Browning, G.M. 1939. Volume change of soils in relation to their infiltration rates. *Soil Science Society Proceedings*, 4: 23-27.
- Brooks, R.H. y Corey, A.T.C. 1964. Hydraulic properties of porous media. *En: Hydrology Paper*, 3, Colorado State University, Fort Collins, pp. 27.
- Burdine, N.T. 1953. Relative permeability calculation from pore size distribution data. *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, 198: 71-78.
- Burnham, K.P. y Anderson, D.R. 2002. Model Selection and Multimodel Inference: a practical information-theoretic approach, 2nd edition. Springer-Verlag, New York.
- Burtin, G., Rouiller, J. y Bartoli, F. 1991. Na resin, a recommended methodology for soil dispersion and fractionation. *ISO Soil quality. Subcommittee 5 Physical methods. Working group 6 Particle size distribution*.
- Buurman, P., Nakken, N., Meijer, E.L. y García-Rodeja, E. 2001. Repeated oxalate extraction of European allophanic soils. Abstracts International Workshop Volcanic soils: Properties, processes and Land Use. COST Action 622. Ponta Delgada, Azores. Portugal.

- Buytaert, W., Célleri, R., De Bièvre, B., Cisneros, F., Wyseure, G., Deckers, J. y Hofstede, R. 2006. Human impact on the hydrology of the Andean páramos. *Earth-Science Reviews*, 79: 53-72.
- Buytaert, W., Deckers, J., Dercon, G., De Bièvre, B., Poesen, J. y Govers, G. 2002. Impact of land use changes on the hydrological properties of volcanic ash soils in South Ecuador. *Soil Use and Management*, 18: 94-100.
- Calonego, J.C. y Rosolem, C.A. 2011. Soil water retention and S index alter crop rotation and chilesing. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, 35: 1927-1937.
- Campbell, J.D. 1973. Pore pressures and volume changes in unsaturated soils. Ph.D. thesis, University of Illinois at Urbana, Champaign, Urbana-Champaign, IL, USA.
- Campbell, G.S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data, *Soil Science*, 117: 311-314.
- Campbell, G.S. 1985. *Soil Physics with BASIC: Transport Models for Soil-Plant System*, Elsevier, Amsterdam, p. 150.
- Cameron, K.C., Di, H.J. y Anwar, M.R. 2003. The “critical” ESP value: does it change with land application of dairy factory effluent? *New Zealand Journal of Agricultural Research*, 46: 147-154.
- Cass, A. y Sumner, M.E. 1982a. Soil pore structural stability and irrigation water quality: I. Empirical sodium stability model. *Soil Science Society of America Journal*, 46: 503-506.
- Cass, A. y Sumner, M.E. 1982b. Soil pore structural stability and irrigation water quality: II. Sodium stability data. *Soil Science Society of America Journal*, 46: 507-512.
- Carsel, R.F. y Parrish, R.S. 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resource Research*, 24: 755-769.
- Cavaleri, K.M.V., Silva, A.P., Tormena, C.A., Leao, T.P., Dexter, A.R. y Hakansson, I. 2009. Long-term effects of no-tillage on dynamic soil physical properties in a Rhodic Ferrasol in Parana, Brazil. *Soil and Tillage Research*, 103(1): 158-164.
- Ciollaro, G. y Romano, N. 1995. Spatial variability of the hydraulic properties of a volcanic soil. *Geoderma*, 65: 263-282.
- Chan, K.Y. 1982. Shrinkage Characteristics of Soil Clods from a Grey Clay under Intensive Cultivation. *Australian Journal Soil Resource*, 20: 65-68.
- Chan, D.Y.C., Pashley, R.M. y Quirk, J.P. 1984. Surface potentials derived from co-ion exclusion measurements on homoionic montmorillonite and illite. *Clays Clay Minerals*, 32: 131-138.
- Charman, P.E.V. 1991. Glossary of soil science terms. En: *Soils their properties and management*. Charman, P.E.V., Murphy, B.W. (eds.). Sydney University Press: Sydney, pp. 331-356.
- Chiang, S.C., Radcliffe D.E., Miller, W.P. y Newman, K.D. 1987. Hydraulic conductivity of three southeastern soils as affected sodium, electrolyte concentration, and pH. *Soil Science Society of America Journal*, 51: 1293-1299.
- Childs, C.W. 1985. Towards understanding soil mineralogy. II. Notes on ferrihydrite. Laboratory Report CM7, Soil Bureau, Lower Hutt, New Zealand.
- Childs, C.W., Matsue, N. y Yoshinaga, N. 1991. Ferrihydrite in volcanic ash soils of Japan. *Soil Science and Plant Nutrition*, 37: 299-311.
- Chorom, M.P., Rengasamy, P. y Murray, R.S. 1994. Clay dispersion as influenced by pH and net particle charge of sodic soils. *Australian Journal of Soil Research*, 32: 1243-1252.

Churchman, G.J., Bartoli, F., Burtin, G., Rouiller, J. y Weissmann, D. 1997. Comparison of methods using sodium for the size fractionation of soils. *En: A. R. Mermut; J. K. Tonance, Clays for on Future. Proceedings of the 11th International Clays Conference, June 15-21 1997, Ottawa (Canada).* pp. 331-338.

Churchman, G.J., Skjemstad, J.O. y Oades, J.M. 1993. Influence of clay minerals and organic matter on effects of sodicity on soils. *Australian Journal of Soil Research*, 31: 779-800.

Churchman, G.J. y Tate, K.R. 1987. Stability of aggregates of different size grades in allophonic soils from volcanic ash in New Zealand. *Journal of Soil Science*, 38: 19-27.

Clermont-Dauphin, C., Cabidoche, Y.M. y Meynard, J.M. 2004. Effects of intensive monocropping of bananas on properties of volcanic soils in the uplands of the French West Indies. *Soil Use and Management*, 20: 105-113.

Comegna, A., Coppola, A., Comegna, V., Severino, G. y Sommella, A. 2011. Assessing spatial variability of selected soil hydraulic properties using analysis of internal drainage experiments Geophysical Research Abstracts Vol. 13, EGU2011-8955, 2011. EGU General Assembly 2011.

Coppola, A. 2000. Unimodal and bimodal descriptions of hydraulic properties for aggregated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 64: 1252-1262.

Cornelis, W.M., Khlosi, M., Hartmann, R., van Meirvenne, M. y De Vos, B. 2005. Comparison of Unimodal Analytical Expressions for the Soil-Water Retention Curve. *Soil Science Society of America Journal*, 69: 1902-1911.

Coughlan, K.J., McGarry, D., Loch, R.J., Bridge, B. y Smith, G.D. 1991. The measurement of soil structure - Some practical initiatives. *Australian Journal Soil Research*, 29: 869-89.

Crescimanno, G., Iovino, M. y Provenzano, G. 1995. Influence of salinity and sodicity on soil structural and hydraulic characteristics. *Soil Science Society of America Journal*, 59: 1701-1708.

Crescimanno, G. y Provenzano, G. 1999. Soil shrinkage characteristic curve in clay soils: Measurement and prediction. *Soil Science Society of America Journal*, 63: 25-32.

Curtin, D., Steppuhn, H. y Selles, F. 1994. Clay dispersion in relation to sodicity, electrolyte concentration and mechanical effects. *Soil Science Society of America Journal*, 58: 955-962.

Dahlgren, R.A., 1994. Quantification of allophane and imogolite. *En: Amonette, J.E., and Zelazny, L.W. (eds.), Quantitative Methods in Soil Mineralogy. Madison, WI: Soil Science Society of America Miscellaneous Publication.*

Dahlgren, R.A., Shoji, S. y Nanzyo, M. 1993. Mineralogical characteristics of volcanic ash soils. *En: Volcanic ash soils. Genesis, properties and utilization. Shoji, S., Nanzyo, M. y Dahlgren, R.A. 1993. Developments in soil science: 21. Elsevier Science Publishers B. V. Amsterdam, The Netherlands,* pp. 101-144.

Dahlgren, R.A. y Ugolini, F.C. 1991. Distribution and characterization of short range order minerals in Spodosols from the Washington Cascades. *Geoderma*, 48: 391-413.

Daniells, I.G. 1989. Degradation and restoration of soil structure in a cracking grey clay used for cotton production. *Australian Journal of Soil Research*, 27: 455-469.

Davidson, S.E. y Page, J.B. 1956. Factors influencing swelling and shrinking in soils. *Soil Science Society of America Journal Proceeding*, 20: 320-324.

Dawes, L., Sweeney, C., Cook, F.J., Bristow, K.L., Elridge, S., Biggs, J. y Thorburn, P.J. 2003. Soil Hydraulic Properties of the Fairymead Soils, Bundaberg. CRC Sugar Technical Publication, CRC for Sustainable Sugar Production, Townsville, Australia, 24 pp.

De Jong, R., Campbell, C.A. y Nicholaichuk, W. 1983. Water retention equations and their relationship to soil organic matter and particle size distribution for disturbed samples. *Canadian Journal Soil Science*, 63: 291-302.

de Witt, N.M.M. y McQueen, D.J. 1992. Compactibility of materials for land rehabilitation. DSIR Land Resources Scientific Report 7.

Delvaux, N. Herbillon, A.J., Vielvoye, L. y Mestdagh, M. 1989a. Surface properties and clay mineralogy of hydrated halloysitic soil clays. II. Evidence for the presence of halloysitic-smectite (H-Sm) mixed-layer clays. *Clay Mineral*, 25: 617-630.

Delvalux, B., Dufey, J., Vielvoye, L. y Herbillon, A.J. 1989b. Potassium Exchange behaviour in a weathering sequence of volcanic ash soils. *Soil Science Society of America Journal*, 53: 1679-1684.

Departamento de Edafología. 1984. Guía de campo. III Congreso Internacional de Suelos Volcánicos.

Departamento de Edafología y Geología de La Universidad de La Laguna. 1994-actualidad. Proyecto de colaboración con BALTEN para el estudio de "La evolución de los suelos y plantas bajo riego con aguas depuradas de Santa Cruz de Tenerife en el Valle de San Lorenzo". Informes Nos 1 al 14.

Deshpande, T.L., Greenland, D.J. y Quirk, J.P. 1968. Changes in soil properties associated with the removal of iron and aluminum oxides. *Journal of Soil Science*, 19: 108-122.

Dexter, A.R. 2004a. Soil physical quality: Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma*, 120: 201-214.

Dexter, A.R. 2004b. Soil physical quality: Part II. Friability, tillage, tilth and hard-setting. *Geoderma*, 120: 215-226.

Dexter, A.R. 2004c. Soil physical quality: Part III. Unsaturated hydraulic conductivity and general conclusions about S-theory. *Geoderma*, 120: 227-239.

Dexter, A.R. y Czyz, E.A. 2007. Applications of S-theory in the study of soil physical degradation and its consequences. *Land Degradation and Development*, 18: 369-381.

Dirksen, C. 1999. Soil physics measurements. Catena Verlag. Reiskirchen. Germany. 154 pp.

Don Scott, H. 2000. Soil physics: agricultural and environmental applications. Wiley-Blackwell. 421 pp.

Dorel, M., Roger-Estrade, J. Manichon, H. y Delvaux, B. 2000. Porosity and soil water properties of Caribbean volcanic ash soils. *Soil Use and Management*, 16: 133-140.

Dörner, J., Dec, D., Zuñiga, F., Sandoval, P. y Horn, R. 2011. Effect of land use change on Andosol's pore functions and their functional resilience after mechanical and hydraulic stresses. *Soil and Tillage Research*, 115-116: 71-79.

Driessen, P., Deckers, J., Spaargaren, O. y Nachtergaele, F. 2001. Lecture Notes on the major Soils of the World. World Soil Resources Reports 94. ISSN 0532-0488. FAO.

Durner, W. 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resource Research*, 30: 211-223.

Durner, W. 1995. SHYPFIT 0.24 User's Manual. Research Rep. 95.1. Department of Hydrology. University of Bayreuth. Bayreuth, Germany.

Edwards, A.P. y Bremner, J.M. 1965. Dispersion of mineral colloids in soils using cation exchange resins. *Nature*, 205: 208-209.

Edwards, A.P. y Bremner, J.M. 1967. Dispersion of soil particles by sonic vibration. *Journal Soil Science*, 18: 47-63.

El Rayah, H.M.E. y Rowell, D.L. 1973. The influence of Fe and Al hydroxides on the swelling of montmorillonite and the permeability of a Na-soil: *Soil Science*, 24: 137-144.

- Elrick, D.E. y Reynolds, W.D. 1992. Infiltration from constant-head well permeameters and infiltrometers. *In: Advances in Measurements of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice*. Topp, G.C., Reynolds, W.D. and Green, R.E. (eds.). SSSA Spec. Publ. No. 30. SSSA, Madison, WI, pp. 1-24.
- El-Swaify, S.A., Swindale, L.D. y Uehara, G. 1969. Salinity Tolerances of Certain Tropical Soils and Relationships between Sodium Ion Activities and Soil Physical Properties. Research and Development Progress Report No 419, United States Department of the Interior, 1-46.
- El-Swaify, S. A. 1973. Structural changes in tropical soils due to anions in irrigation water. *Soil Science*, 115: 64-72.
- El-Swaify, S.A. 1975. Changes in the physical properties of soil clays due to precipitated aluminium and iron hydroxides: I. Swelling and aggregate stability after drying. *Soil Science Society of American Proceedings*, 39: 1056-1063.
- El-Swaify, S.A. 1980. Physical and Mechanical Characteristics of Andisols. In B. K. G. Theng, Soils with variable charge. *New Zealand Society of Soil Science*, pp. 303-323.
- EMBRAPA. 1979. Manual de Métodos de Análise de Solos. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação do Solo. Rio de Janeiro. 212p.
- Emerson, W.W. 1967. A classification of soil aggregates based on their coherence in water. *Australian Journal Soil Research*, 5: 47-57.
- Emerson, W.W. 1968. The dispersion of clay from soil aggregates. *Transactions of the Ninth International Congress of Soil Science*, 1: 617-626.
- Emerson, W.W. 1991. Structural decline of soils, assessment and prevention. *Australian Journal of Soil Research*, 29: 905-921.
- Emerson, W.W. y Chi, C.L. 1977. Exchangeable calcium, magnesium and sodium and the dispersion of illites in water. 11. Dispersion of illites in water. *Australian Journal of Soil Research*, 15: 255-62.
- Espino-Mesa, M., Arbelo, C.D. y Hernández-Moreno, J.M. 1993. Predicting value of diagnostic soil properties on actual and potential cation exchange capacity (CEC) in Andisols and Andic Soils. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 24 (19, 20): 2569-2584.
- Espino-Mesa, M. y Hernández-Moreno, J.M. 1994. Potassium selectivity in andic soils in relation to induced acidity, sulphate status and layer silicates. *Geoderma*, 64 (3-4): 191-201.
- Ezlit, Y.D., Smith, R.J. y Raine, S.R. 2010. A Review of Salinity and Sodicity in Irrigation. CRC for Irrigation Futures Irrigation Matters Series No. 01/10.
- FAO, E.L., 1998. World Reference Base for Soil Resources. World Soil Resources Reports, vol. 84. FAO, Roma, pp. 21-22.
- Fernández, C., van Oort, F. y Lamy, I. 2004. Physical and chemical study on irreversible changes of water retention properties in an Azores Andisol. *En: Oskarsson, H., Arnalds, O. (eds.). Volcanic Soil Resources in Europe, COST Action final meeting, RALA Report no 214*, 51-52.
- Fernández-Caldas, E. y Tejedor-Salguero, M.L. 1975. Andosoles de las Islas Canarias. Servicio de publicaciones de la Caja General de Ahorros de Santa Cruz. N° 29 (6).
- Fernández-Caldas, E., Tejedor-Salguero, M.L. y Quantin, P. 1982. Suelos de regiones volcánicas. Tenerife, Islas Canarias. Colección Viera y Clavijo IV. Secretariado de publicaciones de la Universidad de La Laguna, CSIC.
- Fieldes, M. y Claridge, G.G.C. 1975. Allophane: *En: Soil Components*. Vol. 2, Inorganic Components. J. E. Gieseking, ed. Springer-Verlag, New York, 351-393.

- Fies, J.C. 1992. Analysis of soil textural porosity relative to skeleton particle size, using mercury porosimetry. *Soil Science Society of America Journal*, 56: 1062-1067.
- Fitzpatrick, R.W. y Schwertmann, U. 1982. Al-substituted goethite- an indicator of pedogenic and other weathering environments in South Africa. *Geoderma*, 27: 335-347.
- Fontes, J.C., Goncalves, M.C. y Pereira, L.S. 2004. Andosols of Terceira, Azores: measurement and significance of soil hydraulic properties. *Catena*, 56: 145-154.
- Frenkel, H., Goertzen, J.O. y Rhoades, J.D. 1978. Effects of clay type and content, exchangeable sodium percentage, and electrolyte concentration of clay dispersion and soil hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 42: 32-39.
- Frenkel, H., Fey, M.V. y Levy, G.J. 1992. Critical flocculation concentration of reference and soil clays in the absence or presence of organic and inorganic anions: *Soil Science Society of America Journal*, 56: 1762-1766.
- García-Rodeja, E., Nóvoa, J.C., Pontevedra, X., Martínez-Cortizas, A. y Buurman, P. 2007. Aluminium and iron fractionation of European volcanic soils by selective dissolution techniques. p. 325-351. *En: O. Arnalds et al. (eds.) Soils of volcanic regions of Europe. Springer-Verlag, Berlin.*
- Gardner, W.R. 1958. Some steady state solutions of unsaturated moisture flow equations with applications to evaporation from a water table. *Soil Science*, 85(4): 228-232.
- Garg, R.N., Mazumdar, S.P, Chattaraj, S., Chakraborty, D., Singh, R., Kumari, M., Saha, B., Trivedi, S.M., Kaur, R., Kamble, K.H. y Singh, R.K. 2009. Assessment of Soil Physical Conditions: Evaluation of a Single Value Index. *Journal of Agricultural Physics*, 9: 9-19.
- Gee, G.W. y Bauder, J.W. 1986. Particle size analysis. p. 383-409. *En: Soil Science Society of America Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods 2nd ed. ASA and SSSA, Madison, WI.*
- Giráldez, J.V., Sposito, G. y Delgado, C. 1983. A general soil volumen change equation. 1. The two-parameter model. *Soil Science Society of America Journal*, 47: 419-422.
- Giráldez, J.V., Vanderlinden, K., Jiménez-Hornero, F.J. y Laguna, A.M. 2011. Análisis de la evolución de la humedad del suelo. José Martínez Fernández, Nilda Sánchez Martín (eds.). *Actas de las X Jornadas de Investigación de la Zona no Saturada del Suelo, Salamanca (España). Estudios en la Zona no Saturada del Suelo. Vol. X. pp. 13-18.*
- Gitirana, G.F.N. y Fredlund, D.G. 2004. Soil-Water Characteristic Curve Equation with Independent Properties. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 130 (2): 209-212.
- Goldberg, S. y Glaubig, R.A. 1987. Effect of saturating cation, pH, and aluminum and iron oxides on the flocculation of kaolinite and montmorillonite. *Clays and Clay Minerals*, 35: 220-227.
- Goldberg, S., Suarez, D.L. y Glaubig, R.A. 1988. Factors affecting clay dispersion and aggregate stability of arid-zone soils. *Soil Science*, 146: 317-325.
- Goldberg, S., Kapoor, B.S. y Rhoades, J.D. 1990. Effect of aluminum and iron oxides and organic matter on flocculation and dispersion of arid zone soils. *Soil Science*, 150: 588-593.
- González-Batista, A. 1978. Estudio de la distribución de cargas variables y permanentes en suelos de la isla de Tenerife. Tesis Doctoral. Dpto. de Edafología y Geología, Universidad de La Laguna, Tenerife, España.
- González-Batista, A., Hernández-Moreno, J.M., Fernández-Caldas, E. y Herbillon, A.J. 1982. Influence of silica content on the surface charge characteristics of allophanic clays. *Clays and Clay Minerals*, 30 (2): 103-110.
- Gray, C.W. y Allbrook, R. 2002. Relationships between shrinkage indices and soil properties in some New Zealand soils. *Geoderma*, 108: 287-299.

- Greene, R.S.B. y Hairsine, P.B. 2004. Elementary processes of soil-water interaction and thresholds in soil surface dynamics: A review. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29: 1077-1091.
- Gregorich, E.G., Carter, M.R., Doran, J.W., Pankhurst, C.E. y Dwyer, L.M. 1997. Biological attributes of soil quality. *En: Gregorich, E.G. and Carter, M.R. (eds.). Soil quality for crop production and ecosystem health.* Elsevier, New York, NY, pp. 81-113.
- Groenevelt, P.H. y Grant, C.D. 2001. Re-evaluation of the structural properties of some British swelling soils. *European Journal of Soil Science*, 52: 469-477.
- Gupta, R.K., Bhumbra, D.K. y Abrol, I.P. 1984. Effect of sodicity, pH, organic matter and calcium carbonate on the dispersion behavior of soils. *Soil Science*, 137: 245-251.
- Gupta, S.C. y Larson, W.E. 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent and bulk density. *Water Resource Research*, 15 (6): 1633-1635.
- Hagiwara, M. y Takenaka, H. 1985. Shrinkage and structure of allophane soil. *Soils and Foundations*, 25(2): 1-13.
- Haines, W.B. 1923. The volume changes associated with variations of water content in soil. *Journal of Agricultural Science*, 13: 296-310.
- Halliwell, D.J., Barlow, K.M. y Nash, D.M. 2001. A review of the effects of wastewater sodium on soil physical properties and their implications for irrigation systems. *Australian Journal of Soil Research*, 39: 1259-1267.
- Hardy, F. 1923. The physical significance of shrinkage coefficient of clays and soils. *Journal of Agricultural Science*, 13: 243-264.
- Harris, S. 1971. Index of structure: Evaluation of a modified method of determining aggregate stability. *Geoderma*, 6: 155-162.
- Haverkamp, Leij, R.F.J., Fuentes, C., Sciortino, A. y Ross, P.J. 2005. Soil Water Retention: I. Introduction of a Shape Index. *Soil Science Society of America Journal*, 69: 1881-1890.
- Hernández-Moreno, J.M., Tejedor, M. y Jiménez, C.C. 2007. Effects of land use on soil degradation and restoration in the Canary Islands. *En: Soils of Volcanic Regions of Europe. V. Volcanic Soils and Land Use*, 565-580.
- Hillel, D. 1971. *Soil and water: Physical principles and processes*, Academic, New York.
- Hillel, D. 1980. *Fundamentals of Soil Physics*. Academic Press, Inc., New York.
- Hodnett, M.G. y Tomasella, J. 2002. Marked differences between van Genuchten soil water-retention parameters for temperate and tropical soils: a new water-retention pedo-transfer functions developed for tropical soils. *Geoderma*, 108: 155-180.
- Holmgren, G.G. 1967. A rapid citrate-dithionite extractable iron procedure. *Soil Science Society of America Proceeding*, 31: 210-211.
- Holtz, R.D. y Kovacs, W.D. 1981. *An Introduction to Geotechnical Engineering*. Prentice-Hall. Ed. Newmark, N.M. and Hall, W.J.
- Hulugalle, N.R. y Finlay, L.A. 2003. EC1:5/exchangeable Na, a sodicity index for cotton farming systems in irrigated and rainfed Vertosols. *Australian Journal of Soil Research*, 41: 761-769.
- Ippisch, O., Vogel, H.J. y Bastian, P. 2006. Validity limits for the van genuchten-mualem model and implications for parameter estimation and numerical simulation. *Advances in Water Resources*, 29(12): 1780-1789.

Ishiguro, M. y Nakajima, T. 2000. Hydraulic Conductivity of an Allophanic Andisol Leached with Dilute Acid Solutions. *Soil Science Society of America Journal*, 64 (3): 813-818.

Ishiguro, M., Nakaishi, K. y Nakajima, T. 2004. Saturated hydraulic conductivity of a volcanic ash soil affected by repulsive potential energy in a multivalent anionic system. *Colloids and Surfaces A: Physicochemical Engineering Aspects*, 230: 81-88.

IUSS Working Group WRB. 2006. World reference base for soil resources. 2nd edition. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome. 145 pp.

IUSS Working Group WRB. 2007. World Reference Base for Soil Resources 2006, first update 2007. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome.

Jackson, M.L. 1964. Análisis Químicos de Suelos. Ed. Omega. Barcelona. 662 pp.

Jalali, M., Merikhpour, H., Kaledhonkar, M.J. y van der Zee, S. 2008. Effects of wastewater irrigation on soil sodicity and nutrient leaching in calcareous soils. *Agricultural Water Management*, 95: 143-153.

Jalali, M. 2011. Effect of saline-sodic solutions on column leaching of potassium from sandy soil. *Agronomy and Soil Science*, 57 (4): 377-390.

Jarvis, N.J., Zavattaro, L., Rajkai, K., Reynolds, W.D., Olsen, P.A., McGechan, M., Mecke, M., Mohanty, B., Leeds-Harrison, P.B. y Jacques, D. 2002. Indirect estimation of near-saturated hydraulic conductivity from readily available soil information. *Geoderma*, 108: 1-17.

Jayawardane, N.S. 1979. An equivalent salt solutions method for predicting hydraulic conductivities of soils for different salt solutions. *Australian Journal of Soil Research*, 17: 423-428.

Jayawardane, N.S. y Beattie, J.A. 1978. Effect of Salt Solution Composition on Moisture Release Curves of Soil. *Australian Journal of Soil Research*, 17: 89-99.

Jayawardane, N.S. y Blackwell, P.S. 1991. Relationship between equivalent salt solution series of different soils. *Journal of Soil Science*, 42: 95-102.

Jayawardane, N.S., Christen, E.W., Arienzo, M. y Quayle, W.C. 2011. Evaluation of the effects of cation combinations on soil hydraulic conductivity. *Soil Research*, 49 (1): 56-64.

Jiménez, C.C., Tejedor, M., Morillas, G. y Neris, J. 2006. Infiltration rate in andisols: Effect of changes in vegetation cover (Tenerife, Spain). *Journal of Soil and Water Conservation*, 61(3): 153-158.

Keren, R. y Singer, M.J. 1989. Effect of low electrolyte concentration on hydraulic conductivity of clay-sand-hydroxy polymer systems. *Soil Science Society of America Journal*, 53: 349-355.

Kjaergaard, C., de Jonge, L., Moldrup, P. y Schjønning, P. 2004. Water-Dispersible Colloids: Effects of Measurement Method, Clay Content, Initial Soil Matric Potential, and Wetting Rate. *Vadose Zone Journal*, 3: 403-412.

Kosugi, K. 1994. Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention. *Water Resource Research*, 30: 891-901.

Kosugi, K. 1996. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resource Research*, 32: 2697-2703.

Kosugi, K., Hopmans, J.W. y Dane, J.H. 2002. Water Retention and Storage - Parametric Models. *En: Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods*. Dane, J.H. and Topp, G.C. (eds.). Soil Science Society of America, 677 S. Segoe Road, Madison, WI 53711, USA. SSSA Book Series, no. 5: 739-758.

Klute, A. (ed.). 1986. Methods of Soil Analysis, Part I. Physical and Mineralogical Methods, 2nd edition. Agronomy, vol. 9. ASA-SSSA, Madison. 1188 pp.

Klute, A. y Dirksen, C. 1986. Hydraulic Conductivity and Diffusivity. *En: Methods of Soil Analysis Part 1. Physical and Mineralogical Methods*, Klute, A. (ed.). ASA and SSSA, Madison, WI, pp: 687-734.

Kutlu, T. y Ersahin, S. 2008. Evaluation of soil physical quality in mollic ustifluent, typic ustifluent and typic usthorhent using Dexter's S-theory. *Journal of Food Agriculture and Environment*, 6: 450-455.

Lal, R. 1980. Physical and mechanical composition of Alfisols and Ultisols with particular reference to soils in the tropics. *En: Theng, B.K.G. (ed.), Soils with Variable Charge*. New Zealand Society of Soil Science, Soil Bureau, Dept. Sci. Indust. Res., Lower Hut, New Zealand, pp. 253-279.

Lal, R.J. y Greeland, D.J. 1979. Soil physical properties and crop production in the tropics. John Wiley & Sons Ltd. 545 pp.

Larson, W.E. y Allmaras, R.R. 1971. Management factors and natural factors as related to compaction. p. 367-427. *En: Barnes, K.K. et al. (eds.). Compaction of Agricultural Soils*. Am. Soc. Agric. Eng. Monogr., St. Joseph, Michigan.

Lauritzen, C.W. 1948. Apparent specific volume and shrinkage characteristics of soil materials. *Soil Science*, 65: 155-179.

Lauritzen, C.W. y Stewart, A.J. 1941. Soil-volume changes and accompanying moisture and pore-space relationships. *Soil Science Society American Proceeding*, 6: 113-116.

Lebron, I. y Suarez, D.L. 1992. Electrophoretic Mobility of Illite and Micaceous Soil Clays. *Soil Science Society of America Journal*, 56: 1106-1115.

Lenhard, R.J., Parker, J.C. y Mishra, S. 1989. On the correspondence between Brooks-Corey and van Genuchten models. *Journal Irrigation Drainage Engineering*, 115: 744-751.

Leij, F.J., Alves, W.J., van Genuchten, M.Th. y Williams, J.R. 1996. Unsaturated soil hydraulic database, UNSODA 1.0 User's Manual. Report EPA/600/R-96/095, US Environmental Protection Agency, Ada, Oklahoma, 103 pp.

Levy, G.J., Rosenthal, J., Tarchitzky, J., Shainberg, I. y Chen, Y. 1999. Soil hydraulic conductivity changes caused by irrigation with reclaimed waste water. *Journal Environmental Quality*, 28: 1658-1664.

Levy, G.J., Eisenberg, H. y Shainberg, I. 1993. Clay dispersion as related to soil properties and water permeability. *Soil Science*, 155: 15-22.

Levy, G.J. y Mamedov, A.I. 2002. High energy moisture characteristic aggregate stability as a predictor for seal formation. *Soil Science Society of America Journal*, 66: 1603-1609.

Li, L., Yin Chan, K., Niu, Y., Li, G. Oates, A., Dexter, A. y Huang, G. 2011. Soil physical qualities in an Oxidic Paleustalf under different tillage and stubble management practices and application of S theory. *Soil and Tillage Research*, 113: 82-88.

Lima, J.M., Anderson, S.J. y Curi, N. 2000. Phosphate-Induced Clay Dispersion as Related to Aggregate Size and Composition in Paludos. *Soil Science Society of America Journal*, 64: 892-897.

Luxmoore, R.J. 1980. Micro-, Meso, and Macroporosity of Soil. *Soil Science Society of America Journal*, 45: 671-672.

Mace, J.E. y Amrhein, C. 2001. Leaching and reclamation of soil irrigated with moderate SAR waters. *Soil Science Society of America Journal*, 65: 199-204.

Maeda, T. y Soma, K. 1986. Physical properties. *En: "Ando Soils in Japan"*. K. Wada (ed.). Kyushu University Press, Fukuska, Japan, pp. 99-111.

Maeda, T., Takenada, H. y Warkentin, B.P. 1977. Physical properties of allophane soils. *Advances in Agronomy*, 29: 229-261.

- Maeda, T. y Warkentin, B.P. 1975. Void changes in allophane soils determining water retention and transmission. *Soil Science Society American Proceedings*, 39: 398-403.
- Magesan, G.N., Williamson, J.C., Sparling, G.P. y Schipper, L.A. y Lloyd-Jones, A. Rh. 1999. Hydraulic conductivity in soils irrigated with wastewaters of differing strengths: Field and laboratory studies. *Australian Journal of Soil Research*, 37: 391-402.
- Mallants, D., Tseng, P.H., Toride, N., Timmerman, A. y Feyen, J. 1997. Evaluation of multimodal hydraulic functions in characterizing a heterogeneous field soil. *Journal of Hydrology*, 195 (1): 172-199.
- Marshall, T.J. y Holmes, J.W. 1988. *Soil Physics*, 2nd edition. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.
- McGarry, D. 1988. Quantification of the effects of zero and mechanical tillages on al Vertisol by using shrinkage curve indices. *Australian Journal of Soil Research*, 26: 542-553.
- McGarry, D. y Daniells, I.G. 1987. Shrinkage curve indices to quantify cultivation effects on soil structure of a Vertisol. *Soil Science Society of America Journal*, 51: 1575-1580.
- McGarry, D. y Malafant, K.W.J. 1987. The analysis of volume change in unconfined units of soil. *Soil Science Society of America Journal*, 51: 290-297.
- McFarlane, D.J., Loughran, R.J. y Campbell, B.L. 1992. Soil erosion of agricultural land in Western Australia estimated by caesium-137. *Australian Journal of Soil Research*, 29: 533-546.
- McKeague, J.A., Brydon, J.E. y Miles, N.M. 1971. Differentiation of forms of extractable iron and aluminium in soils: *Soil Science Society American Proceeding*, 35: 33-38.
- McNeal, B.L. 1968. Prediction of the effect of mixed salt solutions on soil hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 31: 190-193.
- McNeal, B.L. y Coleman, N.T. 1966. Effect of solution composition on soil hydraulic conductivity. *Soil Science Society American Proceeding*, 30: 308-312.
- McNeal, B.L., Layfield, D.A., Norvell, W.A. y Rhoades, J.D. 1968. Factors influencing hydraulic conductivity of soils in the presence of mixed-salt solutions. *Soil Science Society American Proceeding*, 32: 187-190.
- McQueen, D.J. y Shepherd, T.G. 2002. Physical changes and compaction sensitivity of a fine-textured, poorly drained soil (Typic Endoaquept) under varying durations of cropping, Manawatu Region, New Zealand. *Soil and Tillage Research*, 63: 93-107.
- Menneer, J.C, McLay, C.D.A. y Lee, R. 2001. Effects of sodium-contaminated wastewater on soil permeability of two New Zealand soils. *Australian Journal Soil Research*, 39: 877-891.
- Minasny, B. 2000. Efficient methods for predicting soil hydraulic properties. Doctoral Thesis. Department of Agricultural Chemistry and Soil Science. The University of Sydney. New South Wales. Australia.
- Minhas, P.S., Naresh, R.K., Chauhan, C.P.S. y Gupta, R.K. 1994. Field determined hydraulic properties of a sandy loam soil irrigated with various salinity and SAR waters. *Agricultural Water Management*, 25 (2): 97-108.
- Mitchell, A.R. y van Genuchten, M.Th. 1992. Shrinage of bare and cultivated soil. *Soil Science Society American Journal*, 56: 1036-1042.
- Miyamoto, T., Annaka, T. y Chikushi, J. 2003. Soil Aggregate Structure Effects on Dielectric Permittivity of an Andisol Measured by Time Domain Reflectometry. *Vadose Zone Journal*, 2: 90-97.
- Mizota, C. y van Reeuwijk, L.P. 1989. Clay mineralogy and chemistry of soils formed in volcanic material in diverse climatic regions. International Soil Reference and Information Centre (ISRIC). Wageningen, Holand. Soil Monograph 2. 185 pp.

Monnier, G., Stengel, P. and Fies, J. C., 1973. Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux: application a l'analyse des systèmes de porosité du sol. *Annual Agronomy*, 24: 533-545.

Moreira, L.F.F., Righetto, A.M. y Medeiros, V.M.A. 2004. Soil hydraulics properties estimation by using pedotransfer functions in a Northeastern semiarid zone catchment, Brazil. iEMSs 2004 Proceedings, Osnabrueck, Germany, 2004.

Mosaddeghi, M.R., Khatar, M, Dexter, A.R. y Mahboubi, A.A. 2008. Water characteristic curve and physical quality of soil as influenced by water salinity and sodicity. 2nd International Salinity Forum: Salinity, Water and Society Global issues, local action, March 31th-April 3rd, Adelaide, South Australia, on CD-ROM.

Moutier, M., Shainberg, I. y Levy, G.J. 1998. Hydraulic gradient, aging, and water quality effects on hydraulic conductivity of a vertisol. *Soil Science Society of America Journal*, 62: 1488-1496.

Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, *Water Research Resource*, 12: 513-522.

Muñoz-Carpena, R. (Coor). 1998. Simulación por ordenador del transporte y transformación del nitrógeno en suelo sorribado en cultivo de platanera en el Norte de Tenerife. Memoria Final del Proyecto INIA SC95-059. Instituto Canario de Investigaciones Agrarias.

Muñoz-Carpena, R., Cabrera, M.C., Hernández, F. y Socorro, A.R. 1996. Development of Analytical and Sampling Methods for Priority Pesticides and Relevant Transformation Products in Aquifers. Final EU Project Report EV5V-CT93-0322. ICIA. La Laguna

Muñoz-Carpena, R., Ritter, A., Socorro, A.R y Pérez, N. 2002. Nitrogen evolution and fate in a Canary Islands (Spain) sprinkler fertigated banana plot. *Agricultural Water Management*, 52: 93-117.

Muñoz-Carpena, R., Regalado, C.M., Ritter, A., Álvarez-Benedí, J. y Socorro, A.R. 2005. TDR estimation of electrical conductivity and saline solute concentration in a volcanic soil. *Geoderma*, 124: 399-413.

Musslewhite, B.D., Vinson, J.R., Johnston, C.R., Brown, T.H., Wendt, G.W. y Vance, G.F. 2009. Salinity and Sodicyty of Weathered Minesoils in Northwestern New Mexico and Northeastern Arizona. *Journal Environmental Quality*, 38: 1266-1273.

Nanzyo, M., Dahlgren, R. y Shoji, S. 1993. Volcanic ash soils: Genesis, Properties and Utilization. Developments in soil science, 21. Elsevier. Amsterdam, pp, 145-187.

National Soil Survey Laboratory Staff. 1983. Principles and procedures for using soil survey laboratory data. USDASCS, Lincoln, NE.

Nelson, P.N., Baldock, A., Oades, J.M., Churchman, G.J. y Clarke, P. 1999. Dispersed clay and organic matter in soil: their nature and associations. *Australian Journal of Soil Research*, 37 (2): 289-316.

Northcote, K.H. y Skene, J.K.M. 1972. Australian soils with saline and sodic properties. CSIRO Australian Soil Publication No. 27.

Novoa-Muñoz, J.C., Taboada-Rodríguez, T. y García-Rodeja, E. 2002. Influencia del contenido y formas de Al extraíble en los mecanismos de neutralización de ácidos de dos horizontes úmbricos. *Edafología*, 9 (2): 115-128.

Olsen, S.R., Cole, C.V., Watanabe, S. y Dean, L.A. 1954. Estimation of available phosphorous on soils by extraction with sodium bicarbonate. USDA Circ. no. 939. U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC.

Osei, B.A. y Singh, B. Electrophoretic mobility of some tropical soil clays: effect of iron oxides and organic matter. *Geoderma*, 93: 325-334.

Oster, J.D., Shainberg, I. y Abrol, J.P. 1996. Reclamation of salt-affected soil. Ch. 14. *En: M. Agassi (ed.) Soil Erosion, Conservation and Rehabilitation*. Marcel Dekker New York, pp. 315-351.

- Oster, J.D., Shainberg, I. y Wood, J.D. 1980. Flocculation value and gel structure of sodium/calcium montmorillonite and illite suspensions. *Soil Science Society of American Journal*, 44: 955-959.
- Osuna-Ceja, E., Figueroa-Sandoval, B., Oleschko, K., Flores-Delgadillo, M., Martínez-Menes, M. y González-Cossío, F. 2006. Efecto de la estructura del suelo sobre el desarrollo radical del maíz con dos sistemas de labranza. *Agrociencia*, 40: 27-38.
- Othmer, H., Diekkrüger, B. y Kutílek, M. 1991. Bimodal porosity and unsaturated hydraulic conductivity. *Journal of Soil Science*, 152: 139-150.
- Pachepsky, Y. A., Rawls, W.J. y Timlin, F.J. 1999. The current status of pedotransfer functions: Their accuracy, reliability, and utility in field- and regional-scale modelling. En: *Assessment of Non-point Source Pollution in the Vadose Zone*, Geophysical Monograph Ser., vol. 108. Corwin, D.L., Loague, K. and Ellsworth, T.R. (eds.). AGU, Washington, D. C., pp. 223- 234.
- Palacios-Díaz, M.P., Del-Nero, E. y Pavón, N. 1999. Influencia del riego con agua depurada municipal de diferentes calidades sobre los suelos y el cultivo de platanera. Estudios de la Zona No Saturada del Suelo. IV Jornadas de Investigación en la Zona no Saturada. Valle Guerra, Tenerife. 3-5 de noviembre de 1999.
- Palacios-Díaz, M.P., Mendoza-Grimón, V., Fernández-Vera, J.R., Rodríguez-Rodríguez, F., Tejedor-Junco, M.T. y Hernández-Moreno, J.M. 2009. Subsurface drip irrigation and reclaimed water quality effects on phosphorus and salinity distribution and forage production. *Agricultural Water Management*, 96: 1659-1666.
- Padrón, P. 1993. Estudio edafoambiental de la Isla de El Hierro. Ph.D. Diss. Dpto. de Edafología y Geología, Universidad de La Laguna, Tenerife, España.
- Parfitt, R.L. 1983. Identification of allophane in Inceptisols and Spodosols. *Soil Taxonomy New*, 5: 11-18.
- Parfitt, R.L. y Henmi, T. 1982. Comparison of fan oxalate extraction method and an infrared spectroscopic method for determining allophane in soil clays. *Soil Science Plant Nutrition*, 28: 193-190.
- Parfitt, R.L., Saigusa, M., y Cowie, J.D. 1984. Allophane and halloysite formation in a volcanic ash bed under different moisture conditions. *Journal of Soil Science*, 138 (5): 360-364.
- Parfitt, R.L. y Wilson, A.D. 1985. Estimation of allophane and halloysite in three sequences of volcanic soils, New Zealand. *Catena Supplied*, 7: 1-8.
- Parfitt, R.L. y Childs, C.W. 1988. Estimation of forms of Fe and Al. A review and analysis of contrasting soils by dissolution and Mössbauer spectroscopy. *Australian Journal Soil Research*, 26: 121-144.
- Parfitt, R.L. 1990. Allophane in New Zealand. A review. *Australian Journal Soil Research*, 28: 343-360.
- Paterson, E. 1977. Specific surface areas and pore structures of allophanic soil clays. *Clay Minerals*, 12: 1-9.
- Peng, X. y Horn, R. 2005. Modeling soil shrinkage curve across a wide range of soil types. *Soil Science Society of America Journal*, 69: 584-592.
- Peng, X. y Horn, R. 2007. Anisotropic shrinkage and swelling of some organic and inorganic soils. *European Journal of Soil Science*, 58: 98-107.
- Peng, X., Horn, R., Deery, D, Kirkham, M.B. y Blackwell, J. 2005. Influence of soil structure on the shrinkage behaviour of a soil irrigated with saline-sodic water. *Australian Journal Soil Research*, 43: 555-563.
- Pérez-Arencibia, J.C. 1988. Aplicaciones cerámicas y petruógicas de materias primas en las Islas Canarias. Tesis Doctoral. Dpto. de Edafología y Geología. Universidad de La Laguna.
- Perret, S. 1993. Propriétés physiques, hydriques et mécaniques de sols andiques de la Réunion. Thesis, ENSA Montpellier.

- Perret, S. y Dorel, M. 1999. Relationships between land use, fertility and Andisol behaviour: examples from volcanic islands. *Soil Use and Management*, 15: 144-149.
- Philip, J.R. 1987. The infiltration joining problem. *Water Resource Research*, 23: 2239-2245.
- Pieri, C.J.M.G. 1992. Fertility of Soils: A Future for Farming in the West African Savannah. Springer-Verlag, Berlin, Germany.
- Pires, L.F., Cassaro, F.A.M., Reichard, K. y Bacchi, O.O.S. 2008. Soil porous system changes quantified by analyzing soil water retention curve modifications. *Soil and Tillage Research*, 100: 72-77.
- Plan Hidrológico Insular de Tenerife. 1989. *Calificación hidroquímica de las aguas de Tenerife*. Tomo II.
- Pochet, G., Van der Velde, M., Vanclooster, M. y Delvaux, B. 2007. Hydric properties of high charge, halloysitic clay soils from the tropical South Pacific region. *Geoderma*, 138: 96-109.
- Poulenard, J., Bartoli, F. y Burtin, G. 2002. Shrinkage and drainage in aggregates of volcanic soils: a new approach combining mercury porosimetry and vacuum drying kinetics. *European Journal of Soil Science*, 53: 1-12.
- Prasetyo, B.H. y Gilkes, R.J. 1994. Properties of iron oxides from red soils derived from volcanic tuff in West Java. *Australian Journal Soil Resources*, 32: 781-794.
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T. y Flannery, B.P. 1992. Numerical recipes in C. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Pupisky, H., y Shainberg, I. 1979. Salt effects on the hydraulic conductivity of a sandy soil. *Soil Science Society of America Journal*, 43 (3): 429-433.
- Quirk, J.P. 2001. The significance of the threshold and turbidity concentrations in relation to sodicity and microstructure. *Australian Journal Soil Research*, 39: 1185-1217.
- Quirk, J.P. y Murray, R.S. 1991. Towards a model for soil structural behaviour. *Australian Journal Soil Resources*, 29: 829-867.
- Quirk, J.P. y Schofield, R.K. 1955. The effect of electrolyte concentration on soil permeability. *Journal of Soil Science*, 6: 163-178.
- Rajkai, K., Kabos, S., van Genuchten, M. Th. y Jansson, P. 1996. Estimation of water-retention characteristics from bulk density and particle-size distribution of Swedish soil. *Journal of Soil Science*, 161: 832-844.
- Rajkaia, K., Kabosa, S. y van Genuchten, M.Th. 2004. Estimating the water retention curve from soil properties: comparison of linear, nonlinear and concomitant variable methods. *Soil and Tillage Research*, 79: 145-152.
- Rao, S.M. 1995. Mechanistic approach to the behaviour of allophanic soils. *Engineering Geology*, 40 (3-4): 215-221.
- Rasiah, V. y Aylmore, L.A.G. 1998. Sensitivity of selected water retention functions to compaction and inherent soil properties. *Australian Journal Soil Resources*, 36: 317-326.
- Rawls, W.J. y Brakenseik, D.L. 1985. Prediction of soil water properties for hydrologic modelling. En: Jones, E., Ward, T.J. (eds.). Watershed Manag. Eighties. Proceedings of Symposium ASCE, Denver, CO, 30 April-2 May 1985 ASCE, New Yor, pp. 293-299.
- Rawls, W.J., Brakenseik, D.L. y Saxton, K.E. 1982. Estimation of soil water properties. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 25: 1316-1320.
- Rawls, W.J., Brakenseik, D.L. y Soni, B. 1983. Agricultural management effects on soil water processes. Part I. Soil water retention and Green-Ampt parameters. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 26: 1747-1752.

Rawls, W.J., Ahuja, L.R. y Brakensiek, D.L. 1992. Estimating soil hydraulic properties from soils data. p. 329–340. *En: van Genuchten, M.Th., Leij, F.J. and Lund, L.J. (eds.) Proc. Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. Univ. of California, Riverside, CA.*

Reeve, M.J. y Hall, D.G.M. 1978. Shrinkage in clayey subsoils of contrasting structure. *Journal of Soil Science*, 29: 315-323.

Regalado, C.M. 2005. On the distribution of scaling hydraulic parameters in a spatially anisotropic banana field. *Journal of Hydrology*, 307: 112-125.

Regalado, C.M., Muñoz-Carpena, R., Álvarez-Benedí, J., Socorro, A.R. y Hernández-Moreno, J.M. 2001. Field and laboratory setup to determine preferential flow in volcanic soils. *Proceedings of the Second International Symposium on Preferential Flow, Hawaii. ASAE Pub., Michigan, pp. 93-96.*

Regalado, C.M. y Muñoz-Carpena, R. 2004. Estimating the saturated hydraulic conductivity in a spatially variable soil with different permeameters: a stochastic Kozeny–Carman relation. *Soil and Tillage Research*, 77: 189-202.

Regalado, C.M., Muñoz-Carpena, R., Socorro, A.R. y Hernández-Moreno, J.M. 2003. Time domain reflectometry models as a tool to understand the dielectric response of volcanic soils. *Geoderma*, 117 (3-4): 313-330.

Regalado, C.M. y Ritter, A. 2005. Characterizing Water Dependent Soil Repellency with Minimal Parameter Requirement. *Soil Science Society of America Journal*, 69: 1955-1966.

Rengasamy, P., Greene, R.S.B., Ford, G.W. y Mehanni, A.H. 1984. Identification of dispersive behaviour and the management of red-brown earths. *Australian Journal Soil Research*, 22: 413-31.

Rengasamy, P., Greene, R. S. B. y Ford, G.W. 1986. Influence of magnesium on aggregate stability in sodic red-brown earths. *Australian Journal of Soil Research*, 24: 229-37.

Rengasamy, P. y Marchuk, A. 2011. Cation ratio of soil structural stability (CROSS). *Soil Research*, 49 (3): 280-285.

Rengasamy, P. y Olsson, K.A. 1991. Sodicity and soil structure. *Australian Journal of Soil Research*, 29: 935-952.

Rengasamy, P. y Sumner, M.E. 1998. Processes involved in sodic behaviour. *En: Sodic soils. Distribution, properties, management, and environmental consequences. Sumner, M.E., Naidu, R. (eds.). Oxford University Press: New York, pp. 35-50.*

Reyes, I. y Torrent, J. 1997. Citrate-ascorbate as a highly selective extractant for poorly crystalline iron oxides. *Soil Science Society of American Journal*, 61 (6): 1647-1654.

Reynolds, W.D. y Elrick, D.E. 1985. In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and α -parameter using the Guelph permeameter. *Soil Science*, 140: 292-302.

Reynolds, W.D., Elrick, D.E. y Clothier, B.E. 1985. The constant head well permeameter: effect of unsaturated flow. *Soil Science*, 139: 172-192.

Reynolds, W.D., Elrick, D.E. y Topp, G.C. 1983. A re-examination of the constant head well permeameter method for measuring saturated hydraulic conductivity above the water table. *Soil Science*, 136: 250-268.

Reynolds, W.D., Drury, C.F., Yang, X.M. y Tan, C.S. 2008. Optimal soil physical quality inferred through structural regression and parameter interactions. *Geoderma*, 146: 466-474.

Reynolds, W.D., Drury, C.F., Tan, C.S., Fox, C.A. y Yang, X.M. 2009. Use of indicators and pore volume-function characteristics to quantify soil physical quality. *Geoderma*, 152 (3-4): 252-263.

Ritter, A., Hupet, F., Muñoz-Carpena, R., Lambot, S. y Vanclooster, M. 2003a. Using inverse methods for estimating soil hydraulic properties from field data as an alternative to direct methods. *Agricultural Water Management*, 59: 77-96.

Ritter, A., Muñoz-Carpena, R., Regalado, C.M. y Socorro, A.R. 2003b. Caracterización del transporte de solutos en suelos volcánicos agrícolas mediante TDR y simulación inversa. En: J. Álvarez-Benedí y P. Marinero (eds.) Actas de las VI Jornadas de Investigación en Zona no Saturada del Suelo, Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León, pp. 19-24.

Ritter, A., Muñoz-Carpena, R., Regalado, C.M., Vanclooster, M. y Lambot, S. 2004. Analysis of alternative measurement strategies for the inverse optimization of the hydraulic properties of a volcanic soil. *Journal of Hydrology*, 295: 124-139.

Rodríguez, A., Guerra, J.A., Gorrín, S.P., Arbelo, C.D. y Mora, J.L. 2002. Aggregates stability and water erosion in andosols of the Canary Islands. *Land Degradation Development*, 13: 515-523.

Rodríguez, A., Pérez, J.C., Jiménez, C. y Hernández, J.M. 1989. Pseudogibbsite nodules in Udands from Canary and Azores Islands. 9 th. International Clay Conference Strasbourg. France.

Romano, N. 1993. Use of an inverse method and geostatistics to estimate soil hydraulic conductivity for spatial variability analysis. *Geoderma*, 60: 169-186.

Roiller, J. Burtin, G. y Southier, B. 1972. La dispersion des sols dans l'analyse granulométrique méthode dispersion des sols Dans l'analyse granulométrique méthode utilisant les résines échangeuses Diconsa. Bulletin de L'É.N.S.A.I.A. de Nancy XIV: 193-205.

Ross, P.J. y Smettem, K.R.J. 1993. Describing Soil Hydraulic Properties with Sums of Simple Functions. *Soil Science Society of American Journal*, 57: 26-29.

Rowell, D.L., Payne, D. y Ahmad, N. 1969. The effect of concentration and movement of solutions on swelling, dispersion and movement of clay in saline and alkali soils. *Journal of Soil Science*, 20: 176-188.

Rowell, D.L. 1994. Soil science: methods and applications. Longman Scientific and Technical, Singapore.

Ruiz-Vera, V.M. y Wu, L. 2006. Influence of sodicity, clay mineralogy, prewetting rate and their interaction on aggregate stability. *Soil Science Society of American Journal*, 70: 1825-1833.

Russell, A.R. 2010. Water retention characteristics of soils with double porosity. *European Journal of Soil Science*, 61 (3): 412-424.

Russo, D. 1988. Determining soil hydraulic properties by parameter estimation: On the selection of a model for the hydraulic properties. *Water Resource Research*, 24: 453-459.

Saigusa, M., Shoji, S. y Otowa, M. 1991. Clay mineralogy of Andisols showing a hydrosequence and its relationships to their physical and chemical properties. *Pedologist*, 35 (1): 21 -33.

Sánchez, P.A., Palm, C.A. y Buol, S.W. 2003. Fertility capability soil classification: a tool to help assess soil quality in the tropics. *Geoderma*, 114: 157-185.

Saxton, K.E., Rawls, W.J., Romberger, J.S. y Papendick, R.I. 1986. Estimating generalized soil water characteristics from texture. *Soil Science Society of American Journal*, 50: 1031-1036.

Schaap, M.G., Leij, F.L. y van Genuchten, M.Th. 1998. Neural network analysis for hierarchical prediction of soil hydraulic properties. *Soil Science Society of America Journal*, 62: 847-855.

Schjonning, P. 1992. Size distribution of dispersed and aggregated particles and of soil pores in 12 danish soils. *Acta Agricultural Scand., B Soil and Plant Science*, 42: 26-33.

Schoeneberger, P.J., Wysocki, D.A., Benham, E.C. y Broderson, W.D. (eds.). 2002. Field book for describing and sampling soils, Version 2.0. Natural Resource Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE.

Seta, A.K. y Karathanasis, A.D. 1996. Water dispersible colloids and factors influencing their dispersibility from soil aggregates. *Geoderma*, 74: 255-266.

Seybold, C.A. y Harms, D.S. 2012. Estimation of -1500 kPa Water Retention in Soil Survey. *Soil Science*, 177 (4): 229-235.

Shainberg, I., Singer, M.J. y Janitzky, P. 1987. Effect of aluminum and iron oxides on hydraulic conductivity of sandy loam soil. *Soil Science Society of America Journal*, 51: 1283-1287.

Shainberg, I., Rhoades, J.D. y Prather, R.J. 1981. Effect of low electrolyte concentration on clay dispersion and hydraulic conductivity of a sodic soil. *Soil Science Society of American Journal*, 45: 272-277.

Shainberg, I. y Letey, G.J. 1984. Response of soils to sodic and saline conditions. *Hilgardia*, 52: 1-57.

Shainberg, I. y Levy, G.J. 1992. Physico-chemical effects of salts upon infiltration and water movement in soils. *En: Interacting Processes in Soil Science*. Wagenet, R.J., Baveye, P., Stewart, B.A. (eds.). Lewis Publ., Boca Raton, 37-93.

Sharma, M.L. y Uehara, G., 1968a. Influence of soil structure on water relations in low humic latosols: I. Water retention. *Soil Science Society of American Proceedings*, 32: 765-770.

Sharma, M. L. y Uehara, G. 1968b. Influence of soil structure in low humic latosols, II, Water movement, *Soil Science Society of American Proceedings*, 32: 770-774.

Shaw, R., Brebber, L., Ahern, C. y Weinand, M. 1994. A Review of Sodicity and Sodic Soil Behaviour in Queensland. *Australian Journal Soil Research*, 32: 143-72.

Schofield, R.K. 1948. The electric charge of soil particles. *En: Report of Rothamsted Experimental Station for 1947*, Harpenden. p. 95-100.

Shoji, S. y Fujiwara, Y. 1984. Active aluminium and iron in the humus horizons of Andosols from north-eastern Japan: their forms, properties and significance in clay weathering. *Soil Science*, 137: 216-226.

Shoji, S., Nanzyo, M. y Dahlgren, R.A. 1993. Volcanic ash soils. Elsevier. *Developments in Soil Science* 21. Amsterdam, Holland. 288 p.

Shoji, S., Nanzyo, M., Dahlyen, R.A. y Quantin, P. 1996. Evaluation and proposes revisions of criteria for Andosols in the World referente base for soil resources. *Soil Science*, 161 (9): 604-615.

Schwarz, G. 1976. Estimating the dimension of a model. *Annals of Statistics*, 6: 461-464.

Smith, K.A. y Mullins, C.E. 2001. Soil and environmental analysis: physical methods. Marcel Dekker, N.Y.

So, H.B. y Aylmore, L.A.G. 1993. How do sodic soils behave? The effects of sodicity on soil physical behaviour. *Australian Journal Soil Research*, 31: 761-777.

Soil Survey Staff. 1992. Keys to Soil Taxonomy, 5th ed. AID, USDA- SMSS Technical Monograph, No. 19, Blacksburg, Virginia.

Soil Survey Staff. 1996. Particle-size analysis. Water dispersible clay. USDA-SCS Soil Surv. Invest. Rep. 42. U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC.

Soil Survey Staff, 1998. Keys to Soil Taxonomy, 8th ed. U.S.D.A.- NRCS, Lincoln.

Soil Survey Staff. 1999. Soil Taxonomy. 2nd ed. Agric. Handbk. 436. U.S. Gov. Print Office, Washington, DC.

Soil Survey Staff. 2006. Keys to soil taxonomy. 10th edition. U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service. Washington, DC.

Soil Survey Staff. 2009. Soil Survey Field and Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations Report No. 51, Version 1.0. R. Burt (ed.). U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service.

Soil Survey Staff. 2010. Keys to Soil Taxonomy, 11th edition. USDA-NRCS, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.

Sposito, G. 1992. Characterization of particle surface charge. *En: Buffle, J., van Leeuwen, H.P. (eds.). Environmental particles, vol. 1. Lewis Publishers, Inc. Michigan, pp. 291-314.*

Sposito, G. y Giráldez, J.V. 1976. Thermodynamic stability and the law of corresponding states in swelling soils. *Soil Science Society of America Journal*, 40: 352-358.

SPSS. 2001. Version 11.0.0 for Windows, SPSS, Inc, Chicago.

SPSS Inc. 2000. TableCurve 2D user's guide, version. 5. SPSS Inc., Chicago, IL.

Startsev, A.D. y McNabb, D.H. 2001. Skidder traffic effects on water retention, pore-size distribution, and van Gneuchten parameters of boreal forest soils. *Soil Science Society of America Journal*, 65: 224-231.

Stirk, G.B. 1954. Some aspects of soil shrinkage and the effect of cracking upon water entry into the soil. *Australian Journal Agriculture Resource*, 5: 279-290.

Suárez, D.L., Rhoades, J.D., Lavado, R. y Grieve, C.M. 1984. Effect of pH on saturated hydraulic conductivity and soil dispersion. *Soil Science Society of America Journal*, 48: 50-55.

Sumner, M.E. 1993. Sodic Soils: new perspectives. *Australian Journal Soil Research*, 31: 683-750.

Sumner, M.E. 1995. Sodic soils: new perspectives. *En: Australian sodic soils: distribution, properties and management. Naidu, R., Sumner, M.E., Rengasamy, P. (eds.). CSIRO Publications: Melbourne, pp. 1- 34.*

Sumner, M.E., Rengasamy, P. y Naidu, R. 1998. Sodic Soils: A Reappraisal. p. 3-17. *En: M.E. Sumner and R. Naidu (eds.), Sodic Soils: Distribution, Properties, Management, and Environmental Consequences. Oxford University Press, New York.*

Sung, C.T.B. y Iba, J. 2010. Accuracy of the Saxton-Rawls Method for Estimating the Soil Water Characteristics for Mineral Soils of Malaysia. *Pertanika Journal Tropical Agriculture Science*, 33 (2): 297-302.

Szaboles, I. y Darab, C. 1964. The influence of irrigation water of high sodium carbonate content of soils. *En: Proc. Eight Int. Congress of ISSS, Trans. II, 803-812.*

Taboada, M.A., Lavado, R.S., Rubio, G. y Cosentino, D.J. 2001. Soil volumetric changes in natric soils caused by air entrapment following seasonal ponding and water table. *Geoderma*, 101: 49-64.

Tajik, F., Rahimi, H. y Pazira, E. 2003. Effects of electrical conductivity and sodium adsorption ratio of water on aggregate stability in soils with different organic matter content. *Journal Agricultural Science Technology*, 5: 67-75.

Takenaka, H. 1961. Rec. Land Reclamation Research, 12: 23-27. Fac. Agric., Univ. Tokyo.

Takenaka, H. 1965. Upon the engineering properties of soil in view of the shrinkage behavior. *Transactions Agriculture Engineering Society Japan*, 14: 32-35.

Tamari, S. 1994. Relations between pore-space and hydraulic properties in compacted beds of silty-loam aggregates. *Soil Technology*, 7: 57-73.

Tani, M. 1982. The properties of a water-table rise produced by a one-dimensional, vertical, unsaturated flow (in Japanese with English summary). *Journal Japanese Forest Society*, 64: 409-418.

- Tariq, A.U.R. y Dumford, D.S. 1993a. Soil volumetric shrinkage measurements: a simple method. *Soil Science*, 155: 325-330.
- Tariq, A.U.R. y Dumford, D.S. 1993b. Analytical volumen change model for swelling clay soils. *Soil Science*, 57: 1183-1187.
- Tawornpruek, S., Kheoruenromne, I., Suddhiprakarn, A. y Gilkes, R.J. 2005. Microstructure and water retention of Oxisols in Thailand. *Australian Journal of Soil Research*, 43: 973-986.
- Tedeschi, A. 1996. Sustainable irrigation scheduling: Effects of saline water on soil physical properties. Irrigation Scheduling: From theory to practice - *Proceedings. Water Reports*, 8. FAO. www.fao.org/docrep/W4367E/w4367e00.htm.
- Tejedor-Salguero, M.L. y Fernández-Caldas, E. 1975. Andosoles canarios. *Anales de Edafología y Agrobiología*. Tomo XXXIV, num. 5-6. Madrid.
- Tejedor-Salguero, M.L., Hernández-Moreno, J.M. y Jiménez, C. 2007. Soils of volcanic systems in Spain. p. 101-112. *En: O. Arnalds et al. (ed.) Soils of volcanic regions of Europe*. Springer-Verlag, Berlin.
- Tejedor-Salguero, M.L., Jiménez, C., Armas-Espinel, S. y Hernández-Moreno, J.M. 2009. Classification of Anthropogenic Soils with Andic Properties. *Soil Science Society of America Journal*, 73 (1): 1-6.
- Tisdall, J. M. y Oades, J. M. 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal Soil Science*, 33: 141-63.
- Thomas, G.W. 1982. Exchangeable cations. *En: Page, A.L., Miller, R.H. y Keeney, D.R. (eds.). Methods of soil analysis. Part 2. Chemical and Microbiological Properties. 2nd Edition. Agronomy Monograph N° 9. American Society of Agronomy. Madison, Wisconsin, EEUU. pp. 163-164.*
- Thorlacius, A. 2002. A critical review of oxalate extraction for characterization and Al/Si calculations for vitric Andosols. Abstracts International Workshop Volcanic Soils: Properties, processes and Land Use. COST Action 622. Manderscheid. Alemania.
- Tomasella, J. y Hodnett, M.G. 1998. Estimating soil water retention characteristics from limited data in Brazilian Amazonia. *Soil Science Society of America Journal*, 163: 190-202.
- Tomasella, J., Hodnett, M.G. y Rossato, L. 2000. Pedotransfer Functions for the Estimation of Soil Water Retention in Brazilian Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 64: 327-338.
- Tormena, C.A., da Silva, A.P., Del Carmen-Imhoff, S., y Dexter, A.R. 2008. Quantification of the soil physical quality of a tropical oxisol using the S index. *Science Agriculture (Piracicaba, Braz.)*, 65 (1): 56-60.
- Topp, G.C., Reynolds, W.D., Cook, F.J., Kirby, J.M. y Carter, M.R. 1997. Physical attributes of soil quality. *En: Gregorich, E.G., Carter, M.R. (eds.), Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health. Developments in Soil Science*, vol. 25. Elsevier, New York, NY, pp. 21-58.
- Tremillon, B. 1965. Les separation par les résins échangeuses d'ions. Gauthier-Villars, Paris.
- Tsuji, G.Y., Watanabe, R.T. y Sakai, W.S. 1975. Influence of soil microstructure on water characteristics of selected Hawaiian soils. *Soil Science Society of American Proceedings*, 39: 28-33.
- Tunny, J. 1970. The influence of Saran resin coatings on swelling of natural soil clods. *Journal of Soil Science*, 109: 245-256.
- United States Salinity Laboratory Staff. 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. USDA Handbook. 60. U.S. Gov. Print. Office, Washington, D.C.
- van den Berg, M., Klamt, E., van Reeuwijk, L.P. y Sombroek, W.G. 1997. Pedotransfer functions for estimation of moisture retention characteristics of Ferralsols and related soils. *Geoderma*, 78: 161-180.

Van Essen, E. 1999. Effects of salinization on aggregate stability in andic soils. A case study on irrigated artificial soils in arid climate on the Canary Islands. MsC Thesis, Soil formation and Ecopedology, J050-711, Agricultural University Wageningen.

van Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Science Society of America Journal*, 44: 892-898.

van Genuchten, M.Th., Leij, F.J. y Yates, S.R. 1991. The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils, Version 1.0. EPA Report 600/2-91/065, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, CA.

van Genuchten, M.Th. y Leij, F.J. 1992. On estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. En: Proceedings of the international workshop, indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. van Genuchten, M.Th., Leij, F.J. and Lund. L.J. (eds.). University of California, Riverside, pp. 1-14.

van Genuchten, M.Th. y Nielsen, D.R. 1985. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Annals of Geophysics*, 3: 615-628.

van Olphen, H. 1971. Amorphous clay materials. *Science*, 171: 91-92.

van Olphen, H. 1977. An introduction to clay colloid chemistry (2nd edn). John Wiley and Sons: New York.

van Olphen, H. y Fripiat, J.J. (eds.). 1979. Datahandbook for clay materials and other non-metallic minerals. Pergamon Press, pp. 346.

Van Ranst, E., Utami, S.R. y Shamsuddin, J. 2002. Andisols on volcanic ash from Java Island, Indonesia: Physico-chemical properties and classification. *Soil Science*, 167 (1): 68-79.

Vieira, K.M., da Silva, A.P., Tormena, C.A., Paiva, T., Dexter, A.R. y Håkansson, I. 2009. Long-term effects of no-tillage on dynamic soil physical properties in a Rhodic Ferrasol in Paraná, Brazil. *Soil and Tillage Research*, 103 (1): 158-164.

Vogel, T. y Cislérova, M. 1988. On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve. *Transport Porous Media*, 3: 1-15.

Vogel, T., van Genuchten, M.Th. y Cislérova, M. 2001. Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions. *Advances in Water Resources*, 24: 133-144.

Vomocil, J.A. 1965. Porosity. En: Black, C.A. (ed.): Methods of Soil Analysis Part 1. Am. Soc. Agron. Inc., Agron. 9, Madison, Wisconsin, USA.

Yazawa, M. y Maeda, T. 1985. Evaluation of the structural development of clayey soils on the basis of shrinkage behaviour. *Journal of the Faculty of Agriculture*, 62(2): 150-166.

Yon, R.N. y Warkentin, B.P. 1975. Volume changes in clay soils, cap 6. En: Soil properties and Behaviour. Developments in Geotechnical Engineering 5. Elsevier.

Yoshinaga, N. y Aomine, S. 1962. Allophane in some Ando soils. *Soil Science Plant Nutrition*, 8: 6-13.

Yousaf, M., Ali, O.M. y Rhoades, J.D. 1987. Clay dispersion and hydraulic conductivity of some salt-affected arid land soils. *Soil Science Society of America Journal*, 51: 905-907.

Yule, D.F. y Ritchie, J.T. 1980. Soil shrinkage relations of Texas vertisols: I. Small cores. *Soil Science Society of America Journal*, 44: 1285-1291.

Wada, K. 1977. Allophane and imogolite. En: Dixon, J.B., Weed, S.B. (eds.), Minerals in Soil Environments. SSSA, Madison, WI, pp. 603-638.

- Wada, K. 1987. Minerals formed and mineral formation from volcanic ash by weathering. *Chemical Geology*, 60: 17-28.
- Wada, K. 1989. Allophane and imogolite. *En: Dixon, J.B., Weed, S.B. (eds.), Minerals in Soil Environments*, 2nd Ed. Soil Science Society America Inc., Madison, Wisconsin, USA, pp. 1051-1087.
- Wada, K., Henmi, T., Yoshinaga, N. y Patterson, S.H. 1972. Imogolite and allophane formed in saprolite of basalt on Maui, Hawaii. *Clays and Clay Minerals*, 20: 37-380.
- Wäldchen, J., Schöning, I., Mund, M., Schrumpf, M., Bock, S., Herold, N., Totsche, K.U. y Schulze, E.D. 2012. Estimation of clay content from easily measurable water content of air-dried soil. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 000: 1-11.
- Warkentin, B.P. y Maeda, T. 1974. Physical properties of allophane soils from the West Indies and Japan. *Soil Science Society American Proceeding*, 38: 372-376.
- Warkentin, B.P. y Maeda, T. 1980. Physical and mechanical characteristics of Andisols. *En: Theng, B.K.G. (Ed.), Soils with Variable Charge*. New Zealand Society of Soil Science, Soil Bureau, Lower Hutt, pp. 281-299.
- Waterloo Maple Inc. 2002. Waterloo Maple 8 for Microsoft Windows. University of Waterloo.
- Wesley, L.D. 1977. Shear strength properties of halloysite and allophane clays in Java, Indonesia. *Geotechnique*, 27 (2): 125-136.
- West, S.L., White, G.N., Deng, Y., McInnes, K.J., Juo, A.S.R. y Dixon, J.B. 2004. Kaolinite, Halloysite, and Iron Oxide Influence on Physical Behavior of Formulated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 68: 1452-1460.
- White, R.E. 2006. Principles and Practice of Soil Science, 4th edition. Blackwell Publishing, Oxford, UK.
- Wösten, J.H.M., Lilly, A., Nemes, A. y Le Bas, C. 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*, 90: 169-185.
- Wu, L., Allmaras, R.R., Gimenez, D. y Huggins, D.M. 1997. Shrinkage and water retention characteristic in a fine-textured mollisol compacted under different axle loads. *Soil and Tillage Research*, 44: 179-194.
- Zhang, X.C. y Norton, L.D. 2002. Effects of exchangeable magnesium on saturated hydraulic conductivity, disaggregation and clay dispersion of disturbed soils. *Journal of Hydrology*, 260: 194-205.
- Zhou, J. y Yu, J. 2005. Influences affecting the soil-water characteristic curve. *Journal of Zhejiang University Science*, 6A (8): 797-804.
- Zhuang, J., Nakayama, K., Yu, G.R. y Miyazaki, T. 2000. Scaling of saturated hydraulic conductivity: a comparison of models. *Soil Science*, 165: 718-727.

Anexo 1.

CARACTERIZACIÓN DE LOS SUELOS

1.1. TABLAS DE DATOS

Tabla 1. Valores medios de Al, Fe y Si extraídos con oxalato amónico (Al_o, Fe_o, Si_o), pirofostafa (Al_p, Fe_p, Si_p), ditionito-citrato (Al_{dc}, Fe_{dc}, Si_{dc}), y citrato-ascórbico (Al_{ca}, Fe_{ca}, Si_{ca}), por suelo, fecha de muestreo y muestra¹.

Suelo	Muestreo	Muestra	Al _o (%)	Fe _o (%)	Si _o (%)	Al _p (%)	Fe _p (%)	Si _p (%)	Al _{dc} (%)	Fe _{dc} (%)	Si _{dc} (%)	Al _{ca} (%)	Fe _{ca} (%)	Si _{ca} (%)
N1 _{P1}	Sept.04	N1 _{P1-1}	5,65	3,61	0,23	3,82	4,20	1,10	3,26	18,82	0,29	1,57	1,73	0,29
N1 _{P2}	Sept.04	N1 _{P2-1}	12,17	4,03	1,12	3,15	2,77	0,20	6,77	16,78	1,58	2,94	1,87	0,64
N2 _S	May.01	N2 _{S-1}	7,17	3,30	2,50	0,55	0,13	0,06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.03	N2 _{S-1}	8,18	2,13	2,33	1,22	0,18	0,07	4,93	3,25	0,19	0,83	0,56	0,09
	Jul.03	N2 _{S-2}	7,22	2,29	1,09	1,19	0,17	0,08	4,63	2,68	0,19	0,59	0,26	0,06
		Media	7,53	2,56	1,96	1,00	0,16	0,07	4,78	2,97	0,19	0,71	0,41	0,08
N2 _P	May.01	N2 _{P-1}	6,53	3,22	2,40	0,59	0,14	0,07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	May.01	N2 _{P-2}	6,97	3,63	2,35	0,47	0,08	0,07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.03	N2 _{P-2}	6,24	1,78	1,90	0,86	0,14	0,06	4,68	3,40	0,17	0,72	0,37	0,08
	Ene.04	N2 _{P-1}	9,13	2,56	3,31	0,55	0,09	0,06	2,95	5,33	0,35	1,59	1,95	0,33
	Ene.04	N2 _{P-2}	9,06	2,09	3,57	0,49	0,10	0,07	3,42	4,93	0,36	1,56	1,91	0,29
		Media	7,91	2,42	2,86	0,60	0,11	0,07	3,66	4,59	0,30	1,32	1,46	0,24
N3 _{P1}	Nov.04	N3 _{P1-1}	2,57	1,72	0,10	2,22	1,84	1,16	1,55	7,88	0,18	1,32	1,50	0,23
N3 _{P2}	Nov.04	N3 _{P2-1}	1,56	2,42	0,05	1,37	0,94	0,48	1,25	9,49	0,07	0,91	2,28	0,09
N4 _P	Jul.03	N4 _{P-1}	0,54	1,21	0,08	0,53	0,11	0,50	1,52	3,42	0,17	0,09	0,49	0,07
	Ene.04	N4 _{P-1}	1,17	1,11	0,37	0,65	0,39	0,49	1,29	7,19	0,23	0,56	1,89	0,32
		Media	0,86	1,16	0,23	0,59	0,25	0,50	1,41	5,31	0,20	0,33	1,19	0,20
C1 _S	Nov.99	C1 _{S-1}	1,89	2,78	0,83	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Nov.99	C1 _{S-2}	2,33	3,88	0,86	0,13	0,06	0,08	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Nov.99	C1 _{S-3}	2,72	1,84	1,21	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Nov.99	C1 _{S-4}	3,90	3,26	1,37	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Nov.99	C1 _{S-5}	4,12	2,63	1,73	0,26	0,11	0,10	2,94	3,59	0,23	0,20	0,72	0,08
	Nov.99	C1 _{S-6}	3,85	7,48	1,50	0,18	0,09	0,06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Nov.99	C1 _{S-7}	2,33	2,11	1,41	0,34	0,17	0,11	2,88	5,04	0,22	0,15	0,71	0,07
	Nov.99	C1 _{S-8}	0,81	2,45	0,32	0,08	0,07	0,07	3,58	4,92	0,33	0,11	0,93	0,10
	Nov.99	C1 _{S-9}	3,24	1,66	1,47	0,32	0,05	0,11	3,72	3,58	0,21	0,26	0,65	0,09
	Nov.99	C1 _{S-10}	3,60	1,64	1,45	0,55	0,05	0,19	3,66	2,60	0,19	0,22	0,49	0,07
	Nov.99	C1 _{S-11}	2,01	4,61	0,95	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

	Muestreo	Muestra	Al _o (%)	Fe _o (%)	Si _o (%)	Al _b (%)	Fe _b (%)	Si _b (%)	Al _{dc} (%)	Fe _{dc} (%)	Si _{dc} (%)	Al _{ca} (%)	Fe _{ca} (%)	Si _{ca} (%)	
C1_s	Nov.99	C1 _{S-12}	3,75	3,05	1,13	0,16	0,06	0,06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-13}	0,83	2,60	0,24	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-14}	5,23	2,33	2,30	0,26	0,05	0,06	2,96	3,34	0,19	0,21	0,66	0,06	
	Nov.99	C1 _{S-15}	2,45	2,06	0,69	0,15	0,04	0,05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-16}	1,29	2,27	0,56	0,10	0,06	0,06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-17}	2,77	1,38	1,52	0,48	0,06	0,14	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-18}	2,07	3,69	0,85	0,20	0,11	0,11	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-19}	2,24	9,04	1,07	0,32	0,08	0,12	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-20}	3,23	1,69	1,51	0,30	0,18	0,08	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-21}	1,07	2,78	0,56	0,27	0,07	0,08	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-22}	3,17	4,98	0,95	0,35	0,14	0,10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-23}	1,49	2,46	0,61	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-24}	4,11	2,17	0,91	0,53	0,14	0,10	3,04	3,39	0,19	0,23	0,47	0,06	
	Nov.99	C1 _{S-25}	1,26	2,75	0,57	0,19	0,11	0,12	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-26}	3,35	2,87	1,04	0,30	0,11	0,13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-27}	1,08	3,82	0,57	0,18	0,05	0,15	2,81	9,07	0,31	0,12	1,24	0,05	
	Nov.99	C1 _{S-28}	4,78	3,04	2,08	0,34	0,12	0,14	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-29}	2,12	5,68	0,95	0,26	0,19	0,12	3,13	4,93	0,26	0,29	0,91	0,08	
	Nov.99	C1 _{S-30}	1,44	2,11	0,74	0,18	0,06	0,16	3,67	4,67	0,26	0,18	1,31	0,02	
	Nov.99	C1 _{S-31}	2,52	1,84	0,96	0,37	0,19	0,12	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-32}	2,96	4,80	1,27	0,22	0,09	0,10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-33}	3,50	3,51	n.d.	0,21	0,07	0,13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-34}	2,74	1,69	1,39	0,30	0,06	0,13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Nov.99	C1 _{S-35}	2,04	2,54	1,03	0,29	0,06	0,18	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
			Media	2,64	3,13	1,08	0,27	0,09	0,11	3,24	4,51	0,24	0,20	0,81	0,07
	C1_p	Jul.04	C1 _{P-36}	3,79	3,44	2,09	0,27	0,12	0,16	1,21	13,03	0,25	0,79	2,63	0,42
	C2_s	Ene.00	C2 _{S-1}	0,12	0,75	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
		Ene.00	C2 _{S-2}	1,02	3,79	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
		Ene.00	C2 _{S-3}	0,62	2,94	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
		Ene.00	C2 _{S-4}	0,25	2,43	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
		Ene.00	C2 _{S-5}	0,51	2,68	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
		Ene.00	C2 _{S-6}	0,98	4,33	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
		Jul.00	C2 _{S-2}	1,76	2,18	0,85	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.00	C2 _{S-4}	0,87	1,40	0,24	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	

	Muestreo	Muestra	Al _o (%)	Fe _o (%)	Si _o (%)	Al _b (%)	Fe _b (%)	Si _b (%)	Al _{dc} (%)	Fe _{dc} (%)	Si _{dc} (%)	Al _{ca} (%)	Fe _{ca} (%)	Si _{ca} (%)
	Jul.00	C2 _{S-6}	1,77	1,88	0,59	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.03	C2 _{S-7}	1,58	1,11	0,92	0,28	0,10	0,13	1,84	4,88	0,14	0,29	0,54	0,16
	Jul.03	C2 _{S-10}	1,17	1,12	0,66	0,41	0,17	0,17	1,55	3,16	0,15	0,29	0,56	0,11
	Jul.03	C2 _{S-14}	0,82	1,16	0,68	0,32	0,14	0,14	1,25	5,33	0,14	0,25	0,61	0,15
		Media		1,35	1,90	0,57	0,34	0,14	0,15	1,55	4,46	0,14	0,28	0,57
C2 _p	Jul.00	C2 _{P-2}	1,56	2,72	0,59	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.00	C2 _{P-4}	0,87	1,42	0,22	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.00	C2 _{P-6}	2,12	1,95	0,95	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.03	C2 _{P-7}	1,76	1,11	0,96	0,32	0,12	0,14	1,54	3,48	0,13	0,33	0,41	0,20
	Jul.03	C2 _{P-10}	1,43	1,25	0,76	0,40	0,15	0,15	1,33	5,05	0,13	0,31	0,65	0,15
	Jul.03	C2 _{P-14}	0,99	1,22	0,69	0,41	0,18	0,16	1,81	4,15	0,20	0,24	0,88	0,24
	Ene.04	C2 _{P-10}	2,49	1,35	1,12	0,49	0,27	0,41	1,33	3,65	0,37	1,33	3,65	0,37
	Ene.04	C2 _{P-14}	1,37	1,18	0,57	0,56	0,26	0,47	1,19	3,95	0,37	1,19	3,95	0,37
	Media		1,77	1,52	0,75	0,52	0,26	0,43	1,27	3,82	0,36	1,22	3,68	0,36
C3 _s	Ene.00	C3 _{S-1}	1,96	1,50	1,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.00	C3 _{S-2}	1,57	1,48	0,96	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.00	C3 _{S-3}	0,58	3,54	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.01	C3 _{S-4}	1,93	1,70	0,94	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.01	C3 _{S-5}	1,94	1,57	0,88	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.01	C3 _{S-6}	1,53	1,47	0,62	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.01	C3 _{S-7}	2,68	1,69	1,51	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.03	C3 _{S-4}	1,31	1,74	0,66	0,35	0,21	0,16	1,25	3,23	0,11	0,20	0,68	0,14
	Jul.03	C3 _{S-6}	1,40	1,18	0,53	0,34	0,20	0,23	1,23	3,78	0,14	0,24	0,90	0,12
	Jul.03	C3 _{S-7}	1,35	1,35	0,84	0,38	0,23	0,10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Media		1,67	1,53	0,92	0,38	0,22	0,14	1,41	3,43	0,14	0,23	0,80	0,13
C3 _p	Jul.00	C3 _{P-1}	2,04	1,69	1,44	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.00	C3 _{P-2}	1,96	1,77	1,06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.03	C3 _{P-4}	1,31	1,38	0,73	0,44	0,23	0,16	2,06	3,46	0,16	0,24	0,79	0,12
	Jul.03	C3 _{P-6}	1,29	1,17	0,68	0,36	0,24	0,09	1,09	3,25	0,14	0,23	0,81	0,14
	Jul.03	C3 _{P-7}	1,45	1,42	0,99	0,40	0,20	0,09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.04	C3 _{P-4}	1,76	1,20	0,94	0,52	0,28	0,45	1,00	3,85	0,28	0,54	2,19	0,33
	Ene.04	C3 _{P-6}	2,74	1,47	1,67	0,59	0,37	0,53	1,40	3,70	0,26	0,68	2,18	0,37
	Media		2,15	1,45	1,28	0,56	0,33	0,49	1,20	3,78	0,27	0,61	2,19	0,35
C4 _s	Abr.00	C4 _{S-2}	1,33	1,77	0,55	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

	Muestreo	Muestra	Al _o (%)	Fe _o (%)	Si _o (%)	Al _b (%)	Fe _b (%)	Si _b (%)	Al _{dc} (%)	Fe _{dc} (%)	Si _{dc} (%)	Al _{ca} (%)	Fe _{ca} (%)	Si _{ca} (%)
	Abr.00	C4 _{S-6}	1,35	1,21	0,72	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.00	C4 _{S-1}	1,30	1,40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.00	C4 _{S-2}	1,30	1,90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.00	C4 _{S-3}	0,73	1,82	0,16	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.00	C4 _{S-4}	0,90	1,40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.00	C4 _{S-5}	1,20	1,50	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.00	C4 _{S-6}	1,00	1,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.00	C4 _{S-2}	1,14	1,47	0,47	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.00	C4 _{S-3}	1,30	1,96	0,62	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.00	C4 _{S-6}	1,31	1,55	0,57	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.03	C4 _{S-3}	0,71	2,05	0,35	0,27	0,18	0,17	2,17	4,61	0,27	0,21	0,92	0,16
	Jul.03	C4 _{S-5}	0,70	1,79	0,45	0,35	0,24	0,23	2,04	2,92	0,25	0,20	1,00	0,15
			Media	1,24	1,60	0,57	0,31	0,21	0,20	2,11	3,77	0,26	0,21	0,96
C4 _p	Ene.00	C4 _{p-2}	1,81	1,96	0,82	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.00	C4 _{p-6}	1,83	1,44	0,60	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.00	C4 _{p-2}	1,65	1,96	0,76	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.00	C4 _{p-3}	1,18	2,04	0,69	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.00	C4 _{p-6}	1,83	1,85	0,56	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.03	C4 _{p-3}	0,35	1,33	0,13	0,34	0,26	0,10	2,00	3,84	0,25	0,23	1,24	0,15
	Jul.03	C4 _{p-5}	0,45	1,96	0,45	0,31	0,23	0,15	2,32	3,55	0,26	0,18	1,06	0,17
	Ene.04	C4 _{p-3}	0,93	1,84	0,50	0,55	0,47	0,65	0,74	5,14	0,48	0,44	3,86	0,44
	Ene.04	C4 _{p-5}	2,09	1,45	1,04	0,54	0,36	0,54	1,02	3,73	0,48	0,49	1,95	0,34
		Media	1,49	1,75	0,72	0,54	0,41	0,58	0,91	4,42	0,47	0,46	2,87	0,38
C10 _S	Jun.94	C10 _{S-1}	0,34	0,67	n.d.	0,35	0,23	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jun.94	C10 _{S-3}	0,32	0,61	n.d.	0,25	0,10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jun.94	C10 _{S-5}	0,38	0,95	n.d.	0,40	0,27	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jun.94	C10 _{S-6}	0,45	1,04	n.d.	0,33	0,20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
			Media	0,37	0,82	-	0,33	0,20	-	-	-	-	-	-
C10 _{p1}	Jun.94	C10 _{p1-1}	0,35	0,49	n.d.	0,37	0,27	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jun.94	C10 _{p1-3}	0,35	0,85	n.d.	0,30	0,14	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jun.94	C10 _{p1-5}	0,44	0,96	n.d.	0,46	0,24	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jun.94	C10 _{p1-6}	0,39	0,78	n.d.	0,35	0,19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
			Media	0,38	0,77	n.d.	0,37	0,21	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
C10 _{p2}	Jun.94	C10 _{p2-3}	0,40	0,88	-	0,42	0,29	-	-	-	-	-	-	

	Muestreo	Muestra	Al ₀ (%)	Fe ₀ (%)	Si ₀ (%)	Al _p (%)	Fe _p (%)	Si _p (%)	Al _{dc} (%)	Fe _{dc} (%)	Si _{dc} (%)	Al _{ca} (%)	Fe _{ca} (%)	Si _{ca} (%)
C11_P	Jul.04	C11 _{P-1}	0,31	0,89	0,15	0,14	0,14	0,34	0,16	3,34	0,20	0,03	0,40	0,12
C12_P	Marz.04	C12 _{P-1}	0,30	0,25	0,20	0,11	0,05	0,27	0,19	0,91	0,34	0,10	0,08	0,36

¹n.d. no determinado

Tabla 2. Valores medios de las relaciones entre los contenidos de Fe, Al y Si obtenidos con las disoluciones selectivas, por suelo, fecha de muestreo y muestra.

Suelo	Muestreo	Muestra	Al ₀ +1/2·Fe ₀ (%)	(Al ₀ -Al _p)/Si ₀	Al _p /Al ₀	Al ₀ /Al _{dc}	Al _p /Al _{dc}	Fe _p /Fe ₀	Fe ₀ /Fe _{dc}	Fe _p /Fe _{dc}	Fe _p /Al _p	Fe _{dc} /Al _{dc}
N1_{P1}	Sept.04	N1 _{P1-1}	7,46	7,96	0,68	1,73	1,17	1,16	0,19	0,22	1,10	5,77
N1_{P2}	Sept.04	N1 _{P2-1}	14,19	8,05	0,26	1,80	0,47	0,69	0,24	0,17	0,88	2,48
N2_S	May.01	N2 _{S-1}	8,82	2,65	0,08	-	-	0,04	-	-	0,24	-
	Jul.03	N2 _{S-1}	9,25	2,99	0,15	1,66	0,25	0,08	0,66	0,06	0,15	0,66
	Jul.03	N2 _{S-2}	8,37	5,53	0,16	1,56	0,26	0,07	0,85	0,06	0,14	0,58
		Media	8,81	3,75	0,13	1,61	0,25	0,07	0,75	0,06	0,17	0,62
N2_P	May.01	N2 _{P-1}	8,14	2,48	0,09	-	-	0,04	-	-	0,24	-
	May.01	N2 _{P-2}	8,79	2,77	0,07	-	-	0,02	-	-	0,17	-
	Jul.03	N2 _{P-2}	7,13	2,83	0,14	1,33	0,18	0,08	0,52	0,04	0,16	0,73
	Ene.04	N2 _{P-1}	10,41	2,59	0,06	3,09	0,19	0,04	0,48	0,02	0,16	1,81
	Ene.04	N2 _{P-2}	10,11	2,40	0,05	2,65	0,14	0,05	0,42	0,02	0,20	1,44
	Media	9,12	2,59	0,08	2,39	0,17	0,05	0,47	0,03	0,18	1,34	
N3_{P1}	Nov.04	N3 _{P1-1}	3,43	3,50	0,86	1,66	1,43	1,07	0,22	0,23	0,83	5,08
N3_{P2}	Nov.04	N3 _{P2-1}	2,77	3,80	0,88	1,25	1,10	0,39	0,26	0,10	0,69	7,59
N4_P	Jul.03	N4 _{P-1}	1,15	0,13	1,00	0,36	0,36	0,09	0,35	0,03	0,20	2,25
	Ene.04	N4 _{P-1}	1,73	1,54	0,51	0,79	0,40	0,25	0,24	0,06	0,47	3,13
		Media	1,43	0,84	0,76	0,63	0,41	0,17	0,25	0,04	0,33	3,89
C1_S	Nov.99	C1 _{S-1}	3,28	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-2}	4,27	2,56	0,06	-	-	0,02	-	-	0,46	-
	Nov.99	C1 _{S-3}	3,64	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-4}	5,53	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-5}	5,44	2,23	0,06	1,40	0,09	0,04	0,73	0,03	0,42	1,22
	Nov.99	C1 _{S-6}	7,59	2,45	0,05	-	-	0,01	-	-	0,50	-
	Nov.99	C1 _{S-7}	3,39	1,41	0,15	0,81	0,12	0,08	0,42	0,03	0,50	1,75
	Nov.99	C1 _{S-8}	2,04	2,28	0,10	0,23	0,02	0,03	0,50	0,01	0,88	1,37
	Nov.99	C1 _{S-9}	4,07	1,99	0,10	0,87	0,09	0,03	0,46	0,01	0,16	0,96

	Muestreo	Muestra	Al ₀ +1/2·Fe ₀ (%)	(Al ₀ -Al _p)/Si ₀	Al _p /Al ₀	Al ₀ /Al _{dc}	Al _p /Al _{dc}	Fe _p /Fe ₀	Fe ₀ /Fe _{dc}	Fe _p /Fe _{dc}	Fe _p /Al _p	Fe _{dc} /Al _{dc}
	Nov.99	C1 _{S-10}	4,42	2,10	0,15	0,98	0,15	0,03	0,63	0,02	0,09	0,71
	Nov.99	C1 _{S-11}	4,32	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-12}	5,28	3,18	0,04	-	-	0,02	-	-	0,38	-
	Nov.99	C1 _{S-13}	2,13	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-14}	6,40	2,16	0,05	1,77	0,09	0,02	0,70	0,01	0,19	1,13
	Nov.99	C1 _{S-15}	3,48	3,33	0,06	-	-	0,02	-	-	0,27	-
	Nov.99	C1 _{S-16}	2,43	2,13	0,08	-	-	0,03	-	-	0,60	-
	Nov.99	C1 _{S-17}	3,46	1,51	0,17	-	-	0,04	-	-	0,13	-
	Nov.99	C1 _{S-18}	3,92	2,20	0,10	-	-	0,03	-	-	0,55	-
	Nov.99	C1 _{S-19}	6,76	1,79	0,14	-	-	0,01	-	-	0,25	-
	Nov.99	C1 _{S-20}	4,08	1,94	0,09	-	-	0,11	-	-	0,60	-
	Nov.99	C1 _{S-21}	2,46	1,43	0,25	-	-	0,03	-	-	0,26	-
	Nov.99	C1 _{S-22}	5,66	2,97	0,11	-	-	0,03	-	-	0,40	-
	Nov.99	C1 _{S-23}	2,72	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-24}	5,20	3,93	0,13	1,35	0,17	0,06	0,64	0,04	0,26	1,12
	Nov.99	C1 _{S-25}	2,64	1,88	0,15	-	-	0,04	-	-	0,58	-
	Nov.99	C1 _{S-26}	4,79	2,93	0,09	-	-	0,04	-	-	0,37	-
	Nov.99	C1 _{S-27}	2,99	1,58	0,17	0,38	0,06	0,01	0,42	0,01	0,28	3,23
	Nov.99	C1 _{S-28}	6,30	2,13	0,07	-	-	0,04	-	-	0,35	-
	Nov.99	C1 _{S-29}	4,96	1,96	0,12	0,68	0,08	0,03	1,15	0,04	0,73	1,58
	Nov.99	C1 _{S-30}	2,50	1,70	0,13	0,39	0,05	0,03	0,45	0,01	0,33	1,27
	Nov.99	C1 _{S-31}	3,44	2,24	0,15	-	-	0,10	-	-	0,51	-
	Nov.99	C1 _{S-32}	5,36	2,16	0,07	-	-	0,02	-	-	0,41	-
	Nov.99	C1 _{S-33}	5,26	-	0,06	-	-	0,02	-	-	0,33	-
	Nov.99	C1 _{S-34}	3,59	1,75	0,11	-	-	0,04	-	-	0,20	-
	Nov.99	C1 _{S-35}	3,31	1,70	0,14	-	-	0,02	-	-	0,21	-
		Media	4,20	2,20	0,11	0,89	0,09	0,04	0,61	0,02	0,39	1,43
C1_p	Jul.04	C1 _{P-36}	5,51	1,68	0,07	3,13	0,22	0,03	0,26	0,01	0,44	10,77
C2_s	Ene.00	C2 _{S-1}	0,50	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C2 _{S-2}	2,92	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C2 _{S-3}	2,09	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C2 _{S-4}	1,47	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C2 _{S-5}	1,85	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C2 _{S-6}	3,15	-	-	-	-	-	-	-	-	-

	Muestreo	Muestra	Al ₀ +1/2·Fe ₀ (%)	(Al ₀ -Al _p)/Si ₀	Al _p /Al ₀	Al ₀ /Al _{dc}	Al _p /Al _{dc}	Fe _p /Fe ₀	Fe ₀ /Fe _{dc}	Fe _p /Fe _{dc}	Fe _p /Al _p	Fe _{dc} /Al _{dc}
	Jul.00	C2 _{S-2}	2,85	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C2 _{S-4}	1,57	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C2 _{S-6}	2,71	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.03	C2 _{S-7}	2,14	1,41	0,18	0,86	0,15	0,09	0,23	0,02	0,36	2,65
	Jul.03	C2 _{S-10}	1,73	1,15	0,35	0,75	0,26	0,15	0,35	0,05	0,41	2,04
	Jul.03	C2 _{S-14}	1,40	0,74	0,39	0,66	0,26	0,12	0,22	0,03	0,44	4,26
			Media	2,30	1,10	0,31	0,76	0,22	0,12	0,27	0,03	0,40
C2_p	Jul.00	C2 _{P-2}	2,92	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C2 _{P-4}	1,58	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C2 _{P-6}	3,10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.03	C2 _{P-7}	2,32	1,50	0,18	1,14	0,21	0,11	0,32	0,03	0,38	2,26
	Jul.03	C2 _{P-10}	2,06	1,36	0,28	1,08	0,30	0,12	0,25	0,03	0,38	3,80
	Jul.03	C2 _{P-14}	1,60	0,84	0,41	0,55	0,23	0,15	0,29	0,04	0,44	2,29
	Ene.04	C2 _{P-10}	3,17	1,79	0,20	1,87	0,37	0,20	0,37	0,07	0,55	2,74
	Ene.04	C2 _{P-14}	1,96	1,42	0,41	1,15	0,47	0,22	0,30	0,07	0,46	3,32
		Media	2,53	1,59	0,30	1,48	0,41	0,21	0,33	0,07	0,50	3,03
C3_s	Ene.00	C3 _{S-1}	2,71	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C3 _{S-2}	2,31	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C3 _{S-3}	2,35	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.01	C3 _{S-4}	2,78	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.01	C3 _{S-5}	2,73	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.01	C3 _{S-6}	2,27	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.01	C3 _{S-7}	3,53	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.03	C3 _{S-4}	2,18	1,45	0,27	1,05	0,28	0,12	0,54	0,07	0,60	2,58
	Jul.03	C3 _{S-6}	1,99	2,00	0,24	1,14	0,28	0,17	0,31	0,05	0,59	3,07
	Jul.03	C3 _{S-7}	2,03	1,15	0,28	-	-	0,17	-	-	0,61	-
		Media	2,47	1,54	0,26	1,09	0,28	0,15	0,43	0,06	0,60	2,83
C3_p	Jul.00	C3 _{P-1}	2,89	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C3 _{P-2}	2,85	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.03	C3 _{P-4}	2,00	1,19	0,34	0,64	0,21	0,17	0,40	0,07	0,52	1,68
	Jul.03	C3 _{P-6}	1,88	1,37	0,28	1,18	0,33	0,21	0,36	0,07	0,67	2,98
	Jul.03	C3 _{P-7}	2,16	1,06	0,28	-	-	0,14	-	-	0,50	-
	Ene.04	C3 _{P-4}	2,36	1,32	0,30	1,76	0,52	0,23	0,31	0,07	0,54	3,85

	Muestreo	Muestra	Al ₀ ^{+1/2} Fe ₀ (%)	(Al ₀ -Al _p)/Si ₀	Al _p /Al ₀	Al ₀ /Al _{dc}	Al _p /Al _{dc}	Fe _p /Fe ₀	Fe ₀ /Fe _{dc}	Fe _p /Fe _{dc}	Fe _p /Al _p	Fe _{dc} /Al _{dc}
	Ene.04	C3 _{P-6}	3,48	1,29	0,22	1,96	0,42	0,25	0,40	0,10	0,63	2,64
		Media	2,85	1,30	0,26	1,83	0,47	0,24	0,36	0,09	0,58	3,22
C4 _S	Abr.00	C4 _{S-2}	2,22	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Abr.00	C4 _{S-6}	1,96	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C4 _{S-1}	2,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C4 _{S-2}	2,25	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C4 _{S-3}	1,64	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C4 _{S-4}	1,60	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C4 _{S-5}	1,95	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C4 _{S-6}	1,50	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C4 _{S-2}	1,88	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C4 _{S-3}	2,28	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C4 _{S-6}	2,09	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.03	C4 _{S-3}	1,74	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.03	C4 _{S-5}	1,60	-	-	-	-	-	-	-	-	-
			Media	2,04	1,02	0,44	0,34	0,15	0,11	0,53	0,06	0,68
C4 _P	Ene.00	C4 _{P-2}	2,79	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C4 _{P-6}	2,55	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C4 _{P-2}	2,63	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C4 _{P-3}	2,20	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C4 _{P-6}	2,76	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.03	C4 _{P-3}	1,02	0,08	0,97	0,18	0,17	0,20	0,35	0,07	0,76	1,92
	Jul.03	C4 _{P-5}	1,43	0,31	0,69	0,19	0,13	0,12	0,55	0,06	0,74	1,53
	Ene.04	C4 _{P-3}	1,85	0,76	0,59	1,26	0,74	0,26	0,36	0,09	0,85	6,95
	Ene.04	C4 _{P-5}	2,82	1,49	0,26	2,05	0,53	0,25	0,39	0,10	0,67	3,66
		Media	2,36	1,10	0,44	1,61	0,63	0,25	0,38	0,09	0,76	5,23
C10 _S	Jun.94	C10 _{S-1}	0,68	-	1,03	-	-	0,34	-	-	0,66	-
	Jun.94	C10 _{S-3}	0,63	-	0,78	-	-	0,16	-	-	0,40	-
	Jun.94	C10 _{S-5}	0,86	-	1,05	-	-	0,28	-	-	0,68	-
	Jun.94	C10 _{S-6}	0,97	-	0,73	-	-	0,19	-	-	0,61	-
			Media	0,78	-	0,90	-	-	0,25	-	-	0,58
C10 _{P1}	Jun.94	C10 _{P1-1}	0,60	-	1,06	-	-	0,55	-	-	0,73	-
	Jun.94	C10 _{P1-3}	0,78	-	0,86	-	-	0,16	-	-	0,47	-
	Jun.94	C10 _{P1-5}	0,92	-	1,05	-	-	0,25	-	-	0,52	-

	Muestreo	Muestra	Al ₀ +1/2·Fe ₀ (%)	(Al ₀ -Al _p)/Si ₀	Al _p /Al ₀	Al ₀ /Al _{dc}	Al _p /Al _{dc}	Fe _p /Fe ₀	Fe ₀ /Fe _{dc}	Fe _p /Fe _{dc}	Fe _p /Al _p	Fe _{dc} /Al _{dc}
	Jun.94	C10 _{p1-6}	0,78	-	0,90	-	-	0,24	-	-	0,54	-
		Media	0,77	-	0,96	-	-	0,30	-	-	0,57	-
C10_{p2}	Jun.94	C10 _{p2-3}	0,84	-	1,05	-	-	0,33	-	-	0,69	-
C11_p	Jul.04	C11 _{p-1}	0,76	1,13	0,45	1,94	0,88	0,16	0,27	0,04	1,00	20,88
C12_p	Marz.04	C12 _{p-1}	0,43	0,95	0,37	1,58	0,58	0,20	0,27	0,05	0,45	4,79

Tabla 2 (Cont.). Valores medios de las relaciones entre los contenidos de Fe, Al y Si obtenidos con las disoluciones selectivas, por suelo, fecha de muestreo y muestra.

Suelo	Muestreo	Muestra	Alofana* (%)	Ferrihidrita (Fe ₀ ·1,7) (%)	(Al ₀ -Al _p) (%)	(Al ₀ -Al _{ca}) (%)	(Al _{dc} -Al ₀) (%)	(Fe ₀ -Fe _p) (%)	(Fe ₀ -Fe _{ca}) (%)	(Fe _{dc} -Fe ₀) (%)	(Si ₀ -Si _{ca}) (%)
N1_{p1}	Sept.04	N1 _{p1-1}	-	6,14	1,83	4,08	-2,39	-0,59	1,88	15,21	-0,06
N1_{p2}	Sept.04	N1 _{p2-1}	-	6,85	9,02	9,23	-5,40	1,26	2,16	12,75	0,48
N2_s	May.01	N2 _{s-1}	-	5,61	6,62	-	-	3,17	-	-	-
	Jul.03	N2 _{s-1}	-	3,62	6,96	7,35	-3,25	1,95	1,57	1,12	2,24
	Jul.03	N2 _{s-2}	-	3,89	6,03	6,63	-2,59	2,12	2,03	0,39	1,03
		Media			4,35	6,53	6,99	-2,92	2,40	1,80	0,76
N2_p	May.01	N2 _{p-1}	-	5,47	5,94	-	-	3,08	-	-	-
	May.01	N2 _{p-2}	-	6,17	6,50	-	-	3,55	-	-	-
	Jul.03	N2 _{p-2}	-	3,03	5,38	5,52	-1,56	1,64	1,41	1,62	1,82
	Ene.04	N2 _{p-1}	-	4,35	8,58	7,54	-6,18	2,47	0,61	2,77	2,98
	Ene.04	N2 _{p-2}	-	3,55	8,57	7,50	-5,64	1,99	0,18	2,84	3,28
		Media			4,11	7,31	6,92	-4,58	2,31	0,68	2,45
N3_{p1}	Nov.04	N3 _{p1-1}	1,80	2,92	0,35	1,25	-1,02	-0,12	0,22	6,16	-0,13
N3_{p2}	Nov.04	N3 _{p2-1}	1,24	4,11	0,19	0,65	-0,31	1,48	0,14	7,07	-0,04
N4_p	Jul.03	N4 _{p-1}	0,34	2,06	0,00	0,45	0,98	1,10	0,72	2,21	0,01
	Ene.04	N4 _{p-1}	2,38	1,89	0,57	0,61	0,32	0,83	-0,78	3,55	0,05
		Media	1,34	1,97	0,28	0,53	0,56	0,97	-0,02	4,11	0,03
C1_s	Nov.99	C1 _{s-1}	-	4,73	-	-	-	-	-	-	-
	Nov.99	C1 _{s-2}	8,31	6,60	2,20	-	-	3,82	-	-	-
	Nov.99	C1 _{s-3}	-	3,13	-	-	-	-	-	-	-
	Nov.99	C1 _{s-4}	-	5,54	-	-	-	-	-	-	-
	Nov.99	C1 _{s-5}	14,39	4,47	3,86	3,92	-1,18	2,52	1,91	0,96	1,65
	Nov.99	C1 _{s-6}	13,73	12,72	3,67	-	-	7,39	-	-	-
	Nov.99	C1 _{s-7}	8,70	3,59	1,99	2,18	0,55	1,94	1,40	2,93	1,34

	Muestreo	Muestra	Alofana* (%)	Ferrihidrita (Fe _o ·1,7) (%)	(Al _o -Al _p) (%)	(Al _o -Al _{ca}) (%)	(Al _{dc} -Al _o) (%)	(Fe _o -Fe _p) (%)	(Fe _o -Fe _{ca}) (%)	(Fe _{dc} -Fe _o) (%)	(Si _o -Si _{ca}) (%)
	Nov.99	C1 _{S-8}	2,72	4,17	0,73	0,70	2,77	2,38	1,52	2,47	0,22
	Nov.99	C1 _{S-9}	11,08	2,82	2,92	2,98	0,48	1,61	1,01	1,92	1,38
	Nov.99	C1 _{S-10}	11,44	2,79	3,05	3,38	0,06	1,59	1,15	0,96	1,38
	Nov.99	C1 _{S-11}	-	7,84	-	-	-	-	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-12}	15,70	5,19	3,59	-	-	2,99	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-13}	-	4,42	-	-	-	-	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-14}	18,58	3,96	4,97	5,02	-2,27	2,28	1,67	1,01	2,24
	Nov.99	C1 _{S-15}	10,78	3,50	2,30	-	-	2,02	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-16}	4,46	3,86	1,19	-	-	2,21	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-17}	9,67	2,35	2,29	-	-	1,32	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-18}	6,98	6,27	1,87	-	-	3,58	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-19}	7,51	15,37	1,92	-	-	8,96	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-20}	11,18	2,87	2,93	-	-	1,51	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-21}	3,48	4,73	0,80	-	-	2,71	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-22}	11,50	8,47	2,82	-	-	4,84	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-23}	-	4,18	-	-	-	-	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-24}	27,28	3,69	3,58	3,88	-1,07	2,03	1,70	1,22	0,85
	Nov.99	C1 _{S-25}	4,12	4,68	1,07	-	-	2,64	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-26}	12,32	4,88	3,05	-	-	2,76	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-27}	3,71	6,49	0,90	0,96	1,73	3,77	2,58	5,25	0,52
	Nov.99	C1 _{S-28}	16,62	5,17	4,44	-	-	2,92	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-29}	7,08	9,66	1,86	1,83	1,01	5,49	4,77	-0,75	0,87
	Nov.99	C1 _{S-30}	5,03	3,59	1,26	1,26	2,23	2,05	0,80	2,56	0,72
	Nov.99	C1 _{S-31}	8,01	3,13	2,15	-	-	1,65	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-32}	10,24	8,16	2,74	-	-	4,71	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-33}	-	5,97	3,29	-	-	3,44	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-34}	9,63	2,87	2,44	-	-	1,63	-	-	-
	Nov.99	C1 _{S-35}	6,99	4,32	1,75	-	-	2,48	-	-	-
		Media	10,06	5,32	2,47	2,61	0,43	3,07	1,85	1,85	1,12
C1_p	Jul.04	C1 _{p-36}	14,11	5,85	3,52	3,00	-2,58	3,32	0,81	9,59	1,67
C2_s	Ene.00	C2 _{s-1}	-	1,28	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C2 _{s-2}	-	6,44	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C2 _{s-3}	-	5,00	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C2 _{s-4}	-	4,13	-	-	-	-	-	-	-

	Muestreo	Muestra	Alofana* (%)	Ferrihidrita (Fe _o ·1,7) (%)	(Al _o -Al _p) (%)	(Al _o -Al _{ca}) (%)	(Al _{dc} -Al _o) (%)	(Fe _o -Fe _p) (%)	(Fe _o -Fe _{ca}) (%)	(Fe _{dc} -Fe _o) (%)	(Si _o -Si _{ca}) (%)
	Ene.00	C2 _{S-5}	-	4,56	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C2 _{S-6}	-	7,36	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C2 _{S-2}	-	3,71	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C2 _{S-4}	-	2,38	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C2 _{S-6}	-	3,20	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.03	C2 _{S-7}	5,68	1,89	1,30	1,29	0,26	1,01	0,57	3,77	0,76
	Jul.03	C2 _{S-10}	3,77	1,90	0,76	0,88	0,38	0,95	0,56	2,04	0,55
	Jul.03	C2 _{S-14}	3,46	1,97	0,50	0,57	0,43	1,02	0,55	4,17	0,53
			Media	4,30	3,23	0,85	0,91	0,36	0,99	0,56	3,33
C2 _P	Jul.00	C2 _{P-2}	-	4,62	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C2 _{P-4}	-	2,41	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C2 _{P-6}	-	3,32	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.03	C2 _{P-7}	6,10	1,89	1,44	1,43	-0,22	0,99	0,70	2,37	0,76
	Jul.03	C2 _{P-10}	4,61	2,13	1,03	1,12	-0,10	1,10	0,60	3,80	0,61
	Jul.03	C2 _{P-14}	3,61	2,07	0,58	0,75	0,82	1,04	0,34	2,93	0,45
	Ene.04	C2 _{P-10}	7,84	2,30	2,00	1,16	-1,16	1,08	-2,30	2,30	0,75
	Ene.04	C2 _{P-14}	3,53	2,01	0,81	0,18	-0,18	0,92	-2,77	2,77	0,20
		Media	5,62	2,58	1,38	0,68	-0,63	1,00	-2,42	2,56	0,48
C3 _S	Ene.00	C3 _{S-1}	-	2,55	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C3 _{S-2}	-	2,52	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C3 _{S-3}	-	6,02	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.01	C3 _{S-4}	-	2,89	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.01	C3 _{S-5}	-	2,67	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.01	C3 _{S-6}	-	2,50	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.01	C3 _{S-7}	-	2,87	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.03	C3 _{S-4}	4,13	2,96	0,96	1,11	-0,06	1,53	1,06	1,49	0,52
	Jul.03	C3 _{S-6}	4,02	2,01	1,06	1,16	-0,17	0,98	0,28	2,60	0,41
	Jul.03	C3 _{S-7}	4,80	2,30	0,97	-	-	1,12	-	-	-
		Media	4,31	2,62	1,00	1,14	-0,12	1,21	0,67	2,05	0,47
C3 _P	Jul.00	C3 _{P-1}	-	2,87	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C3 _{P-2}	-	3,01	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.03	C3 _{P-4}	4,21	2,35	0,87	1,07	0,75	1,15	0,59	2,08	0,61
	Jul.03	C3 _{P-6}	4,14	1,99	0,93	1,06	-0,20	0,93	0,36	2,08	0,54

	Muestreo	Muestra	Alofana* (%)	Ferrihidrita (Fe _o -1.7) (%)	(Al _o -Al _p) (%)	(Al _o -Al _{ca}) (%)	(Al _{dc} -Al _o) (%)	(Fe _o -Fe _p) (%)	(Fe _o -Fe _{ca}) (%)	(Fe _{dc} -Fe _o) (%)	(Si _o -Si _{ca}) (%)
	Jul.03	C3 _{p-7}	5,50	2,41	1,05	-	-	1,22	-	-	-
	Ene.04	C3 _{p-4}	5,64	2,04	1,24	1,22	-0,76	0,92	-0,99	2,65	0,61
	Ene.04	C3 _{p-6}	9,92	2,50	2,15	2,06	-1,34	1,10	-0,71	2,23	1,30
		Media	7,66	2,45	1,67	1,62	-1,02	1,01	-0,82	2,43	0,95
C4 _s	Abr.00	C4 _{s-2}	-	3,01	-	-	-	-	-	-	-
	Abr.00	C4 _{s-6}	-	2,06	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C4 _{s-1}	-	2,38	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C4 _{s-2}	-	3,23	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C4 _{s-3}	-	3,09	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C4 _{s-4}	-	2,38	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C4 _{s-5}	-	2,55	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C4 _{s-6}	-	1,70	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C4 _{s-2}	-	2,50	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C4 _{s-3}	-	3,33	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C4 _{s-6}	-	2,64	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.03	C4 _{s-3}	2,06	3,49	0,44	0,50	1,46	1,87	1,13	2,56	0,19
	Jul.03	C4 _{s-5}	2,32	3,04	0,35	0,50	1,34	1,55	0,79	1,13	0,30
		Media	2,19	2,72	0,40	0,50	1,40	1,71	0,96	1,85	0,25
C4 _p	Ene.00	C4 _{p-2}	-	3,33	-	-	-	-	-	-	-
	Ene.00	C4 _{p-6}	-	2,45	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C4 _{p-2}	-	3,33	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C4 _{p-3}	-	3,47	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.00	C4 _{p-6}	-	3,15	-	-	-	-	-	-	-
	Jul.03	C4 _{p-3}	0,57	2,26	0,01	0,12	1,65	1,07	0,09	2,51	-0,02
	Jul.03	C4 _{p-5}	2,06	3,33	0,14	0,27	1,87	1,73	0,90	1,59	0,28
	Ene.04	C4 _{p-3}	2,56	3,13	0,38	0,49	-0,19	1,37	-2,02	3,30	0,06
	Ene.04	C4 _{p-5}	6,58	2,47	1,55	1,60	-1,07	1,09	-0,50	2,28	0,70
		Media	4,46	2,97	0,93	1,02	-0,56	1,24	-1,22	2,78	0,37
C10 _s	Jun.94	C10 _{s-1}	no procede	1,14	-0,01	-	-	0,44	-	-	-
	Jun.94	C10 _{s-3}	no procede	1,04	0,07	-	-	0,51	-	-	-
	Jun.94	C10 _{s-5}	no procede	1,62	-0,02	-	-	0,68	-	-	-
	Jun.94	C10 _{s-6}	no procede	1,77	0,12	-	-	0,84	-	-	-
			Media	-	1,39	0,04	-	0,62	-	-	-
C10 _{p1}	Jun.94	C10 _{p1-1}	no procede	0,83	-0,02	-	-	0,22	-	-	-

	Muestreo	Muestra	Alofana* (%)	Ferrihidrita (Fe ₀ ·1,7) (%)	(Al _o -Al _n) (%)	(Al _o -Al _{ca}) (%)	(Al _{dc} -Al _o) (%)	(Fe _o -Fe _n) (%)	(Fe _o -Fe _{ca}) (%)	(Fe _{dc} -Fe _o) (%)	(Si _o -Si _{ca}) (%)
	Jun.94	C10 _{p1-3}	no procede	1,45	0,05	-	-	0,71	-	-	-
	Jun.94	C10 _{p1-5}	no procede	1,63	-0,02	-	-	0,72	-	-	-
	Jun.94	C10 _{p1-6}	no procede	1,33	0,04	-	-	0,59	-	-	-
		Media	-	1,31	0,01	-	-	0,56	-	-	-
C10_{p2}	Jun.94	C10 _{p2-3}	no procede	1,50	-0,02	-	-	0,59	-	-	-
C11_p	Jul.04	C11 _{p-1}	no procede	1,51	0,17	0,28	-0,15	0,75	0,49	2,45	0,03
C12_p	Marz.04	C12 _{p-1}	no procede	0,43	0,19	0,20	-0,11	0,20	0,17	0,66	-0,16

*Alofana = 100/y · %Si_o, donde

y = -5,1 x + 23,4; x = (Al_o-Al_p)/Si_o (Parfitt y Henmi, 1982)

Tabla 3. Valores medios de los contenidos en vidrio volcánico y contenido en Fe, Al y Si obtenidos con las disoluciones selectivas, por suelo, fecha de muestreo y muestra (suelos de El Hierro).

Muestreo	Suelo	ΔP (%)	Fración 2-0,02 mm (g·kg ⁻¹)	Vidrio < 20 μm (%)	Al _o (%)	Fe _o (%)	Si _o (%)	Al _o +1/2 Fe _o (%)	Al _o /Si _o	Alofana* (%)	Ferrihidrita (Fe ₀ ·1,7) (%)
Marz.06	C5 _S	56,9	473	57	3,27	4,10	2,29	5,32	1,43	14,23	6,96
Marz.06	C5 _{p1}	90,7	625	52	4,52	5,68	3,40	7,36	1,33	20,47	9,65
Marz.06	C5 _{p2}	93,2	545	54	4,82	5,07	3,25	7,36	1,48	20,52	8,62
Marz.06	C5 _{p3}	91,1	618	40	4,28	5,93	3,00	7,25	1,43	18,61	10,08
Marz.06	C6 _p	83,3	717	62	3,32	4,80	2,71	5,72	1,22	15,82	8,17
Marz.06	C7 _p	88,9	320	57	3,17	4,35	1,19	5,34	2,65	12,91	7,40
Marz.06	C8 _S	73,8	715	60	2,26	3,67	1,34	4,10	1,80	9,27	6,23
Marz.06	C8 _p	86,1	625	61	3,03	4,31	2,30	5,19	1,36	13,89	7,33
Marz.06	C9 _S	77,1	656	67	3,81	4,17	1,94	5,90	1,96	14,49	7,09
Marz.06	C9 _p	87,2	704	49	4,23	5,39	2,60	6,93	1,63	17,22	9,16

*Alofana = 100/y · %Si_o, donde

y = -5,1 x + 23,4; x = (Al_o-Al_p)/Si_o (Parfitt y Henmi, 1982)

Tabla 4. Valores medios de la conductividad eléctrica (CE), pH y cationes y aniones solubles del extracto de pasta saturada y relación de absorción de sodio (SAR), por suelo, fecha de muestreo y muestra (Conjunto 1).

Suelo	Muestreo	Muestra	CE (dS·m ⁻¹)	pH	Ca ²⁺ (meq·L ⁻¹)	Mg ²⁺ (meq·L ⁻¹)	K ⁺ (meq·L ⁻¹)	Na ⁺ (meq·L ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ (meq·L ⁻¹)	Cl ⁻ (meq·L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ (meq·L ⁻¹)	NO ₃ ⁻ (meq·L ⁻¹)	SAR (mmol·L ⁻¹) ^{0.5}
N1 _{P1}	Sept.04	N1 _{P1-1}	0,11	5,72	0,12	0,08	0,08	0,82	0,29	0,48	0,29	0,11	2,59
N1 _{P2}	Sept.04	N1 _{P2-1}	0,10	5,38	0,09	0,06	0,06	0,83	0,25	0,56	0,29	0,10	3,03
N2 _P	Ene.04	N2 _{P-1}	0,12	6,70	0,58	0,10	0,09	0,55	0,16	0,89	0,25	0,12	0,94
	Ene.04	N2 _{P-2}	0,14	6,85	0,67	0,13	0,04	0,78	0,21	0,85	0,25	0,14	1,23
		Media	0,13	6,78	0,63	0,12	0,06	0,67	0,19	0,87	0,25	0,13	1,08
N3 _{P1}	Nov.04	N3 _{P1-1}	0,50	5,21	0,33	0,51	0,14	2,70	0,30	3,29	0,48	0,50	4,17
N3 _{P2}	Nov.04	N3 _{P2-1}	0,28	5,02	0,17	0,21	0,21	1,62	0,32	1,88	0,29	0,28	3,72
N4 _P	Ene.04	N4 _{P-1}	0,16	6,12	0,58	0,15	0,14	0,96	0,39	1,18	0,25	0,16	1,59
C1 _S	Nov.99	C1 _{S-1}	3,97	7,19	14,30	8,10	n.d.	20,40	n.d.	n.d.	n.d.	13,50	6,10
	Nov.99	C1 _{S-2}	1,41	7,31	6,30	2,70	n.d.	5,90	n.d.	n.d.	n.d.	1,52	2,78
	Nov.99	C1 _{S-3}	2,20	7,18	11,30	7,20	n.d.	5,30	n.d.	n.d.	n.d.	1,74	1,74
	Nov.99	C1 _{S-4}	1,00	7,62	3,10	1,70	n.d.	5,60	n.d.	n.d.	n.d.	1,28	3,61
	Nov.99	C1 _{S-5}	4,19	6,85	15,40	9,50	n.d.	21,00	n.d.	n.d.	n.d.	8,95	5,95
	Nov.99	C1 _{S-6}	0,56	7,00	2,20	0,90	n.d.	2,70	n.d.	n.d.	n.d.	0,36	2,17
	Nov.99	C1 _{S-7}	2,19	7,26	7,50	3,50	n.d.	11,80	n.d.	n.d.	n.d.	4,81	5,03
	Nov.99	C1 _{S-8}	3,98	7,48	17,40	9,10	n.d.	17,20	n.d.	n.d.	n.d.	5,96	4,73
	Nov.99	C1 _{S-9}	6,15	7,23	16,70	11,10	n.d.	35,10	n.d.	n.d.	n.d.	12,89	9,41
	Nov.99	C1 _{S-10}	0,96	6,99	4,10	2,10	n.d.	3,40	n.d.	n.d.	n.d.	1,42	1,93
	Nov.99	C1 _{S-11}	0,93	7,54	3,00	1,70	n.d.	4,80	n.d.	n.d.	n.d.	0,82	3,13
	Nov.99	C1 _{S-12}	1,01	7,40	3,20	1,50	n.d.	5,40	n.d.	n.d.	n.d.	0,64	3,52
	Nov.99	C1 _{S-13}	2,13	6,59	7,80	4,30	n.d.	11,20	n.d.	n.d.	n.d.	7,34	4,55
	Nov.99	C1 _{S-14}	1,05	7,28	1,70	2,20	n.d.	6,70	n.d.	n.d.	n.d.	1,79	4,80
	Nov.99	C1 _{S-15}	2,98	6,88	13,50	5,70	n.d.	12,10	n.d.	n.d.	n.d.	7,62	3,91
	Nov.99	C1 _{S-16}	1,65	7,59	5,40	3,20	n.d.	9,00	n.d.	n.d.	n.d.	3,26	4,34
	Nov.99	C1 _{S-17}	5,69	6,67	21,30	11,60	n.d.	29,20	n.d.	n.d.	n.d.	11,83	7,20
	Nov.99	C1 _{S-18}	5,37	6,98	18,90	12,70	n.d.	15,60	n.d.	n.d.	n.d.	26,94	3,92
	Nov.99	C1 _{S-19}	4,07	6,73	21,00	14,70	n.d.	8,80	n.d.	n.d.	n.d.	7,36	2,08
	Nov.99	C1 _{S-20}	19,34	6,45	60,60	45,20	n.d.	102,70	n.d.	n.d.	n.d.	54,92	14,12
	Nov.99	C1 _{S-21}	2,42	6,23	9,30	4,10	n.d.	12,00	n.d.	n.d.	n.d.	8,23	4,64
	Nov.99	C1 _{S-22}	1,54	7,36	6,90	3,80	n.d.	5,40	n.d.	n.d.	n.d.	1,22	2,33
	Nov.99	C1 _{S-23}	8,85	6,48	33,30	27,20	n.d.	36,00	n.d.	n.d.	n.d.	39,48	6,55

	Muestreo	Muestra	CE (dS·m ⁻¹)	pH	Ca ²⁺ (meq·L ⁻¹)	Mg ²⁺ (meq·L ⁻¹)	K ⁺ (meq·L ⁻¹)	Na ⁺ (meq·L ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ (meq·L ⁻¹)	Cl ⁻ (meq·L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ (meq·L ⁻¹)	NO ₃ ⁻ (meq·L ⁻¹)	SAR (mmol·L ⁻¹) ^{0.5}
	Nov.99	C1 _{S-24}	1,41	6,11	6,50	2,40	n.d.	6,10	n.d.	n.d.	n.d.	0,92	2,89
	Nov.99	C1 _{S-25}	4,19	6,97	21,00	11,50	n.d.	12,60	n.d.	n.d.	n.d.	2,41	3,13
	Nov.99	C1 _{S-26}	0,63	7,67	1,40	0,80	n.d.	3,70	n.d.	n.d.	n.d.	0,22	3,53
	Nov.99	C1 _{S-27}	1,50	7,65	3,40	2,10	n.d.	9,00	n.d.	n.d.	n.d.	1,19	5,43
	Nov.99	C1 _{S-28}	2,94	7,42	7,90	3,40	n.d.	20,50	n.d.	n.d.	n.d.	8,51	8,62
	Nov.99	C1 _{S-29}	1,48	6,31	3,40	4,10	n.d.	7,20	n.d.	n.d.	n.d.	3,76	3,72
	Nov.99	C1 _{S-30}	0,95	7,39	2,30	1,90	n.d.	4,20	n.d.	n.d.	n.d.	2,74	2,90
	Nov.99	C1 _{S-31}	0,51	7,31	1,40	0,70	n.d.	2,80	n.d.	n.d.	n.d.	0,87	2,73
	Nov.99	C1 _{S-32}	5,75	7,05	26,90	14,20	n.d.	19,70	n.d.	n.d.	n.d.	12,64	4,35
	Nov.99	C1 _{S-33}	0,47	6,92	0,90	1,00	n.d.	2,40	n.d.	n.d.	n.d.	0,46	2,46
	Nov.99	C1 _{S-34}	2,38	7,38	8,26	4,21	n.d.	9,91	n.d.	n.d.	n.d.	7,03	3,97
	Nov.99	C1 _{S-35}	3,89	6,40	17,50	8,50	n.d.	15,70	n.d.	n.d.	n.d.	7,83	4,35
		Media	3,13	7,06	11,55	7,09	n.d.	14,31	n.d.	n.d.	n.d.	7,78	4,47
C1_P	Jul.04	C1 _{P-36}	4,15	7,48	13,89	10,93	2,53	20,60	15,40	22,66	0,58	7,17	5,85
	Ene.00	C2 _{S-4}	3,22	8,10	4,60	3,50	1,30	24,20	13,40	16,20	2,00	0,70	12,03
	Ene.00	C2 _{S-6}	2,76	8,30	3,70	2,90	2,00	20,40	11,50	8,10	2,20	4,30	11,23
	Jul.00	C2 _{S-2}	3,12	8,00	1,80	2,70	0,30	25,50	11,80	15,90	1,50	3,00	17,00
	Jul.00	C2 _{S-4}	2,08	7,90	2,00	2,80	0,50	14,90	10,80	8,50	1,10	1,00	9,62
	Jul.00	C2 _{S-6}	4,46	7,60	2,60	3,80	0,60	31,80	16,20	20,70	1,00	6,00	17,78
C2_S	Nov.00	C2 _{S-2}	4,40	7,96	19,20	0,57	1,26	0,28	8,07	5,22	2,88	2,50	0,09
	Nov.00	C2 _{S-4}	5,91	7,51	5,09	9,65	0,68	36,10	23,28	25,59	1,45	11,20	13,30
	Nov.00	C2 _{S-6}	2,82	7,31	1,34	2,94	1,10	18,00	13,16	7,58	1,65	5,80	12,30
	Jul.03	C2 _{S-7}	4,21	7,40	10,00	14,80	1,70	20,70	35,70	12,30	2,10	1,60	5,88
	Jul.03	C2 _{S-10}	5,80	6,40	24,20	30,40	1,80	20,30	72,60	10,50	0,90	2,90	3,89
	Jul.03	C2 _{S-14}	3,16	7,00	7,60	10,40	2,70	12,60	26,30	6,60	2,00	2,10	4,20
		Media	3,81	7,59	7,47	7,68	1,27	20,43	22,07	12,47	1,71	3,74	9,76
	Ene.00	C2 _{P-4}	2,20	8,20	3,00	2,00	0,70	15,70	9,90	9,00	1,84	4,30	9,93
	Ene.00	C2 _{P-6}	1,96	8,20	2,00	1,60	1,20	15,30	8,70	7,50	1,00	0,90	11,40
	Jul.00	C2 _{P-2}	1,56	7,80	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
C2_P	Jul.00	C2 _{P-4}	1,75	7,70	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.00	C2 _{P-6}	1,59	7,40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.03	C2 _{P-7}	3,41	7,30	7,30	9,50	1,40	17,40	27,80	9,00	1,60	2,10	6,00
	Jul.03	C2 _{P-10}	2,87	6,90	7,10	9,30	0,90	12,80	23,80	6,80	1,00	2,10	4,47
	Jul.03	C2 _{P-14}	2,17	7,10	2,90	4,80	1,60	10,50	12,90	7,40	1,70	1,80	5,35

	Muestreo	Muestra	CE (dS·m ⁻¹)	pH	Ca ²⁺ (meq·L ⁻¹)	Mg ²⁺ (meq·L ⁻¹)	K ⁺ (meq·L ⁻¹)	Na ⁺ (meq·L ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ (meq·L ⁻¹)	Cl ⁻ (meq·L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ (meq·L ⁻¹)	NO ₃ ⁻ (meq·L ⁻¹)	SAR (mmol·L ⁻¹) ^{0.5}
	Ene.04	C2 _{P-10}	1,69	7,43	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.04	C2 _{P-14}	3,75	7,17	5,28	9,23	10,31	16,85	26,54	11,61	1,39	2,32	6,26
		Media	2,30	7,52	4,60	6,07	2,69	14,76	18,27	8,55	1,42	2,25	7,24
C3 _S	Ene.00	C3 _{S-1}	4,89	7,90	6,40	7,90	3,30	33,30	17,20	20,30	2,72	11,70	12,45
	Ene.00	C3 _{S-2}	12,71	7,80	23,70	29,80	4,50	82,00	39,40	62,70	2,16	32,10	15,85
	Jul.00	C3 _{S-1}	8,43	7,39	15,40	16,80	10,40	30,80	11,60	20,06	3,31	66,00	7,68
	Jul.00	C3 _{S-2}	12,71	7,19	37,90	35,70	20,30	60,00	28,30	57,71	2,81	67,00	9,89
	Nov.00	C3 _{S-1}	8,43	7,39	15,40	16,79	10,42	30,76	11,61	20,06	3,31	66,00	7,67
	Nov.00	C3 _{S-2}	12,71	7,19	37,92	35,68	20,33	60,00	28,26	57,71	2,81	67,00	9,89
	Nov.00	C3 _{S-3}	8,00	7,42	25,19	22,04	10,10	36,20	18,54	33,58	2,21	43,00	7,45
	Jul.01	C3 _{S-4}	15,35	7,05	38,43	36,52	24,55	61,09	31,42	50,06	2,02	86,00	9,98
	Jul.01	C3 _{S-5}	3,73	7,40	7,00	6,40	1,21	22,72	11,91	17,65	2,03	17,40	8,78
	Jul.01	C3 _{S-6}	12,21	7,30	22,65	27,28	6,78	68,48	30,03	63,29	1,10	57,00	13,71
	Jul.01	C3 _{S-7}	7,89	7,25	16,41	14,90	4,67	44,24	21,42	29,15	1,48	42,00	11,18
	Ene.02	C3 _{S-4}	9,89	7,30	23,70	27,90	14,10	46,00	16,60	35,20	2,20	63,80	9,06
	Ene.02	C3 _{S-6}	7,63	7,30	17,40	18,30	3,30	45,30	12,70	38,90	1,20	35,70	10,72
	Ene.02	C3 _{S-7}	5,55	7,40	10,10	10,30	3,40	33,50	13,80	23,60	1,70	24,10	10,49
	Ene.03	C3 _{S-4}	1,71	7,30	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.03	C3 _{S-6}	1,79	7,40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.03	C3 _{S-7}	1,32	7,50	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.03	C3 _{S-4}	7,20	7,10	11,30	14,30	9,10	35,20	17,50	22,20	2,34	28,20	9,84
	Jul.03	C3 _{S-6}	15,18	6,80	43,30	45,80	7,30	73,00	47,40	61,00	1,67	37,10	10,94
	Jul.03	C3 _{S-7}	2,83	7,50	4,20	4,80	2,30	15,10	8,90	9,50	2,20	7,70	7,12
		Media	8,01	7,34	20,96	21,84	9,18	45,75	21,56	36,63	2,19	44,22	10,16
C3 _P	Ene.00	C3 _{P-1}	4,35	7,90	6,20	6,10	2,50	28,60	13,50	15,80	2,96	12,00	11,53
	Ene.00	C3 _{P-2}	8,26	7,60	12,20	15,50	2,00	52,60	19,90	44,20	1,52	17,00	14,13
	Jul.00	C3 _{P-1}	12,53	7,59	20,60	32,30	18,30	69,80	28,30	56,16	3,01	70,00	13,57
	Jul.00	C3 _{P-2}	13,55	7,30	27,00	39,50	16,00	65,70	28,70	65,99	1,88	71,00	11,39
	Nov.00	C3 _{P-1}	12,53	7,59	20,61	32,32	18,29	69,78	28,26	56,16	3,01	70,00	13,56
	Nov.00	C3 _{P-2}	13,55	7,30	26,98	39,46	15,98	65,65	28,73	65,99	1,88	71,00	11,39
	Nov.00	C3 _{P-3}	5,59	7,67	10,94	12,59	6,91	25,22	15,00	24,07	2,33	26,60	7,35
	Ene.02	C3 _{P-4}	8,84	7,10	18,60	21,60	10,70	43,90	13,00	32,70	1,60	52,30	9,79
Ene.02	C3 _{P-6}	6,83	7,40	12,30	13,20	1,80	42,50	12,30	33,30	1,10	29,70	11,90	

	Muestreo	Muestra	CE (dS·m ⁻¹)	pH	Ca ²⁺ (meq·L ⁻¹)	Mg ²⁺ (meq·L ⁻¹)	K ⁺ (meq·L ⁻¹)	Na ⁺ (meq·L ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ (meq·L ⁻¹)	Cl ⁻ (meq·L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ (meq·L ⁻¹)	NO ₃ ⁻ (meq·L ⁻¹)	SAR (mmol·L ⁻¹) ^{0.5}	
	Ene.02	C3 _{p-7}	5,04	7,00	8,80	8,60	2,00	34,70	12,60	24,40	1,10	22,00	11,76	
	Ene.03	C3 _{p-4}	1,84	7,30	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Ene.03	C3 _{p-6}	1,87	7,80	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Ene.03	C3 _{p-7}	2,57	7,10	2,00	3,60	1,30	17,80	10,00	8,50	1,18	7,70	10,64	
	Jul.03	C3 _{p-4}	4,27	7,30	5,70	7,10	5,00	24,60	15,00	11,60	2,92	10,00	9,72	
	Jul.03	C3 _{p-6}	5,47	7,30	8,70	9,90	1,70	34,10	18,90	21,00	2,01	13,20	11,18	
	Jul.03	C3 _{p-7}	1,63	7,30	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.04	C3 _{p-4}	4,54	7,02	6,80	9,10	2,20	24,30	12,40	13,20	1,22	18,20	8,62	
	Ene.04	C3 _{p-6}	2,32	7,31	3,05	3,15	0,64	14,13	8,34	8,12	1,60	4,80	8,03	
			Media	6,42	7,38	12,70	16,93	7,02	40,89	17,66	32,08	1,95	33,03	10,97
C4_s	Ene.00	C4 _{s-2}	2,52	8,20	6,40	5,20	3,30	11,00	12,30	7,90	2,60	5,70	4,57	
	Ene.00	C4 _{s-3}	2,17	7,90	4,40	3,90	3,20	9,60	7,90	7,90	2,20	2,40	4,71	
	Ene.00	C4 _{s-6}	2,31	7,80	6,30	5,00	1,30	10,80	9,10	6,50	0,00	5,50	4,54	
	Abr.00	C4 _{s-2}	2,45	8,05	3,40	3,80	3,90	12,20	8,60	2,90	2,70	4,00	6,43	
	Abr.00	C4 _{s-6}	1,80	7,89	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Jul.00	C4 _{s-2}	2,12	7,90	4,30	3,60	2,70	11,10	8,60	5,50	2,10	4,60	5,59	
	Jul.00	C4 _{s-3}	2,34	7,30	5,30	4,70	3,30	10,20	9,00	4,00	1,10	8,40	4,56	
	Jul.00	C4 _{s-6}	2,17	8,10	3,60	2,10	2,80	10,80	7,10	4,20	1,90	7,50	6,40	
	Ene.02	C4 _{s-2}	1,80	7,60	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.02	C4 _{s-3}	1,60	7,50	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.02	C4 _{s-5}	1,60	7,60	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.03	C4 _{s-2}	1,70	6,50	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.03	C4 _{s-3}	2,10	7,70	3,40	3,00	4,40	9,90	8,20	4,80	5,50	4,60	5,53	
	Ene.03	C4 _{s-5}	2,00	7,00	3,20	2,90	0,40	13,30	11,70	3,60	1,70	2,90	7,62	
	Jul.03	C4 _{s-3}	1,90	7,50	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.03	C4 _{s-5}	1,70	7,50	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
			Media	2,02	7,63	4,48	3,80	2,81	10,99	9,17	5,26	2,20	5,07	5,55
C4_p	Ene.00	C4 _{p-2}	2,70	7,90	5,60	5,00	4,10	12,60	13,20	3,70	7,10	6,40	5,47	
	Ene.00	C4 _{p-3}	1,95	7,90	3,80	3,40	2,40	9,10	7,30	4,90	7,70	5,30	4,80	
	Ene.00	C4 _{p-6}	2,08	8,20	5,50	4,00	1,00	10,70	7,50	6,00	1,90	6,00	4,91	
	Jul.00	C4 _{p-2}	1,73	7,70	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Jul.00	C4 _{p-3}	1,95	7,00	3,20	3,80	1,90	10,20	6,00	3,00	0,50	9,00	5,45	
	Jul.00	C4 _{p-6}	1,94	7,30	3,10	4,20	1,00	9,30	7,80	4,00	0,50	6,80	4,87	
	Ene.02	C4 _{p-2}	1,20	7,60	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

	Muestreo	Muestra	CE (dS·m ⁻¹)	pH	Ca ²⁺ (meq·L ⁻¹)	Mg ²⁺ (meq·L ⁻¹)	K ⁺ (meq·L ⁻¹)	Na ⁺ (meq·L ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ (meq·L ⁻¹)	Cl ⁻ (meq·L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ (meq·L ⁻¹)	NO ₃ ⁻ (meq·L ⁻¹)	SAR (mmol·L ⁻¹) ^{0.5}
	Ene.02	C4p.3	1,60	7,20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.02	C4p.5	1,60	7,80	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.03	C4p.2	1,30	7,30	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.03	C4p.3	1,80	7,60	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.03	C4p.5	1,90	7,20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.03	C4p.3	1,90	7,20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Jul.03	C4p.5	1,60	7,40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.04	C4p.3	1,30	7,31	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ene.04	C4p.5	1,68	7,37	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
		Media	1,76	7,50	4,24	4,08	2,08	10,38	8,36	4,32	3,54	6,70	5,10

n.d. no determinado

Tabla 5. Valores medios de la conductividad eléctrica (CE), pH y cationes y aniones solubles del extracto de pasta saturada (extracto 1:1 en el caso de los suelos C5, C6, C7, C8 y C9) y relación de absorción de sodio (SAR), por suelo, fecha de muestreo y muestra (Conjunto 2).

Suelo	Muestreo	Muestra	CE (dS·m ⁻¹)	pH	Ca ²⁺ (meq·L ⁻¹)	Mg ²⁺ (meq·L ⁻¹)	K ⁺ (meq·L ⁻¹)	Na ⁺ (meq·L ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ (meq·L ⁻¹)	Cl ⁻ (meq·L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ (meq·L ⁻¹)	NO ₃ ⁻ (meq·L ⁻¹)	SAR (mmol·L ⁻¹) ^{0.5}
C5 _S	Marz.06	C5 _{S-1}	n.d.	n.d.	2,54	0,79	0,44	2,71	n.d.	< 0,1	n.d.	n.d.	2,10
	Marz.06	C5 _{S-2}	0,51	4,28	1,27	1,04	0,24	2,16	n.d.	< 0,1	n.d.	n.d.	2,01
	Marz.06	C5 _{S-3}	1,00	4,60	3,78	2,37	0,29	3,94	7,97	< 0,1	n.d.	n.d.	2,25
		Media	0,75	4,44	2,53	1,40	0,33	2,94	n.d.	< 0,1	n.d.	n.d.	2,12
C5 _{P1}	Marz.06	C5 _{P1-1}	0,23	5,56	0,45	0,10	0,33	1,02	9,38	< 0,1	n.d.	0,32	1,95
	Marz.06	C5 _{P1-2}	0,36	5,05	0,37	0,17	0,28	1,84	1,56	< 0,1	n.d.	0,25	3,54
	Marz.06	C5 _{P1-3}	0,35	4,61	0,48	0,26	0,92	2,89	3,24	< 0,1	n.d.	0,12	4,75
		Media	0,37	4,60	0,32	0,13	0,53	2,02	n.d.	< 0,1	n.d.	n.d.	3,41
C5 _{P2}	Marz.06	C5 _{P2-1}	0,44	4,07	0,12	0,05	0,66	2,17	2,62	< 0,1	n.d.	0,37	7,44
C5 _{P3}	Marz.06	C5 _{P3-1}	0,45	3,71	0,18	0,08	0,43	2,21	2,51	< 0,1	n.d.	0,31	6,13
C6 _P	Marz.06	C6 _{P-1}	0,35	3,77	0,82	0,30	0,63	0,69	4,18	< 0,1	n.d.	0,27	0,92
	Marz.06	C6 _{P-2}	0,28	5,18	0,59	0,13	0,60	0,42	4,20	< 0,1	n.d.	0,69	0,70
	Marz.06	C6 _{P-2}	0,32	6,41	3,62	0,60	1,21	0,45	24,16	< 0,1	n.d.	1,21	0,31
		Media	0,32	5,12	1,68	0,34	0,81	0,52	n.d.	< 0,1	n.d.	n.d.	3,10
C7 _P	Marz.06	C7 _{P-1}	1,58	3,48	9,94	2,47	0,49	3,91	18,98	< 0,1	n.d.	0,04	1,57
	Marz.06	C7 _{P-2}	0,75	3,37	4,02	0,93	0,20	1,45	7,90	< 0,1	n.d.	0,13	0,92
	Marz.06	C7 _{P-3}	1,37	3,40	11,79	2,83	0,34	2,51	13,87	< 0,1	n.d.	0,05	0,93

	Muestreo	Muestra	CE (dS·m ⁻¹)	pH	Ca ²⁺ (meq·L ⁻¹)	Mg ²⁺ (meq·L ⁻¹)	K ⁺ (meq·L ⁻¹)	Na ⁺ (meq·L ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ (meq·L ⁻¹)	Cl ⁻ (meq·L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ (meq·L ⁻¹)	NO ₃ ⁻ (meq·L ⁻¹)	SAR (mmol·L ⁻¹) ^{0.5}
		Media	1,23	3,42	8,58	2,07	0,34	2,62	n.d.	< 0,1	n.d.	n.d.	1,14
C8 _S	Marz.06	C8 _{S-1}	0,92	4,00	3,11	1,65	0,84	2,82	1,96	1,40	n.d.	4,31	1,83
	Marz.06	C8 _{S-2}	1,78	3,50	5,07	4,23	1,28	5,76	2,77	4,16	n.d.	8,47	2,67
	Marz.06	C8 _{S-3}	0,58	3,46	1,83	0,69	1,04	1,45	2,41	2,57	n.d.	0,61	1,29
		Media	1,09	3,65	3,33	2,19	1,06	3,34	n.d.	2,71	n.d.	n.d.	1,93
C8 _P	Marz.06	C8 _{P-1}	0,55	4,56	1,28	0,92	0,18	2,11	2,99	< 0,1	n.d.	2,27	2,01
	Marz.06	C8 _{P-2}	1,00	3,41	2,03	1,30	0,27	4,13	1,40	2,67	n.d.	4,34	3,20
	Marz.06	C8 _{P-3}	0,64	3,62	1,17	0,31	0,62	1,76	1,93	1,07	n.d.	1,30	2,05
		Media	0,73	3,86	1,49	0,84	0,36	2,67	n.d.	1,87	n.d.	n.d.	2,42
C9 _S	Marz.06	C9 _{S-1}	0,46	4,86	0,78	0,50	0,69	1,95	n.d.	3,29	n.d.	n.d.	2,44
C9 _P	Marz.06	C9 _{P-1}	0,37	3,83	0,06	0,10	0,57	1,49	1,11	1,86	n.d.	0,08	5,27
C10 _S	Jun.94	C10 _{S-1}	1,60	7,00	4,20	3,30	1,50	7,10	n.d.	5,50	4,10	n.d.	3,67
	Jun.94	C10 _{S-2}	1,30	6,20	2,60	2,40	3,20	4,80	n.d.	5,80	0,40	n.d.	3,04
	Jun.94	C10 _{S-3}	1,60	7,20	3,20	2,70	0,50	11,20	n.d.	0,40	3,30	n.d.	6,52
	Jun.94	C10 _{S-4}	0,90	6,00	0,90	1,10	1,80	4,40	n.d.	3,70	0,80	n.d.	4,40
	Jun.94	C10 _{S-5}	1,90	5,30	5,50	4,70	2,20	8,40	n.d.	0,60	0,60	n.d.	3,72
	Jun.94	C10 _{S-6}	1,20	6,50	7,00	6,40	1,60	9,20	n.d.	0,60	3,10	n.d.	3,55
	Jun.94	C10 _{S-7}	2,40	6,90	2,60	2,50	0,80	7,20	n.d.	0,40	1,40	n.d.	4,51
		Media	1,56	6,44	3,71	3,30	1,66	7,47	n.d.	2,43	1,96	n.d.	4,20
C10 _{P1}	Jun.94	C10 _{P1-1}	1,70	5,40	3,80	3,20	0,60	9,80	n.d.	1,00	0,40	n.d.	5,24
	Jun.94	C10 _{P1-2}	1,20	6,30	2,20	1,60	1,20	6,40	n.d.	5,30	0,80	n.d.	4,64
	Jun.94	C10 _{P1-3}	1,40	6,90	2,40	1,60	0,70	10,30	n.d.	4,40	0,40	n.d.	7,28
	Jun.94	C10 _{P1-4}	1,00	5,50	1,00	1,20	0,40	6,60	n.d.	0,40	0,40	n.d.	6,29
	Jun.94	C10 _{P1-5}	1,50	6,80	4,10	2,00	0,40	9,90	n.d.	8,30	0,40	n.d.	5,67
	Jun.94	C10 _{P1-6}	1,10	6,50	7,20	7,60	1,70	11,40	n.d.	0,70	1,80	n.d.	4,19
	Jun.94	C10 _{P1-7}	2,70	6,80	1,70	1,30	0,40	8,40	n.d.	0,50	0,60	n.d.	6,86
		Media	1,51	6,31	3,20	2,64	0,77	8,97	n.d.	2,94	0,69	n.d.	5,74
C10 _{P2}	Jun.94	C10 _{P2-1}	2,20	7,20	4,70	4,80	0,10	12,00	n.d.	1,20	1,80	n.d.	5,51
	Jun.94	C10 _{P2-2}	1,70	7,50	4,60	2,60	0,30	11,00	n.d.	7,50	2,20	n.d.	5,80
	Jun.94	C10 _{P2-3}	1,10	7,00	1,30	1,20	0,30	7,90	n.d.	0,50	0,40	n.d.	7,07
	Jun.94	C10 _{P2-4}	1,30	7,50	2,40	1,30	0,10	8,90	n.d.	5,30	2,20	n.d.	6,54
	Jun.94	C10 _{P2-5}	1,60	7,30	4,80	2,60	0,30	9,50	n.d.	8,60	1,40	n.d.	4,94
	Jun.94	C10 _{P2-6}	1,00	7,20	4,30	2,60	0,30	11,40	n.d.	0,60	2,40	n.d.	6,14

	Muestreo	Muestra	CE (dS·m ⁻¹)	pH	Ca ²⁺ (meq·L ⁻¹)	Mg ²⁺ (meq·L ⁻¹)	K ⁺ (meq·L ⁻¹)	Na ⁺ (meq·L ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ (meq·L ⁻¹)	Cl ⁻ (meq·L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ (meq·L ⁻¹)	NO ₃ ⁻ (meq·L ⁻¹)	SAR (mmol·L ⁻¹) ^{0.5}
	Jun.94	C10 _{p2-7}	1,80	7,20	1,80	1,10	0,10	6,70	n.d.	3,80	0,40	n.d.	5,56
		Media	1,53	7,27	3,41	2,31	0,21	9,63	n.d.	3,93	1,54	n.d.	5,94
C11_P	Jul.04	C11 _{p-1}	4,00	7,50	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-
C12_P	Marz.04	C12 _{p-1}	5,02	7,90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-

n.d. no determinado

Tabla 6. Valores medios de los cationes de cambio extraídos con acetato amónico (Ca, Mg, K, Na) y capacidad de intercambio catiónico efectiva (CICe) y potencial (CIC), porcentaje de saturación en sodio efectiva (PSIe) y potencial (PSI), pH en agua, materia orgánica (M.O.), fósforo determinado por el método de Olsen (P Olsen) y retención de fosfato (ΔP), por suelo, fecha de muestreo y muestra (Conjunto 1).

Suelo	Muestreo	Muestra	Ca (meq/100g)	Mg (meq/100g)	K (meq/100g)	Na (meq/100g)	CICe (meq/100g)	CIC (meq/100g)	PSIe (%)	PSI (%)	pH _{agua}	M.O. (g·kg ⁻¹)	P Olsen (mg·kg ⁻¹)	ΔP (%)
N1_{P1}	Sept.04	N1 _{p1-1}	0,65	0,48	0,07	0,68	1,88	38,99	36,17	1,74	5,98	70,4	2,9	95,6
N1_{P2}	Sept.04	N1 _{p2-1}	0,14	0,07	0,05	0,41	0,67	43,72	61,19	0,94	5,39	58,6	0,9	97,9
N2_P	Ene.04	N2 _{p-1}	3,39	2,49	0,41	0,48	6,77	52,64	7,09	0,91	6,56	64,7	9,2	100,4
	Ene.04	N2 _{p-2}	3,10	1,74	0,23	0,43	5,50	47,61	7,82	0,90	6,57	53,7	4,4	100,2
		Media	3,25	2,12	0,32	0,46	6,14	50,13	7,46	0,91	6,57	59,2	6,8	100,3
N3_{P1}	Nov.04	N3 _{p1-1}	5,11	4,26	0,71	1,13	11,21	56,21	10,08	2,01	5,82	176,3	2,1	78,8
N3_{P2}	Nov.04	N3 _{p2-1}	1,32	1,51	1,11	0,87	4,81	41,07	18,09	2,12	5,67	32,3	11,9	74,8
N4_P	Ene.04	N4 _{p-1}	3,39	4,03	1,88	1,17	10,47	38,46	11,17	3,04	6,73	14,3	6,6	70,2
C1_S	Nov.99	C1 _{s-1}	14,14	4,67	2,81	3,63	25,25	50,10	14,38	7,25	n.d.	19,0	40,4	n.d.
	Nov.99	C1 _{s-2}	15,73	5,02	3,86	2,39	27,00	52,10	8,85	4,59	n.d.	18,0	n.d.	74,5
	Nov.99	C1 _{s-3}	15,15	5,99	3,50	1,28	25,92	49,80	4,94	2,57	n.d.	29,0	15,8	n.d.
	Nov.99	C1 _{s-4}	16,19	5,57	3,08	1,83	26,67	54,00	6,86	3,39	n.d.	23,0	n.d.	88,4
	Nov.99	C1 _{s-5}	11,16	4,80	2,61	3,63	22,20	45,80	16,35	7,93	n.d.	22,0	n.d.	67,0
	Nov.99	C1 _{s-6}	17,35	4,81	3,57	2,17	27,90	51,60	7,78	4,21	n.d.	22,0	n.d.	93,1
	Nov.99	C1 _{s-7}	18,30	6,36	1,36	4,40	30,42	54,60	14,46	8,06	n.d.	30,0	241,4	75,8
	Nov.99	C1 _{s-8}	17,68	6,76	2,63	4,99	32,06	50,40	15,56	9,90	n.d.	23,0	33,4	57,5
	Nov.99	C1 _{s-9}	14,59	5,58	2,99	5,01	28,17	48,40	17,78	10,35	n.d.	31,0	n.d.	87,8
	Nov.99	C1 _{s-10}	12,66	4,14	1,60	1,27	19,67	55,00	6,46	2,31	n.d.	29,0	17,0	92,4
	Nov.99	C1 _{s-11}	17,19	5,47	0,67	2,87	26,20	43,10	10,95	6,66	n.d.	23,0	n.d.	82,5
	Nov.99	C1 _{s-12}	16,99	5,90	2,35	2,55	27,79	52,00	9,18	4,90	n.d.	29,0	n.d.	68,6
	Nov.99	C1 _{s-13}	12,36	6,10	0,92	4,05	23,43	51,40	17,29	7,88	n.d.	18,0	20,7	n.d.
	Nov.99	C1 _{s-14}	10,12	6,77	2,50	2,97	22,36	50,00	13,28	5,94	n.d.	28,0	n.d.	84,1

	Muestreo	Muestra	Ca (meq/100g)	Mg (meq/100g)	K (meq/100g)	Na (meq/100g)	CICe (meq/100g)	CIC (meq/100g)	PSIe (%)	PSI (%)	pH _{agua}	M.O. (g·kg ⁻¹)	P Olsen (mg·kg ⁻¹)	ΔP (%)
	Nov.99	C1 _{S-15}	14,25	5,74	1,39	3,23	24,61	48,50	13,12	6,66	n.d.	27,0	14,3	73,9
	Nov.99	C1 _{S-16}	17,88	6,47	2,63	2,91	29,89	53,10	9,74	5,48	n.d.	23,0	98,5	65,6
	Nov.99	C1 _{S-17}	13,59	4,92	1,06	6,09	25,66	48,90	23,73	12,45	n.d.	30,0	n.d.	93,6
	Nov.99	C1 _{S-18}	12,26	6,88	3,66	4,23	27,03	48,00	15,65	8,81	n.d.	23,0	n.d.	67,5
	Nov.99	C1 _{S-19}	28,02	6,37	2,64	1,53	38,56	43,70	3,97	3,50	n.d.	23,0	n.d.	85,0
	Nov.99	C1 _{S-20}	16,77	6,91	3,45	10,37	37,50	38,50	27,65	26,94	n.d.	29,0	13,4	83,6
	Nov.99	C1 _{S-21}	10,90	2,71	3,25	2,34	19,20	41,70	12,19	5,61	n.d.	16,0	n.d.	69,4
	Nov.99	C1 _{S-22}	13,24	5,06	1,90	2,27	22,47	41,70	10,10	5,44	n.d.	19,0	n.d.	87,5
	Nov.99	C1 _{S-23}	16,17	8,96	2,93	5,99	34,05	44,50	17,59	13,46	n.d.	21,0	33,4	n.d.
	Nov.99	C1 _{S-24}	10,33	2,63	1,74	2,48	17,18	41,40	14,44	5,99	n.d.	20,0	n.d.	83,9
	Nov.99	C1 _{S-25}	13,64	5,22	6,00	1,67	26,53	40,40	6,29	4,13	n.d.	25,0	n.d.	51,4
	Nov.99	C1 _{S-26}	11,55	4,07	2,57	1,29	19,48	43,50	6,62	2,97	n.d.	24,0	n.d.	74,1
	Nov.99	C1 _{S-27}	12,64	5,67	0,90	2,96	22,17	40,70	13,35	7,27	n.d.	16,0	n.d.	80,0
	Nov.99	C1 _{S-28}	14,21	3,39	2,93	3,77	24,30	40,70	15,51	9,26	n.d.	26,0	n.d.	84,5
	Nov.99	C1 _{S-29}	7,12	5,37	0,73	3,18	16,40	46,10	19,39	6,90	n.d.	18,0	n.d.	86,7
	Nov.99	C1 _{S-30}	12,09	6,50	6,24	1,39	26,22	41,40	5,30	3,36	n.d.	25,0	n.d.	69,1
	Nov.99	C1 _{S-31}	14,87	3,97	3,05	1,55	23,44	48,40	6,61	3,20	n.d.	27,0	80,1	51,4
	Nov.99	C1 _{S-32}	20,16	5,25	5,75	2,90	34,06	50,50	8,51	5,74	n.d.	23,0	n.d.	91,9
	Nov.99	C1 _{S-33}	8,38	5,00	1,06	1,83	16,27	45,50	11,25	4,02	n.d.	20,0	n.d.	73,7
	Nov.99	C1 _{S-34}	17,22	5,17	2,11	2,08	26,58	46,83	7,82	4,44	n.d.	28,6	80,0	79,2
	Nov.99	C1 _{S-35}	15,51	3,55	3,49	2,46	25,01	47,30	9,84	5,20	n.d.	23,0	n.d.	n.d.
		Media	14,58	5,36	2,68	3,13	25,76	47,13	12,08	6,76	-	23,7	57,3	77,46
C1_P	Jul.04	C1 _{P-36}	14,48	8,17	3,25	3,10	29,00	40,30	10,69	7,69	7,72	16,0	96,7	77,5
	Ene.00	C2 _{S-4}	8,50	8,10	0,80	5,80	23,20	n.d.	25,00	-	8,30	17,1	26,5	57,4
	Ene.00	C2 _{S-6}	8,80	8,50	1,50	4,80	23,60	n.d.	20,34	-	7,40	48,5	38,3	79,5
	Jul.00	C2 _{S-2}	9,7	13,8	1,10	10,2	34,7	n.d.	29,39	-	7,9	29,4	57,9	n.d.
	Jul.00	C2 _{S-4}	15,20	15,70	1,50	6,70	39,10	n.d.	17,14	-	7,50	14,9	89,2	n.d.
	Jul.00	C2 _{S-6}	10,40	15,50	0,90	11,50	38,30	n.d.	30,03	-	7,80	27,5	61,5	n.d.
C2_S	Nov.00	C2 _{S-2}	14,25	12,81	1,47	17,10	45,63	n.d.	37,48	-	8,32	25,5	112,3	n.d.
	Nov.00	C2 _{S-4}	11,44	6,45	2,04	13,80	33,73	n.d.	40,91	-	7,59	22,8	62,8	n.d.
	Nov.00	C2 _{S-6}	10,76	8,91	3,95	15,00	38,62	n.d.	38,84	-	7,68	40,0	147,4	n.d.
	Jul.03	C2 _{S-7}	24,60	15,70	4,10	5,20	49,60	n.d.	10,48	-	7,80	38,8	67,2	49,9
	Jul.03	C2 _{S-10}	14,80	6,50	3,40	3,80	28,50	n.d.	13,33	-	6,50	27,8	89,1	46,6

	Muestreo	Muestra	Ca (meq/100g)	Mg (meq/100g)	K (meq/100g)	Na (meq/100g)	CICe (meq/100g)	CIC (meq/100g)	PSIe (%)	PSI (%)	pH _{agua}	M.O. (g·kg ⁻¹)	P Olsen (mg·kg ⁻¹)	ΔP (%)
	Jul.03	C2 _{S-14}	28,20	15,80	8,20	4,30	56,50	n.d.	7,61	-	7,60	32,7	95,0	39,4
		Media	14,24	11,62	2,62	8,93	37,41	-	24,60	-	7,67	29,6	77,0	54,7
C2 _P	Ene.00	C2 _{P-4}	8,30	8,80	0,60	5,40	23,10	n.d.	23,38	-	8,40	16,1	23,7	n.d.
	Ene.00	C2 _{P-6}	7,70	8,90	1,10	5,60	23,30	n.d.	24,03	-	7,70	27,5	26,8	n.d.
	Jul.00	C2 _{P-2}	9,40	12,50	0,70	12,30	34,90	n.d.	35,24	-	8,00	16,0	44,9	n.d.
	Jul.00	C2 _{P-4}	9,10	13,20	0,90	6,40	29,60	n.d.	21,62	-	7,40	15,9	76,8	n.d.
	Jul.00	C2 _{P-6}	9,20	11,20	0,80	9,20	30,40	n.d.	30,26	-	7,70	26,2	52,3	n.d.
	Jul.03	C2 _{P-7}	28,90	15,50	4,10	5,10	53,60	n.d.	9,51	-	7,80	33,4	48,8	57,6
	Jul.03	C2 _{P-10}	16,20	11,60	4,00	5,30	37,10	n.d.	14,29	-	7,50	19,4	92,2	53,3
	Jul.03	C2 _{P-14}	27,40	16,50	7,20	4,50	55,60	n.d.	8,09	-	7,60	22,4	63,4	46,9
	Ene.04	C2 _{P-10}	15,47	13,09	4,23	5,37	38,16	22,30	14,07	24,08	7,96	17,2	47,7	87,8
	Ene.04	C2 _{P-14}	17,85	14,49	5,64	7,18	45,16	20,46	15,90	35,09	7,93	17,5	96,9	75,7
		Media	14,95	12,58	2,93	6,64	37,09	21,38	19,64	29,59	7,80	21,2	57,4	64,3
C3 _S	Ene.00	C3 _{S-1}	25,00	18,10	12,50	11,20	66,80	n.d.	16,77	-	8,40	33,5	64,1	64,8
	Ene.00	C3 _{S-2}	15,50	14,50	9,40	16,50	55,90	n.d.	29,52	-	7,60	38,6	86,1	59,5
	Jul.00	C3 _{S-1}	20,40	7,40	11,70	12,90	n.d.	n.d.	n.d.	-	n.d.	54,1	136,8	n.d.
	Jul.00	C3 _{S-2}	24,10	8,80	12,50	11,50	n.d.	n.d.	n.d.	-	n.d.	56,1	166,4	n.d.
	Nov.00	C3 _{S-1}	20,38	7,41	11,66	12,86	52,31	n.d.	24,58	-	7,30	54,1	136,8	n.d.
	Nov.00	C3 _{S-2}	24,09	8,81	12,53	11,49	56,92	n.d.	20,19	-	7,14	56,1	166,4	n.d.
	Nov.00	C3 _{S-3}	23,53	8,48	11,59	10,34	53,94	n.d.	19,17	-	7,27	52,6	133,5	n.d.
	Jul.01	C3 _{S-4}	21,39	8,53	11,55	4,60	46,07	48,85	9,98	9,42	6,92	62,3	69,5	70,0
	Jul.01	C3 _{S-5}	22,90	9,42	4,88	6,93	44,13	49,93	15,70	13,88	7,68	37,6	146,4	78,7
	Jul.01	C3 _{S-6}	17,66	9,52	6,89	7,83	41,90	58,04	18,69	13,49	7,30	34,7	141,6	70,8
	Jul.01	C3 _{S-7}	17,62	8,70	6,69	6,99	40,00	58,90	17,48	11,87	7,25	49,7	147,1	80,6
	Ene.02	C3 _{S-4}	28,10	21,00	14,10	9,30	72,50	n.d.	12,83	-	7,20	62,0	260,2	n.d.
	Ene.02	C3 _{S-6}	19,60	15,50	5,60	10,80	51,50	n.d.	20,97	-	7,50	42,7	129,0	n.d.
	Ene.02	C3 _{S-7}	22,80	16,50	8,00	9,30	56,60	n.d.	16,43	-	7,60	43,2	126,8	n.d.
	Ene.03	C3 _{S-4}	20,60	10,90	7,00	3,50	42,00	n.d.	8,33	-	7,50	45,0	127,3	n.d.
	Ene.03	C3 _{S-6}	20,30	13,00	3,80	6,90	44,00	n.d.	15,68	-	7,90	42,0	145,3	n.d.
	Ene.03	C3 _{S-7}	19,70	15,00	6,20	4,40	45,30	n.d.	9,71	-	7,90	35,0	159,8	n.d.
	Jul.03	C3 _{S-4}	14,30	8,90	12,70	5,50	41,40	n.d.	13,29	-	7,40	42,8	241,1	35,7
Jul.03	C3 _{S-6}	30,70	15,50	5,10	5,30	56,60	n.d.	9,36	-	7,20	47,5	140,4	45,4	
Jul.03	C3 _{S-7}	35,30	13,30	8,40	5,60	62,60	n.d.	8,95	-	7,60	42,0	163,9	43,2	

	Muestreo	Muestra	Ca (meq/100g)	Mg (meq/100g)	K (meq/100g)	Na (meq/100g)	CICe (meq/100g)	CIC (meq/100g)	PSIe (%)	PSI (%)	pH _{agua}	M.O. (g·kg ⁻¹)	P Olsen (mg·kg ⁻¹)	ΔP (%)
		Media	22,20	11,96	9,14	8,69	51,69	53,93	15,98	12,17	7,48	46,6	144,4	60,9
C3_p	Ene.00	C3 _{p-1}	19,20	18,50	11,70	12,10	61,50	n.d.	19,67	-	8,50	26,0	70,4	n.d.
	Ene.00	C3 _{p-2}	13,70	11,50	6,90	13,10	45,20	n.d.	28,98	-	7,90	36,6	83,0	n.d.
	Jul.00	C3 _{p-1}	15,90	5,40	13,40	13,60	n.d.	n.d.	n.d.	-	n.d.	48,5	148,5	n.d.
	Jul.00	C3 _{p-2}	20,00	8,80	12,30	12,20	n.d.	n.d.	n.d.	-	n.d.	48,7	128,8	n.d.
	Nov.00	C3 _{p-1}	15,90	5,41	13,40	13,55	48,26	n.d.	28,08	-	7,22	48,5	148,5	n.d.
	Nov.00	C3 _{p-2}	19,99	8,82	12,26	12,16	53,23	n.d.	22,84	-	7,37	48,7	128,8	n.d.
	Nov.00	C3 _{p-3}	22,85	7,01	9,74	9,55	49,15	n.d.	19,43	-	7,51	44,6	122,5	n.d.
	Ene.02	C3 _{p-4}	22,30	20,00	10,80	9,10	62,20	n.d.	14,63	-	7,30	50,3	223,4	n.d.
	Ene.02	C3 _{p-6}	24,40	16,20	5,10	13,20	58,90	n.d.	22,41	-	7,60	33,1	109,2	n.d.
	Ene.02	C3 _{p-7}	20,30	14,10	4,90	9,80	49,10	n.d.	19,96	-	7,60	36,8	86,8	n.d.
	Ene.03	C3 _{p-4}	20,70	13,70	3,30	5,20	42,90	n.d.	12,12	-	7,70	42,3	227,5	n.d.
	Ene.03	C3 _{p-6}	20,00	10,90	2,00	8,20	41,10	n.d.	19,95	-	7,90	36,3	100,6	n.d.
	Ene.03	C3 _{p-7}	19,30	14,60	5,10	5,70	44,70	n.d.	12,75	-	7,70	31,7	132,7	n.d.
	Jul.03	C3 _{p-4}	15,70	9,40	9,50	6,90	41,50	n.d.	16,63	-	7,60	39,9	206,6	n.d.
	Jul.03	C3 _{p-6}	25,00	12,20	3,50	9,00	49,70	n.d.	18,11	-	7,60	41,8	131,3	40,6
	Jul.03	C3 _{p-7}	29,60	13,80	6,80	5,80	56,00	n.d.	10,36	-	7,70	38,5	152,7	46,3
	Ene.04	C3 _{p-4}	16,90	10,80	4,20	5,10	37,00	30,32	13,78	16,82	7,71	35,2	166,9	45,5
	Ene.04	C3 _{p-6}	19,74	10,12	3,03	5,24	38,13	28,61	13,74	18,32	7,87	41,2	104,4	67,3
		Media	20,08	11,74	7,66	9,42	48,66	29,47	18,34	17,57	7,67	40,5	137,4	49,9
C4_s	Ene.00	C4 _{s-2}	40,60	21,80	10,80	3,30	76,50	n.d.	4,31	-	8,10	32,4	76,8	77,5
	Ene.00	C4 _{s-3}	39,80	24,60	12,60	4,00	81,00	n.d.	4,94	-	8,20	29,1	108,8	78,3
	Ene.00	C4 _{s-6}	42,70	26,20	6,10	3,50	78,50	n.d.	4,46	-	8,50	32,2	84,9	73,5
	Abr.00	C4 _{s-2}	22,40	15,40	9,70	2,70	50,20	n.d.	5,38	-	8,08	35,7	152,6	70,3
	Abr.00	C4 _{s-6}	22,10	12,50	6,40	3,20	44,20	n.d.	7,24	-	7,84	24,2	127,2	n.d.
	Jul.00	C4 _{s-2}	25,20	14,10	5,90	2,90	48,10	n.d.	6,03	-	8,00	27,2	206,5	n.d.
	Jul.00	C4 _{s-3}	21,70	15,80	6,40	2,00	45,90	n.d.	4,36	-	7,70	25,5	150,4	n.d.
	Jul.00	C4 _{s-6}	17,30	16,30	6,80	3,30	43,70	n.d.	7,55	-	8,20	31,7	105,3	n.d.
	Ene.02	C4 _{s-2}	29,50	20,00	4,50	5,50	59,50	n.d.	9,24	-	8,20	26,7	175,3	n.d.
	Ene.02	C4 _{s-3}	31,30	26,90	6,30	5,50	70,00	n.d.	7,86	-	7,80	30,6	121,4	n.d.
	Ene.02	C4 _{s-5}	22,10	17,40	6,70	5,10	51,30	n.d.	9,94	-	8,00	31,4	97,0	n.d.
	Ene.03	C4 _{s-2}	12,50	4,60	2,50	2,10	21,70	n.d.	9,68	-	6,50	38,0	65,5	n.d.
	Ene.03	C4 _{s-3}	20,10	11,00	4,90	2,10	38,10	n.d.	5,51	-	8,20	43,0	238,3	n.d.

	Muestreo	Muestra	Ca (meq/100g)	Mg (meq/100g)	K (meq/100g)	Na (meq/100g)	CICe (meq/100g)	CIC (meq/100g)	PSIe (%)	PSI (%)	pH _{agua}	M.O. (g·kg ⁻¹)	P Olsen (mg·kg ⁻¹)	ΔP (%)	
	Ene.03	C4 _{S-5}	13,00	7,90	1,90	3,50	26,30	n.d.	13,31	-	7,50	34,0	107,40	n.d.	
	Jul.03	C4 _{S-3}	30,10	18,60	8,20	2,80	59,70	n.d.	4,69	-	7,90	30,2	118,30	38,3	
	Jul.03	C4 _{S-5}	31,40	21,00	4,60	5,50	62,50	n.d.	8,80	-	7,90	29,2	209,21	30,4	
		Media	26,36	17,13	6,52	3,56	53,58	-	7,08	-	7,91	31,3	134,06	61,4	
C4_P	Ene.00	C4 _{P-2}	32,00	18,20	11,90	4,60	66,70	n.d.	6,90	-	8,10	30,6	78,60	n.d.	
	Ene.00	C4 _{P-3}	28,80	21,30	12,80	4,70	67,60	n.d.	6,95	-	8,00	23,7	62,60	n.d.	
	Ene.00	C4 _{P-6}	32,70	21,90	4,80	3,90	63,30	n.d.	6,16	-	8,00	29,6	46,50	n.d.	
	Jul.00	C4 _{P-2}	26,20	18,20	5,50	4,60	54,50	n.d.	8,44	-	8,00	24,1	97,10	n.d.	
	Jul.00	C4 _{P-3}	14,60	17,00	6,80	3,70	42,10	n.d.	8,79	-	7,20	22,1	46,80	n.d.	
	Jul.00	C4 _{P-6}	12,90	14,00	3,00	3,20	33,10	n.d.	9,67	-	7,20	33,7	24,00	n.d.	
	Ene.02	C4 _{P-2}	26,80	19,60	6,20	6,10	58,70	n.d.	10,39	-	8,20	22,0	72,25	n.d.	
	Ene.02	C4 _{P-3}	23,50	22,70	6,20	5,20	57,60	n.d.	9,03	-	7,70	19,3	96,23	n.d.	
	Ene.02	C4 _{P-5}	23,30	20,60	4,50	7,30	55,70	n.d.	13,11	-	8,00	27,5	82,52	n.d.	
	Ene.03	C4 _{P-2}	35,70	11,90	9,30	3,10	60,00	n.d.	5,17	-	8,10	22,0	87,60	n.d.	
	Ene.03	C4 _{P-3}	26,60	10,80	8,30	2,80	48,50	n.d.	5,77	-	8,30	23,0	143,90	n.d.	
	Ene.03	C4 _{P-5}	18,30	13,80	1,50	5,60	39,20	n.d.	14,29	-	8,00	20,0	103,50	n.d.	
	Jul.03	C4 _{P-3}	23,60	18,60	11,80	3,70	57,70	n.d.	6,41	-	7,80	23,5	77,80	46,7	
	Jul.03	C4 _{P-5}	40,90	25,40	7,00	3,70	77,00	n.d.	4,81	-	8,00	21,1	142,57	39,1	
	Ene.04	C4 _{P-3}	20,93	17,20	3,80	3,88	45,81	40,10	8,47	9,68	8,00	25,6	112,53	67,5	
	Ene.04	C4 _{P-5}	20,83	10,78	1,18	4,74	37,53	29,75	12,63	15,93	7,73	29,5	164,93	69,7	
		Media		25,48	17,62	6,54	4,43	54,07	34,93	8,56	12,81	7,90	24,8	89,96	55,8

n.d. no determinado

Tabla 7. Valores medios de los cationes de cambio extraídos con acetato amónico (Ca, Mg, K, Na) y capacidad de intercambio catiónico efectiva (CICe) y potencial (CIC), porcentaje de saturación en sodio efectiva (PSIe) y potencial (PSI), pH en agua, materia orgánica (M.O.), fósforo determinado por el método de Olsen (P Olsen) y retención de fosfato (ΔP), por suelo, fecha de muestreo y muestra (Conjunto 2).

Suelo	Muestreo	Muestra	Ca (meq/100g)	Mg (meq/100g)	K (meq/100g)	Na (meq/100g)	CICe (meq/100g)	CIC (meq/100g)	PSIe (%)	PSI (%)	pH _{agua}	M.O. (g·kg ⁻¹)	P Olsen (mg·kg ⁻¹)	ΔP (%)
C5_S	Marz.06	Media	29,3	10,9	3,5	1,8	45,5	n.d.	3,9	-	6,6	144,0	200,15	56,9
C5_{P1}	Marz.06	Media	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	-	n.d.	n.d.	45,05	90,7
C5_{P2}	Marz.06	C5 _{P2-1}	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	-	n.d.	n.d.	n.d.	93,2
C5_{P3}	Marz.06	C5 _{P3-1}	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	-	n.d.	n.d.	n.d.	91,1
C6_P	Marz.06	Media	16,5	5,1	1,2	1,0	23,8	n.d.	4,2	-	7,0	9,7	46,03	83,3

Suelo	Muestreo	Muestra	Ca (meq/100g)	Mg (meq/100g)	K (meq/100g)	Na (meq/100g)	CICe (meq/100g)	CIC (meq/100g)	PSIe (%)	PSI (%)	pH _{agua}	M.O. (g·kg ⁻¹)	P Olsen (mg·kg ⁻¹)	ΔP (%)
C7_P	Marz.06	Media	18,00	5,30	2,60	1,30	27,20	n.d.	4,8	-	5,7	39,0	44,72	89,0
C8_S	Marz.06	Media	28,10	8,00	2,00	2,00	40,10	n.d.	4,9	-	7,3	53,0	134,27	73,8
C8_P	Marz.06	Media	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	-	-	-	45,76	86,1
C9_S	Marz.06	C9 _{S-1}	16,20	7,50	2,00	2,50	28,20	n.d.	8,9	-	7,2	4,2	108,97	77,1
C9_P	Marz.06	C9 _{P-1}	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	-	n.d.	n.d.	25,83	87,2
C10_S	Jun.94	C10 _{S-1}	18,45	7,25	3,47	1,93	31,10	45,20	6,21	4,27	n.d.	38,00	280,60	11,0
	Jun.94	C10 _{S-2}	10,59	6,09	5,88	1,62	24,18	39,70	6,70	4,08	n.d.	21,00	267,90	n.d.
	Jun.94	C10 _{S-3}	13,66	5,73	1,89	2,58	23,86	34,80	10,81	7,41	n.d.	12,00	95,20	19,0
	Jun.94	C10 _{S-4}	7,30	6,49	5,31	1,98	21,08	38,40	9,39	5,16	n.d.	28,00	330,30	n.d.
	Jun.94	C10 _{S-5}	8,53	4,19	3,14	1,83	17,69	36,40	10,34	5,03	n.d.	18,00	208,20	22,0
	Jun.94	C10 _{S-6}	11,35	5,52	2,82	1,87	21,56	35,60	8,67	5,25	n.d.	27,00	215,30	16,0
	Jun.94	C10 _{S-7}	12,40	5,73	2,40	2,05	22,58	33,70	9,08	6,08	n.d.	19,00	175,60	n.d.
		Media	11,7	5,9	3,6	1,9	23,15	37,69	8,74	5,33	n.d.	23,29	224,73	17,0
C10_{P1}	Jun.94	C10 _{P1-1}	8,51	4,88	1,94	2,25	17,58	32,30	12,80	6,97	n.d.	12,00	144,60	17,0
	Jun.94	C10 _{P1-2}	11,04	5,56	3,42	1,94	21,96	38,50	8,83	5,04	n.d.	21,00	204,00	n.d.
	Jun.94	C10 _{P1-3}	8,71	4,27	2,34	2,52	17,84	33,00	14,13	7,64	n.d.	12,00	48,50	27,0
	Jun.94	C10 _{P1-4}	6,02	4,15	1,54	2,15	13,86	30,20	15,51	7,12	n.d.	21,00	98,70	n.d.
	Jun.94	C10 _{P1-5}	11,30	3,66	1,52	2,62	19,10	31,20	13,72	8,40	n.d.	12,00	58,40	28,0
	Jun.94	C10 _{P1-6}	13,66	5,93	2,56	2,04	24,19	34,80	8,43	5,86	n.d.	29,00	215,30	20,0
	Jun.94	C10 _{P1-7}	9,34	3,70	1,69	2,34	17,07	33,70	13,71	6,94	n.d.	12,00	79,30	n.d.
		Media	9,8	4,6	2,1	2,3	18,80	33,39	12,45	6,85	-	17,00	121,26	23,0
C10_{P2}	Jun.94	C10 _{P2-1}	12,60	7,51	0,97	3,49	24,57	35,30	14,20	9,89	n.d.	7,00	29,20	n.d.
	Jun.94	C10 _{P2-2}	19,08	6,94	1,45	3,63	31,10	37,90	11,67	9,58	n.d.	12,00	46,50	n.d.
	Jun.94	C10 _{P2-3}	8,31	4,03	1,78	2,94	17,06	34,00	17,23	8,65	n.d.	10,00	36,00	35,0
	Jun.94	C10 _{P2-4}	23,39	8,86	1,26	3,97	37,48	45,00	10,59	8,82	n.d.	7,00	15,80	n.d.
	Jun.94	C10 _{P2-5}	15,82	4,63	1,45	2,64	24,54	35,20	10,76	7,50	n.d.	14,00	50,40	n.d.
	Jun.94	C10 _{P2-6}	17,25	4,75	1,36	3,12	26,48	35,90	11,78	8,69	n.d.	12,00	55,00	n.d.
	Jun.94	C10 _{P2-7}	11,75	4,43	0,88	2,98	20,04	34,80	14,87	8,56	n.d.	10,00	32,30	n.d.
		Media	15,5	5,9	1,3	3,3	25,90	36,87	13,01	8,81	-	10,29	37,89	35,0
C11_P	Jul.04	C11 _{P-1}	15,0	8,0	4,5	11,0	38,5	n.d.	38,64	-	n.d.	15,20	n.d.	65,0
C12_P	Marz.04	C12 _{P-1}	12,0	7,9	3,5	5,0	28,4	n.d.	32,36	-	7,9	17,91	28,00	37,8

n.d. no determinado

Los suelos C11 y C12 contienen carbonato cálcico: 1,2 y 4,6 %, respectivamente.

Tabla 8. Valores medios de la densidad aparente (ρ_b), porosidad total, retención de agua volumétrica a 33 ($\theta_{33\text{kPa}}$) y 1.500 kPa ($\theta_{1500\text{kPa}}$), porcentajes de arcilla, limo y arena y conductividad hidráulica saturada en laboratorio (K_{sL}) y en campo (K_{sf}), por suelo, fecha de muestreo y muestra (Conjunto 1).

Suelo	Muestreo	Muestra	ρ_b ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)	Porosidad (%)	$\theta_{33\text{kPa}}$ (%)	$\theta_{1500\text{kPa}}$ (%)	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)	Clase textural*	K_{sL} ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$)	K_{sf} ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$)	Categoría K_{sL}	Categoría K_{sf}
N1_{P1}	Sept.04	N1 _{P1-1}	0,57	66,8	38,3	25,9	25,8	28,6	45,6	F	475,8	n.d.	6	-
N1_{P2}	Sept.04	N1 _{P2-1}	0,60	70,5	59,2	46,6	34,8	13,2	52,1	F-Ac-Ar	28,0	n.d.	3	-
N2_S	May.01	N2 _{S-1}	0,70	71,0	37,4	24,9	n.d.	n.d.	n.d.	-	1.372,0	n.d.	6	-
	Jul.03	N2 _{S-1}	0,67	66,5	32,2	22,4	n.d.	n.d.	n.d.	-	nd	n.d.	-	-
	Jul.03	N2 _{S-2}	0,58	75,1	34,6	22,4	n.d.	n.d.	n.d.	-	nd	n.d.	-	-
		Media	0,65	70,9	34,7	23,2	-	-	-	-	-	-	-	-
N2_P	May.01	N2 _{P-1}	0,49	72,7	40,9	31,3	n.d.	n.d.	n.d.	-	1.047,8	n.d.	6	-
	May.01	N2 _{P-2}	0,54	77,7	41,1	30,3	n.d.	n.d.	n.d.	-	539,3	n.d.	6	-
	Jul.03	N2 _{P-1}	0,58	48,2	35,5	25,9	5,8	30,6	63,6	F-Ar	nd	n.d.	-	-
	Jul.03	N2 _{P-2}	0,60	74,5	35,6	24,2	8,3	24,8	67,0	F-Ar	nd	n.d.	-	-
		Media	0,55	68,3	38,3	27,9	7,1	27,7	65,3	-	751,72	-	-	-
N3_{P1}	Nov.04	N3 _{P1-1}	0,61	68,7	42,3	33,9	30,3	18,0	51,7	F-Ac-Ar	1.455,1	n.d.	6	-
N3_{P2}	Nov.04	N3 _{P2-1}	1,06	58,7	51,9	43,2	68,0	22,0	8,5	Ac	0,07	n.d.	1	-
N4_P	Jul.03	N4 _{P-1}	1,17	59,4	29,1	24,6	48,3	22,4	29,3	Ac	145,3	n.d.	6	-
C1_S	Nov.99	C1 _{S-1}	0,97	63,9	42,9	30,5	17,2	22,7	60,1	F-Ar	16.184,2	141,0	6	6
	Nov.99	C1 _{S-2}	0,78	57,4	37,8	26,1	13,2	20,9	65,9	F-Ar	115,7	63,9	5	4
	Nov.99	C1 _{S-3}	0,8	62,2	39,8	27,8	11,3	26,9	61,8	F-Ar	59,4	42,8	3	3
	Nov.99	C1 _{S-4}	0,75	62,3	36,9	25,4	11,7	21,8	66,5	F-Ar	56,9	18,2	3	2
	Nov.99	C1 _{S-5}	0,91	60,4	44,1	29,6	15,7	19,4	64,8	F-Ar	1.390,8	72,2	6	4
	Nov.99	C1 _{S-6}	0,94	67,2	58,7	39,1	38,2	23,0	38,8	F-Ac	45,5	n.d.	3	-
	Nov.99	C1 _{S-7}	0,7	64,5	34,9	24,1	12,8	22,3	64,9	F-Ar	9.468,1	13,5	6	2
	Nov.99	C1 _{S-8}	0,93	56,6	40,3	30,7	25,8	20,7	53,5	F-Ac-Ar	3,3	47,7	1	3
	Nov.99	C1 _{S-9}	0,81	55,5	35,3	25,2	13,1	20,2	66,8	F-Ar	14,3	16,6	2	2
	Nov.99	C1 _{S-10}	0,79	61,5	44,9	38,9	13,3	21,4	65,3	F-Ar	359,7	62,4	6	4
	Nov.99	C1 _{S-11}	0,83	57,8	38,8	33,1	9,7	20,7	69,6	F-Ar	86,4	18,3	5	2
	Nov.99	C1 _{S-12}	0,76	57,3	37,6	32,5	12,0	20,5	67,5	F-Ar	79,6	78,7	4	4
	Nov.99	C1 _{S-13}	0,81	60,4	39,5	30,0	7,3	21,2	71,5	F-Ar	23,8	23,2	3	3
	Nov.99	C1 _{S-14}	0,77	63,0	39,1	30,8	11,7	19,6	68,6	F-Ar	101,5	46,7	5	3
	Nov.99	C1 _{S-15}	0,81	62,5	40,7	29,1	10,7	22,8	66,5	F-Ar	64,0	48,3	4	3
	Nov.99	C1 _{S-16}	0,77	62,4	36,3	26,5	11,9	16,1	72,0	F-Ar	16,8	52,7	2	3
Nov.99	C1 _{S-17}	0,77	61,1	32,0	21,2	10,0	21,3	68,7	F-Ar	11.136,2	56,9	6	3	

	Muestreo	Muestra	ρ_b ($g \cdot cm^{-3}$)	Porosidad (%)	$\theta_{33 \text{ kPa}}$ (%)	$\theta_{1500 \text{ kPa}}$ (%)	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)	Clase textural*	K_{sL} ($mm \cdot h^{-1}$)	K_{sf} ($mm \cdot h^{-1}$)	Categoría K_{sL}	Categoría K_{sf}
	Nov.99	C1 _{S-18}	0,78	56,1	n.d.	23,3	10,7	23,5	65,8	F-Ar	227,2	66,2	6	4
	Nov.99	C1 _{S-19}	0,77	63,4	35,7	30,4	12,3	21,9	65,7	F-Ar	127,6	49,7	6	3
	Nov.99	C1 _{S-20}	0,69	65,0	35,5	26,2	12,4	19,8	67,8	F-Ar	189,8	44,8	6	3
	Nov.99	C1 _{S-21}	0,76	67,2	38,5	30,6	9,8	22,5	67,7	F-Ar	116,7	39,7	5	3
	Nov.99	C1 _{S-22}	0,73	64,5	37,1	27,9	12,9	23,5	63,6	F-Ar	265,8	46,1	6	3
	Nov.99	C1 _{S-23}	0,72	61,7	35,0	27,8	10,5	19,2	70,3	F-Ar	53,0	121,8	3	5
	Nov.99	C1 _{S-24}	0,88	62,2	41,6	31,6	11,9	23,1	65,0	F-Ar	19,3	10,0	2	2
	Nov.99	C1 _{S-25}	1,04	59,8	34,5	25,6	14,0	21,9	64,2	F-Ar	35,0	40,8	3	3
	Nov.99	C1 _{S-26}	0,97	59,5	33,4	22,9	9,7	20,4	69,8	F-Ar	5.981,1	17,8	6	2
	Nov.99	C1 _{S-27}	0,93	65,4	40,7	31,1	10,0	21,7	68,2	F-Ar	6.203,2	32,2	6	3
	Nov.99	C1 _{S-28}	0,79	63,0	42,0	31,6	10,9	23,1	66,1	F-Ar	128,6	6,3	6	1
	Nov.99	C1 _{S-29}	0,87	68,5	40,7	27,4	7,5	22,7	69,8	F-Ar	77,33	29,87	4	3
	Nov.99	C1 _{S-30}	0,9	64,3	41,1	31,4	12,4	20,6	66,9	F-Ar	2.051,4	49,2	6	3
	Nov.99	C1 _{S-31}	0,88	61,6	39,4	30,7	9,9	19,6	70,5	F-Ar	95,7	22,9	5	3
	Nov.99	C1 _{S-32}	0,88	63,7	40,3	26,9	11,5	21,9	66,6	F-Ar	24.617,0	39,7	6	3
	Nov.99	C1 _{S-33}	0,94	66,4	42,4	27,2	9,1	20,5	70,3	F-Ar	163,7	20,1	6	3
	Nov.99	C1 _{S-34}	0,93	60,5	40,6	25,0	11,6	21,8	66,7	F-Ar	265,3	35,5	6	3
	Nov.99	C1 _{S-35}	0,87	63,9	41,3	27,3	8,7	20,6	70,7	F-Ar	142,3	82,2	6	5
		Media	0,84	62,1	39,4	28,7	12,6	21,4	66,0	-	205,3	37,4	-	-
C2_S	Ene.00	C2 _{S-1}	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	45,9	38,6	16,2	Ac	n.d.	n.d.	-	-
	Ene.00	C2 _{S-2}	0,99	n.d.	n.d.	n.d.	47,9	36,0	18,5	Ac	127,4	0,01	6	1
	Ene.00	C2 _{S-3}	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	43,1	39,9	18,2	Ac	n.d.	n.d.	-	-
	Ene.00	C2 _{S-4}	1,28	n.d.	47	38	49,7	40,01	12,5	Ac	0,7	188,15	1	6
	Ene.00	C2 _{S-5}	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	41,0	40,9	17,4	Ac	n.d.	n.d.	-	-
	Ene.00	C2 _{S-6}	0,98	n.d.	39	30	45,0	41,1	14,9	Ac-L	38,8	0,01	3	1
	Jul.00	C2 _{S-2}	1,02	55,0	40,4	28,6	55,1	36,6	15,1	Ac	150,1	49,3	6	3
	Jul.00	C2 _{S-4}	1,21	56,1	42,0	31,1	54,8	40,8	11,0	Ac	1.000,8	58,2	6	3
	Jul.00	C2 _{S-6}	1,09	59,0	46,8	31,5	47,9	41,9	18,1	Ac-L	16,01	n.d.	2	-
	Nov.00	C2 _{S-2}	1,12	n.d.	37,4	24,7	n.d.	n.d.	n.d.	-	216,4	52,5	6	3
	Nov.00	C2 _{S-4}	1,22	n.d.	38,1	26,5	n.d.	n.d.	n.d.	-	121,3	37,7	5	3
Nov.00	C2 _{S-6}	1,03	n.d.	44,8	27,6	n.d.	n.d.	n.d.	-	167,3	10,0	6	2	
		Media	1,10	56,7	41,9	29,8	47,8	39,5	15,8	-	69,2	46,9	-	-
C2_P	Ene.00	C2 _{P-2}	1,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	152,4	0,01	6	1

	Muestreo	Muestra	ρ_b ($g \cdot cm^{-3}$)	Porosidad (%)	$\theta_{33 \text{ kPa}}$ (%)	$\theta_{1500 \text{ kPa}}$ (%)	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)	Clase textural*	K_{sL} ($mm \cdot h^{-1}$)	K_{sf} ($mm \cdot h^{-1}$)	Categoría K_{sL}	Categoría K_{sf}
	Ene.00	C2 _{P-4}	0,97	n.d.	33	27	n.d.	n.d.	n.d.	-	4.703,0	0,01	6	1
	Ene.00	C2 _{P-6}	0,85	n.d.	35	27	n.d.	n.d.	n.d.	-	91,1	0,01	5	1
	Jul.00	C2 _{P-2}	1	68,0	48,3	33,2	n.d.	n.d.	n.d.	-	129,9	14,8	6	2
	Jul.00	C2 _{P-4}	1,12	55,5	43,3	29,4	n.d.	n.d.	n.d.	-	4.357,5	nd	6	-
	Jul.00	C2 _{P-6}	0,98	61,1	44,7	28,6	n.d.	n.d.	n.d.	-	8.297,3	7,2	6	1
	Nov.00	C2 _{P-2}	1,09	n.d.	41,6	31,6	n.d.	n.d.	n.d.	-	1,6	0,01	1	1
	Nov.00	C2 _{P-4}	1,27	n.d.	49,2	31,5	n.d.	n.d.	n.d.	-	1,0	0,01	1	1
	Nov.00	C2 _{P-6}	1,26	n.d.	44,4	29	n.d.	n.d.	n.d.	-	1,6	0,01	1	1
	Ene.04	C2 _{P-10}	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	39,2	24,6	36,1	F-Ac	n.d.	n.d.	-	-
	Ene.04	C2 _{P-14}	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	43,3	23,1	33,6	F-Ac	n.d.	n.d.	-	-
		Media	1,06	61,5	42,4	29,7	41,3	23,9	34,9	-	97,3	10,3	-	-
C3 _S	Ene.00	C3 _{S-1}	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	42,1	39,5	15,7	Ac	n.d.	n.d.	-	-
	Ene.00	C3 _{S-2}	1,07	n.d.	48	32	44,4	41,9	17,3	Ac-L	2,4	67,3	1	4
	Ene.00	C3 _{S-3}	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	48,1	40,5	14,3	Ac	n.d.	n.d.	-	-
	Jul.00	C3 _{S-1}	1,03	65,0	45,5	30,4	n.d.	n.d.	n.d.	-	1.550,0	203,5	6	6
	Jul.00	C3 _{S-2}	0,99	61,5	37,7	27,8	n.d.	n.d.	n.d.	-	708,4	11,5	6	2
	Nov.00	C3 _{S-1}	0,88	n.d.	36,2	27,9	n.d.	n.d.	n.d.	-	210,2	55,9	6	3
	Nov.00	C3 _{S-2}	0,91	n.d.	53,4	31,2	n.d.	n.d.	n.d.	-	108,4	73,3	5	4
	Nov.00	C3 _{S-3}	1,00	n.d.	40,7	31,0	n.d.	n.d.	n.d.	-	235,4	29,9	6	3
	Ene.02	C3 _{S-4}	1,05	n.d.	43,7	31,9	46,8	31,4	22,0	Ac	39,7	n.d.	3	-
	Ene.02	C3 _{S-6}	0,91	n.d.	37,2	26,9	47,5	37,6	22,2	Ac	187,1	131,3	6	6
	Ene.02	C3 _{S-7}	1,06	n.d.	44,9	30,0	49,9	37,0	19,2	Ac	795,9	13,1	6	2
	Ene.03	C3 _{S-4}	0,98	n.d.	42,8	30,8	n.d.	n.d.	n.d.	-	762,0	98,7	6	5
	Ene.03	C3 _{S-6}	1,08	n.d.	47,5	34,0	n.d.	n.d.	n.d.	-	3,1	4,1	1	1
Ene.03	C3 _{S-7}	1,06	n.d.	45,8	32,5	n.d.	n.d.	n.d.	-	2.956,9	8,9	6	2	
		Media	1,00	63,3	43,6	30,5	46,5	38,0	18,5	-	170,0	35,7	-	-
C3 _P	Ene.00	C3 _{P-2}	1,08	n.d.	47,0	33,0	n.d.	n.d.	n.d.	-	33,9	0,01	3	1
	Jul.00	C3 _{P-1}	1,00	64,6	44,9	30,2	n.d.	n.d.	n.d.	-	154,8	57,0	6	3
	Jul.00	C3 _{P-2}	0,87	61,6	37,1	28,5	n.d.	n.d.	n.d.	-	1.479,0	93,6	6	5
	Nov.00	C3 _{P-1}	1,00	n.d.	39,4	28,9	n.d.	n.d.	n.d.	-	90,9	1,9	5	1
	Nov.00	C3 _{P-2}	1,00	n.d.	44,9	33,7	n.d.	n.d.	n.d.	-	5,7	11,7	1	2
	Nov.00	C3 _{P-3}	0,92	n.d.	39,9	28,4	n.d.	n.d.	n.d.	-	399,8	16,4	6	2
	Ene.02	C3 _{P-4}	0,99	n.d.	41,7	28,7	n.d.	n.d.	n.d.	-	125,4	n.d.	6	-

	Muestreo	Muestra	ρ_b ($g \cdot cm^{-3}$)	Porosidad (%)	θ_{33} kPa (%)	θ_{1500} kPa (%)	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)	Clase textural*	K_{sL} ($mm \cdot h^{-1}$)	K_{sf} ($mm \cdot h^{-1}$)	Categoría K_{sL}	Categoría K_{sf}
	Ene.02	C3 _{P-6}	0,99	n.d.	38,5	26,8	n.d.	n.d.	n.d.	-	29,0	9,1	3	2
	Ene.02	C3 _{P-7}	1,05	n.d.	41,0	29,9	n.d.	n.d.	n.d.	-	84,3	n.d.	5	-
	Ene.03	C3 _{P-4}	1,03	n.d.	45,1	34,4	n.d.	n.d.	n.d.	-	545,8	19,6	6	2
	Ene.03	C3 _{P-6}	1,15	n.d.	46,1	32,8	n.d.	n.d.	n.d.	-	268,0	n.d.	6	-
	Ene.03	C3 _{P-7}	1,06	n.d.	46,8	32,2	n.d.	n.d.	n.d.	-	195,7	n.d.	6	-
	Ene.04	C3 _{P-4}	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	39,5	24,2	36,3	F-Ac	n.d.	n.d.	-	-
	Ene.04	C3 _{P-6}	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	39,5	23,9	36,6	F-Ac	n.d.	n.d.	-	-
		Media	1,01	63,1	42,7	30,6	39,5	24,1	36,5	-	124,7	16,6	-	-
C4 _S	Ene.00	C4 _{S-1}	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	40,7	38,9	20,8	Ac	n.d.	n.d.	-	-
	Ene.00	C4 _{S-2}	0,93	n.d.	47	37	33,5	39,0	26,1	F-Ac	69,6	0,01	4	1
	Ene.00	C4 _{S-3}	0,94	n.d.	50	38	34,2	40,6	24,6	F-Ac	32,8	0,01	3	1
	Ene.00	C4 _{S-4}	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	38,4	39,3	23,5	F-Ac	n.d.	n.d.	-	-
	Ene.00	C4 _{S-5}	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	31,3	40,4	25,8	F-Ac	n.d.	n.d.	-	-
	Ene.00	C4 _{S-6}	0,86	n.d.	48,0	35,0	34,0	41,1	25,4	F-Ac	266,6	0,01	6	1
	Abr.00	C4 _{S-2}	0,93	57,4	43,9	33,2	33,5	39,0	26,1	F-Ac	98,8	n.d.	5	-
	Abr.00	C4 _{S-6}	1,05	63,0	51,3	36,0	34,0	41,1	25,4	F-Ac	33,2	n.d.	3	-
	Jul.00	C4 _{S-2}	0,99	68,3	48,6	29,1	33,5	39,0	26,1	F-Ac	62,9	n.d.	4	1
	Jul.00	C4 _{S-3}	0,96	64,0	48,9	30,9	34,2	40,6	24,6	F-Ac	52,7	n.d.	3	1
	Jul.00	C4 _{S-6}	0,89	58,3	50,6	36,4	34,0	41,1	25,4	F-Ac	1,5	n.d.	1	1
	Nov.00	C4 _{S-2}	0,94	n.d.	48,9	35,4	n.d.	n.d.	n.d.	-	5,9	23,4	1	3
	Nov.00	C4 _{S-3}	0,99	n.d.	53,6	39,5	n.d.	n.d.	n.d.	-	6,4	34,6	1	3
	Nov.00	C4 _{S-5}	1,01	n.d.	48,6	34,4	n.d.	n.d.	n.d.	-	245,7	0,01	6	1
	Ene.02	C4 _{S-2}	0,95	n.d.	48,1	32,9	44,6	36,0	25,1	Ac	19,9	29,6	2	3
	Ene.02	C4 _{S-3}	0,93	n.d.	48,1	32,5	42,7	41,9	21,4	Ac	449,8	90,0	6	5
	Ene.02	C4 _{S-5}	1,1	n.d.	46,2	32,6	41,1	38,9	25,4	Ac	40,2	9,1	3	2
	Ene.03	C4 _{S-2}	1,14	n.d.	45,4	38,0	n.d.	n.d.	n.d.	-	2.952,3	n.d.	6	-
	Ene.03	C4 _{S-3}	1,14	n.d.	33,4	25,3	n.d.	n.d.	n.d.	-	565,1	0,1	6	1
	Ene.03	C4 _{S-5}	0,98	n.d.	42,0	31,8	n.d.	n.d.	n.d.	-	222,5	0,8	6	1
		Media	0,98	62,2	47,2	34,0	36,4	39,8	24,7	-	67,4	7,7	-	-
C4 _P	Ene.00	C4 _{P-2}	0,92	n.d.	47,0	35,0	n.d.	n.d.	n.d.	-	297,5	0,01	6	1
	Ene.00	C4 _{P-3}	0,97	n.d.	54,0	37,0	n.d.	n.d.	n.d.	-	103,9	0,01	5	1
	Ene.00	C4 _{P-6}	0,9	n.d.	55,0	41,0	n.d.	n.d.	n.d.	-	3,3	0,01	1	1
	Abr.00	C4 _{P-2}	0,91	68,4	51,2	38,8	n.d.	n.d.	n.d.	-	124,4	n.d.	5	-

Muestreo	Muestra	ρ_b ($g \cdot cm^{-3}$)	Porosidad (%)	$\theta_{33 \text{ kPa}}$ (%)	$\theta_{1500 \text{ kPa}}$ (%)	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)	Clase textural*	K_{sL} ($mm \cdot h^{-1}$)	K_{sf} ($mm \cdot h^{-1}$)	Categoría K_{sL}	Categoría K_{sf}
Jul.00	C4 _{P-2}	1,01	56,9	51,2	36,5	n.d.	n.d.	n.d.	-	5,3	n.d.	1	-
Jul.00	C4 _{P-3}	1	61,4	52,0	33,1	n.d.	n.d.	n.d.	-	4,6	0,01	1	1
Jul.00	C4 _{P-6}	0,91	61,3	52,8	35,5	n.d.	n.d.	n.d.	-	3,6	0,01	1	1
Nov.00	C4 _{P-2}	0,92	n.d.	45,3	33,4	n.d.	n.d.	n.d.	-	1.357,7	0,01	6	1
Nov.00	C4 _{P-3}	1,01	n.d.	53,9	38,2	n.d.	n.d.	n.d.	-	4,8	0,01	1	1
Nov.00	C4 _{P-5}	0,89	n.d.	43,9	33,5	n.d.	n.d.	n.d.	-	53,1	19,5	3	2
Ene.02	C4 _{P-2}	1,11	n.d.	53,2	35,4	n.d.	n.d.	n.d.	-	694,9	n.d.	6	-
Ene.02	C4 _{P-3}	1,03	n.d.	53,1	36,2	n.d.	n.d.	n.d.	-	33,4	2,5	3	1
Ene.02	C4 _{P-5}	1,13	n.d.	50,1	34,4	n.d.	n.d.	n.d.	-	13,8	290,1	2	6
Ene.03	C4 _{P-2}	1,01	n.d.	49,4	36,0	n.d.	n.d.	n.d.	-	373,4	n.d.	6	-
Ene.03	C4 _{P-3}	1,17	n.d.	46,0	36,5	n.d.	n.d.	n.d.	-	2,8	3,6	1	1
Ene.03	C4 _{P-5}	0,97	n.d.	43,4	31,5	n.d.	n.d.	n.d.	-	1.036,0	27,5	6	3
Ene.04	C4 _{P-3}	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	33,3	24,1	42,6	F-Ac	n.d.	n.d.	-	-
Ene.04	C4 _{P-5}	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	30,0	26,5	43,5	F-Ac	n.d.	n.d.	-	-
	Media	0,99	62,0	50,1	35,8	31,7	25,3	43,1	-	42,9	17,0	-	-

n.d. no determinado

*Arcillosa (Ac), Franca (F), Limosa (L), Arenosa (Ar)

Tabla 9. Valores medios de la densidad aparente (ρ_b), porosidad total, retención de agua volumétrica a 33 ($\theta_{33 \text{ kPa}}$) y 1.500 kPa ($\theta_{1500 \text{ kPa}}$), porcentajes de arcilla, limo y arena y conductividad hidráulica saturada en laboratorio (K_{sL}) y en campo (K_{sf}), por suelo, fecha de muestreo y muestra (Conjunto 2).

Suelo	Muestreo	Muestra	ρ_b ($g \cdot cm^{-3}$)	Porosidad (%)	$\theta_{33 \text{ kPa}}$ (%)**	$\theta_{1500 \text{ kPa}}$ (%)**	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)	Clase textural*	K_{sL} ($mm \cdot h^{-1}$)	K_{sf} ($mm \cdot h^{-1}$)	Categoría K_{sL}	Categoría K_{sf}
C5 _S	Marz.06	C5 _{S-1}	0,67	n.d.	56,44	32,40	11,81	37,25	44,88	F	n.d.	n.d.	-	-
	Marz.06	C5 _{S-2}	0,70	n.d.	52,66	29,06	12,35	40,35	44,13	F	n.d.	n.d.	-	-
	Marz.06	C5 _{S-3}	0,76	n.d.	58,20	32,15	10,79	38,69	38,00	F	n.d.	n.d.	-	-
		Media	0,71	-	55,77	31,20	11,65	38,76	42,34	-	-	-	-	-
C5 _{P1}	Marz.06	C5 _{P1-1}	1,04	n.d.	43,75	22,59	12,91	36,75	42,68	F	n.d.	n.d.	-	-
	Marz.06	C5 _{P1-2}	n.d.	n.d.	42,98	20,48	12,63	33,07	47,00	F	n.d.	n.d.	-	-
	Marz.06	C5 _{P1-3}	n.d.	n.d.	44,90	21,21	13,18	34,03	45,23	F	n.d.	n.d.	-	-
		Media	-	-	43,88	21,43	12,91	34,62	44,97	-	-	-	-	-
C5 _{P2}	Marz.06	C5 _{P2-1}	n.d.	n.d.	46,30	21,80	14,42	36,54	41,93	F	n.d.	n.d.	-	-
	Marz.06	C5 _{P3-1}	n.d.	n.d.	42,40	20,18	13,48	30,69	46,58	F	n.d.	n.d.	-	-
C6 _P	Marz.06	C6 _{P-1}	0,81	n.d.	35,21	18,89	12,91	27,56	52,37	F-Ar	n.d.	n.d.	-	-

	Muestreo	Muestra	ρ_b (g·cm ⁻³)	Porosidad (%)	θ_{33} kPa (%)*	θ_{1500} kPa (%)*	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)	Clase textural*	K_{sL} (mm·h ⁻¹)	K_{sf} (mm·h ⁻¹)	Categoría K_{sL}	Categoría K_{sf}
	Marz.06	C6 _{p-2}	0,82	n.d.	36,33	19,49	n.d.	n.d.	n.d.	-	n.d.	n.d.	-	-
	Marz.06	C6 _{p-3}	0,82	n.d.	32,82	17,34	13,06	27,50	54,58	F-Ar	n.d.	n.d.	-	-
		Media	0,82	-	34,79	18,57	12,99	27,53	53,48	-	-	-	-	-
C7 _p	Marz.06	C7 _{p-1}	0,75	n.d.	39,32	23,68	22,52	47,00	26,12	F	n.d.	n.d.	-	-
	Marz.06	C7 _{p-2}	0,88	n.d.	46,29	26,06	21,18	46,55	26,90	F	n.d.	n.d.	-	-
	Marz.06	C7 _{p-3}	0,91	n.d.	38,33	21,45	19,80	39,26	35,03	F	n.d.	n.d.	-	-
		Media	0,85	-	41,31	23,73	21,17	44,27	29,35	-	-	-	-	-
C8 _s	Marz.06	C8 _{s-1}	0,97	n.d.	37,73	18,86	14,89	29,41	48,80	F	n.d.	n.d.	-	-
	Marz.06	C8 _{s-2}	0,75	n.d.	41,62	19,78	14,88	32,10	45,93	F	n.d.	n.d.	-	-
	Marz.06	C8 _{s-3}	1,00	n.d.	38,65	18,34	13,77	31,70	51,00	F	n.d.	n.d.	-	-
		Media	0,91	-	39,33	19,00	14,51	31,07	48,58	-	-	-	-	-
C8 _p	Marz.06	C8 _{p-1}	0,98	n.d.	37,57	18,58	12,91	28,70	49,70	F	n.d.	n.d.	-	-
	Marz.06	C8 _{p-2}	0,72	n.d.	42,15	20,99	14,16	31,50	46,15	F	n.d.	n.d.	-	-
	Marz.06	C8 _{p-3}	0,83	n.d.	43,98	20,08	12,88	34,32	46,43	F	n.d.	n.d.	-	-
		Media	0,84	-	41,23	19,88	13,32	31,50	47,43	-	-	-	-	-
C9 _s	Marz.06	C9 _{s-1}	0,92	n.d.	47,95	23,11	11,81	39,36	44,10	F	n.d.	n.d.	-	-
C9 _p	Marz.06	C9 _{p-1}	0,93	n.d.	44,54	22,27	13,08	32,54	46,58	F	n.d.	n.d.	-	-
C10 _s	Jun.94	C10 _{s-1}	1,01	59,7	35,6	23,1	43,0	39,0	18,0	Ac	289	n.d.	6	-
	Jun.94	C10 _{s-2}	1,09	56	42,4	23,1	50,0	31,0	19,0	Ac	n.d.	n.d.	-	-
	Jun.94	C10 _{s-3}	1,1	54,7	34,2	23,1	44,0	29,0	27,0	Ac	217	n.d.	6	-
	Jun.94	C10 _{s-4}	1,21	53,4	39,3	23,1	45,0	35,0	20,0	Ac	n.d.	n.d.	-	-
	Jun.94	C10 _{s-5}	1,12	54,2	34,9	23,1	47,0	29,0	24,0	Ac	13	n.d.	2	-
	Jun.94	C10 _{s-6}	1,04	52,7	35,0	23,1	38,0	38,0	24,0	F-Ac	n.d.	n.d.	-	-
	Jun.94	C10 _{s-7}	1,05	55,2	33,3	23,1	45,0	30,0	25,0	Ac	345	n.d.	6	-
		Media	1,09	55,1	36,4	23,1	44,6	33,0	22,4	-	129,5	-	-	-
C10 _{p1}	Jun.94	C10 _{p1-1}	1,19	52,8	35,4	24,6	43,0	31,0	26,0	Ac	96	n.d.	5	-
	Jun.94	C10 _{p1-2}	1,19	48,9	31,0	24,6	48,0	29,0	23,0	Ac	185	n.d.	6	-
	Jun.94	C10 _{p1-3}	1,07	56,9	34,2	24,6	46,0	31,0	23,0	Ac	206	n.d.	6	-
	Jun.94	C10 _{p1-4}	1,24	50,3	38,2	24,6	48,0	29,0	23,0	Ac	50	n.d.	3	-
	Jun.94	C10 _{p1-5}	1,1	55,2	33,2	24,6	47,0	30,0	23,0	Ac	25	n.d.	3	-
	Jun.94	C10 _{p1-6}	1,24	49,5	35,6	24,6	42,0	27,0	31,0	Ac	137	n.d.	6	-
	Jun.94	C10 _{p1-7}	1,24	50,7	38,2	24,6	47,0	30,0	23,0	Ac	46	n.d.	3	-
		Media	1,18	52,0	35,1	24,6	45,9	29,6	24,6	-	83,7	-	-	-

	Muestreo	Muestra	ρ_b ($g \cdot cm^{-3}$)	Porosidad (%)	$\theta_{33 \text{ kPa}}$ (%)**	$\theta_{1500 \text{ kPa}}$ (%)**	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)	Clase textural*	K_{sL} ($mm \cdot h^{-1}$)	K_{sf} ($mm \cdot h^{-1}$)	Categoría K_{sL}	Categoría K_{sf}
C10_{P2}	Jun.94	C10 _{P2-1}	1,32	46,6	30,7	24,0	30,0	22,0	46,0	F-Ac	46	n.d.	3	-
	Jun.94	C10 _{P2-2}	1,11	49,9	33,5	24,0	40,0	24,0	36,0	F	317	n.d.	6	-
	Jun.94	C10 _{P2-3}	1,05	44,3	26,8	24,0	59,0	18,0	23,0	F	n.d.	n.d.	-	-
	Jun.94	C10 _{P2-4}	1,31	47,0	30,5	24,0	20,0	22,0	58,0	F-Ar	25	n.d.	3	-
	Jun.94	C10 _{P2-5}	1,17	51,3	32,4	24,0	39,0	37,0	34,0	F-Ac	83	n.d.	5	-
	Jun.94	C10 _{P2-6}	1,21	53,7	37,3	24,0	39,0	24,0	37,0	F-Ac	103	n.d.	5	-
	Jun.94	C10 _{P2-7}	1,09	54,0	35,7	24,0	38,0	29,0	33,0	F-Ac	105	n.d.	5	-
			Media	1,18	49,5	32,4	24,0	37,9	25,1	38,1	-	83,0	-	-
C11_P	Jul.04	C11 _{P-1}	1,20	n.d.	n.d.	n.d.	47,0	24,4	28,5	F	n.d.	n.d.	-	-
C12_P	Marz.04	C12 _{P-1}	1,25	n.d.	n.d.	n.d.	48,0	7,0	45,0	Ac-Ar	n.d.	n.d.	-	-

n.d. no determinado

* Arcillosa (Ac), Franca (F), Limosa (L), Arenosa (Ar)

** En el caso de los suelos C5, C6, C7, C8 y C9, los valores de retención de humedad se determinaron en muestra perturbada (agua gravimétrica).

1.2. FIGURAS

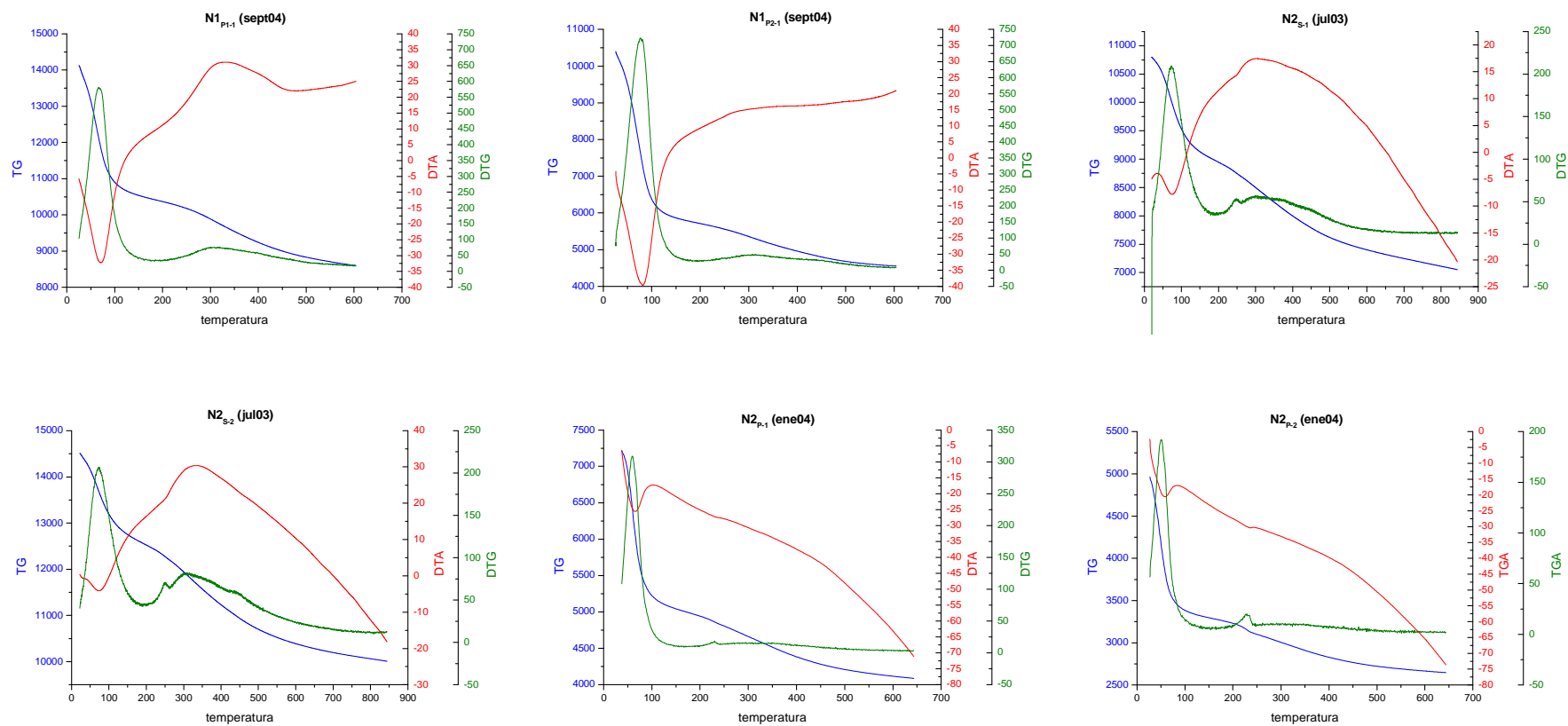


Figura 1. Curvas del análisis térmico diferencial (ATD (µV)) y termogravimétrico (TG (µg) y DTG (µg/min)), por fecha de muestreo y muestra.

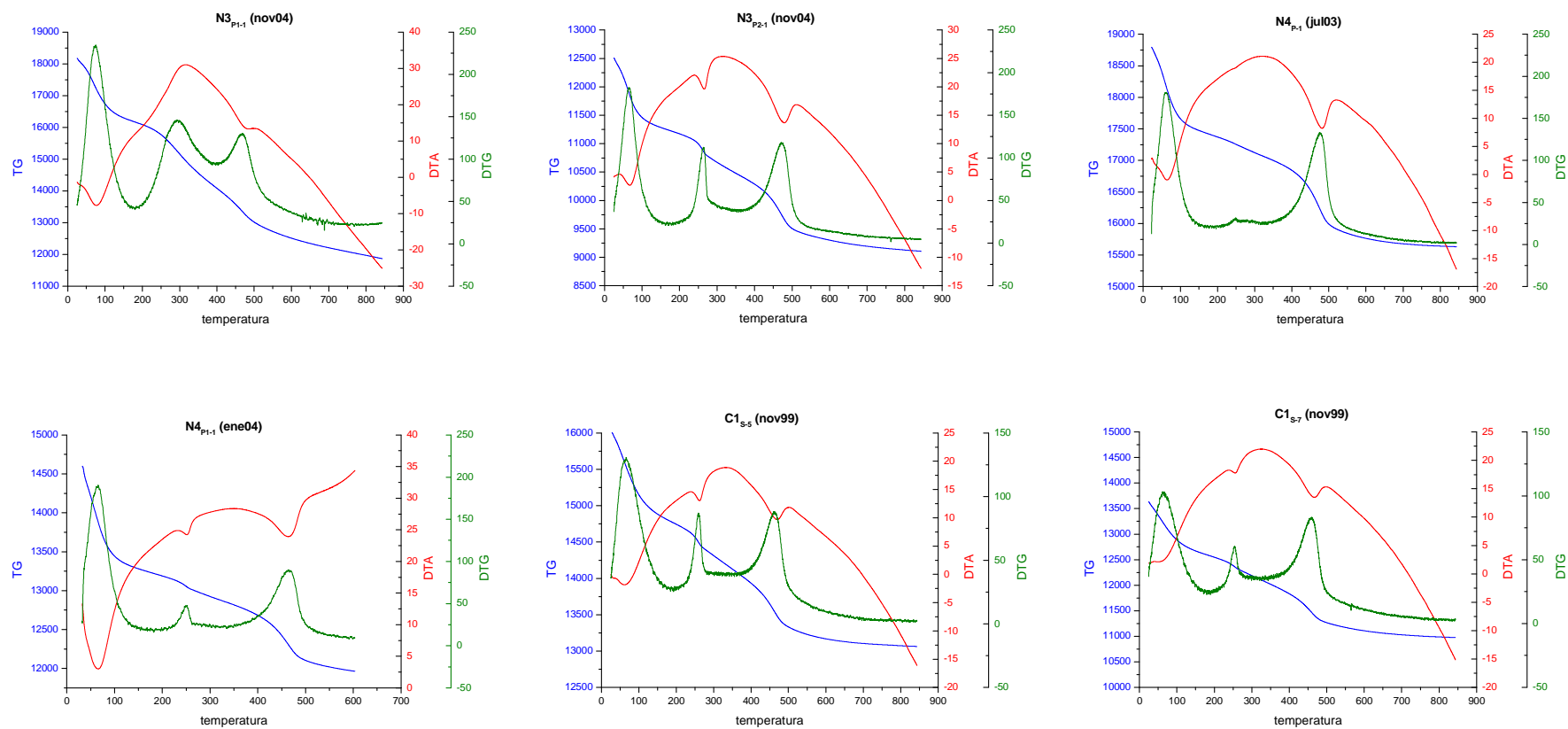


Figura 1 (Cont.). Curvas del análisis térmico diferencial (ATD (μV)) y termogravimétrico (TG (μg) y DTG ($\mu g/min$)), por fecha de muestreo y muestra.

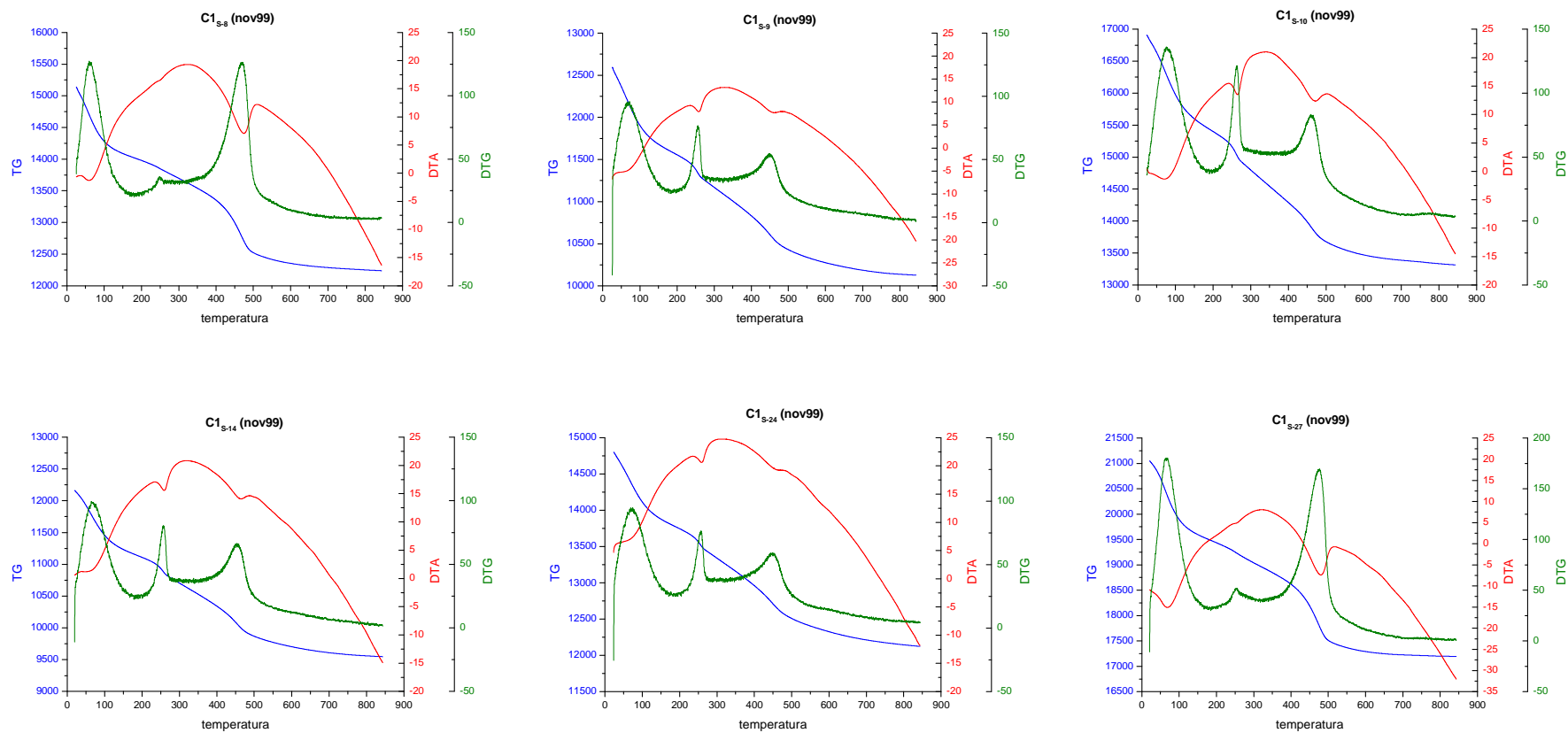


Figura 1 (Cont.). Curvas del análisis térmico diferencial (ATD (μV)) y termogravimétrico (TG (μg) y DTG ($\mu\text{g}/\text{min}$)), por fecha de muestreo y muestra.

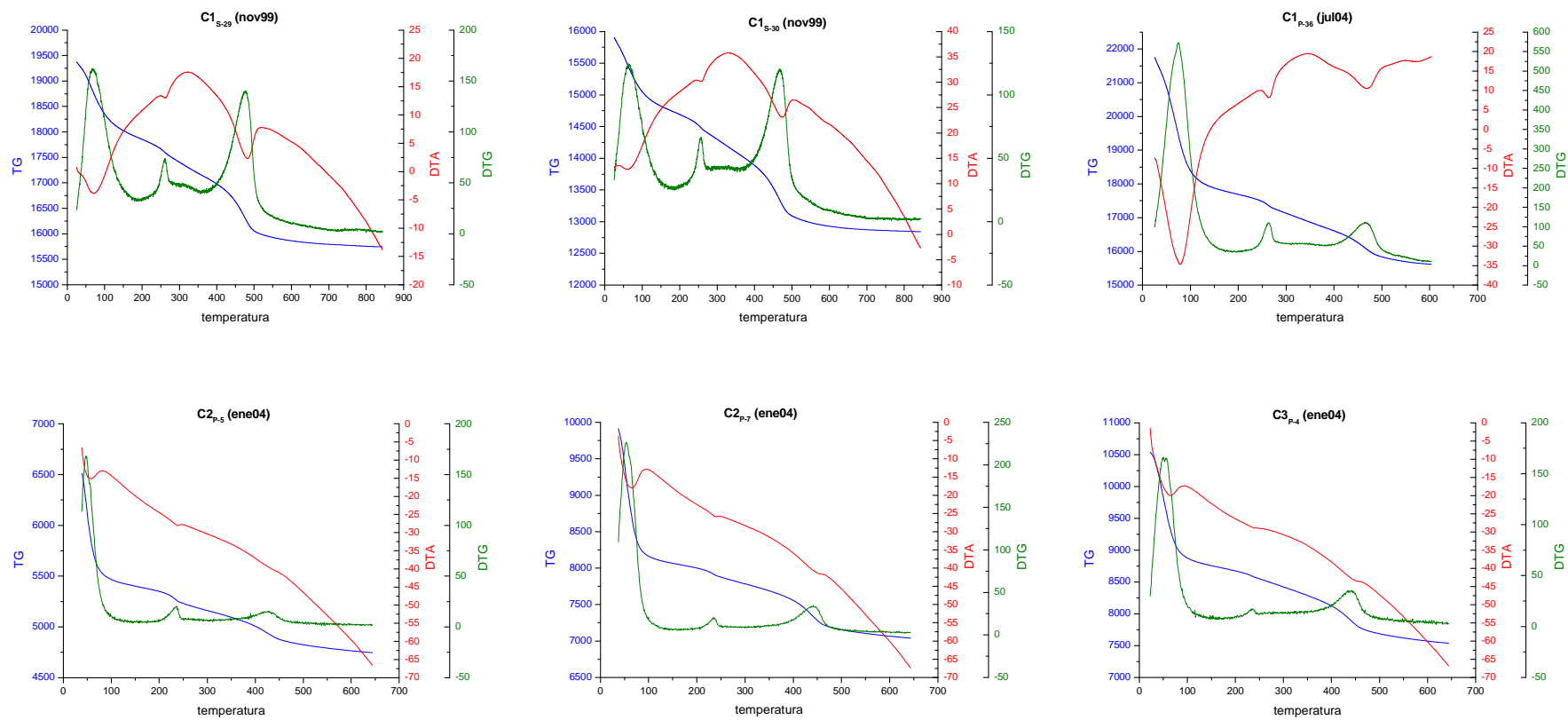


Figura 1 (Cont.). Curvas del análisis térmico diferencial (ATD (μV)) y termogravimétrico (TG (μg) y DTG ($\mu g/min$)), por fecha de muestreo y muestra.

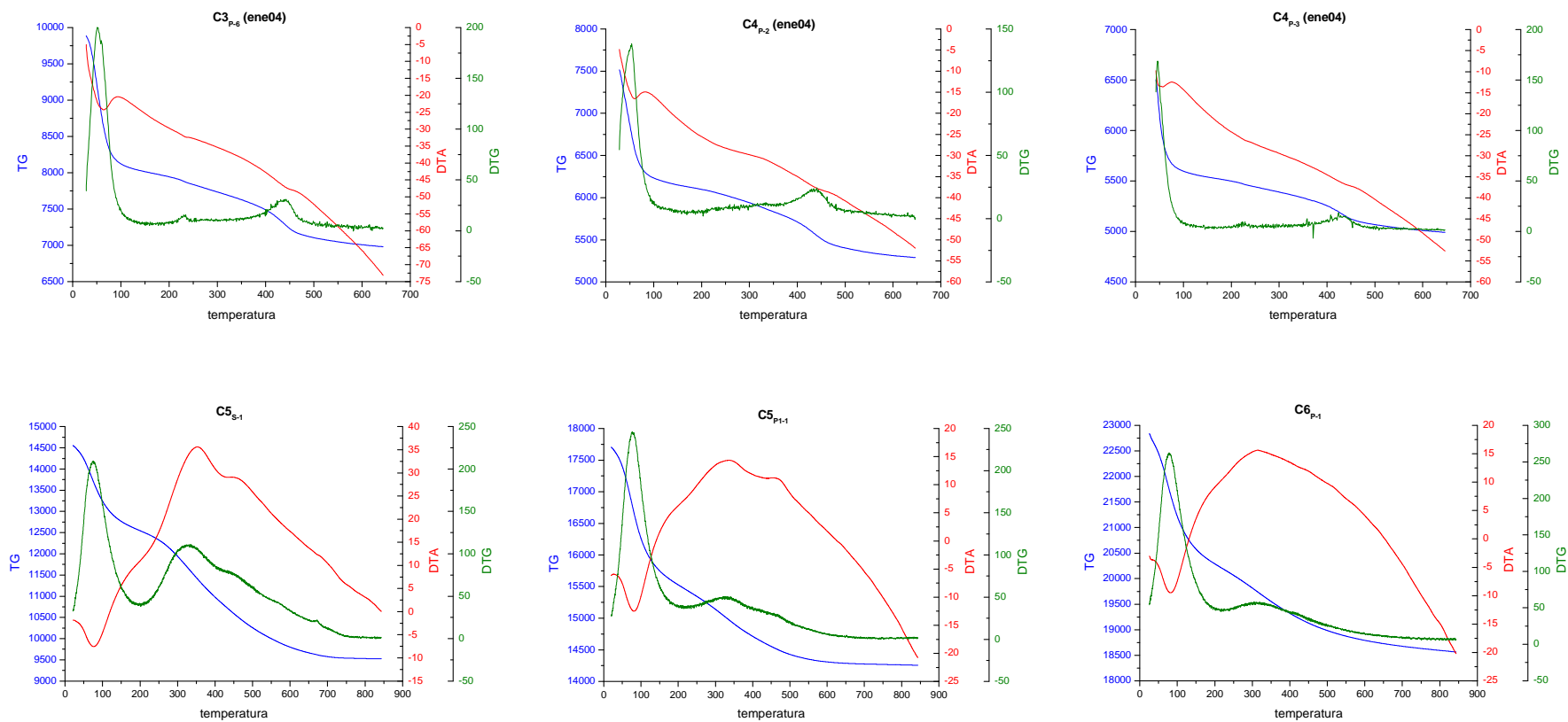


Figura 1 (Cont.). Curvas del análisis térmico diferencial (ATD (μV)) y termogravimétrico (TG (μg) y DTG ($\mu\text{g}/\text{min}$)), por fecha de muestreo y muestra.

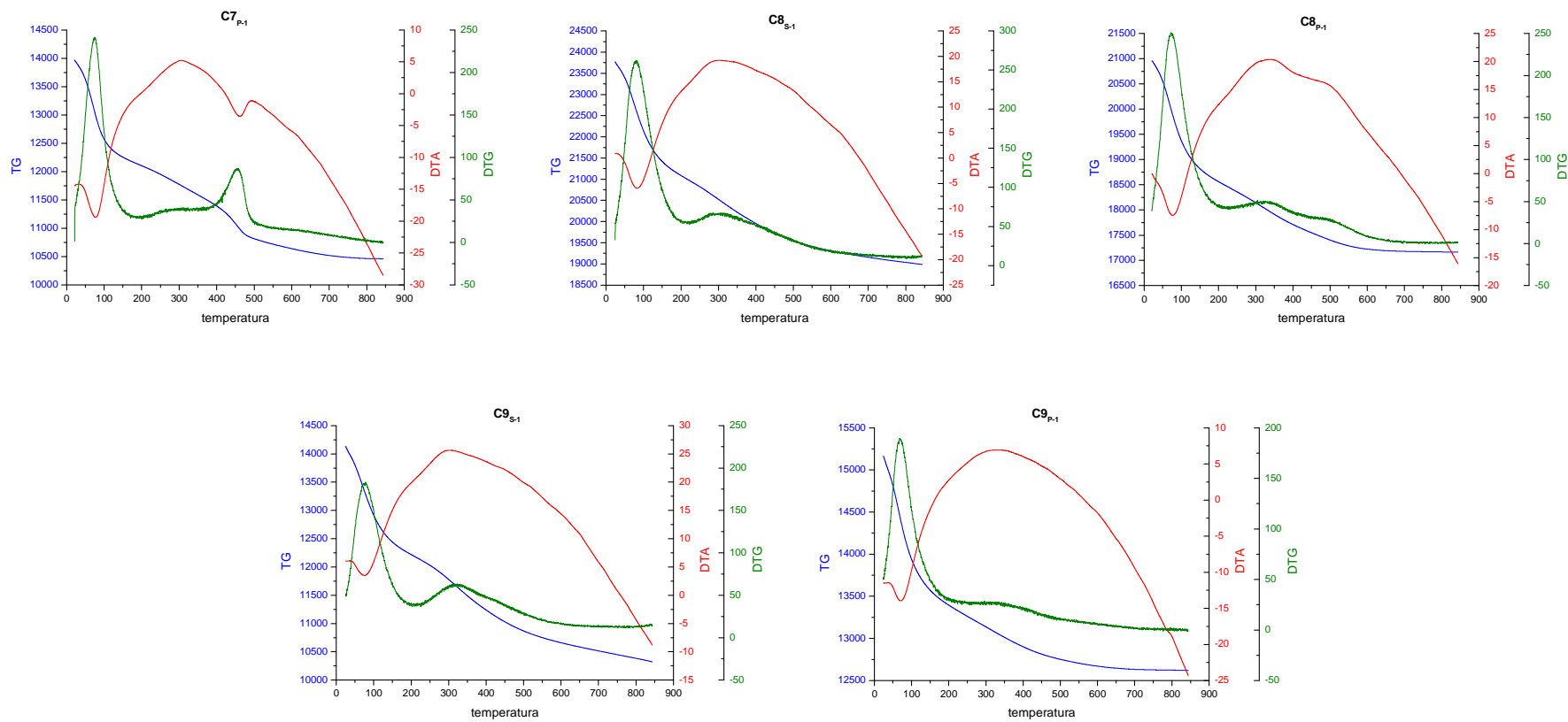


Figura 1 (Cont.). Curvas del análisis térmico diferencial (ATD (μV)) y termogravimétrico (TG (μg) y DTG ($\mu\text{g}/\text{min}$)), por fecha de muestreo y muestra.

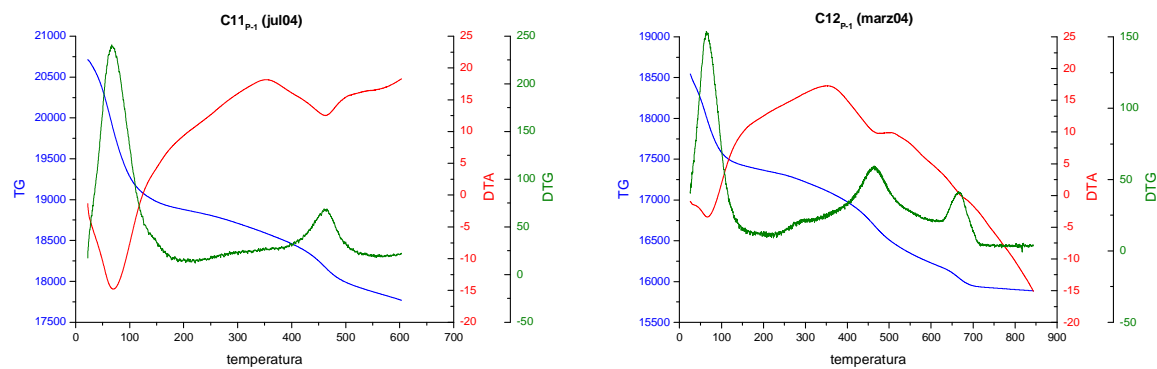


Figura 1 (Cont.). Curvas del análisis térmico diferencial (ATD (μV)) y termogravimétrico (TG (μg) y DTG ($\mu g/min$)), por fecha de muestreo y muestra.

Anexo 2.

DISPERSIÓN DE ARCILLAS

2.1. TABLAS DE DATOS

Tabla 1. Valores medios de las fracciones de arcilla, limo y arena dispersas con hexametáfosfato (HMP) y con resinas en bola (R) y del índice $w_{15\text{bar}}/\text{arcilla}$ y clase textural, por suelo y muestra.

Suelo	Muestreo	Muestra	Arcilla, HMP (%)	Limo, HMP (%)	Arena, HMP (%)	Clase tectural (HMP)*	Arcilla, R (%)	Limo, R (%)	Arena, R (%)	Clase tectural (R)*	$w_{15}/\text{arc,HMP}$	$w_{15}/\text{arc,R}$
C1 _s	Nov.99	C1 _{s-4}	11,7	21,8	66,5	F-Ar	36,0	20,0	44,0	F-Ac	2,89	0,94
	Nov.99	C1 _{s-11}	9,7	20,7	69,6	F-Ar	32,0	22,5	45,5	F-Ac-Ar	4,11	1,25
	Nov.99	C1 _{s-19}	12,3	21,9	65,7	F-Ar	39,0	14,5	46,5	Ac-Ar	3,21	1,01
	Nov.99	C1 _{s-22}	12,9	23,5	63,6	F-Ar	39,0	21,8	39,2	F-Ac	2,96	0,98
	Nov.99	C1 _{s-29}	7,5	22,7	69,8	F-Ar	29,5	24,5	46,0	F-Ac-Ar	4,20	1,07
	Nov.99	C1 _{s-32}	11,5	21,9	66,6	F-Ar	38,0	20,6	41,4	F-Ac	2,65	0,80
C2 _s	Ene.00	C2 _{s-1}	46,0	38,7	16,2	Ac	47,5	28,0	21,7	Ac	-	-
	Ene.00	C2 _{s-2}	47,9	36,0	18,5	Ac	47,7	25,8	25,5	Ac	0,72	0,72
	Ene.00	C2 _{s-3}	43,1	39,9	18,2	Ac	43,4	24,2	27,7	Ac	-	-
	Ene.00	C2 _{s-4}	49,7	40,0	12,5	Ac	45,7	28,7	20,4	Ac	0,60	0,65
	Ene.00	C2 _{s-5}	41,0	40,9	17,4	Ac	36,7	24,4	31,3	Ac	-	-
	Ene.00	C2 _{s-6}	45,0	41,1	14,9	Ac	42,6	27,6	23,6	Ac	0,68	0,72
C3 _s	Ene.00	C3 _{s-1}	42,1	39,5	15,7	Ac	45,2	27,1	23,0	Ac	-	-
	Ene.00	C3 _{s-2}	44,4	41,9	17,3	Ac-L	42,0	23,3	27,6	Ac	0,67	0,71
	Ene.00	C3 _{s-3}	48,1	40,5	14,3	Ac-L	49,5	27,9	18,8	Ac	-	-
C4 _s	Ene.00	C4 _{s-1}	40,7	38,9	20,8	Ac	48,3	27,1	22,3	Ac	-	-
	Ene.00	C4 _{s-2}	33,5	39,0	26,1	F-Ac	43,2	26,4	21,8	Ac	1,19	0,92
	Ene.00	C4 _{s-3}	34,2	40,6	24,6	F-Ac	42,2	32,5	22,5	Ac	1,18	0,96
	Ene.00	C4 _{s-4}	38,4	39,3	23,5	F-Ac	42,1	29,0	24,9	Ac	-	-
	Ene.00	C4 _{s-5}	31,3	40,4	25,8	F-Ac	37,2	29,0	24,9	F-Ac	-	-
	Ene.00	C4 _{s-6}	34,0	41,1	25,4	F-Ac	43,1	27,0	21,7	Ac	1,20	0,94

* Arcillosa (Ac), Franca (F), Limosa (L), Arenosa (Ar)

Tabla 2. Valores medios de la densidad aparente (ρ_b), retención de agua volumétrica a 33 ($\theta_{33\text{kPa}}$) y 1.500 kPa ($\theta_{1500\text{kPa}}$), y conductividad hidráulica saturada en laboratorio (K_{sL}) y en campo (K_{sf}), medidos y estimados a partir del modelo de Saxton *et al.* (1986), por suelo, fecha de muestreo y muestra.

Suelo	Muestreo	Muestra	ρ_b ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)	ρ_b , estim. ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)	$\theta_{33\text{kPa}}$ (%)	$\theta_{1500\text{kPa}}$ (%)	$\theta_{33\text{kPa}}$, estim. (%)	$\theta_{1500\text{kPa}}$, estim. (%)	K_{sL} ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$)	K_{sf} ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$)	Categoría K_{sL}	Categoría K_{sf}	K_s , estim. ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$)	Categoría K_{sf} , estim.
N1 _{P1}	Sept.04	N1 _{P1-1}	0,57	1,38	38,3	25,9	26,9	14,7	475,8	n.d.	6	-	4,9	1
N1 _{P2}	Sept.04	N1 _{P2-1}	0,60	1,35	59,2	46,6	29,5	19,4	28,0	n.d.	3	-	1,9	1
N2 _P	Jul.03	N2 _{P-1}	0,58	1,63	35,5	25,9	19,1	7,4	nd	n.d.	-	-	45,6	3
	Jul.03	N2 _{P-2}	0,60	1,59	35,6	24,2	18,7	8,0	nd	n.d.	-	-	35,9	3
N3 _{P1}	Nov.04	N3 _{P1-1}	0,61	1,37	42,3	33,9	27,6	17,1	1.455,1	n.d.	6	-	2,9	1
N3 _{P2}	Nov.04	N3 _{P2-1}	1,06		51,9	43,2			0,07	n.d.	1	-		
N4 _P	Jul.03	N4 _{P-1}	1,17	1,26	29,1	24,6	29,9	26,9	145,3	n.d.	6	-	1,6	1
C1 _S	Nov.99	C1 _{S-1}	0,97	1,47	42,9	30,5	22,0	12,0	16.184,2	141,0	6	6	10,2	2
	Nov.99	C1 _{S-2}	0,78	1,52	37,8	26,1	20,0	10,0	115,7	63,9	5	4	17,0	2
	Nov.99	C1 _{S-3}	0,8	1,53	39,8	27,8	20,0	9,0	59,4	42,8	3	3	22,2	3
	Nov.99	C1 _{S-4}	0,75	1,54	36,9	25,4	20,0	10,0	56,9	18,2	3	2	21,0	3
	Nov.99	C1 _{S-5}	0,91	1,49	44,1	29,6	21,0	11,0	1.390,8	72,2	6	4	12,1	2
	Nov.99	C1 _{S-6}	0,94	1,31	58,7	39,1	33,0	21,0	45,5	-6,2	3	1	2,0	1
	Nov.99	C1 _{S-7}	0,7	1,52	34,9	24,1	20,0	10,0	9.468,1	13,5	6	1	18,0	2
	Nov.99	C1 _{S-8}	0,93	1,40	40,3	30,7	26,0	15,0	3,3	47,7	1	3	4,1	1
	Nov.99	C1 _{S-9}	0,81	1,52	35,3	25,2	20,0	10,0	14,3	16,6	2	2	17,2	2
	Nov.99	C1 _{S-10}	0,79	1,52	44,9	38,9	12,0	10,0	359,7	62,4	6	4	16,8	2
	Nov.99	C1 _{S-11}	0,83	1,53	38,8	33,1	20,0	10,0	86,4	18,3	5	2	20,1	3
	Nov.99	C1 _{S-12}	0,76	1,53	37,6	32,5	20,0	10,0	79,6	78,7	4	4	20,2	3
	Nov.99	C1 _{S-13}	0,81	1,62	39,5	30,0	18,0	8,0	23,8	23,2	3	3	41,2	3
	Nov.99	C1 _{S-14}	0,77	1,54	39,1	30,8	12,0	10,0	101,5	46,7	5	3	21,1	3
	Nov.99	C1 _{S-15}	0,81	1,55	40,7	29,1	19,0	9,0	64,0	48,3	4	3	24,3	3
	Nov.99	C1 _{S-16}	0,77	1,54	36,3	26,5	19,0	10,0	16,8	52,7	2	3	20,6	3
	Nov.99	C1 _{S-17}	0,77	1,56	32,0	21,2	19,0	9,0	11.136,2	56,9	6	3	27,1	3
	Nov.99	C1 _{S-18}	0,78	1,55	n.d.	23,3	20,0	9,0	227,2	66,2	6	4	24,3	3
	Nov.99	C1 _{S-19}	0,77	1,53	35,7	30,4	20,0	10,0	127,6	49,7	6	3	19,3	2
	Nov.99	C1 _{S-20}	0,69	1,53	35,5	26,2	20,0	10,0	189,8	44,8	6	3	19,0	2
	Nov.99	C1 _{S-21}	0,76	1,57	38,5	30,6	19,0	9,0	116,7	39,7	5	3	27,8	3
	Nov.99	C1 _{S-22}	0,73	1,52	37,1	27,9	21,0	10,0	265,8	46,1	6	3	17,8	2
	Nov.99	C1 _{S-23}	0,72	1,56	35,0	27,8	19,0	9,0	53,0	121,8	3	5	25,3	3

	Muestreo	Muestra	ρ_b (g·cm ⁻³)	ρ_b , estim. (g·cm ⁻³)	θ_{33} kPa (%)	θ_{1500} kPa (%)	θ_{33} kPa, estim. (%)	θ_{1500} kPa, estim. (%)	K_{sL} (mm·h ⁻¹)	K_{sf} (mm·h ⁻¹)	Categoría K_{sL}	Categoría K_{sf}	K_s , estim. (mm·h ⁻¹)	Categoría K_{sf} , estim.
	Nov.99	C1 _{S-24}	0,88	1,53	41,6	31,6	20,0	10,0	19,3	10,0	2	2	20,4	3
	Nov.99	C1 _{S-25}	1,04	1,51	34,5	25,6	21,0	10,0	35,0	40,8	3	3	15,3	2
	Nov.99	C1 _{S-26}	0,97	1,57	33,4	22,9	19,0	9,0	5.981,1	17,8	6	2	28,5	3
	Nov.99	C1 _{S-27}	0,93	1,56	40,7	31,1	19,0	9,0	6.203,2	32,2	6	3	27,0	3
	Nov.99	C1 _{S-28}	0,79	1,55	42,0	31,6	20,0	9,0	128,6	6,3	6	1	23,6	3
	Nov.99	C1 _{S-29}	0,87	1,61	40,7	27,4	18,0	8,0	77,33	29,87	4	3	39,4	3
	Nov.99	C1 _{S-30}	0,9	1,53	41,1	31,4	20,0	10,0	2.051,4	49,2	6	3	19,0	2
	Nov.99	C1 _{S-31}	0,88	1,57	39,4	30,7	19,0	9,0	95,7	22,9	5	3	27,7	3
	Nov.99	C1 _{S-32}	0,88	1,54	40,3	26,9	20,0	9,0	24.617,0	39,7	6	3	21,7	3
	Nov.99	C1 _{S-33}	0,94	1,58	42,4	27,2	18,0	8,0	163,7	20,1	6	3	31,2	3
	Nov.99	C1 _{S-34}	0,93	1,54	40,6	25,0	20,0	10,0	265,3	35,5	6	3	20,7	3
	Nov.99	C1 _{S-35}	0,87	1,59	41,3	27,3	18,0	8,0	142,3	82,2	6	5	33,2	3
C2 _S	Ene.00	C2 _{S-1}	n.d.	1,24	n.d.	n.d.	42,0	26,0	n.d.	n.d.	-	-	2,3	1
	Ene.00	C2 _{S-2}	0,99	1,24	n.d.	n.d.	42,0	27,0	127,4	0,01	6	1	2,1	1
	Ene.00	C2 _{S-3}	n.d.	1,25	n.d.	n.d.	40,0	24,0	n.d.	n.d.	-	-	2,4	1
	Ene.00	C2 _{S-4}	1,28	1,22	47	38	44,0	29,0	0,7	188,15	1	6	2,3	1
	Ene.00	C2 _{S-5}	n.d.	1,26	n.d.	n.d.	39,0	23,0	n.d.	n.d.	-	-	2,7	1
	Ene.00	C2 _{S-6}	0,98	1,24	39	30	41,0	26,0	38,8	0,01	3	1	2,5	1
C3 _S	Ene.00	C3 _{S-1}	n.d.	1,25	n.d.	n.d.	40,0	24,0	n.d.	n.d.	-	-	2,7	1
	Ene.00	C3 _{S-2}	1,07	1,25	48	32	41,0	25,0	2,4	67,3	1	4	2,4	1
	Ene.00	C3 _{S-3}	n.d.	1,23	n.d.	n.d.	43,0	28,0	n.d.	n.d.	-	-	2,3	1
C4 _S	Ene.00	C4 _{S-1}	n.d.	1,27	n.d.	n.d.	38,0	23,0	n.d.	n.d.	-	-	2,5	1
	Ene.00	C4 _{S-2}	0,93	1,30	47	37	34,0	19,0	69,6	0,01	4	1	3,4	1
	Ene.00	C4 _{S-3}	0,94	1,30	50	38	34,0	19,0	32,8	0,01	3	1	3,3	1
	Ene.00	C4 _{S-4}	n.d.	1,28	n.d.	n.d.	36,0	21,0	n.d.	n.d.	-	-	2,7	1
	Ene.00	C4 _{S-5}	n.d.	1,31	n.d.	n.d.	33,0	17,0	n.d.	n.d.	-	-	3,9	1
	Ene.00	C4 _{S-6}	0,86	1,30	48,0	35,0	34,0	19,0	266,6	0,01	6	1	3,3	1
C10 _S	Jun.94	C10 _{S-1}	1,01	1,25	35,6	23,1	40	24	289	n.d.	6	-	2,5	1
	Jun.94	C10 _{S-2}	1,09	1,23	42,4	23,1	43	29	n.d.	n.d.	-	-	2,0	1
	Jun.94	C10 _{S-3}	1,1	1,27	34,2	23,1	38	25	217	n.d.	6	-	1,9	1
	Jun.94	C10 _{S-4}	1,21	1,25	39,3	23,1	40	26	n.d.	n.d.	-	-	2,2	1
	Jun.94	C10 _{S-5}	1,12	1,25	34,9	23,1	41	27	13	n.d.	2	-	1,9	1
	Jun.94	C10 _{S-6}	1,04	1,28	35,0	23,1	36	21	n.d.	n.d.	-	-	2,7	1

	Muestreo	Muestra	ρ_b (g·cm ⁻³)	ρ_b , estim. (g·cm ⁻³)	$\theta_{33 \text{ kPa}}$ (%)	$\theta_{1500 \text{ kPa}}$ (%)	$\theta_{33 \text{ kPa}}$, estim. (%)	$\theta_{1500 \text{ kPa}}$, estim. (%)	K_{sL} (mm·h ⁻¹)	K_{sf} (mm·h ⁻¹)	Categoría K_{sL}	Categoría K_{sf}	K_s , estim. (mm·h ⁻¹)	Categoría K_{sf} , estim.
	Jun.94	C10 _{S-7}	1,05	1,26	33,3	23,1	39	25	345	n.d.	6	-	2,0	1
C10_{P1}	Jun.94	C10 _{P1-1}	1,19	1,27	35,4	24,6	38	24	96	n.d.	5	-	2,1	1
	Jun.94	C10 _{P1-2}	1,19	1,25	31,0	24,6	41	27	185	n.d.	6	-	1,9	1
	Jun.94	C10 _{P1-3}	1,07	1,31	34,2	24,6	33	17	206	n.d.	6	-	4,2	1
	Jun.94	C10 _{P1-4}	1,24	1,25	38,2	24,6	41	27	50	n.d.	3	-	1,9	1
	Jun.94	C10 _{P1-5}	1,10	1,25	33,2	24,6	41	27	25	n.d.	3	-	1,9	1
	Jun.94	C10 _{P1-6}	1,24	1,28	35,6	24,6	37	23	137	n.d.	6	-	1,9	1
	Jun.94	C10 _{P1-7}	1,24	1,25	38,2	24,6	41	27	46	n.d.	3	-	1,9	1
C10_{P2}	Jun.94	C10 _{P2-1}	1,32	1,36	30,7	24,0	29	17	46	n.d.	3	-	3,1	1
	Jun.94	C10 _{P2-2}	1,11	1,30	33,5	24,0	35	22	317	n.d.	6	-	1,9	1
	Jun.94	C10 _{P2-3}	1,05	1,22	26,8	24,0	47	34	n.d.	n.d.	-	-	1,7	1
	Jun.94	C10 _{P2-4}	1,31	1,44	30,5	24,0	23	13	25	n.d.	3	-	7,3	1
	Jun.94	C10 _{P2-5}	1,17	1,30	32,4	24,0	35	22	83	n.d.	5	-	2,1	1
	Jun.94	C10 _{P2-6}	1,21	1,30	37,3	24,0	34	22	103	n.d.	5	-	2,0	1
	Jun.94	C10 _{P2-7}	1,09	1,30	35,7	24,0	34	21	105	n.d.	5	-	2,3	1

n.d. no determinado

2.2. ANÁLISIS ESTADÍSTICO

2.2.1. Ecuaciones empleadas en el modelo de Saxton

$$\begin{aligned}
 >1.500 \text{ a } 10 & \quad \psi = A \cdot \theta^B \\
 & \quad A = \exp [a + b(\%C) + c(\%S)^2 + d(\%S)^2 \cdot (\%C)] 100,0 \\
 & \quad B = e + f(\%C)^2 + g(\%S)^2 \cdot (\%C) \\
 10 \text{ a } \psi_e & \quad \psi = 10,0 - (\theta - \theta_{10}) \cdot (10,0 - \psi_e) / (\theta_s - \theta_{10}) \\
 & \quad \theta_{10} = \exp[(2,302 - \ln A)/B] \\
 & \quad \psi_e = 100,0 \cdot [m + n (\theta_s)] \\
 & \quad \theta_s = h + j(\%S) + k \log_{10}(\%C) \\
 \psi_e \text{ a } 0,0 & \quad \theta = \theta_s \\
 >1.500 \text{ a } 0,0 & \quad K = 2,778 \cdot 10^{-6} \{ \exp[p + q(\%S) + [r + t(\%S) + u(\%C) + v(\%C)^2](1/\theta)] \}
 \end{aligned}$$

donde los coeficientes:

$$\begin{array}{lll}
 a = -4,396 & g = -3,484 \cdot 10^{-5} & p = 12,012 \\
 b = -0,0715 & h = 0,332 & q = -7,55 \cdot 10^{-2} \\
 c = -4,880 \cdot 10^{-4} & j = -7,251 \cdot 10^{-4} & r = -3,8950 \\
 d = -4,285 \cdot 10^{-5} & k = 0,1276 & t = 3,671 \cdot 10^{-2} \\
 e = -3,140 & m = -0,108 & u = -0,1103 \\
 f = -2,22 \cdot 10^{-3} & n = 0,341 & v = 8,7546 \cdot 10^{-4}
 \end{array}$$

y donde se definen los términos:

$$\begin{array}{ll}
 \psi = \text{potencial de agua, kPa} & \theta_{10} = \text{contenido de agua en 10 kPa, m}^3 \cdot \text{m}^{-3} \\
 \psi_e = \text{potencial de agua en la entrada de aire, kPa} & K = \text{conductividad del agua, m} \cdot \text{s}^{-1} \\
 \theta = \text{contenido de agua, m}^3 \cdot \text{m}^{-3} & (\%S) = \text{porcentaje de arena} \\
 \theta_s = \text{contenido de agua en saturación, m}^3 \cdot \text{m}^{-3} & (\%C) = \text{Porcentaje de arcilla}
 \end{array}$$

2.2.2. Comparación de medias

Tabla 1. Prueba T de muestras relacionadas. Comparación entre los valores de retención de agua a 1/3 y 15 bar (33 y 1.500 kPa) medidos y estimados a partir del modelo de Saxton *et al.* (1986), por suelos.

Retención de agua volumétrica a 1/3 bar (33 kPa)

		Prueba de muestras relacionadas ^a					t	gl	Sig. (bilateral)
		Diferencias relacionadas			95% Intervalo de confianza para la diferencia				
		Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	Inferior	Superior			
Par 1	Agua 1/3bar estim. Saxton (%) - experimental (%)	-19,4311	4,94980	,60928	-20,6479	-18,2142	-31,892	65	,000

a. suelo tesis = C1

Prueba de muestras relacionadas[§]

	Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia		t	gl	Sig. (bilateral)
				Diferencias relacionadas				
				Inferior	Superior			
Par 1 Agua 1/3bar estim. Saxton (%) - experimental (%)	-1,0000	2,64575	1,52753	-7,5724	5,5724	-,655	2	,580

a. suelo tesis = C2

Prueba de muestras relacionadas[§]

	Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia		t	gl	Sig. (bilateral)
				Diferencias relacionadas				
				Inferior	Superior			
Par 1 Agua 1/3bar estim. Saxton (%) - experimental (%)	-17,0000	3,60555	2,08167	-25,9567	-8,0433	-8,167	2	,015

a. suelo tesis = C4

Prueba de muestras relacionadas[§]

	Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia		t	gl	Sig. (bilateral)
				Diferencias relacionadas				
				Inferior	Superior			
Par 1 Agua 1/3bar estim. Saxton (%) - experimental (%)	2,7990	5,55659	1,21255	,2697	5,3284	2,308	20	,032

a. suelo tesis = C10

Retención de agua volumétrica a 15 bar (1.500 kPa)

Prueba de muestras relacionadas[§]

	Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia		t	gl	Sig. (bilateral)
				Diferencias relacionadas				
				Inferior	Superior			
Par 1 Agua 15bar estim. Saxton (%) - experimental (%)	18,6325	4,02287	,48430	17,6661	19,5989	38,473	68	,000

a. suelo tesis = C1

Prueba de muestras relacionadas[§]

	Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia		t	gl	Sig. (bilateral)
				Diferencias relacionadas				
				Inferior	Superior			
Par 1 Agua 15bar estim. Saxton (%) - experimental (%)	6,6667	2,51661	1,45297	,4151	12,9183	4,588	2	,044

a. suelo tesis = C2

Prueba de muestras relacionadas[§]

	Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia		t	gl	Sig. (bilateral)
				Diferencias relacionadas				
				Inferior	Superior			
Par 1 Agua 15bar estim. Saxton (%) - experimental (%)	20,0000	1,73205	1,00000	15,6973	24,3027	20,000	2	,002

a. suelo tesis = C4

Prueba de muestras relacionadas[§]

	Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia		t	gl	Sig. (bilateral)
				Diferencias relacionadas				
				Inferior	Superior			
Par 1 Agua 15bar estim. Saxton (%) - experimental (%)	,0905	4,71921	1,02982	-2,0577	2,2386	,088	20	,931

a. suelo tesis = C10

Densidad aparente

Prueba de muestras relacionadas^a

	Diferencias relacionadas					t	gl	Sig. (bilateral)
	Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia				
				Inferior	Superior			
Par 1 dap (g/cm3) estim. Saxton - dap experimental (g/cm3)	-,6919	,10477	,01271	-,7173	-,6666	-54,458	67	,000

a. suelo tesis = C1

Prueba de muestras relacionadas^a

	Diferencias relacionadas					t	gl	Sig. (bilateral)
	Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia				
				Inferior	Superior			
Par 1 dap (g/cm3) estim. Saxton - dap experimental (g/cm3)	-,1500	,18193	,10504	-,6019	,3019	-1,428	2	,289

a. suelo tesis = C2

Prueba de muestras relacionadas^a

	Diferencias relacionadas					t	gl	Sig. (bilateral)
	Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia				
				Inferior	Superior			
Par 1 dap (g/cm3) estim. Saxton - dap experimental (g/cm3)	-,3767	,02082	,01202	-,4284	-,3250	-31,341	2	,001

a. suelo tesis = C4

Prueba de muestras relacionadas^a

	Diferencias relacionadas					t	gl	Sig. (bilateral)
	Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia				
				Inferior	Superior			
Par 1 dap (g/cm3) estim. Saxton - dap experimental (g/cm3)	-,1295	,07697	,01680	-,1646	-,0945	-7,711	20	,000

a. suelo tesis = C10

Anexo 3.

CURVAS CARACTERÍSTICAS DE RETENCIÓN DE AGUA DEL SUELO

3.1. TABLAS DE DATOS

Tabla 1. Valores medios de los índices estadísticos de los modelos de ajuste de la curva de retención de agua, por suelo, fecha de muestreo y muestra. Modelos de ajuste de van Genuchten con m optimizado (VG1), m fijo (VG2) y modelo de Brooks y Corey (BC). Curvas unimodales.

Suelo	Muestreo	Muestra	R ² (VG1)**	R ² (VG2)**	R ² (BC)**	RMSE (VG1)	RMSE (VG2)	RMSE (BC)	AIC (VG1)	AIC (VG2)	AIC (BC)	SBC (VG1)	SBC (VG2)	SBC (BC)
N1 _{p1}	Sept.04	N1 _{p1-1}	0,998	0,993	-	0,0089	0,0131	-	-81*	-73	-	-79	-72	-
	Sept.04	N1 _{p1-1'}	0,991	0,990	-	0,0149	0,0153	-	-68	-69*	-	-66	-68	-
		Media	0,995	0,992	-	0,0119	0,0142	-	-75	-73	-	-73	-70	-
N2 _s	May.01	N2 _{s-1}	0,998	0,997	-	0,0074	0,0107	-	-92*	-84	-	-90	-82	-
	May.01	N2 _{s-1'}	0,996	0,996	-	0,0114	0,0115	-	-77	-82*	-	-74	-80	-
	Jul.03	N2 _{s-1}	0,999	0,999	-	0,0060	0,0050	-	-110*	-107	-	-107	-105	-
	Jul.03	N2 _{s-1'}	0,999	0,999	-	0,0066	0,0067	-	-103	-104*	-	-100	-102	-
	Jul.03	N2 _{s-2}	0,999	0,998	-	0,0085	0,0091	-	-95	-95	-	-93	-93	-
	Jul.03	N2 _{s-2'}	0,998	0,997	-	0,0087	0,0112	-	-95*	-89	-	-92	-87	-
		Media	0,998	0,998	-	0,0081	0,0090	-	-96	-94	-	-93	-92	-
N2 _p	May.01	N2 _{p-1}	0,992	0,998	-	0,0041	0,0068	-	-46	-97*	-	-43	-95	-
	May.01	N2 _{p-2}	0,997	0,996	-	0,0103	0,0126	-	-83*	-79	-	-81	-78	-
	Jul.03	N2 _{p-1}	0,992	0,998	-	0,0044	0,0042	-	-114	-117*	-	-111	-115	-
	Jul.03	N2 _{p-2}	0,997	0,995	-	0,0111	0,0138	-	-87*	-82	-	-84	-80	-
		Media	0,988	0,996	-	0,0075	0,0093	-	-83	-94	-	-80	-92	-
N3 _{p1}	Nov.04	N3 _{p1-1}	0,992	0,992	-	0,0114	0,0116	-	-70	-71*	-	-68	-70	-
N3 _{p2}	Nov.04	N3 _{p2-1}	0,972	0,970	-	0,0074	0,0077	-	-80	-81*	-	-78	-79	-
N4 _p	Jul.03	N4 _{p-1}	0,987	0,973	0,986	0,0127	0,0182	0,0127	-83*	-74	-79	-72	-72	-94
	Jul.03	N4 _{p-1'}	0,989	0,915	0,988	0,0140	0,0204	0,0140	-80*	-46	-77	-78	-44	-75
		Media	0,988	0,931	0,988	0,0134	0,0193	0,0134	-82	-60	-78	-75	-58	-85
C1 _s	Nov.99	C1 _{s-1}	0,999	0,998	-	0,0041	0,0047	-	-109*	-107	-	-112	-110	-
	Nov.99	C1 _{s-2}	0,999	0,999	-	0,0026	0,0029	-	-121*	-118	-	-116	-118	-
	Nov.99	C1 _{s-3}	0,999	0,999	-	0,0029	0,0029	-	-119	-121*	-	-116	-119	-
	Nov.99	C1 _{s-4}	0,999	0,999	-	0,0035	0,0036	-	-114	-115*	-	-111	-113	-
	Nov.99	C1 _{s-5}	0,999	0,994	-	0,0035	0,0087	-	-112*	-90	-	-110	-88	-
	Nov.99	C1 _{s-6}	0,986	0,984	-	0,0028	0,0048	-	-79	-80*	-	-76	-78	-
	Nov.99	C1 _{s-7}	0,998	0,992	-	0,0072	0,0074	-	-93*	-68	-	-91	-66	-
	Nov.99	C1 _{s-8}	0,997	0,994	-	0,0057	0,0074	-	-98*	-93	-	-96	-91	-
	Nov.99	C1 _{s-9}	0,998	0,997	-	0,0039	0,0058	-	-104*	-97	-	-102	-95	-

	Muestreo	Muestra	R ² (VG1)**	R ² (VG2)**	R ² (BC)**	RMSE (VG1)	RMSE (VG2)	RMSE (BC)	AIC (VG1)	AIC (VG2)	AIC (BC)	SBC (VG1)	SBC (VG2)	SBC (BC)
	Nov.99	C1 _{S-10}	0,992	0,992	-	0,0085	0,0087	-	-88	-90*	-	-86	-88	-
	Nov.99	C1 _{S-11}	0,994	0,994	-	0,0081	0,0083	-	-90	-91*	-	-87	-89	-
	Nov.99	C1 _{S-12}	0,994	0,994	-	0,0080	0,0085	-	-90	-90*	-	-88	-89	-
	Nov.99	C1 _{S-13}	0,999	0,997	-	0,0046	0,0075	-	-117*	-96	-	-114	-94	-
	Nov.99	C1 _{S-14}	0,999	0,997	-	0,0045	0,0071	-	-106*	-95	-	-104	-94	-
	Nov.99	C1 _{S-15}	0,999	0,997	-	0,0034	0,0061	-	-109*	-65	-	-107	-63	-
	Nov.99	C1 _{S-16}	0,999	0,999	-	0,0032	0,0550	-	-116*	-104	-	-113	-102	-
	Nov.99	C1 _{S-17}	0,998	0,998	-	0,0057	0,0064	-	-99*	-98	-	-97	-96	-
	Nov.99	C1 _{S-18}	0,990	0,988	-	0,0111	0,0127	-	-81*	-79	-	-79	-77	-
	Nov.99	C1 _{S-19}	0,998	0,998	-	0,0055	0,0057	-	-101	-102*	-	-98	-100	-
	Nov.99	C1 _{S-20}	0,996	0,996	-	0,0090	0,0090	-	-87	-89*	-	-84	-87	-
	Nov.99	C1 _{S-21}	0,997	0,997	-	0,0072	0,0083	-	-93*	-91	-	-91	-89	-
	Nov.99	C1 _{S-22}	0,998	0,998	-	0,0053	0,0054	-	-97	-98*	-	-95	-96	-
	Nov.99	C1 _{S-23}	0,997	0,997	-	0,0070	0,0071	-	-94	-96*	-	-91	-94	-
	Nov.99	C1 _{S-24}	0,994	0,993	-	0,0092	0,0095	-	-86	-87*	-	-84	-85	-
	Nov.99	C1 _{S-25}	0,992	0,993	-	0,0064	0,0071	-	-81	-85*	-	-78	-83	-
	Nov.99	C1 _{S-26}	0,997	0,998	-	0,0071	0,0061	-	-93	-99*	-	-90	-97	-
	Nov.99	C1 _{S-27}	0,995	0,994	-	0,0084	0,0095	-	-89*	-87	-	-86	-85	-
	Nov.99	C1 _{S-28}	0,999	0,998	-	0,0031	0,0059	-	-117*	-101	-	-114	-99	-
	Nov.99	C1 _{S-29}	0,998	0,998	-	0,0062	0,0076	-	-97*	-94	-	-94	-92	-
	Nov.99	C1_{S-30}	0,998	0,994	-	0,0058	0,0061	-	-99*	-69	-	-96	-67	-
	Nov.99	C1 _{S-31}	0,998	0,998	-	0,0053	0,0055	-	-102	-102*	-	-99	-101	-
	Nov.99	C1 _{S-32}	0,999	0,998	-	0,0480	0,0064	-	-105*	-99	-	-103	-97	-
	Nov.99	C1 _{S-33}	0,999	0,999	-	0,0044	0,0046	-	-106	-108*	-	-104	-106	-
	Nov.99	C1 _{S-34}	0,999	0,996	-	0,0046	0,0076	-	-106*	-94	-	-103	-97	-
	Nov.99	C1 _{S-35}	0,998	0,998	-	0,0048	0,0050	-	-104	-105*	-	-	-	-
		Media	0,998	0,996	-	0,0067	0,0080	-	-101	-95	-	-98	-93	-
C2_S	Jul.00	C2 _{S-2}	0,997	0,988	0,999	0,0045	0,0102	0,0044	-95	-80	-102*	-93	-78	-100
	Jul.00	C2 _{S-4}	0,991	0,989	-	0,0032	0,0055	-	-89	-89*	-	-86	-87	-
	Jul.00	C2 _{S-6}	0,993	0,987	0,999	0,0028	0,0078	0,0028	-84	-84	-113*	-81	-82	-112
		Media	0,994	0,988	0,999	0,0035	0,0078	0,0036	-89	-84	-108	-87	-82	-106
C2_P	Jul.00	C2 _{P-2}	0,999	0,994	-	0,0065	0,0119	-	-107*	-79	-	-105	-77	-
	Jul.00	C2 _{P-4}	0,991	0,986	-	0,0047	0,0079	-	-88*	-85	-	-85	-83	-
	Jul.00	C2 _{P-6}	0,998	0,992	0,999	0,0050	0,0106	0,0042	-89	-84	-110*	-86	-82	-108

	Muestreo	Muestra	R ² (VG1)**	R ² (VG2)**	R ² (BC)**	RMSE (VG1)	RMSE (VG2)	RMSE (BC)	AIC (VG1)	AIC (VG2)	AIC (BC)	SBC (VG1)	SBC (VG2)	SBC (BC)
		Media	0,996	0,992	-	0,0054	0,0101	-	-94	-83	-	-92	-81	-
C3_p	Jul.00	C3 _{p-1}	0,996	0,994	-	0,0075	0,0076	-	-90	-92*	-	-88	-90	-
	Jul.00	C3 _{p-2}	0,998	0,996	-	0,0052	0,0071	-	-103*	-97	-	-100	-95	-
		Media	0,996	0,976	-	0,0064	0,0074	-	-97	-95	-	-94	-93	-
C4_s	Abr00	C4 _{s-2}	0,998	0,994	-	0,0057	0,0075	-	-112*	-94	-	-109	-92	-
	Abr00	C4 _{s-6}	0,999	0,996	-	0,0026	0,0064	-	-109*	-98	-	-106	-96	-
	Jul.00	C4 _{s-2}	0,988	0,985	-	0,0130	0,0149	-	-69*	-68	-	-67	-67	-
	Jul.00	C4 _{s-3}	0,983	0,980	-	0,0131	0,0142	-	-70	-70*	-	-68	-68	-
		Media	0,992	0,988	-	0,0088	0,0106	-	-84	-78	-	-79	-75	-
C4_p	Abr00	C4 _{p-2}	0,993	0,991	-	0,0095	0,0104	-	-85	-85*	-	-83	-83	-
	Jul.00	C4 _{p-3}	0,980	0,979	-	0,0118	0,0120	-	-73	-75*	-	-71	-74	-
	Jul.00	C4 _{p-6}	0,904	0,905	-	0,0063	0,0062	-	-57	-59*	-	-54	-57	-
		Media	0,964	0,964	-	0,0088	0,0091	-	-75	-76	-	-73	-60	-
C10_s	Jun.94	C10 _{s-1}	0,990	0,987	-	0,0108	0,0120	-	-71*	-70	-	-69	-69	-
	Jun.94	C10 _{s-3}	0,994	0,985	-	0,0073	0,0080	-	-80*	-51	-	-78	-50	-
	Jun.94	C10 _{s-5}	0,985	0,984	-	0,0110	0,0114	-	-70	-72*	-	-68	-70	-
	Jun.94	C10 _{s-6}	0,978	0,979	-	0,0122	0,0119	-	-68	-71*	-	-66	-69	-
		Media	0,984	0,966	-	0,0103	0,0108	-	-72	-66	-	-70	-65	-
C10_{p1}	Jun.94	C10 _{p1-1}	0,984	0,983	-	0,0102	0,0106	-	-72	-73*	-	-70	-72	-
	Jun.94	C10 _{p1-3}	0,996	0,995	-	0,0058	0,0069	-	-85*	-84	-	-83	-82	-
	Jun.94	C10 _{p1-5}	0,983	0,979	-	0,0119	0,0133	-	-68	-68*	-	-66	-66	-
	Jun.94	C10 _{p1-6}	0,987	0,974	-	0,0083	0,0110	-	-79*	-72	-	-77	-71	-
		Media	0,988	0,984	-	0,0091	0,0104	-	-76	-74	-	-74	-73	-
C10_{p2}	Jun.94	C10 _{p2-3}	0,953	0,961	-	0,0072	0,0088	-	-45	-48*	-	-43	-46	-

*Valores de AIC y SBC menores

**La correlación es significativa en todos los casos al nivel 0,01 (bilateral)

Tabla 2. Valores de la diferencia ΔAIC , por suelo, fecha de muestreo y muestra. Modelos de ajuste de van Genuchten con m optimizado (VG1), m fijo (VG2) y modelo de Brooks y Corey (BC). Curvas unimodales.

Suelo	Muestreo	Muestra	$AIC_{VG1} - AIC_{min}$	$AIC_{VG2} - AIC_{min}$	$AIC_{BC} - AIC_{min}$	Mejor modelo (según AIC)
N1 _{P1}	Sept.04	N1 _{P1-1}	0	8	-	VG1
	Sept.04	N1 _{P1-1'}	1	0	-	VG2
N2 _S	May.01	N2 _{S-1}	0	8	-	VG2
	May.01	N2 _{S-1'}	5	0	-	VG2
	Jul.03	N2 _{S-1}	0	3	-	VG2
	Jul.03	N2 _{S-1'}	1	0	-	VG2
	Jul.03	N2 _{S-2}	0	0	-	VG2
	Jul.03	N2 _{S-2'}	0	6	-	VG1
N2 _P	May.01	N2 _{P-1}	51	0	-	VG2
	May.01	N2 _{P-2}	0	4	-	VG2
	Jul.03	N2 _{P-1}	3	0	-	VG2
	Jul.03	N2 _{P-2}	0	5	-	VG1
N3 _{P1}	Nov.04	N3 _{P1-1}	1	0	-	VG2
N3 _{P2}	Nov.04	N3 _{P2-1}	1	0	-	VG2
N4 _P	Jul.03	N4 _{P-1}	0	9	4	VG1
	Jul.03	N4 _{P-1'}	0	34	3	VG1
C1 _S	Nov.99	C1 _{S-1}	0	2	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-2}	0	3	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-3}	2	0	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-4}	1	0	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-5}	0	22	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-6}	1	0	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-7}	0	25	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-8}	0	5	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-9}	0	7	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-10}	2	0	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-11}	1	0	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-12}	0	0	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-13}	0	21	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-14}	0	11	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-15}	0	44	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-16}	0	12	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-17}	0	1	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-18}	0	2	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-19}	1	0	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-20}	2	0	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-21}	0	2	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-22}	1	0	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-23}	2	0	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-24}	1	0	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-25}	4	0	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-26}	6	0	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-27}	0	2	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-28}	0	16	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-29}	0	3	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-30}	0	30	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-31}	0	0	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-32}	0	6	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-33}	2	0	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-34}	0	12	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-35}	1	0	-	VG2

Suelo	Muestreo	Muestra	AIC _{VG1} ⁻ AIC _{min}	AIC _{VG2} ⁻ AIC _{min}	AIC _{BC} ⁻ AIC _{min}	Mejor modelo (según AIC)
C2_S	Jul.00	C2 _{S-2}	7	22	0	BC
	Jul.00	C2 _{S-4}	0	0	-	VG2
	Jul.00	C2 _{S-6}	29	29	0	BC
C2_P	Jul.00	C2 _{P-2}	0	28	-	VG1
	Jul.00	C2 _{P-4}	0	3	-	VG2
	Jul.00	C2 _{P-6}	21	26	0	BC
C3_P	Jul.00	C3 _{P-1}	2	0	-	VG2
	Jul.00	C3 _{P-2}	0	6	-	VG1
C4_S	Abr00	C4 _{S-2}	0	18	-	VG1
	Abr00	C4 _{S-6}	0	11	-	VG1
	Jul.00	C4 _{S-2}	0	1	-	VG2
	Jul.00	C4 _{S-3}	0	0	-	VG2
C4_P	Abr00	C4 _{P-2}	0	0	-	VG2
	Jul.00	C4 _{P-3}	2	0	-	VG2
	Jul.00	C4 _{P-6}	2	0	-	VG2
C10_S	Jun.94	C10 _{S-1}	0	1	-	VG2
	Jun.94	C10 _{S-3}	0	29	-	VG1
	Jun.94	C10 _{S-5}	2	0	-	VG2
	Jun.94	C10 _{S-6}	3	0	-	VG2
C10_{P1}	Jun.94	C10 _{P1-1}	1	0	-	VG2
	Jun.94	C10 _{P1-3}	0	1	-	VG2
	Jun.94	C10 _{P1-5}	0	0	-	VG2
	Jun.94	C10 _{P1-6}	0	7	-	VG1
C10_{P2}	Jun.94	C10 _{P2-3}	3	0	-	VG2

ΔAIC > 4 indican un pobre ajuste

Tabla 3. Índices de bondad de ajuste (R^2 y RMSE) y criterio de información de Akaike (AIC) de los distintos modelos que describen la curva de retención para diferentes muestras de suelo. Curvas bimodales.

Muestra	R^2 (VG1)	R^2 (VG2)	R^2 (BC)	R^2 (VG, 2n)	RMSE ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) (VG1)	RMSE ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) (VG2)	RMSE ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) (BC)	RMSE ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) (VG, 2n)	AIC (VG1)	AIC (VG2)	AIC (BC)	AIC (VG, 2n)
N1_{P2-1}	0,998	0,992	-	1,000	0,0033	0,0074	-	0,0015	-107	-89	-	-123
N3_{P1-1}	0,992	0,992	-	0,994	0,0114	0,0116	-	0,0093	-70	-71*	-	-70
C2_{P-6}	0,998	0,992	0,998	0,998	0,0050	0,0106	0,0042	0,0042	-89	-84	-110*	-105
C3_{S-1}	0,996	0,994	-	1,000	0,0061	0,0088	-	0,0019	-91	-84	-	-105*
C3_{S-2}	0,992	0,988	-	1,000	0,0091	0,0118	-	0,0023	-87	-81	-	-100*
C4_{S-6}	0,955	0,947	-	0,992	0,0064	0,0085	-	0,0025	-83	-78	-	-98*
C4_{P-2}	0,986	0,986	-	0,998	0,0086	0,0092	-	0,0016	-85	-85	-	-106*

*Valores de AIC menores

Tabla 4. Valores de la diferencia ΔAIC por muestra. Curvas bimodales.

Suelo	Muestreo	Muestra	$\text{AIC}_{\text{VG1}} - \text{AIC}_{\text{min}}$	$\text{AIC}_{\text{VG2}} - \text{AIC}_{\text{min}}$	$\text{AIC}_{\text{VG2n}} - \text{AIC}_{\text{min}}$	Mejor modelo
N1_{P2}	Sept.04	N1 _{P2-1}	16	34	0	VG2n
C3_S	Jul.00	C3 _{S-1}	14	21	0	VG2n
C3_S	Jul.00	C3 _{S-2}	13	19	0	VG2n
C4_S	Jul.00	C4 _{S-6}	15	20	0	VG2n
C4_P	Jul.00	C4 _{P-2}	21	20	0	VG2n

Tabla 5. Valores medios de los parámetros de ajuste de las curvas de retención de humedad para los modelos de ajuste de van Genuchten con m optimizado (VG1), m fijo (VG2) y de Brooks y Corey (BC), por suelo, fecha de muestreo y muestra. Curvas unimodales.

Suelo	Muestreo	Muestra	$\theta_{s, VG}$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	$\theta_r, VG1$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	$\alpha, VG1$	$m, VG1$	$n, VG1$	$\theta_r, VG2$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	$\alpha, VG2$	$m, VG2$	$n, VG2$	θ_r, BC ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	h_a, BC	λ, BC	Mejor modelo
N1 _{P1}	Sept.04	N1 _{P1-1}	0,660	0,262	0,021	0,401	1,668	0,237	0,038	0,038	11,615	-	-	-	VG1
	Sept.04	N1 _{P1-1'}	0,670	0,259	0,023	0,356	1,553	0,248	0,031	0,231	2,035	-	-	-	VG2
		Media	0,665	0,261	0,022	0,379	1,611	0,242	0,035	0,135	6,825	-	-	-	-
N2 _S	May.01	N2 _{S-1}	0,713	0,249	0,023	0,179	3,315	0,266	0,014	0,446	1,805	-	-	-	VG2
	May.01	N2 _{S-1'}	0,707	0,231	0,027	0,422	1,491	0,226	0,031	0,350	1,538	-	-	-	VG2
	Jul.03	N2 _{S-1}	0,623	0,221	0,013	0,670	1,512	0,215	0,019	0,448	1,811	-	-	-	VG2
	Jul.03	N2 _{S-1'}	0,707	0,235	0,019	0,402	1,996	0,238	0,018	0,461	1,856	-	-	-	VG2
	Jul.03	N2 _{S-2}	0,788	0,244	0,018	0,368	2,351	0,249	0,015	0,498	1,994	-	-	-	VG2
	Jul.03	N2 _{S-2'}	0,714	0,216	0,029	0,222	2,908	0,230	0,019	0,462	1,859	-	-	-	VG1
		Media	0,709	0,233	0,021	0,379	2,259	0,237	0,019	0,445	1,814	-	-	-	-
N2 _P	May.01	N2 _{P-1}	0,727	0,261	0,155	0,271	1,372	0,288	0,096	0,271	1,372	-	-	-	VG2
	May.01	N2 _{P-2}	0,777	0,297	0,025	0,219	3,038	0,310	0,017	0,467	1,876	-	-	-	VG2
	Jul.03	N2 _{P-1}	0,482	0,137	0,043	0,145	1,170	0,201	0,018	0,337	0,879	-	-	-	VG2
	Jul.03	N2 _{P-2}	0,745	0,253	0,030	0,207	3,299	0,268	0,019	0,485	1,941	-	-	-	VG1
			Media	0,680	0,252	0,056	0,259	2,145	0,249	0,043	0,341	1,589	-	-	-
N3 _{P1}	Nov.04	N3 _{P1-1}	0,687	0,333	0,0643	0,247	1,81	0,341	0,0502	0,343	1,521	-	-	-	VG2
N3 _{P2}	Nov.04	N3 _{P2-1}	0,587	0,165	0,009	0,178	0,480	0,000	0,104	0,036	1,037	-	-	-	VG2
N4 _P	Jul.03	N4 _{P-1}	0,587	0,291	0,106	0,011	60,550	0,295	0,073	0,453	1,827	0,291	9,500	0,675	VG1
	Jul.03	N4 _{P-1'}	0,601	0,256	0,096	0,017	71,980	0,262	0,062	0,986	0,683	0,255	10,500	1,224	VG1
			Media	0,594	0,274	0,101	0,014	66,265	0,279	0,067	0,719	1,255	0,27	10,00	0,950
C1 _S	Nov.99	C1 _{S-1}	0,635	0,093	0,148	0,091	1,440	0,137	0,115	0,135	1,157	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-2}	0,574	0,213	0,036	0,210	1,495	0,220	0,031	0,257	1,346	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-3}	0,622	0,208	0,058	0,213	1,231	0,204	0,060	0,203	1,254	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-4}	0,623	0,205	0,059	0,221	1,410	0,210	0,054	0,247	1,328	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-5}	0,604	0,208	0,027	0,050	4,841	0,270	0,012	0,303	1,434	-	-	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-6}	0,672	0	0,011	0,047	2,240	0,274	0,005	0,218	1,279	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-7}	0,645	0,234	0,036	0,306	1,666	0,238	0,023	0,352	1,544	-	-	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-8}	0,566	0,265	0,023	0,122	3,115	0,287	0,013	0,363	1,571	-	-	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-9}	0,555	0,217	0,033	0,165	2,309	0,235	0,021	0,336	1,507	-	-	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-10}	0,615	0,365	0,018	0,268	2,298	0,370	0,013	0,428	1,750	-	-	-	VG2

	Muestreo	Muestra	θ_s, VG ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	$\theta_r, VG1$ ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	$\alpha, VG1$	$m, VG1$	$n, VG1$	$\theta_r, VG2$ ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	$\alpha, VG2$	$m, VG2$	$n, VG2$	θ_r, BC ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	h_a, BC	λ, BC	Mejor modelo
	Nov.99	C1 _{S-11}	0,578	0,311	0,012	0,610	1,366	0,305	0,017	0,400	1,665	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-12}	0,573	0,304	0,020	0,281	2,441	0,309	0,015	0,455	1,835	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-13}	0,604	0,273	0,025	0,136	3,460	0,290	0,014	0,408	1,690	-	-	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-14}	0,630	0,298	0,030	0,196	2,789	0,310	0,020	0,420	1,724	-	-	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-15}	0,625	0,259	0,029	0,161	2,476	0,280	0,018	0,355	1,550	-	-	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-16}	0,624	0,243	0,031	0,211	2,340	0,256	0,021	0,390	1,641	-	-	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-17}	0,611	0,197	0,048	0,244	1,778	0,206	0,038	0,331	1,495	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-18}	0,561	0,223	0,009	0,746	0,859	0,178	0,033	0,242	1,319	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-19}	0,634	0,296	0,024	0,524	1,563	0,293	0,028	0,425	1,738	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-20}	0,650	0,247	0,056	0,297	1,512	0,249	0,053	0,316	1,462	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-21}	0,672	0,295	0,016	0,651	1,247	0,284	0,027	0,377	1,605	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-22}	0,645	0,258	0,055	0,269	1,566	0,262	0,050	0,309	1,447	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-23}	0,617	0,270	0,027	0,464	1,440	0,266	0,032	0,375	1,601	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-24}	0,622	0,284	0,023	0,232	1,891	0,294	0,017	0,344	1,523	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-25}	0,598	0,236	0,033	0,570	0,864	0,202	0,093	0,229	1,297	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-26}	0,595	0,213	0,039	0,366	1,222	0,202	0,052	0,276	1,380	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-27}	0,654	0,312	0,015	0,636	1,141	0,297	0,028	0,338	1,510	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-28}	0,630	0,286	0,040	0,140	2,606	0,307	0,024	0,335	1,503	-	-	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-29}	0,685	0,267	0,015	0,609	1,004	0,238	0,035	0,282	1,393	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1_{S-30}	0,643	0,302	0,024	0,441	1,204	0,292	0,023	0,307	1,442	-	-	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-31}	0,616	0,279	0,039	0,251	1,672	0,285	0,032	0,318	1,465	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-32}	0,637	0,218	0,043	0,151	2,050	0,244	0,028	0,287	1,403	-	-	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-33}	0,664	0,250	0,016	0,388	1,289	0,240	0,020	0,303	1,436	-	-	-	VG2
	Nov.99	C1 _{S-34}	0,604	0,189	0,023	0,116	2,826	0,229	0,013	0,323	1,477	-	-	-	VG1
	Nov.99	C1 _{S-35}	0,639	0,238	0,025	0,246	1,566	0,246	0,022	0,297	1,423	-	-	-	VG2
		Media	0,621	0,244	0,033	0,303	1,894	0,257	0,032	0,322	1,491	-	-	-	-
C2_S	Jul.00	C2 _{S-2}	0,550	0,193	0,041	0,010	19,807	0,249	0,019	0,252	1,337	0,175	23,700	0,185	BC
	Jul.00	C2 _{S-4}	0,561	0,000	0,020	0,040	2,546	0,189	0,009	0,180	1,219	-	-	-	VG2
	Jul.00	C2 _{S-6}	0,590	0,006	0,027	0,009	11,945	0,232	0,010	0,214	1,272	0	37,500	0,102	BC
		Media	0,561	0,066	0,020	0,040	2,546	0,189	0,009	0,180	1,219	0,09	30,60	0,144	-
C2_P	Jul.00	C2 _{P-2}	0,680	0,158	0,054	0,034	4,823	0,261	0,026	0,221	1,283	-	-	-	VG1
	Jul.00	C2 _{P-4}	0,555	0,065	0,041	0,026	4,307	0,168	0,019	0,158	1,188	-	-	-	VG2
	Jul.00	C2 _{P-6}	0,611	0,087	0,032	0,009	17,640	0,197	0,014	0,214	1,273	0	28,600	0,119	BC

	Muestreo	Muestra	$\theta_{s, VG}$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	$\theta_r, VG1$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	α VG1	$m, VG1$	$n, VG1$	$\theta_r, VG2$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	α VG2	$m, VG2$	$n, VG2$	θ_r, BC ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	h_a, BC	λ, BC	Mejor modelo
		Media	0,615	0,110	0,047	0,030	4,555	0,213	0,022	0,188	1,234	0	28,60	0,119	-
C3_P	Jul.00	C3 _{P-1}	0,646	0	0,113	0,048	2,010	0,109	0,079	0,122	1,139	-	-	-	VG2
	Jul.00	C3 _{P-2}	0,616	0,264	0,079	0,160	2,255	0,279	0,053	0,311	1,452	-	-	-	VG1
		Media	0,631	0,132	0,096	0,104	2,133	0,194	0,066	0,217	1,296	-	-	-	-
C4_S	Abr00	C4 _{S-2}	0,574	0,250	0,032	0,017	13,435	0,309	0,013	0,309	1,447	-	-	-	VG1
	Abr00	C4 _{S-6}	0,630	0,044	0,032	0,010	9,487	0,256	0,012	0,193	1,239	-	-	-	VG1
	Jul.00	C4 _{S-2}	0,683	0	0,061	0,027	4,053	0	0,034	0,110	1,124	-	-	-	VG2
	Jul.00	C4 _{S-3}	0,640	0	0,053	0,036	2,603	0	0,032	0,096	1,106	-	-	-	VG2
		Media	0,631	0,076	0,044	0,022	7,545	0,146	0,022	0,180	1,233	-	-	-	-
C4_P	Abr00	C4 _{P-2}	0,680	0,346	0,014	0,297	1,422	0,290	0,030	0,082	3,027	-	-	-	VG2
	Jul.00	C4 _{P-3}	0,614	0	0,007	0,151	0,805	0	0,013	0,094	1,104	-	-	-	VG2
	Jul.00	C4 _{P-6}	0,613	0,027	0,009	0,113	1,052	0	0,010	0,097	1,108	-	-	-	VG2
		Media	0,638	0,108	0,015	0,114	1,648	0,118	0,012	0,164	1,214	-	-	-	-
C10_S	Jun.94	C10 _{S-1}	0,597	0,032	0,402	0,046	2,404	0,083	0,280	0,121	1,138	-	-	-	VG2
	Jun.94	C10 _{S-3}	0,547	0	0,628	0,028	3,238	0,005	1,095	0,087	1,095	-	-	-	VG1
	Jun.94	C10 _{S-5}	0,542	0	0,483	0,050	1,811	0	0,401	0,085	1,093	-	-	-	VG2
	Jun.94	C10 _{S-6}	0,527	0	0,269	0,166	0,566	0	0,652	0,076	1,082	-	-	-	VG2
		Media	0,553	0,008	0,445	0,073	2,005	0,022	0,607	0,092	1,102	-	-	-	-
C10_{P1}	Jun.94	C10 _{P1-1}	0,528	0	0,635	0,024	3,226	0	0,521	0,075	1,081	-	-	-	VG2
	Jun.94	C10 _{P1-3}	0,569	0,148	0,493	0,055	2,800	0,172	0,348	0,155	1,183	-	-	-	VG2
	Jun.94	C10 _{P1-5}	0,552	0,217	0,395	0,069	3,412	0,233	0,268	0,220	1,282	-	-	-	VG2
	Jun.94	C10 _{P1-6}	0,495	0,026	0,003	0,540	0,299	0	0,669	0,064	1,068	-	-	-	VG1
		Media	0,537	0,099	0,390	0,164	2,480	0,103	0,447	0,130	1,155	-	-	-	-
C10_{P2}	Jun.94	C10 _{P2-3}	0,443	0,254	0,021	1,517	0,797	0,243	0,163	0,321	1,473	-	-	-	VG2

Tabla 6. Valores medios de los parámetros de van Genuchten y de los “factores de forma” de las curvas de retención de humedad, por suelo, fecha de muestreo y muestra. Parámetros correspondientes al modelo con mejor ajuste según el criterio de AIC. Curvas unimodales.

Suelo	Muestreo	Muestra	$\theta_{s, VG}$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	θ_r, VG ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	α VG	m, VG	n, VG	θ_r, BC ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	h_a, BC	λ, BC	$1/\alpha$	m/n	$m \cdot n$	Tipo de curva
N1_{P1}	Sept.04	N1 _{P1-1}	0,660	0,240	0,038	0,038	11,615	-	-	-	26,042	0,003	0,441	II
	Sept.04	N1 _{P1-1'}	0,670	0,260	0,023	0,356	1,553	-	-	-	43,290	0,229	0,553	III
		Media	0,668	0,248	0,031	0,197	6,584	-	-	-	34,666	0,116	0,497	-

Suelo	Muestreo	Muestra	$\theta_{s, VG}$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	$\theta_{r, VG}$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	α VG	m , VG	n , VG	$\theta_{r, BC}$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	h_a , BC	λ , BC	$1/\alpha$	m/n	$m \cdot n$	Tipo de curva
N2_S	May.01	N2 _{S-1}	0,713	0,249	0,023	0,179	3,315	-	-	-	43,668	0,054	0,593	III
	May.01	N2 _{S-1'}	0,707	0,226	0,031	0,350	1,538	-	-	-	31,847	0,228	0,538	I
	Jul.03	N2 _{S-1}	0,623	0,215	0,019	0,448	1,811	-	-	-	53,763	0,247	0,811	II
	Jul.03	N2 _{S-1'}	0,707	0,238	0,018	0,461	1,856	-	-	-	57,143	0,248	0,856	II
	Jul.03	N2 _{S-2}	0,788	0,249	0,015	0,498	1,994	-	-	-	68,493	0,250	0,993	II
	Jul.03	N2 _{S-2'}	0,714	0,216	0,029	0,222	2,908	-	-	-	34,843	0,076	0,646	II
		Media		0,709	0,232	0,022	0,362	2,233	-	-	-	48,532	0,185	0,744
N2_P	May.01	N2 _{P-1}	0,727	0,288	0,096	0,271	1,372	-	-	-	10,449	0,198	0,372	IV
	May.01	N2 _{P-2}	0,777	0,310	0,017	0,467	1,876	-	-	-	58,824	0,249	0,876	II
	Jul.03	N2 _{P-1}	0,482	0,137	0,043	0,145	1,170	-	-	-	23,041	0,124	0,170	I
	Jul.03	N2 _{P-2}	0,745	0,253	0,030	0,207	3,299	-	-	-	33,670	0,063	0,683	III
		Media		0,680	0,245	0,046	0,269	1,940	-	-	-	31,388	0,156	0,522
N3_{P1}	Nov.04	N3 _{P1-1}	0,687	0,341	0,050	0,343	1,521	-	-	-	19,920	0,226	0,522	I
N3_{P2}	Nov.04	N3 _{P2-1}	0,587	0	0,104	0,036	1,037	-	-	-	9,606	0,035	0,037	I
N4_P	Jul.03	N4 _{P-1}	0,587	0,291	0,106	0,011	60,550	-	-	-	9,471	0,0002	0,666	II
	Jul.03	N4 _{P-1'}	0,601	0,256	0,096	0,017	71,980	-	-	-	10,471	0,0002	1,224	II
		Media		0,594	0,274	0,101	0,014	66,265	-	-	-	9,971	0,0002	0,945
C1_S	Nov.99	C1 _{S-1}	0,635	0,137	0,115	0,135	1,158	-	-	-	9,904	0,116	0,158	IV
	Nov.99	C1 _{S-2}	0,574	0,220	0,031	0,257	1,346	-	-	-	32,468	0,191	0,346	I
	Nov.99	C1 _{S-3}	0,622	0,204	0,060	0,203	1,254	-	-	-	16,611	0,162	0,255	I
	Nov.99	C1 _{S-4}	0,623	0,210	0,054	0,247	1,328	-	-	-	18,587	0,186	0,328	I
	Nov.99	C1 _{S-5}	0,604	0,208	0,027	0,050	4,841	-	-	-	37,037	0,010	0,242	III
	Nov.99	C1 _{S-6}	0,672	0,274	0,005	0,218	1,279	-	-	-	208,333	0,170	0,279	III
	Nov.99	C1 _{S-7}	0,645	0,234	0,036	0,306	1,666	-	-	-	27,855	0,184	0,510	I
	Nov.99	C1 _{S-8}	0,566	0,265	0,023	0,122	3,115	-	-	-	43,103	0,039	0,380	III
	Nov.99	C1 _{S-9}	0,555	0,217	0,033	0,165	2,309	-	-	-	30,030	0,072	0,381	II
	Nov.99	C1 _{S-10}	0,615	0,370	0,013	0,428	1,750	-	-	-	77,519	0,245	0,749	II
	Nov.99	C1 _{S-11}	0,578	0,305	0,017	0,400	1,665	-	-	-	57,471	0,240	0,666	II
	Nov.99	C1 _{S-12}	0,573	0,309	0,015	0,455	1,835	-	-	-	66,667	0,248	0,835	II
	Nov.99	C1 _{S-13}	0,604	0,273	0,025	0,136	3,460	-	-	-	39,683	0,039	0,471	III
	Nov.99	C1 _{S-14}	0,630	0,298	0,030	0,196	2,789	-	-	-	33,003	0,070	0,547	II
	Nov.99	C1 _{S-15}	0,625	0,259	0,029	0,161	2,476	-	-	-	34,247	0,065	0,399	II
	Nov.99	C1 _{S-16}	0,624	0,243	0,031	0,211	2,340	-	-	-	31,949	0,090	0,494	II
	Nov.99	C1 _{S-17}	0,611	0,206	0,038	0,331	1,495	-	-	-	26,178	0,222	0,495	I

	Muestreo	Muestra	$\theta_{s, VG}$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	$\theta_{r, VG}$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	α VG	m , VG	n , VG	$\theta_{r, BC}$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	h_a , BC	λ , BC	$1/\alpha$	m/n	$m \cdot n$	Tipo de curva
	Nov.99	C1 _{S-18}	0,561	0,178	0,033	1,319	0,242	-	-	-	30,303	5,450	0,319	I
	Nov.99	C1 _{S-19}	0,634	0,293	0,028	0,425	1,738	-	-	-	35,211	0,245	0,739	I
	Nov.99	C1 _{S-20}	0,650	0,249	0,053	0,316	1,462	-	-	-	18,904	0,216	0,462	I
	Nov.99	C1 _{S-21}	0,672	0,284	0,027	0,377	1,605	-	-	-	36,765	0,235	0,605	I
	Nov.99	C1 _{S-22}	0,645	0,262	0,050	0,309	1,447	-	-	-	20,202	0,214	0,447	I
	Nov.99	C1 _{S-23}	0,617	0,266	0,032	0,375	1,601	-	-	-	31,250	0,234	0,600	I
	Nov.99	C1 _{S-24}	0,622	0,294	0,017	0,344	1,523	-	-	-	57,471	0,226	0,524	II
	Nov.99	C1 _{S-25}	0,598	0,202	0,093	0,229	1,297	-	-	-	10,776	0,177	0,297	IV
	Nov.99	C1 _{S-26}	0,595	0,202	0,052	0,276	1,380	-	-	-	19,418	0,200	0,381	I
	Nov.99	C1 _{S-27}	0,654	0,297	0,028	0,338	1,510	-	-	-	35,714	0,224	0,510	I
	Nov.99	C1 _{S-28}	0,630	0,286	0,040	0,140	2,606	-	-	-	25,317	0,054	0,365	II
	Nov.99	C1 _{S-29}	0,685	0,238	0,035	0,282	1,393	-	-	-	28,653	0,203	0,393	I
	Nov.99	C1 _{S-30}	0,643	0,302	0,024	0,441	1,204	-	-	-	42,194	0,366	0,531	I
	Nov.99	C1 _{S-31}	0,616	0,285	0,032	0,318	1,465	-	-	-	31,056	0,217	0,466	I
	Nov.99	C1 _{S-32}	0,637	0,218	0,043	0,151	2,050	-	-	-	23,529	0,074	0,310	I
	Nov.99	C1 _{S-33}	0,664	0,240	0,020	0,303	1,436	-	-	-	51,282	0,211	0,435	I
	Nov.99	C1 _{S-34}	0,604	0,190	0,023	0,120	2,816	-	-	-	43,129	0,048	0,319	III
	Nov.99	C1 _{S-35}	0,639	0,246	0,022	0,297	1,423	-	-	-	46,083	0,209	0,423	I
		Media	0,621	0,250	0,035	0,265	1,870	-	-	-	39,317	0,168	0,447	
C2 _S	Jul.00	C2 _{S-2}	0,550	-	-	-	-	0,175	23,700	0,185	-	-	-	III
	Jul.00	C2 _{S-4}	0,561	0,189	0,009	0,180	1,219	-	-	-	107,527	0,148	0,219	II
	Jul.00	C2 _{S-6}	0,590	-	-	-	-	0	37,500	0,102	-	-	-	III
		Media	0,561	0,189	0,009	0,180	1,219	107,527	0,148	0,219	0,561	0,189	0,009	
C2 _P	Jul.00	C2 _{P-2}	0,680	0,158	0,054	0,034	4,823	-	-	-	18,382	0,007	0,164	III
	Jul.00	C2 _{P-4}	0,555	0,168	0,019	0,158	1,188	-	-	-	52,910	0,133	0,188	III
	Jul.00	C2 _{P-6}	0,611	-	-	-	-	0	28,600	0,119	-	-	-	III
		Media	0,615	0,163	0,036	0,098	2,938	-	-	-	36,286	0,072	0,176	
C3 _P	Jul.00	C3 _{P-1}	0,646	0,109	0,079	0,122	1,139	-	-	-	12,626	0,107	0,139	I
	Jul.00	C3 _{P-2}	0,616	0,264	0,079	0,160	2,255	-	-	-	12,739	0,071	0,361	I
		Media	0,631	0,187	0,079	0,141	1,697	-	-	-	12,683	0,089	0,250	
C4 _S	Abr00	C4 _{S-2}	0,574	0,250	0,032	0,017	13,435	-	-	-	31,153	0,001	0,228	III
	Abr00	C4 _{S-6}	0,630	0,040	0,032	0,010	9,487	-	-	-	31,447	0,001	0,095	III
	Jul.00	C4 _{S-2}	0,683	0	0,034	0,110	1,124	-	-	-	29,499	0,098	0,124	II
	Jul.00	C4 _{S-3}	0,640	0	0,032	0,096	1,106	-	-	-	31,447	0,087	0,106	II

	Muestreo	Muestra	θ_{s_1} VG ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	θ_{r_1} VG ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	α VG	m , VG	n , VG	θ_{r_2} BC ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	h_a , BC	λ , BC	$1/\alpha$	m/n	$m \cdot n$	Tipo de curva
		Media	0,631	0,076	0,032	0,057	6,480	-	-	-	30,901	0,045	0,139	
C4_P	Abr00	C4 _{P-2}	0,684	0,346	0,014	0,297	1,422	-	-	-	70,423	0,209	0,422	II
	Jul.00	C4 _{P-3}	0,614	0	0,013	0,094	1,104	-	-	-	79,365	0,085	0,104	II
	Jul.00	C4 _{P-6}	0,613	0	0,010	0,097	1,108	-	-	-	103,093	0,088	0,107	II
		Media	0,638	0,118	0,012	0,164	1,214	-	-	-	84,414	0,128	0,214	
C10_S	Jun.94	C10 _{S-1}	0,597	0,083	0,280	0,121	1,138	-	-	-	3,571	0,106	0,138	IV
	Jun.94	C10 _{S-3}	0,547	0	0,628	0,028	3,238	-	-	-	1,593	0,009	0,091	IV
	Jun.94	C10 _{S-5}	0,542	0	0,401	0,085	1,093	-	-	-	2,491	0,078	0,093	IV
	Jun.94	C10 _{S-6}	0,527	0	0,652	0,076	1,082	-	-	-	1,533	0,070	0,082	IV
		Media	0,553	0,021	0,490	0,078	1,638	-	-	-	2,297	0,066	0,101	
C10_{P1}	Jun.94	C10 _{P1-1}	0,528	0	0,521	0,075	1,081	-	-	-	1,921	0,069	0,081	IV
	Jun.94	C10 _{P1-3}	0,569	0,172	0,348	0,155	1,183	-	-	-	2,874	0,131	0,183	IV
	Jun.94	C10 _{P1-5}	0,552	0,233	0,268	0,220	1,282	-	-	-	3,729	0,172	0,282	IV
	Jun.94	C10 _{P1-6}	0,495	0,026	0,003	0,540	0,299	-	-	-	1,496	0,060	0,068	IV
		Media	0,537	0,103	0,447	0,130	1,155	-	-	-	2,526	0,109	0,156	
C10_{P2}	Jun.94	C10 _{P2-3}	0,443	0,243	0,163	0,321	1,473	-	-	-	6,135	0,218	0,473	IV

Tabla 7. Valores de los parámetros de ajuste de las curvas de retención de humedad por muestra. Curvas bimodales.

Suelo	Muestreo	Muestra	θ_{s_1} VG ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	θ_{r_1} VG ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	w_1	α_1 , VG	m_1 , VG	n_1 , VG	w_2	α_2 , VG	m_2 , VG	n_2 , VG	Tipo de curva
N1_{P2}	Sept.04	N1 _{P2-1}	0,705	0,393	0,37	0,011	2,905	0,656	0,63	0,0013	1,335	0,251	III
C3_S	Jul.00	C3 _{S-1}	0,650	0,259	0,61	0,032	1,730	0,422	0,39	0,0004	1,672	0,402	I
	Jul.00	C3 _{S-2}	0,615	0,197	0,60	0,049	1,973	0,493	0,40	0,0006	1,328	0,247	I
C4_S	Jul.00	C4 _{S-6}	0,583	0,348	0,39	0,019	2,368	0,578	0,61	0,0003	2,406	0,584	II
C4_P	Jul.00	C4 _{P-2}	0,569	0,346	0,34	0,011	2,822	0,646	0,66	0,0003	2,265	0,559	III

Tabla 8. Valores de los “factores de forma” por muestra. Curvas bimodales.

Suelo	Muestreo	Muestra	$1/\alpha_1$	m_1/n_1	$m_1 \cdot n_1$	$1/\alpha_2$	m_2/n_2	$m_2 \cdot n_2$
N1_{P2}	Sept.04	N1 _{P2-1}	90,090	0,226	1,906	769,231	0,188	0,335
C3_S	Jul.00	C3 _{S-1}	31,056	0,244	0,730	2500,000	0,240	0,672
	Jul.00	C3 _{S-2}	20,450	0,250	0,973	1666,667	0,186	0,328
C4_S	Jul.00	C4 _{S-6}	52,910	0,244	1,369	3333,333	0,243	1,405
C4_P	Jul.00	C4 _{P-2}	91,743	0,229	1,823	3333,333	0,247	1,266

Tabla 9. Valores medios de los distintos rangos de porosidad determinados, por suelo, fecha de muestreo y muestra. Curvas unimodales.

Suelo	Muestreo	Muestra	MP ₁ (%)	MP ₁₀ (%)	MP ₃₃ (%)	AU (%)	AU2 (%)	mp ₁₀ (%)	mp ₃₃ (%)	mp _{1.500} (%)	Tipo de curva
N1_{P1}	Sept.04	N1 _{P1-1}	0	19,08	28,77	12,13	21,82	47,22	37,53	25,40	II
	Sept.04	N1 _{P1-1'}	1,41	17,44	28,21	12,77	23,46	49,76	39,07	26,30	III
		Media	0,71	18,26	28,49	12,45	22,64	48,49	38,30	25,85	-
N1_{P2}	Sept.04	N1 _{P2-1}	0,03	5,27	11,95	11,95	18,63	65,23	58,55	46,6	III
N2_S	May.01	N2 _{S-1}	0,06	18,34	32,50	12,77	26,93	52,96	38,80	26,03	III
	May.01	N2 _{S-1'}	2,55	23,52	34,63	12,22	23,33	47,18	36,07	23,85	I
	Jul.03	N2 _{S-1}	0,84	19,06	31,82	8,85	21,45	43,24	30,64	21,79	II
	Jul.03	N2 _{S-1'}	0,83	21,64	36,70	10,97	26,04	49,06	33,99	23,02	II
	Jul.03	N2 _{S-2}	0,57	23,35	42,74	12,25	31,82	55,45	35,88	23,63	II
	Jul.03	N2 _{S-2'}	0,29	24,84	38,21	12,02	25,39	46,56	33,19	21,17	II
		Media	0,85	21,81	36,16	11,49	25,84	49,05	34,70	23,20	-
N2_P	May.01	N2 _{P-1}	7,23	25,18	31,81	9,57	16,21	47,52	40,88	31,31	IV
	May.01	N2 _{P-2}	0,76	21,37	36,65	10,72	26,00	56,33	41,05	30,33	II
	Jul.03	N2 _{P-1}	1,57	8,26	12,71	10,13	14,60	39,94	35,47	25,34	I
	Jul.03	N2 _{P-2}	0,18	25,94	38,91	11,33	24,31	48,56	35,59	24,26	III
		Media	2,38	20,08	29,88	10,45	20,25	47,96	38,15	26,90	-
N3_{P1}	Nov.04	N3 _{P1-1}	3,39	20,10	26,41	8,16	14,74	48,60	42,02	33,86	I
N3_{P2}	Nov.04	N3 _{P2-1}	1,49	5,08	6,82	8,16	10,40	53,62	51,38	43,22	I
N4_P	Jul.03	N4 _{P-1}	1,06	23,44	26,84	5,18	8,57	35,26	31,86	26,69	II
	Jul.03	N4 _{P-1'}	0,02	32,32	33,70	3,58	5,27	27,78	26,10	22,52	II
		Media	0,54	27,88	30,27	4,38	6,92	31,52	28,98	24,60	-

	Muestreo	Muestra	MP ₁ (%)	MP ₁₀ (%)	MP ₃₃ (%)	AU (%)	AU2 (%)	mp ₁₀ (%)	mp ₃₃ (%)	mp _{1.500} (%)	Tipo de curva
C1 _s	Nov.99	C1 _{s-1}	4,69	15,37	20,93	12,31	17,88	48,09	42,88	30,22	IV
	Nov.99	C1 _{s-2}	1,66	12,61	19,64	11,55	18,69	44,79	37,65	26,10	I
	Nov.99	C1 _{s-3}	3,45	15,86	22,40	11,98	18,52	46,34	39,79	27,82	I
	Nov.99	C1 _{s-4}	3,55	18,11	25,36	11,58	18,83	44,19	36,94	25,36	I
	Nov.99	C1 _{s-5}	0,003	8,48	16,33	14,44	22,29	51,92	44,07	29,63	III
	Nov.99	C1 _{s-6}	0,18	2,76	8,46	20,06	25,35	64,44	59,14	39,08	III
	Nov.99	C1 _{s-7}	2,04	20,40	29,61	10,85	20,01	44,10	34,95	24,09	I
	Nov.99	C1 _{s-8}	0,04	8,43	16,26	9,64	17,48	48,17	40,34	30,69	III
	Nov.99	C1 _{s-9}	0,42	12,64	20,25	10,03	17,68	42,86	35,21	25,18	II
	Nov.99	C1 _{s-10}	0,29	8,12	16,62	6,05	14,47	53,38	44,96	38,91	II
	Nov.99	C1 _{s-11}	0,57	10,79	19,00	5,68	13,89	47,01	38,80	33,12	II
	Nov.99	C1 _{s-12}	0,36	10,63	19,69	5,09	14,13	46,67	37,63	32,54	II
	Nov.99	C1 _{s-13}	0,04	11,79	20,94	9,44	18,58	48,61	39,46	30,03	III
	Nov.99	C1 _{s-14}	0,23	15,25	23,93	8,34	16,92	47,75	39,18	30,84	II
	Nov.99	C1 _{s-15}	0,27	12,98	21,83	11,61	20,46	49,52	40,67	29,06	II
	Nov.99	C1 _{s-16}	0,51	16,71	26,13	9,80	19,22	45,69	36,27	26,46	II
	Nov.99	C1 _{s-17}	2,76	20,49	29,08	10,86	19,45	40,61	32,02	21,15	I
	Nov.99	C1 _{s-18}	1,88	13,30	20,66	12,11	19,46	42,80	35,44	23,33	I
	Nov.99	C1 _{s-19}	1,51	19,31	27,67	5,36	13,72	44,09	35,73	30,37	I
	Nov.99	C1 _{s-20}	4,00	22,01	29,50	9,30	16,79	42,99	35,50	26,20	I
	Nov.99	C1 _{s-21}	1,67	19,03	28,68	7,90	17,55	48,17	38,52	30,61	I
	Nov.99	C1 _{s-22}	3,48	20,10	27,42	9,17	16,49	44,40	37,08	27,91	I
	Nov.99	C1 _{s-23}	1,91	18,56	26,69	7,25	15,38	43,14	35,01	27,76	I
	Nov.99	C1 _{s-24}	0,75	11,10	20,58	10,62	19,54	51,10	42,17	31,55	II
	Nov.99	C1 _{s-25}	5,44	19,42	25,34	8,85	14,78	40,38	34,46	25,61	IV
	Nov.99	C1 _{s-26}	3,49	18,82	26,06	10,59	17,83	40,68	33,44	22,85	I
	Nov.99	C1 _{s-27}	1,61	15,92	24,71	9,95	18,44	49,48	40,99	31,05	I
	Nov.99	C1 _{s-28}	0,41	13,64	21,03	10,48	17,81	49,36	42,03	31,55	II
	Nov.99	C1 _{s-29}	2,54	18,57	27,80	13,32	22,56	49,93	40,69	27,37	I
	Nov.99	C1 _{s-30}	2,36	15,23	23,18	9,82	17,70	49,07	41,19	31,37	I
	Nov.99	C1 _{s-31}	1,78	14,89	22,24	8,61	15,97	46,71	39,36	30,74	I
	Nov.99	C1 _{s-32}	1,00	15,33	23,43	13,38	21,51	48,37	40,24	26,86	I
	Nov.99	C1 _{s-33}	1,16	13,66	23,98	15,17	25,50	52,74	42,42	27,24	I
	Nov.99	C1 _{s-34}	0,14	10,15	19,85	15,63	25,33	50,30	40,60	24,97	III

	Muestreo	Muestra	MP ₁ (%)	MP ₁₀ (%)	MP ₃₃ (%)	AU (%)	AU2 (%)	mp ₁₀ (%)	mp ₃₃ (%)	mp _{1.500} (%)	Tipo de curva
	Nov.99	C1 _{S-35}	1,24	13,29	22,56	14,00	23,27	50,61	41,34	27,34	I
		Media	2,62	15,17	23,00	10,60	18,67	47,39	39,32	28,70	-
C2 _S	Jul.00	C2 _{S-2}	0	8,65	14,31	12,05	17,71	46,35	40,69	28,64	III
	Jul.00	C2 _{S-4}	0,36	4,11	14,06	15,73	20,95	51,99	46,78	31,05	II
	Jul.00	C2 _{S-6}	0	5,62	11,78	15,72	21,88	53,38	47,22	27,50	III
		Media	0,12	6,13	13,38	14,50	20,18	50,57	44,90	30,30	-
C2 _P	Jul.00	C2 _{P-2}	0,09	12,66	19,66	15,07	22,15	55,34	48,26	33,19	III
	Jul.00	C2 _{P-4}	0,78	6,38	12,25	14,39	19,77	49,12	43,74	29,35	III
	Jul.00	C2 _{P-6}	0	8,46	15,48	16,98	24,00	52,64	45,62	28,64	III
		Media	0,29	9,08	15,70	15,49	21,97	52,29	45,82	30,20	-
C3 _S	Jul.00	C3 _{S-1}	1,29	14,24	19,87	14,71	20,34	50,76	45,13	30,42	I
	Jul.00	C3 _{S-2}	2,60	20,22	24,22	10,11	14,11	41,88	37,88	27,77	I
		Media	1,97	17,34	22,13	12,32	17,11	46,16	41,37	29,50	-
C3 _P	Jul.00	C3 _{P-1}	3,60	13,86	19,72	14,69	20,55	50,74	44,88	30,19	I
	Jul.00	C3 _{P-2}	2,48	18,49	24,52	8,73	14,60	43,11	37,24	28,51	I
		Media	3,04	16,18	22,12	11,71	17,58	46,92	41,06	29,70	-
C4 _S	Abr.00	C4 _{S-2}	0	7,58	13,54	10,66	16,62	49,82	43,86	33,20	III
	Abr.00	C4 _{S-6}	0	6,13	11,83	15,17	20,87	56,87	51,61	36,00	III
	Jul.00	C4 _{S-2}	1,92	11,01	19,75	21,15	28,18	57,29	50,26	29,11	II
	Jul.00	C4 _{S-3}	1,51	8,72	15,12	18,57	24,37	55,28	49,48	30,91	II
	Jul.00	C4 _{S-6}	0,10	5,75	8,46	13,47	16,18	52,55	49,84	36,37	II
		Media	0,78	7,63	13,62	15,77	21,24	54,45	48,98	33,30	-
C4 _P	Abr.00	C4 _{P-2}	0,60	8,48	17,20	12,77	21,09	59,92	51,6	38,83	II
	Jul.00	C4 _{P-2}	0,01	3,13	6,92	13,51	17,30	53,77	49,98	36,47	III
	Jul.00	C4 _{P-3}	0,56	4,60	9,41	18,89	23,70	56,80	51,99	33,10	II
	Jul.00	C4 _{P-6}	0,43	3,89	8,51	17,34	21,95	57,41	52,79	35,46	II
		Media	0,40	5,07	10,60	15,61	21,03	57,04	51,61	35,90	-
C10 _S	Jun.94	C10 _{S-1}	8,23	19,00	24,14	12,71	17,60	40,70	35,81	23,10	IV
	Jun.94	C10 _{S-3}	8,39	17,12	20,48	10,60	14,48	37,58	33,70	23,10	IV
	Jun.94	C10 _{S-5}	7,36	15,80	19,28	11,28	15,30	38,40	34,38	23,10	IV
	Jun.94	C10 _{S-6}	7,95	15,35	17,75	10,75	14,25	37,35	33,85	23,10	IV
		Media	7,98	16,82	18,75	11,33	15,41	38,51	34,43	23,10	-
C10 _{P1}	Jun.94	C10 _{P1-1}	7,15	14,52	17,41	10,15	13,68	38,28	34,75	24,60	IV
	Jun.94	C10 _{P1-3}	9,11	19,04	22,75	9,20	13,26	37,86	33,80	24,60	IV

	Muestreo	Muestra	MP₁ (%)	MP₁₀ (%)	MP₃₃ (%)	AU (%)	AU2 (%)	mp₁₀ (%)	mp₃₃ (%)	mp_{1.500} (%)	Tipo de curva
	Jun.94	C10 _{p1-5}	9,03	19,32	21,96	7,68	11,28	35,88	32,28	24,60	IV
	Jun.94	C10 _{p1-6}	6,79	11,33	13,93	10,63	13,57	38,17	35,23	24,60	IV
		Media	8,02	16,05	16,94	9,42	12,95	37,55	34,02	24,60	-
C10_p	Jun.94	C10 _{p2-3}	6,02	14,68	17,50	3,32	5,62	29,62	27,32	24,00	IV

Tabla 10. Valores medios de la pendiente (S), succión (h_i) y contenido de agua volumétrico (θ_i) y gravimétrico (w_i) en el punto de inflexión, según Dexter (2004a) y del parámetro IRI , según Basile *et al.* (2007), por suelo, fecha de muestreo y muestra.

Suelo	Muestreo	Muestra	S	h_i (cm)	θ_i (cm ³ ·cm ⁻³)	w_i (kg·kg ⁻¹)	IRI
N1 _{P1}	Sept.04	N1 _{P1-1}	0,278	34,5	0,613	1,067	0,471
	Sept.04	N1 _{P1-1'}	0,186	84,2	0,516	0,914	0,477
		Media	0,232	59,4	0,565	0,991	0,474
N1 _{P2}	Sept.04	N1 _{P2-1}	0,117	80,2	0,664	1,104	0,622
N2 _S	May.01	N2 _{S-1}	0,212	73,4	0,580	0,806	0,504
	May.01	N2 _{S-1'}	0,178	63,0	0,526	0,781	0,472
	Jul.03	N2 _{S-1}	0,176	83,8	0,456	0,595	0,421
	Jul.03	N2 _{S-1'}	0,283	86,7	0,514	0,900	0,472
	Jul.03	N2 _{S-2}	0,341	97,2	0,560	0,925	0,524
	Jul.03	N2 _{S-2'}	0,323	58,5	0,557	0,999	0,469
		Media	0,252	77,1	0,532	0,834	0,477
N2 _P	May.01	N2 _{P-1}	0,172	27,1	0,577	1,177	0,498
	May.01	N2 _{P-2}	0,303	88,3	0,584	1,081	0,546
	Jul.03	N2 _{P-1}	0,069	119,8	0,393	0,709	0,382
	Jul.03	N2 _{P-2}	0,322	54,3	0,595	0,990	0,498
		Media	0,217	72,4	0,537	0,989	0,481
N3 _{P1}	Nov.04	N3 _{P1-1}	0,135	40,3	0,558	0,897	0,506
N3 _{P2}	Nov.04	N3 _{P2-1}	0,018	237,0	0,520	0,492	0,529
N4 _P	Jul.03	N4 _{P-1}	0,156	10,2	0,573	0,480	0,406
	Jul.03	N4 _{P-1'}	0,382	11,1	0,578	0,570	0,367
		Media	0,269	10,7	0,576	0,525	0,387
C1 _S	Nov.99	C1 _{S-1}	0,051	53,3	0,512	0,536	0,475
	Nov.99	C1 _{S-2}	0,083	89,1	0,455	0,584	0,433
	Nov.99	C1 _{S-3}	0,077	59,2	0,495	0,619	0,457
	Nov.99	C1 _{S-4}	0,097	53,3	0,487	0,649	0,441
	Nov.99	C1 _{S-5}	0,086	68,8	0,548	0,602	0,485
	Nov.99	C1 _{S-6}	0,067	685,5	0,548	0,582	0,585
	Nov.99	C1 _{S-7}	0,147	56,7	0,498	0,711	0,447
	Nov.99	C1 _{S-8}	0,084	84,7	0,495	0,532	0,456
	Nov.99	C1 _{S-9}	0,099	65,5	0,462	0,570	0,415
	Nov.99	C1 _{S-10}	0,097	125,9	0,516	0,654	0,503
	Nov.99	C1 _{S-11}	0,095	99,6	0,470	0,567	0,451
	Nov.99	C1 _{S-12}	0,117	102,4	0,465	0,611	0,445
	Nov.99	C1 _{S-13}	0,127	70,6	0,521	0,643	0,465
	Nov.99	C1 _{S-14}	0,138	59,2	0,531	0,689	0,475
	Nov.99	C1 _{S-15}	0,113	71,6	0,525	0,648	0,479
	Nov.99	C1 _{S-16}	0,140	62,1	0,507	0,658	0,450
	Nov.99	C1 _{S-17}	0,123	54,8	0,461	0,599	0,411
	Nov.99	C1 _{S-18}	0,085	88,8	0,436	0,559	0,408
	Nov.99	C1 _{S-19}	0,137	57,6	0,497	0,645	0,454
	Nov.99	C1 _{S-20}	0,130	41,6	0,504	0,731	0,442
	Nov.99	C1 _{S-21}	0,138	67,5	0,522	0,687	0,479
	Nov.99	C1 _{S-22}	0,115	45,5	0,507	0,695	0,457
	Nov.99	C1 _{S-23}	0,131	57,7	0,482	0,669	0,440
	Nov.99	C1 _{S-24}	0,091	115,8	0,499	0,567	0,482
	Nov.99	C1 _{S-25}	0,063	33,6	0,472	0,453	0,412
	Nov.99	C1 _{S-26}	0,079	49,4	0,460	0,474	0,413
	Nov.99	C1 _{S-27}	0,092	73,3	0,521	0,560	0,486
	Nov.99	C1 _{S-28}	0,104	53,8	0,542	0,687	0,487
	Nov.99	C1 _{S-29}	0,103	71,1	0,530	0,609	0,486

	Muestreo	Muestra	S	h_i (cm)	θ_i ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	w_i ($\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$)	IRI
	Nov.99	C1 _{S-30}	0,083	83,3	0,504	0,560	0,478
	Nov.99	C1 _{S-31}	0,085	67,9	0,496	0,563	0,463
	Nov.99	C1 _{S-32}	0,094	59,2	0,526	0,598	0,475
	Nov.99	C1 _{S-33}	0,097	117,8	0,513	0,545	0,492
	Nov.99	C1 _{S-34}	0,098	93,4	0,509	0,550	0,463
	Nov.99	C1 _{S-35}	0,095	108,2	0,500	0,574	0,432
		Media	0,102	89,9	0,500	0,605	0,461
C2_S	Jul.00	C2 _{S-2}	0,063	148,3	0,506	0,496	0,452
	Jul.00	C2 _{S-4}	0,041	439,0	0,454	0,375	0,479
	Jul.00	C2 _{S-6}	0,083	326,3	0,409	0,375	0,498
		Media	0,062	304,5	0,456	0,415	0,476
C2_P	Jul.00	C2 _{P-2}	0,074	37,1	0,623	0,623	0,537
	Jul.00	C2 _{P-4}	0,041	250,1	0,451	0,402	0,465
	Jul.00	C2 _{P-6}	0,083	40,6	0,589	0,601	0,494
		Media	0,066	109,3	0,554	0,542	0,499
C3_S	Jul.00	C3 _{S-1}	0,064	34,5	0,578	0,561	0,504
	Jul.00	C3 _{S-2}	0,071	16,4	0,550	0,556	0,445
		Media	0,068	25,5	0,564	0,559	0,475
C3_P	Jul.00	C3 _{P-1}	0,051	80,1	0,519	0,519	0,496
	Jul.00	C3 _{P-2}	0,092	28,7	0,520	0,598	0,446
		Media	0,072	54,4	0,520	0,559	0,471
C4_S	Abr00	C4 _{S-2}	0,073	42,2	0,552	0,594	0,475
	Abr00	C4 _{S-6}	0,050	51,1	0,604	0,575	0,536
	Jul.00	C4 _{S-2}	0,060	210,2	0,530	0,535	0,545
	Jul.00	C4 _{S-3}	0,051	261,7	0,507	0,528	0,528
	Jul.00	C4 _{S-6}	0,040	733,1	0,478	0,537	0,514
		Media	0,055	259,7	0,534	0,554	0,520
C4_P	Abr00	C4 _{P-2}	0,078	165,4	0,564	0,620	0,558
	Jul.00	C4 _{P-2}	0,039	2088,3	0,445	0,441	0,512
	Jul.00	C4 _{P-3}	0,046	675,7	0,488	0,488	0,531
	Jul.00	C4 _{P-6}	0,052	846,6	0,484	0,532	0,545
		Media	0,054	944,0	0,495	0,520	0,537
C10_S	Jun.94	C10 _{S-1}	0,048	22,8	0,476	0,471	0,398
	Jun.94	C10 _{S-3}	0,040	4,8	0,495	0,450	0,382
	Jun.94	C10 _{S-5}	0,033	23,8	0,437	0,390	0,384
	Jun.94	C10 _{S-6}	0,032	16,6	0,431	0,414	0,374
		Media	0,038	17,0	0,460	0,431	0,385
C10_{P1}	Jun.94	C10 _{P1-1}	0,027	21,1	0,432	0,363	0,382
	Jun.94	C10 _{P1-3}	0,043	13,9	0,463	0,433	0,390
	Jun.94	C10 _{P1-5}	0,046	12,1	0,452	0,411	0,376
	Jun.94	C10 _{P1-6}	0,024	19,6	0,414	0,333	0,370
		Media	0,035	16,7	0,440	0,385	0,380
C10_{P2}	Jun.94	C10 _{P2-3}	0,043	13,3	0,370	0,352	0,344

3.2. FIGURAS

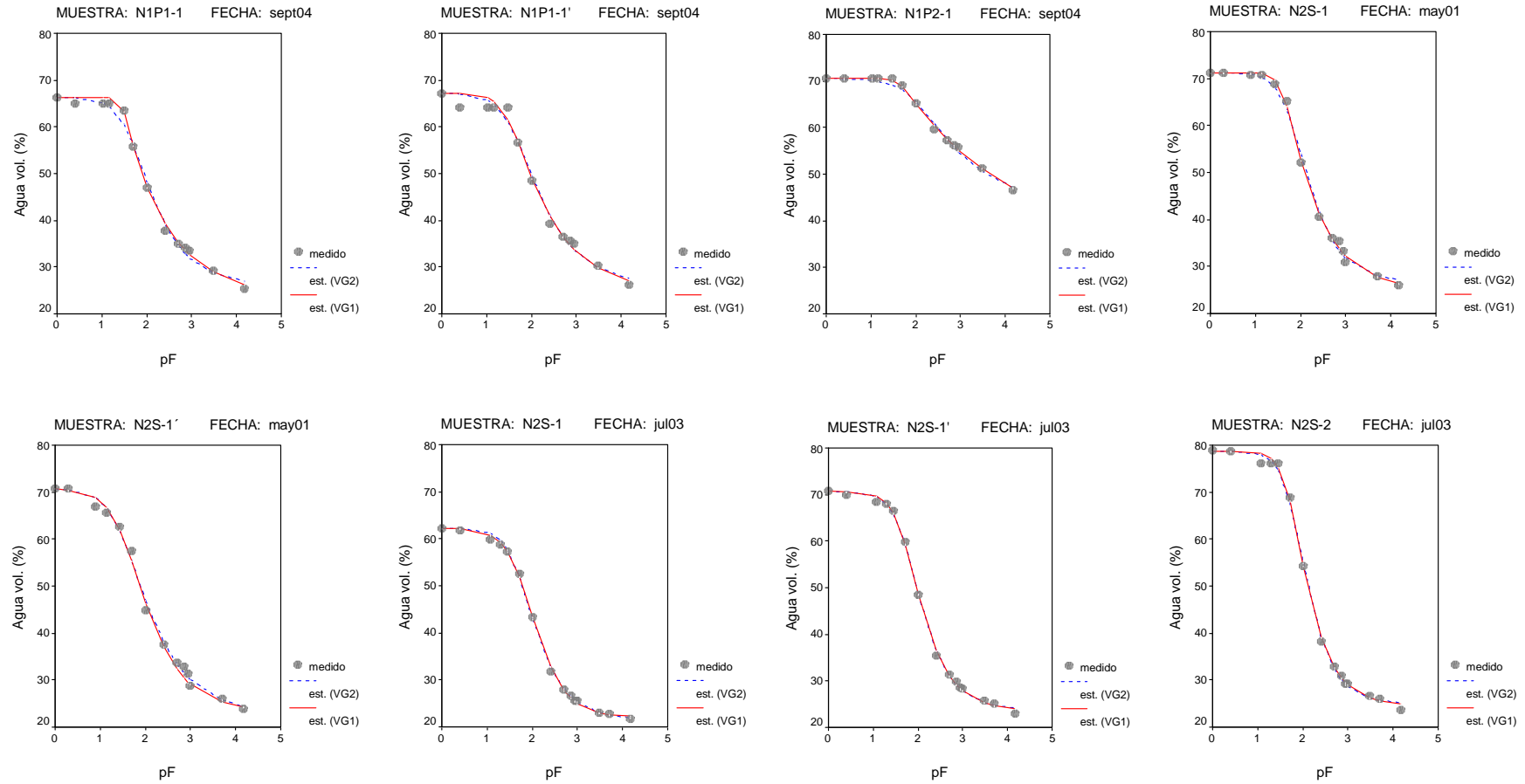


Figura 1. Curvas de retención de agua volumétrica medidas (símbolos) y estimadas (líneas) en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por muestra y fecha de muestreo. Comparación de los modelos de ajuste: van Genuchten con m optimizado (VG1), con $m = 1-1/n$ (VG2) y Brooks and Corey (BC). Curvas unimodales.

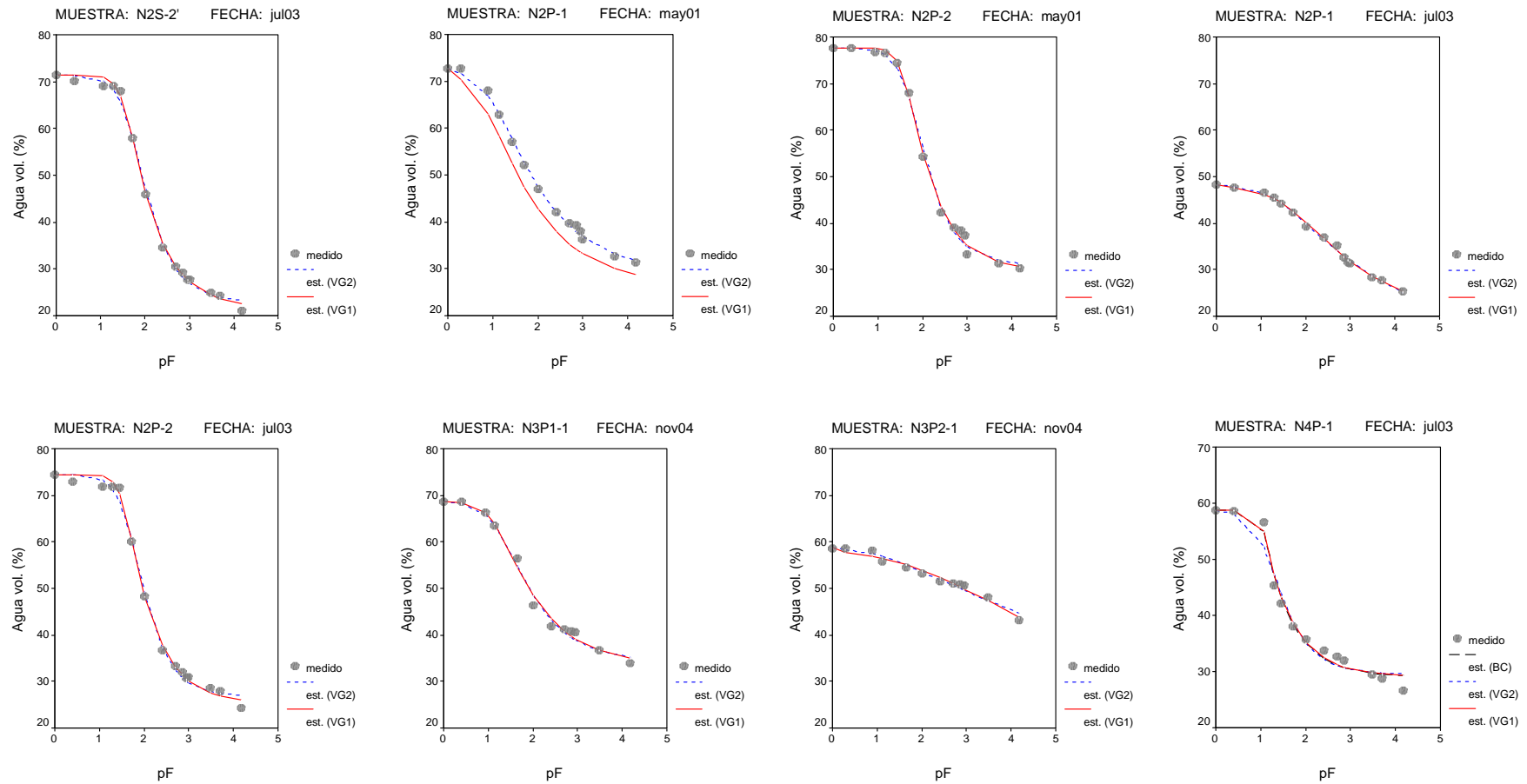


Figura 1 (Cont.). Curvas de retención de agua volumétrica medidas (símbolos) y estimadas (líneas) en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por muestra y fecha de muestreo. Comparación de los modelos de ajuste: van Genuchten con m optimizado (VG1), con $m = 1-1/n$ (VG2) y Brooks and Corey (BC). Curvas unimodales.

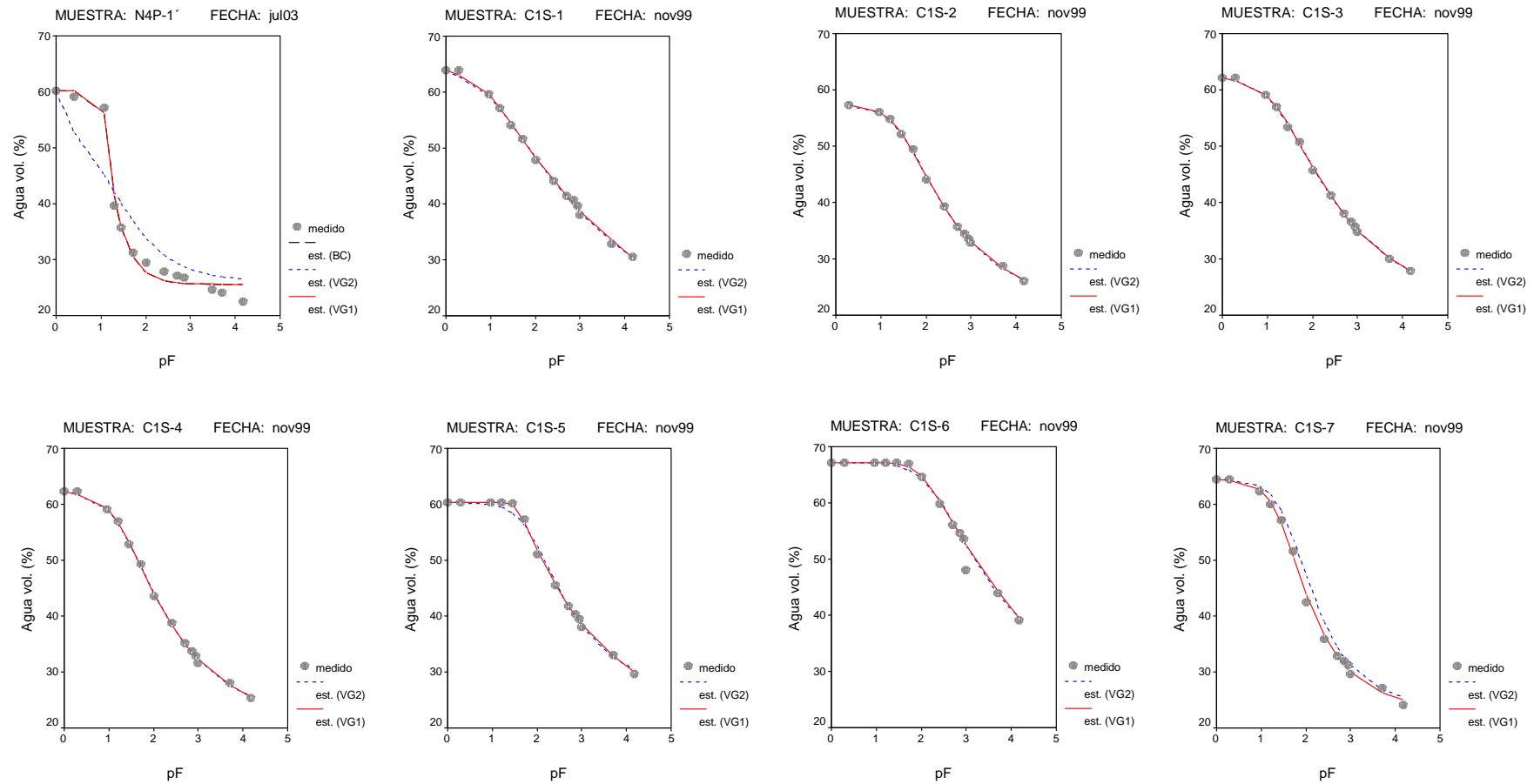


Figura 1 (Cont.). Curvas de retención de agua volumétrica medidas (símbolos) y estimadas (líneas) en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por muestra y fecha de muestreo. Comparación de los modelos de ajuste: van Genuchten con m optimizado (VG1), con $m = 1-1/n$ (VG2) y Brooks and Corey (BC). Curvas unimodales.

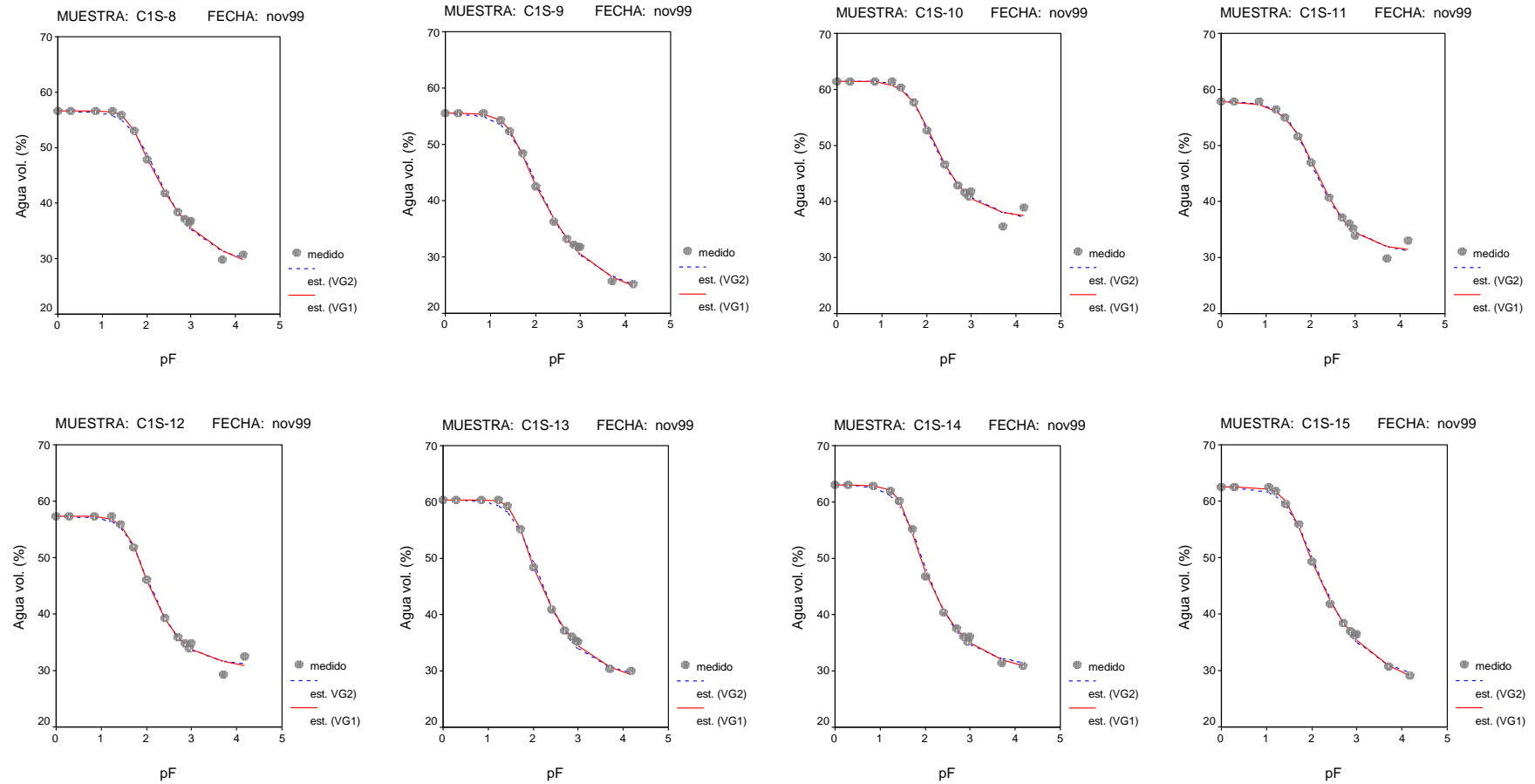


Figura 1 (Cont.). Curvas de retención de agua volumétrica medidas (símbolos) y estimadas (líneas) en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por muestra y fecha de muestreo. Comparación de los modelos de ajuste: van Genuchten con m optimizado (VG1), con $m = 1-1/n$ (VG2) y Brooks and Corey (BC). Curvas unimodales.

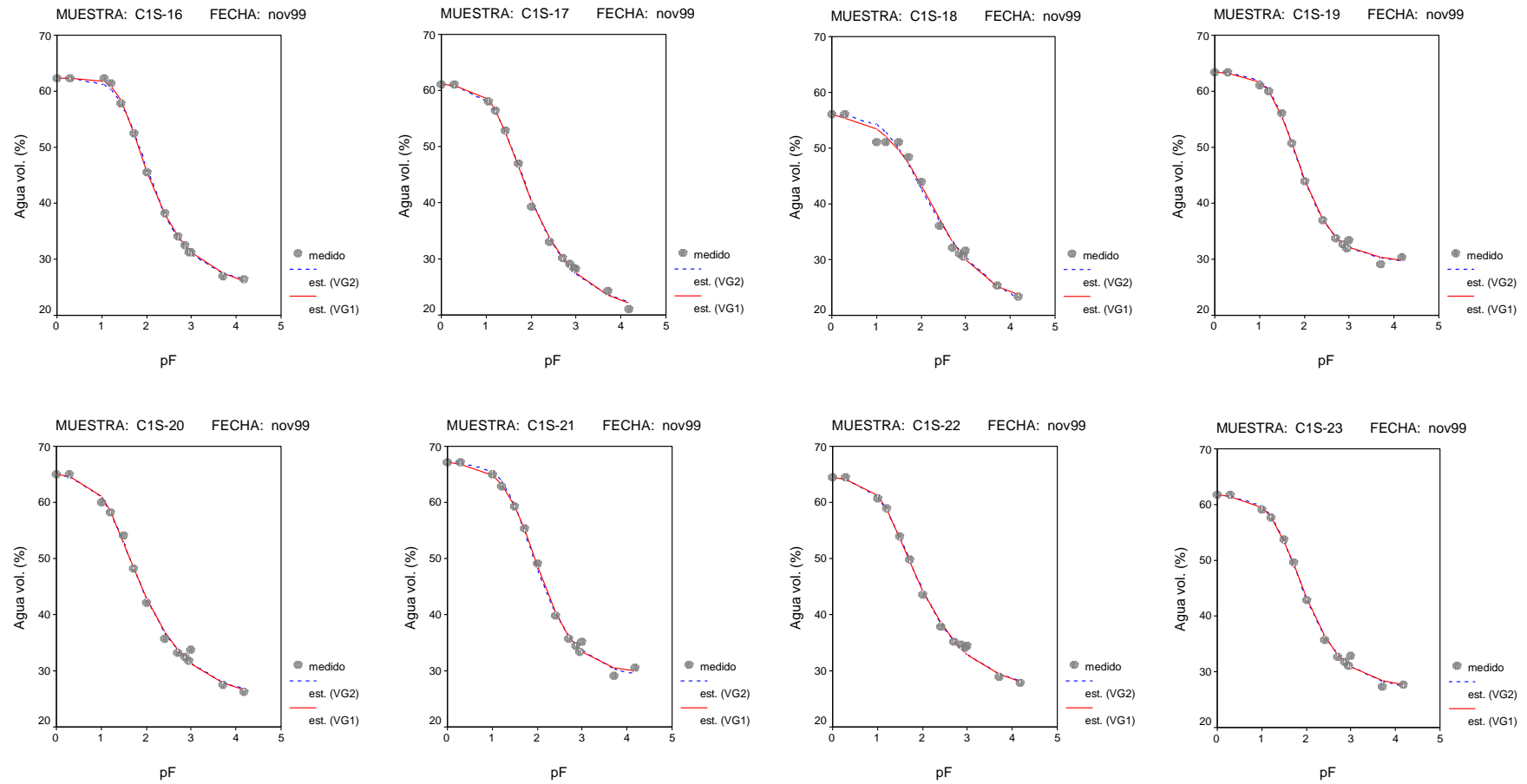


Figura 1 (Cont.). Curvas de retención de agua volumétrica medidas (símbolos) y estimadas (líneas) en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por muestra y fecha de muestreo. Comparación de los modelos de ajuste: van Genuchten con m optimizado (VG1), con $m = 1-1/n$ (VG2) y Brooks and Corey (BC). Curvas unimodales.

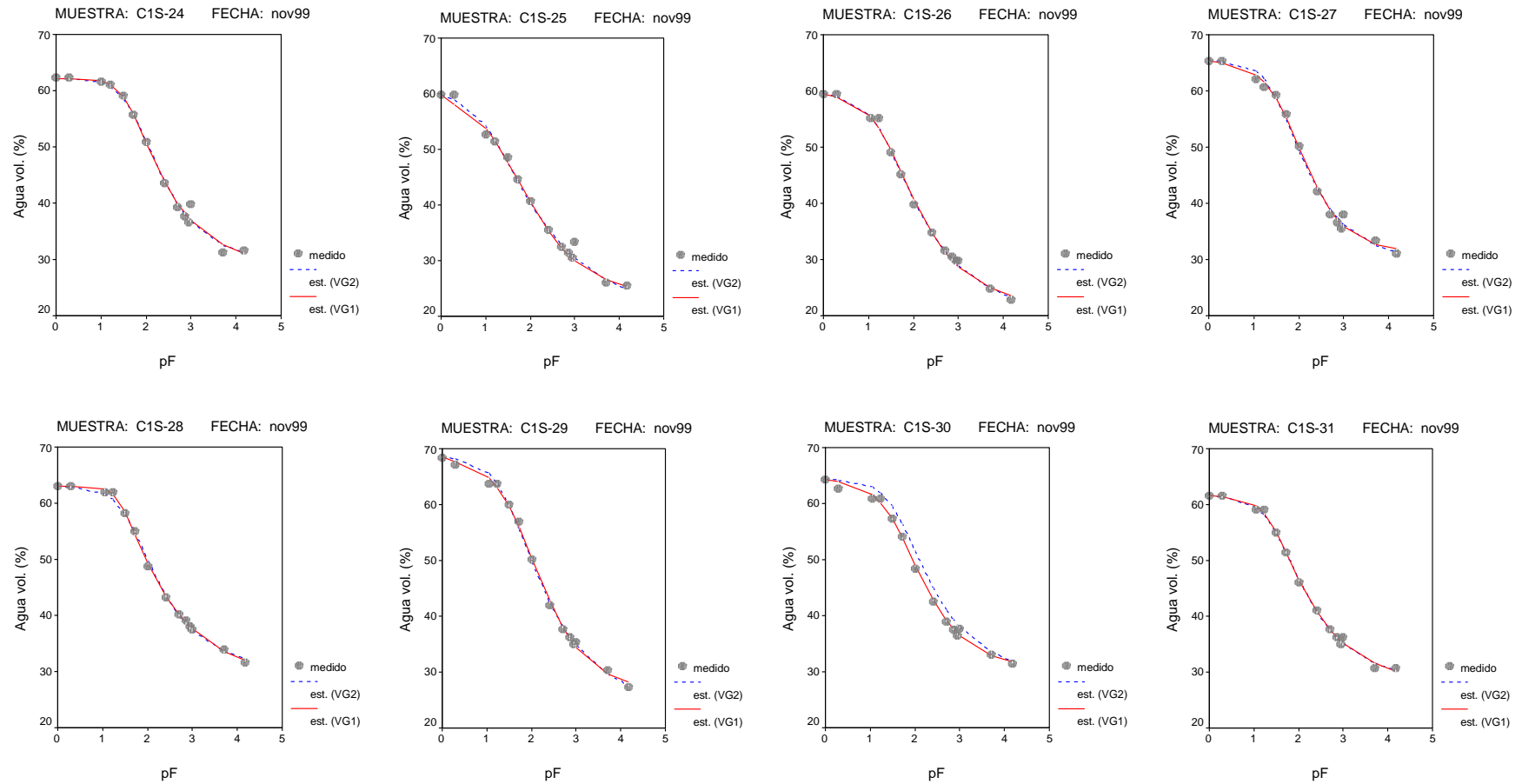


Figura 1 (Cont.). Curvas de retención de agua volumétrica medidas (símbolos) y estimadas (líneas) en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por muestra y fecha de muestreo. Comparación de los modelos de ajuste: van Genuchten con m optimizado (VG1), con $m = 1-1/n$ (VG2) y Brooks and Corey (BC). Curvas unimodales.

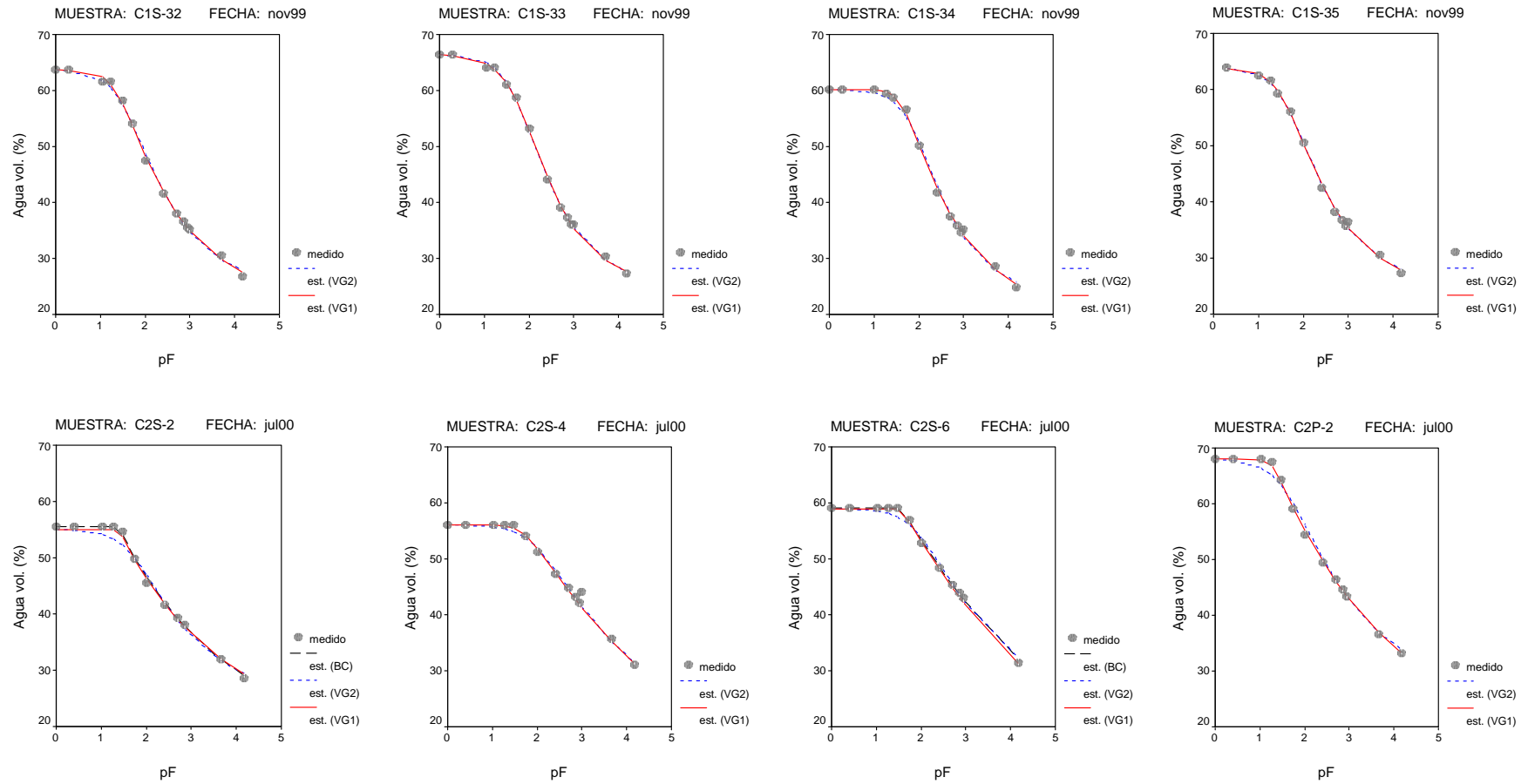


Figura 1 (Cont.). Curvas de retención de agua volumétrica medidas (símbolos) y estimadas (líneas) en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por muestra y fecha de muestreo. Comparación de los modelos de ajuste: van Genuchten con m optimizado (VG1), con $m = 1 - 1/n$ (VG2) y Brooks and Corey (BC). Curvas unimodales.

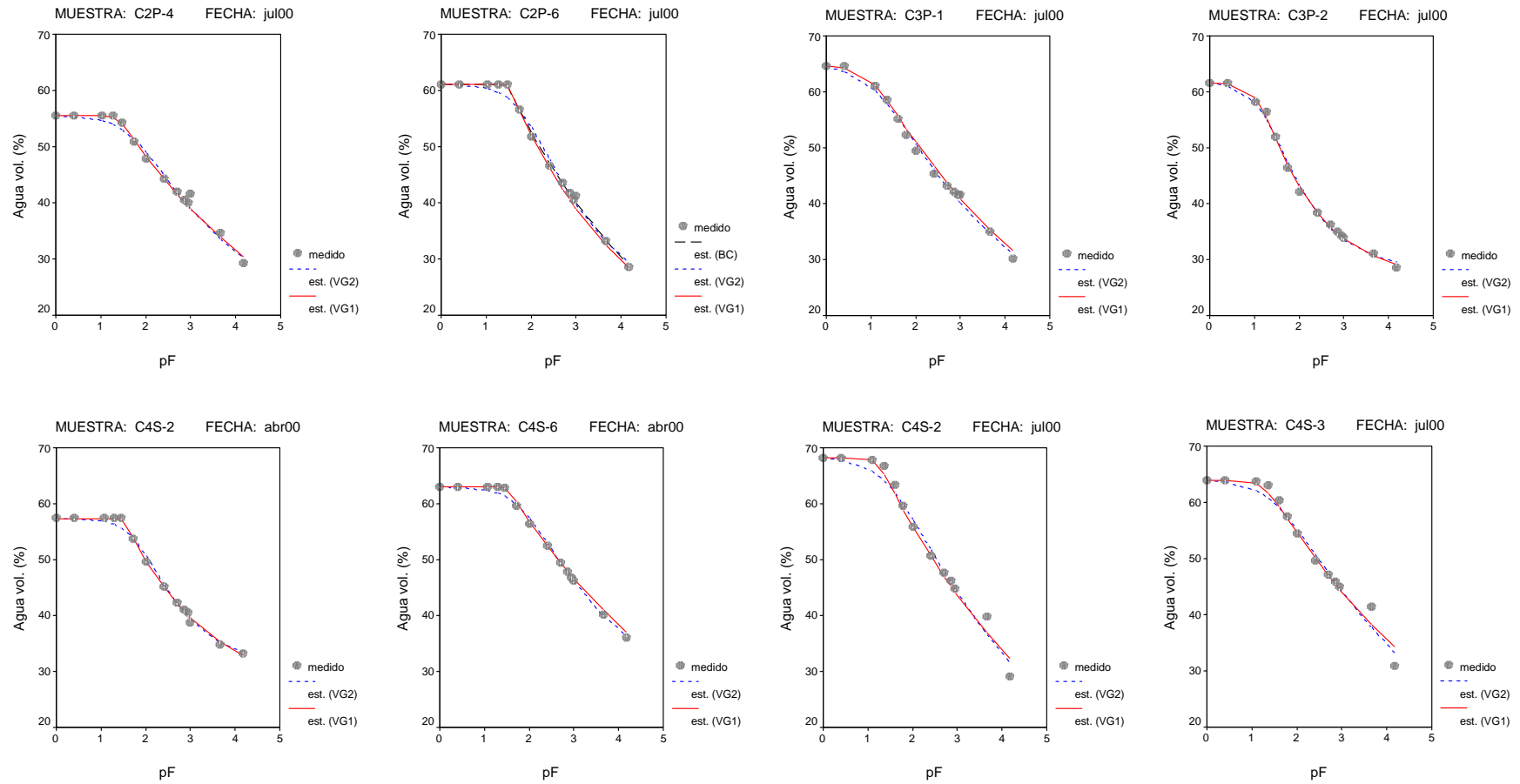


Figura 1 (Cont.). Curvas de retención de agua volumétrica medidas (símbolos) y estimadas (líneas) en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por muestra y fecha de muestreo. Comparación de los modelos de ajuste: van Genuchten con m optimizado (VG1), con $m = 1-1/n$ (VG2) y Brooks and Corey (BC). Curvas unimodales.

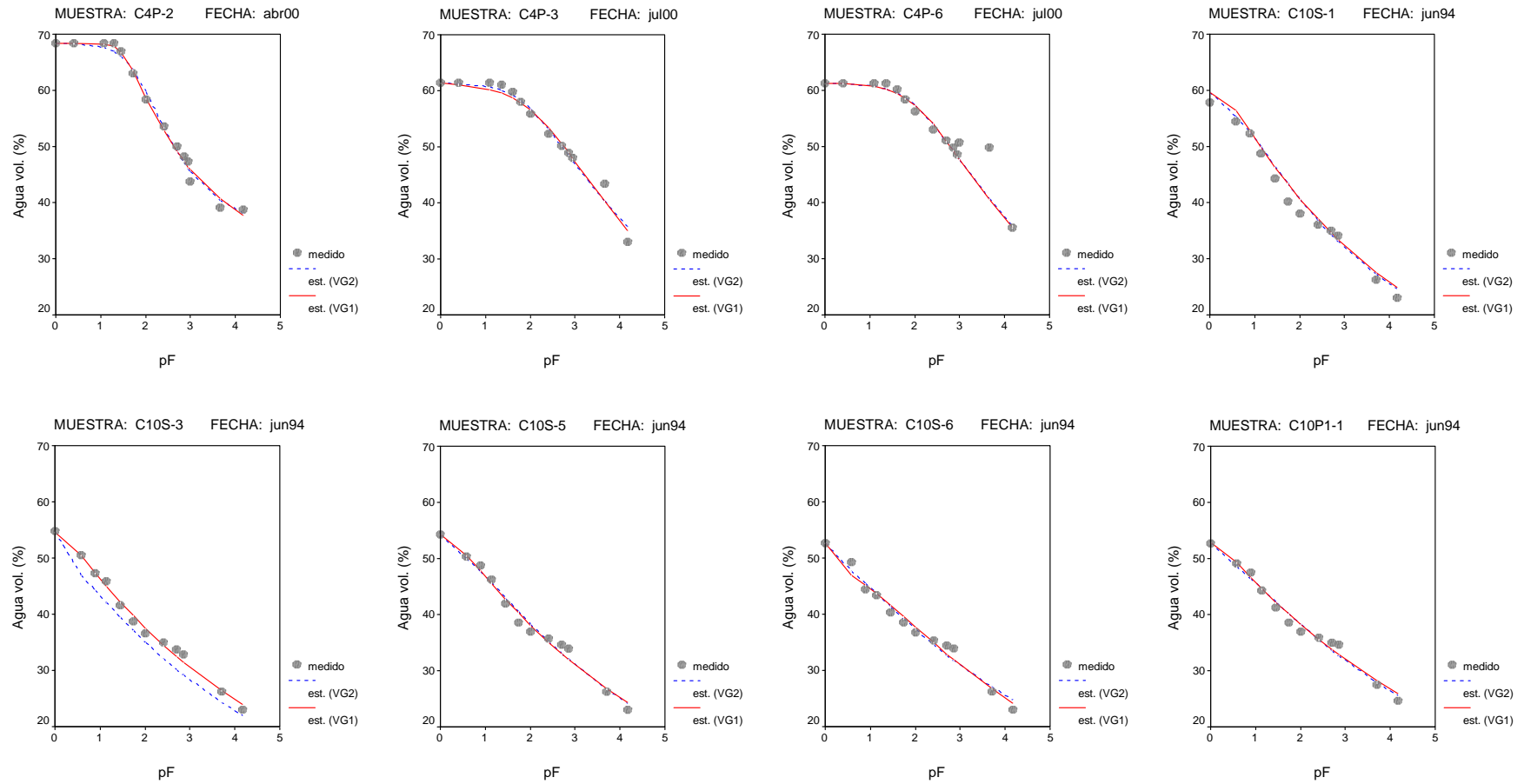


Figura 1 (Cont.). Curvas de retención de agua volumétrica medidas (símbolos) y estimadas (líneas) en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por muestra y fecha de muestreo. Comparación de los modelos de ajuste: van Genuchten con m optimizado (VG1), con $m = 1-1/n$ (VG2) y Brooks and Corey (BC). Curvas unimodales.

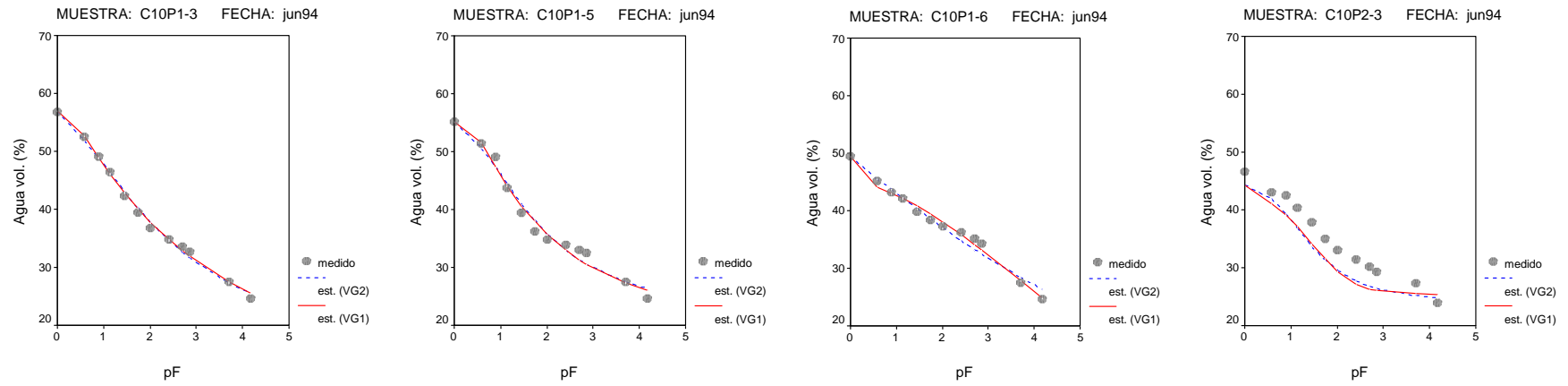


Figura 1 (Cont.). Curvas de retención de agua volumétrica medidas (símbolos) y estimadas (líneas) en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por muestra y fecha de muestreo. Comparación de los modelos de ajuste: van Genuchten con m optimizado (VG1), con $m = 1-1/n$ (VG2) y Brooks and Corey (BC). Curvas unimodales.

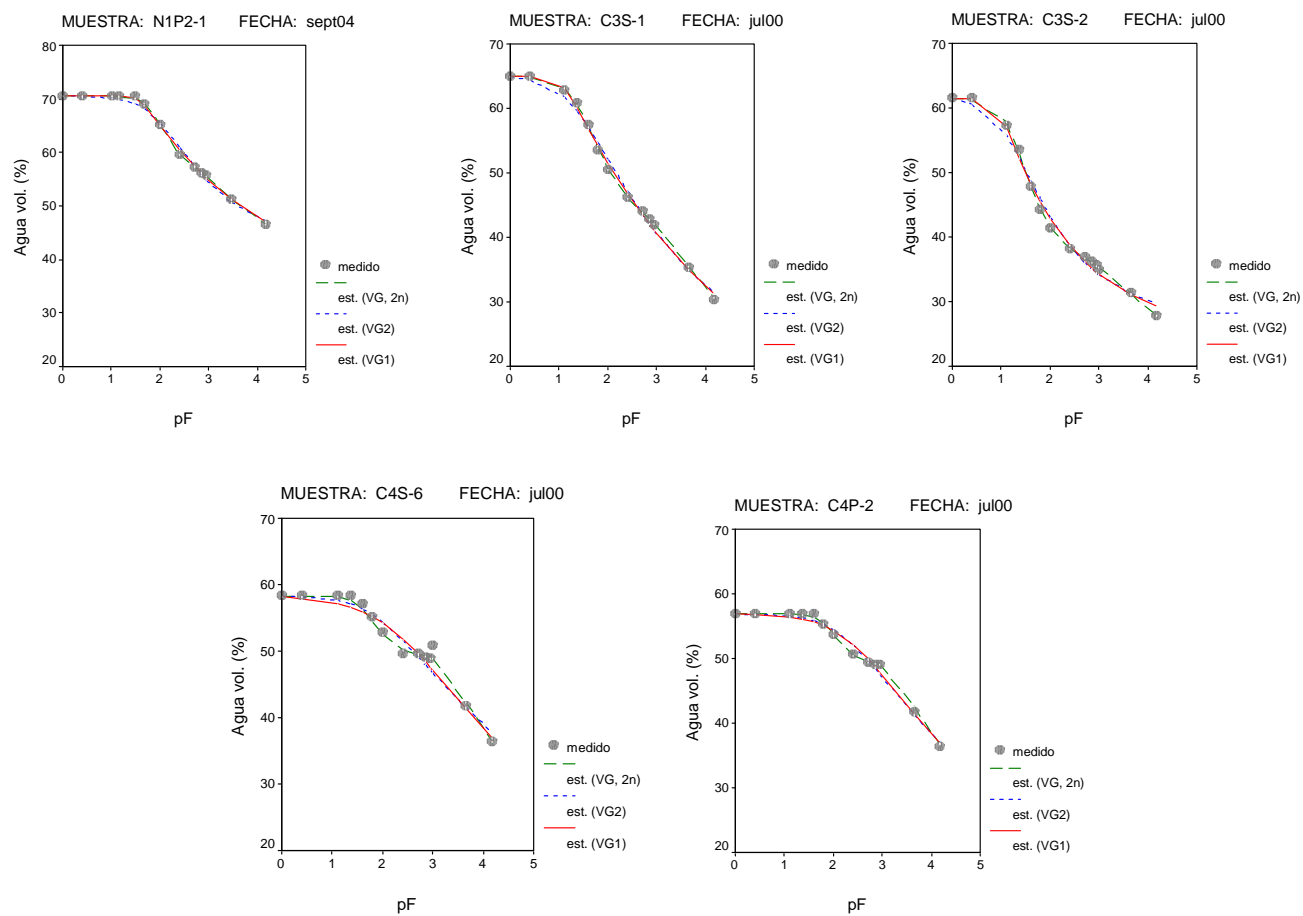


Figura 2. Curvas de retención de agua volumétrica medidas (símbolos) y estimadas (líneas) en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por muestra y fecha de muestreo. Comparación de los modelos de ajuste unimodal (van Genuchten con m optimizado (VG1) y con $m = 1-1/n$ (VG2)) y bimodal (VG,2n). Curvas bimodales.

3.3. ANÁLISIS ESTADÍSTICO

3.3.1. Estadísticos utilizados para evaluar la bondad del ajuste y la selección de modelos

Con el fin de evaluar la bondad del ajuste de los valores predichos con cada modelo respecto a los datos experimentales y de seleccionar el mejor modelo utilizamos los siguientes estadísticos: Error cuadrático medio (RMSE), coeficiente de correlación (R^2), criterio de información de Akaike (AIC) y criterio de información de Schwarz y Bayesian (SBC).

El criterio de ajuste seguido es el denominado criterio de los mínimos cuadrados. El objetivo del proceso de ajuste de la curva es el de encontrar una ecuación que maximice la suma de cuadrados asociado al modelo, al mismo tiempo que minimiza el sumatorio de residuales al cuadrado (SSE), siendo los residuales las distancias verticales de los puntos a la curva de ajuste:

$$SSE = \sum_{i=1}^n (Y_{obs} - Y_{pred})^2 \quad [\text{Ec. 1}]$$

donde

$i = 1, 2, \dots, n$, siendo n el número de datos de medida de la retención de agua para cada muestra Y_{obs} e Y_{pred} son los contenidos de agua observados y predichos o ajustados con el modelo, respectivamente.

El **error cuadrático medio (RMSE)** es una medida comúnmente utilizada en la cuantificación del error de predicción de un modelo, cuanto más se aproxime a cero, mejor es el modelo. Viene expresado por la siguiente ecuación:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_{obs} - Y_{pred})^2}{n}} \quad [\text{Ec. 2}]$$

donde Y_{obs} e Y_{pred} representan la muestra (de tamaño n) de los valores observados y los calculados por el modelo, respectivamente.

El **coeficiente de correlación (R^2)** es una medida de la linealidad entre los datos experimentales (medidos) y los ajustados. Valores de R^2 próximos a uno, indican que la pareja de datos medidos y ajustados se encuentran cercanos a la línea 1:1 (la correlación es muy fuerte), mientras que valores de R^2 próximos a cero indican una correlación muy débil.

El **criterio de información de Akaike (AIC)** es un estadístico utilizado para la selección de modelos (Akaike, 1974). Este índice permite comparar el ajuste de una serie de modelos relacionado, teniendo en cuenta el número de parámetros que emplean. Combina una medida de la bondad de ajuste con un término que sanciona el número de parámetros utilizados en un modelo. Es decir, acepta un

modelo con más términos frente a otro siempre que la ganancia por reducción en la varianza del error compense “el daño” por disminuir los grados de libertad. El modelo con valor de AIC menor se considera el más apropiado. Su valor se determina según la expresión:

$$AIC = n \cdot \ln \sum_{i=1}^n (Y_{obs} - Y_{pred})^2 + 2 \cdot k \quad [\text{Ec. 3}]$$

donde

i toma valores de 1 hasta n

n es el número de datos

Y_{obs} son los datos observados

Y_{pred} son los valores predichos al aplicar el modelo

k es el número de parámetros del modelo

Utilizamos la diferencia entre valores de AIC (ΔAIC) de modelos distintos para compararlos y evaluar qué modelo se ajusta mejor a la curva de retención de agua medida:

$$\Delta AIC = AIC_i - AIC_{\min} \quad [\text{Ec. 4}]$$

Consideramos que valores de $\Delta AIC < 2$, reflejan una diferencia poco significativa entre los modelos estudiados; $4 < \Delta AIC < 7$, determinan un ajuste pobre del modelo con el que se está comparando; y $\Delta AIC > 10$, sugieren que el modelo alternativo con el que se está comparando no es apropiado (Burnham y Anderson, 2002).

Finalmente, atendiendo a este valor, hemos seguido el siguiente criterio para seleccionar el modelo más apropiado para cada curva:

- Si $\Delta AIC > 4$: Se ha seleccionado el modelo con menor ΔAIC ;
- Si $\Delta AIC(VG1) \approx \Delta AIC(VG2) < 4$: Se ha seleccionado el modelo VG2, por ser un modelo más simple, con menos parámetros.

El **Criterio de información de Schwarz y Bayesian (SBC)**, (Schwarz, 1976) es una variante del criterio de Akaike, en esta ocasión imponiendo una mayor penalización a un modelo frente a otro por la introducción de una variable más. Al igual que en el caso anterior, el mejor modelo es aquel que presente el menor valor de SBC (Rajkai *et al.*, 2004):

$$SBC = n \cdot \ln \sum_{i=1}^n (Y_{obs} - Y_{pred})^2 + k \cdot \ln(n) \quad [\text{Ec. 5}]$$

3.3.2. Regresiones lineales y comparación de medias

Tabla 1. ANOVA de un factor. Parámetros de van Genuchten y factores de forma en función del tipo de curva. Curvas unimodales.

Descriptivos									
	N	Media	Desviación típica	Error típico	Intervalo de confianza para la media al 95%		Mínimo	Máximo	
					Límite inferior	Límite superior			
HVs, VG (cm3/cm3)	I	25	,628	,046	,009	,609	,648	,482	,707
	II	23	,640	,062	,013	,613	,667	,555	,788
	III	12	,634	,061	,017	,596	,672	,555	,745
	IV	12	,564	,072	,021	,518	,610	,443	,727
	Total	72	,622	,063	,007	,607	,637	,443	,788
HVR, VG (cm3/cm3)	I	25	,228	,070	,014	,200	,257	,000	,341
	II	23	,224	,113	,024	,175	,273	,000	,370
	III	12	,214	,067	,019	,171	,256	,044	,274
	IV	12	,113	,112	,032	,041	,184	,000	,288
	Total	72	,205	,100	,012	,182	,229	,000	,370
alpha, VG	I	25	,043	,020	,004	,035	,052	,020	,104
	II	23	,029	,024	,005	,018	,039	,009	,106
	III	12	,028	,012	,003	,020	,035	,005	,054
	IV	12	,353	,220	,063	,214	,493	,093	,669
	Total	72	,088	,149	,018	,053	,123	,005	,669
m, VG	I	25	,278	,097	,019	,238	,318	,036	,441
	II	23	,255	,158	,033	,186	,323	,011	,498
	III	12	,106	,075	,022	,059	,154	,010	,218
	IV	12	,148	,092	,027	,089	,206	,028	,321
	Total	72	,220	,133	,016	,189	,252	,010	,498
n, VG	I	25	1,471	,265	,053	1,362	1,581	1,037	2,255
	II	23	7,431	18,652	3,889	-6,35	15,497	1,104	71,980
	III	12	5,231	4,032	1,164	2,669	7,793	1,188	13,435
	IV	12	1,371	,602	,174	,988	1,753	1,068	3,238
	Total	72	3,985	10,858	1,280	1,433	6,536	1,037	71,980

ANOVA

		Suma de cuadrados	gl	Media cuadrática	F	Sig.
HVs, VG (cm3/cm3)	Inter-grupos	,051	3	,017	4,941	,004
	Intra-grupos	,234	68	,003		
	Total	,285	71			
HVR, VG (cm3/cm3)	Inter-grupos	,125	3	,042	4,824	,004
	Intra-grupos	,588	68	,009		
	Total	,713	71			
alpha, VG	Inter-grupos	1,019	3	,340	41,541	,000
	Intra-grupos	,556	68	,008		
	Total	1,575	71			
m, VG	Inter-grupos	,330	3	,110	7,996	,000
	Intra-grupos	,934	68	,014		
	Total	1,264	71			
n, VG	Inter-grupos	531,665	3	177,222	1,537	,213
	Intra-grupos	7838,570	68	115,273		
	Total	8370,235	71			

Agua vol. a saturación, VG (cm3/cm3)

tipo curva (según C)	N	Subconjunto para alfa = .05	
		1	2
IV	12	,5637	
I	25		,6285
III	12		,6340
II	23		,6398
Sig.		1,000	,610

Se muestran las medias para los grupos en los subconjuntos homogéneos.

- a. Usa el tamaño muestral de la media armónica = 15,991.
- b. Los tamaños de los grupos no son iguales. Se utilizará la media armónica de los tamaños de los grupos. Los niveles de error de tipo I no están garantizados.

Agua vol. residual, VG (cm3/cm3)

tipo curva (según C)	N	Subconjunto para alfa = .05	
		1	2
IV	12	,1127	
III	12		,2138
II	23		,2239
I	25		,2284
Sig.		1,000	,678

Se muestran las medias para los grupos en los subconjuntos homogéneos.

- a. Usa el tamaño muestral de la media armónica = 15,991.
- b. Los tamaños de los grupos no son iguales. Se utilizará la media armónica de los tamaños de los grupos. Los niveles de error de tipo I no están garantizados.

alpha, VG

tipo curva (según C)	N	Subconjunto para alfa = .05	
		1	2
III	12	,027642	
II	23	,028625	
I	25	,043308	
IV	12		,353233
Sig.		,648	1,000

Se muestran las medias para los grupos en los subconjuntos homogéneos.

- a. Usa el tamaño muestral de la media armónica = 15,991.
- b. Los tamaños de los grupos no son iguales. Se utilizará la media armónica de los tamaños de los grupos. Los niveles de error de tipo I no están garantizados.

m, VG

tipo curva (según C)	N	Subconjunto para alfa = .05	
		1	2
III	12	,106333	
IV	12	,147595	
II	23		,254529
I	25		,278021
Sig.		,323	,573

Se muestran las medias para los grupos en los subconjuntos homogéneos.

- a. Usa el tamaño muestral de la media armónica = 15,991.
- b. Los tamaños de los grupos no son iguales. Se utilizará la media armónica de los tamaños de los grupos. Los niveles de error de tipo I no están garantizados.

n, VG

tipo curva (según C)	N	Subconjunto para alfa = .05
		1
IV	12	1,370917
I	25	1,471280
III	12	5,231083
II	23	7,430609
Sig.		,151

Se muestran las medias para los grupos en los subconjuntos homogéneos.

- a. Usa el tamaño muestral de la media armónica = 15,991.
- b. Los tamaños de los grupos no son iguales. Se utilizará la media armónica de los tamaños de los grupos. Los niveles de error de tipo I no están garantizados.

Descriptivos

	N	Media	Desviación típica	Error típico	Intervalo de confianza para la media al 95%		Mínimo	Máximo	
					Límite inferior	Límite superior			
1/alpha,VG	I	25	27,282	10,533	2,107	22,934	31,630	9,606	51,282
	II	23	50,927	26,229	5,469	39,585	62,269	9,471	107,527
	III	12	50,696	50,474	14,571	18,626	82,765	18,382	208,333
	IV	12	4,572	3,475	1,003	2,364	6,780	1,496	10,776
	Total	72	34,952	30,798	3,630	27,715	42,190	1,496	208,333
m/n, VG	I	25	,191	,068	,014	,163	,218	,035	,366
	II	23	,145	,090	,019	,106	,183	,000	,250
	III	12	,047	,054	,016	,012	,081	,001	,170
	IV	12	,116	,064	,018	,076	,157	,009	,218
	Total	72	,139	,087	,010	,119	,160	,000	,366
m^n,VG	I	25	,413	,156	,031	,348	,477	,037	,739
	II	23	,551	,306	,064	,418	,683	,104	1,224
	III	12	,340	,179	,052	,226	,453	,095	,683
	IV	12	,192	,133	,038	,107	,277	,068	,473
	Total	72	,408	,246	,029	,350	,466	,037	1,224

ANOVA

		Suma de cuadrados	gl	Media cuadrática	F	Sig.
1/alpha,VG	Inter-grupos	21390,471	3	7130,157	10,551	,000
	Intra-grupos	45954,588	68	675,803		
	Total	67345,059	71			
m/n, VG	Inter-grupos	,176	3	,059	10,929	,000
	Intra-grupos	,365	68	,005		
	Total	,540	71			
m^n,VG	Inter-grupos	1,085	3	,362	7,686	,000
	Intra-grupos	3,199	68	,047		
	Total	4,283	71			

1/alpha,VG

tipo curva (según C)	N	Subconjunto para alfa = .05		
		1	2	3
IV	12	4,57165		
I	25		27,28174	
III	12			50,69556
II	23			50,92718
Sig.		1,000	1,000	,980

Se muestran las medias para los grupos en los subconjuntos homogéneos.

- a. Usa el tamaño muestral de la media armónica = 15,991.
- b. Los tamaños de los grupos no son iguales. Se utilizará la media armónica de los tamaños de los grupos. Los niveles de error de tipo I no están garantizados.

m/n, VG

tipo curva (según C)	N	Subconjunto para alfa = .05		
		1	2	3
III	12	,04652		
IV	12		,11643	
II	23		,14451	,14451
I	25			,19054
Sig.		1,000	,282	,080

Se muestran las medias para los grupos en los subconjuntos homogéneos.

- a. Usa el tamaño muestral de la media armónica = 15,991.
- b. Los tamaños de los grupos no son iguales. Se utilizará la media armónica de los tamaños de los grupos. Los niveles de error de tipo I no están garantizados.

m^n,VG

tipo curva (según C)	N	Subconjunto para alfa = .05		
		1	2	3
IV	12	,19203		
III	12	,33968	,33968	
I	25		,41285	,41285
II	23			,55070
Sig.		,058	,344	,077

Se muestran las medias para los grupos en los subconjuntos homogéneos.

- a. Usa el tamaño muestral de la media armónica = 15,991.
- b. Los tamaños de los grupos no son iguales. Se utilizará la media armónica de los tamaños de los grupos. Los niveles de error de tipo I no están garantizados.

Tabla 2. ANOVA de un factor. Rangos de porosidad en función del tipo de curva.

Descriptivos

	N	Media	Desviación típica	Error típico	Intervalo de confianza para la media al 95%		Mínimo	Máximo	
					Límite inferior	Límite superior			
MP10 (%)	I	27	17,2734	4,85719	,93477	15,3520	19,1949	5,08	30,42
	II	24	14,2453	7,45577	1,52190	11,0970	17,3936	3,89	32,32
	III	17	9,8769	6,15333	1,49240	6,7132	13,0407	2,76	25,94
	IV	12	17,1939	3,51337	1,01422	14,9616	19,4262	11,33	25,18
	Total	80	14,7813	6,45026	,72116	13,3459	16,2167	2,76	32,32
MP33 (%)	I	43	24,0906	4,77049	,72749	22,6225	25,5588	6,82	34,63
	II	30	22,9034	8,65763	1,58066	19,6706	26,1362	8,46	42,74
	III	27	18,0997	7,14499	1,37505	15,2732	20,9262	6,92	38,91
	IV	24	18,6625	4,53104	,92490	16,7492	20,5758	12,11	31,81
	Total	124	21,4483	6,85611	,61570	20,2296	22,6670	6,82	42,74
AU (%)	I	27	10,7294	2,48160	,47758	9,7477	11,7111	5,36	15,17
	II	24	11,3323	4,61098	,94121	9,3853	13,2794	3,58	21,15
	III	17	13,6178	2,79026	,67674	12,1832	15,0524	9,44	20,06
	IV	12	9,7591	2,47384	,71414	8,1873	11,3309	3,32	12,71
	Total	80	11,3785	3,50254	,39160	10,5991	12,1580	3,32	21,15
AU2 (%)	I	27	18,1609	3,43461	,66099	16,8022	19,5196	10,40	25,50
	II	24	19,9386	6,06552	1,23812	17,3774	22,4999	5,27	31,82
	III	17	21,2871	3,22632	,78250	19,6283	22,9460	16,62	26,93
	IV	12	13,9871	3,21293	,92749	11,9457	16,0285	5,62	17,82
	Total	80	18,7325	4,84951	,54219	17,6533	19,8117	5,27	31,82
mp10 (%)	I	27	46,2606	3,85088	,74110	44,7372	47,7839	39,94	53,62
	II	24	49,5006	7,31922	1,49403	46,4099	52,5912	27,78	59,92
	III	17	52,6701	5,47362	1,32755	49,8559	55,4844	46,35	65,23
	IV	12	39,1727	4,95006	1,42896	36,0276	42,3179	29,62	48,33
	Total	80	47,5314	6,92691	,77445	45,9899	49,0729	27,78	65,23
mp1500 (%)	I	46	28,0834	3,61720	,53333	27,0092	29,1576	21,15	43,22
	II	31	29,3326	4,64946	,83507	27,6272	31,0380	21,17	38,91
	III	27	31,0001	4,73505	,91126	29,1269	32,8732	24,26	46,60
	IV	24	24,5553	2,07696	,42396	23,6783	25,4324	23,10	31,31
	Total	128	28,3397	4,42599	,39121	27,5655	29,1138	21,15	46,60

ANOVA

		Suma de cuadrados	gl	Media cuadrática	F	Sig.
MP10 (%)	Inter-grupos	653,335	3	217,778	6,285	,001
	Intra-grupos	2633,531	76	34,652		
	Total	3286,866	79			
MP33 (%)	Inter-grupos	852,743	3	284,248	6,920	,000
	Intra-grupos	4929,024	120	41,075		
	Total	5781,767	123			
AU (%)	Inter-grupos	128,141	3	42,714	3,860	,013
	Intra-grupos	841,012	76	11,066		
	Total	969,153	79			
AU2 (%)	Inter-grupos	424,913	3	141,638	7,512	,000
	Intra-grupos	1432,990	76	18,855		
	Total	1857,903	79			
mp10 (%)	Inter-grupos	1423,987	3	474,662	15,243	,000
	Intra-grupos	2366,596	76	31,139		
	Total	3790,584	79			
mp1500 (%)	Inter-grupos	568,389	3	189,463	12,240	,000
	Intra-grupos	1919,465	124	15,480		
	Total	2487,853	127			

MP10 (%)

Duncan^{a,b}

tipo curva	N	Subconjunto para alfa = .05	
		1	2
III	17	9,8769	
II	24		14,2453
IV	12		17,1939
I	27		17,2734
Sig.		1,000	,148

Se muestran las medias para los grupos en los subconjuntos homogéneos.

- Usa el tamaño muestral de la media armónica = 18,111.
- Los tamaños de los grupos no son iguales. Se utilizará la media armónica de los tamaños de los grupos. Los niveles de error de tipo I no están garantizados.

MP33 (%)

Duncan^{a,b}

tipo curva	N	Subconjunto para alfa = .05	
		1	2
III	27	18,0997	
IV	24	18,6625	
II	30		22,9034
I	43		24,0906
Sig.		,736	,478

Se muestran las medias para los grupos en los subconjuntos homogéneos.

- Usa el tamaño muestral de la media armónica = 29,565.
- Los tamaños de los grupos no son iguales. Se utilizará la media armónica de los tamaños de los grupos. Los niveles de error de tipo I no están garantizados.

AU (%)

Duncan^{a,b}

tipo curva	N	Subconjunto para alfa = .05	
		1	2
IV	12	9,7591	
I	27		10,7294
II	24		11,3323
III	17		13,6178
Sig.		,184	1,000

Se muestran las medias para los grupos en los subconjuntos homogéneos.

- Usa el tamaño muestral de la media armónica = 18,111.
- Los tamaños de los grupos no son iguales. Se utilizará la media armónica de los tamaños de los grupos. Los niveles de error de tipo I no están garantizados.

AU2 (%)

Duncan^{a,b}

tipo curva	N	Subconjunto para alfa = .05		
		1	2	3
IV	12	13,9871		
I	27		18,1609	
II	24		19,9386	19,9386
III	17			21,2871
Sig.		1,000	,222	,353

Se muestran las medias para los grupos en los subconjuntos homogéneos.

- Usa el tamaño muestral de la media armónica = 18,111.
- Los tamaños de los grupos no son iguales. Se utilizará la media armónica de los tamaños de los grupos. Los niveles de error de tipo I no están garantizados.

mp10 (%)

Duncan^{a,b}

tipo curva	N	Subconjunto para alfa = .05		
		1	2	3
IV	12	39,1727		
I	27		46,2606	
II	24		49,5006	49,5006
III	17			52,6701
Sig.		1,000	,085	,091

Se muestran las medias para los grupos en los subconjuntos homogéneos.

- Usa el tamaño muestral de la media armónica = 18,111.
- Los tamaños de los grupos no son iguales. Se utilizará la media armónica de los tamaños de los grupos. Los niveles de error de tipo I no están garantizados.

mp1500 (%)

Duncan^{a,b}

tipo curva	N	Subconjunto para alfa = .05		
		1	2	3
IV	24	24,5553		
I	46		28,0834	
II	31		29,3326	29,3326
III	27			31,0001
Sig.		1,000	,220	,102

Se muestran las medias para los grupos en los subconjuntos homogéneos.

- Usa el tamaño muestral de la media armónica = 30,143.
- Los tamaños de los grupos no son iguales. Se utilizará la media armónica de los tamaños de los grupos. Los niveles de error de tipo I no están garantizados.

Tabla 3. Prueba T de muestras relacionadas. Comparación entre AU y AU2 por suelos.

Suelo N2_s

Estadísticos de muestras relacionadas^a

	Media	N	Desviación tip.	Error tip. de la media
Par 1 AU2 (%)	25,8258	6	3,54350	1,44663
AU (%)	11,5135	6	1,43088	,58415

a. suelo (ref tesis) por horiz = N2S

Correlaciones de muestras relacionadas^a

	N	Correlación	Sig.
Par 1 AU2, (%) y AU (%)	6	,604	,204

a. suelo (ref tesis) por horiz = N2S

Prueba de muestras relacionadas^a

	Media	Desviación tip.	Error tip. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia		t	gl	Sig. (bilateral)
				Inferior	Superior			
				Diferencias relacionadas				
Par 1 AU2 (%) - AU (%)	14,3123	2,91127	1,18852	11,2571	17,3675	12,042	5	,000

a. suelo (ref tesis) por horiz = N2S

Suelo N2_p

Estadísticos de muestras relacionadas^a

	Media	N	Desviación tip.	Error tip. de la media
Par 1 AU2 (%)	20,2813	4	5,70832	2,85416
AU (%)	10,4388	4	,75709	,37854

a. suelo (ref tesis) por horiz = N2P

Correlaciones de muestras relacionadas^a

	N	Correlación	Sig.
Par 1 AU2 (%) y AU (%)	4	,807	,193

a. suelo (ref tesis) por horiz = N2P

Prueba de muestras relacionadas^a

		Diferencias relacionadas					t	gl	Sig. (bilateral)
		Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia				
					Inferior	Superior			
Par 1	AU2 (%) - AU (%)	9,8425	5,11680	2,55840	1,7005	17,9845	3,847	3	,031

a. suelo (ref tesis) por horiz = N2P

Suelo C1_s

Estadísticos de muestras relacionadas^a

		Media	N	Desviación típ.	Error típ. de la media
Par 1	AU2 (%)	18,6733	35	3,15999	,53414
	AU (%)	10,6006	35	3,11514	,52655

a. suelo (ref tesis) por horiz = C1S

Correlaciones de muestras relacionadas^a

		N	Correlación	Sig.
Par 1	AU2 (%) y AU (%)	35	,930	,000

a. suelo (ref tesis) por horiz = C1S

Prueba de muestras relacionadas^a

		Diferencias relacionadas					t	gl	Sig. (bilateral)
		Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia				
					Inferior	Superior			
Par 1	AU2 (%) - AU (%)	8,0727	1,17580	,19875	7,6688	8,4766	40,618	34	,000

a. suelo (ref tesis) por horiz = C1S

Suelo C2_s

Estadísticos de muestras relacionadas^a

		Media	N	Desviación típ.	Error típ. de la media
Par 1	AU2 (%)	20,1791	3	2,18857	1,26357
	AU (%)	14,5004	3	2,12215	1,22523

a. suelo (ref tesis) por horiz = C2S

Correlaciones de muestras relacionadas^a

		N	Correlación	Sig.
Par 1	AU2 (%) y AU (%)	3	,976	,138

a. suelo (ref tesis) por horiz = C2S

Prueba de muestras relacionadas^a

		Diferencias relacionadas					t	gl	Sig. (bilateral)
		Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia				
					Inferior	Superior			
Par 1	AU2 (%) - AU (%)	5,6787	,47227	,27267	4,5055	6,8519	20,826	2	,002

a. suelo (ref tesis) por horiz = C2S

Suelo C2_p

Estadísticos de muestras relacionadas^a

		Media	N	Desviación típ.	Error típ. de la media
Par 1	AU2 (%)	21,9730	3	2,12204	1,22516
	AU (%)	15,4826	3	1,34044	,77390

a. suelo (ref tesis) por horiz = C2P

Correlaciones de muestras relacionadas^a

		N	Correlación	Sig.
Par 1	AU2 (%) y AU (%)	3	,943	,217

a. suelo (ref tesis) por horiz = C2P

Prueba de muestras relacionadas^a

		Diferencias relacionadas					t	gl	Sig. (bilateral)
		Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia				
					Inferior	Superior			
Par 1	AU2 (%) - AU (%)	6,4904	,96846	,55914	4,0846	8,8962	11,608	2	,007

a. suelo (ref tesis) por horiz = C2P

Suelo C4_s

Estadísticos de muestras relacionadas^a

		Media	N	Desviación típ.	Error típ. de la media
Par 1	AU2 (%)	21,3855	5	5,12070	2,29005
	AU (%)	15,8916	5	4,12718	1,84573

a. suelo (ref tesis) por horiz = C4S

Correlaciones de muestras relacionadas^a

		N	Correlación	Sig.
Par 1	AU2 (%) y AU (%)	5	,960	,009

a. suelo (ref tesis) por horiz = C4S

Prueba de muestras relacionadas^a

		Diferencias relacionadas					t	gl	Sig. (bilateral)
		Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia				
					Inferior	Superior			
Par 1	AU2 (%) - AU (%)	5,4939	1,63086	,72934	3,4689	7,5189	7,533	4	,002

a. suelo (ref tesis) por horiz = C4S

Suelo C4_p

Estadísticos de muestras relacionadas^a

		Media	N	Desviación tip.	Error tip. de la media
Par 1	AU2 (%)	21,0097	4	2,70211	1,35106
	AU (%)	15,6282	4	2,95640	1,47820

a. suelo (ref tesis) por horiz = C4P

Correlaciones de muestras relacionadas^a

		N	Correlación	Sig.
Par 1	AU2 (%) y AU (%)	4	,753	,247

a. suelo (ref tesis) por horiz = C4P

Prueba de muestras relacionadas^a

		Diferencias relacionadas				t	gl	Sig. (bilateral)	
		Media	Desviación tip.	Error tip. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia				
					Inferior				Superior
Par 1	AU2 (%) - AU (%)	5,3815	2,00337	1,00169	2,1937	8,5694	5,372	,013	

a. suelo (ref tesis) por horiz = C4P

C10_s

Estadísticos de muestras relacionadas^a

		Media	N	Desviación tip.	Error tip. de la media
Par 1	AU2 (%)	15,4079	4	1,52886	,76443
	AU (%)	11,3341	4	,96102	,48051

a. suelo (ref tesis) por horiz = C10S

Correlaciones de muestras relacionadas^a

		N	Correlación	Sig.
Par 1	AU2 (%) y AU (%)	4	,992	,008

a. suelo (ref tesis) por horiz = C10S

Prueba de muestras relacionadas^a

		Diferencias relacionadas				t	gl	Sig. (bilateral)	
		Media	Desviación tip.	Error tip. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia				
					Inferior				Superior
Par 1	AU2 (%) - AU (%)	4,0737	,58829	,29414	3,1376	5,0098	13,849	3	,001

a. suelo (ref tesis) por horiz = C10S

C10_{p1}

Estadísticos de muestras relacionadas^a

		Media	N	Desviación tip.	Error tip. de la media
Par 1	AU2 (%)	12,9479	4	1,12963	,56481
	AU (%)	9,4152	4	1,30105	,65052

a. suelo (ref tesis) por horiz = C10P1

Correlaciones de muestras relacionadas^a

		N	Correlación	Sig.
Par 1	AU2 (%) y AU (%)	4	,939	,061

a. suelo (ref tesis) por horiz = C10P1

Prueba de muestras relacionadas^a

		Diferencias relacionadas				t	gl	Sig. (bilateral)	
		Media	Desviación tip.	Error tip. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia				
					Inferior				Superior
Par 1	AU2 (%) - AU (%)	3,5326	,45821	,22910	2,8035	4,2618	15,419	3	,001

a. suelo (ref tesis) por horiz = C10P1

Tabla 4. Prueba T de muestras relacionadas. Comparación entre AU y AU2 por tipo de curva.

Curva I

Estadísticos de muestras relacionadas^a

		Media	N	Desviación tip.	Error tip. de la media
Par 1	AU2 (%)	18,1609	27	3,43461	,66099
	AU (%)	10,7294	27	2,48160	,47758

a. tipo curva (según C) = I

Correlaciones de muestras relacionadas^a

		N	Correlación	Sig.
Par 1	AU2 (%) y AU (%)	27	,832	,000

a. tipo curva (según C) = I

Prueba de muestras relacionadas^a

		Diferencias relacionadas				t	gl	Sig. (bilateral)	
		Media	Desviación tip.	Error tip. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia				
					Inferior				Superior
Par 1	AU2(%) - AU (%)	7,4315	1,94367	,37406	6,6626	8,2003	19,867	26	,000

a. tipo curva (según C) = I

Curva II

	Media	N	Desviación típ.	Error típ. de la media
Par 1 AU2 (%)	19,9386	24	6,06552	1,23812
AU (%)	11,3323	24	4,61098	,94121

	N	Correlación	Sig.
Par 1 AU2 (%) y AU (%)	24	,715	,000

a. tipo curva (según C) = II

	Diferencias relacionadas				t	gl	Sig. (bilateral)	
	Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia				
				Inferior				Superior
Par 1 AU2 (%) - AU (%)	8,6063	4,24950	,86743	6,8119	10,4007	9,922	23	,000

a. tipo curva (según C) = II

Curva III

	Media	N	Desviación típ.	Error típ. de la media
Par 1 AU2 (%)	21,2871	17	3,22632	,78250
AU (%)	13,6178	17	2,79026	,67674

	N	Correlación	Sig.
Par 1 AU2 (%) y AU (%)	17	,591	,012

a. tipo curva (según C) = III

	Diferencias relacionadas				t	gl	Sig. (bilateral)	
	Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia				
				Inferior				Superior
Par 1 AU2 (%) - AU (%)	7,6693	2,74817	,66653	6,2564	9,0823	11,506	16	,000

a. tipo curva (según C) = III

Curva IV

	Media	N	Desviación típ.	Error típ. de la media
Par 1 AU2 (%)	13,9871	12	3,21293	,92749
AU (%)	9,7591	12	2,47384	,71414

	N	Correlación	Sig.
Par 1 AU2 (%) y AU (%)	12	,934	,000

a. tipo curva (según C) = IV

	Diferencias relacionadas				t	gl	Sig. (bilateral)	
	Media	Desviación típ.	Error típ. de la media	95% Intervalo de confianza para la diferencia				
				Inferior				Superior
Par 1 AU2 (%) - AU (%)	4,2279	1,26609	,36549	3,4235	5,0323	11,568	11	,000

a. tipo curva (según C) = IV

Tabla 5. Regresión lineal y correlaciones parcial y semiparcial (R de Pearson) de los contenidos gravimétricos de agua (w) a varios valores de succión con el contenido en Al y Fe extraídos con oxalato amónico ($Al_0+1/2 \cdot Fe_0$), carbono orgánico total (C_{org}) y densidad aparente (dap), para el conjunto de los suelos.

Rango w_s

Modelo	R	R cuadrado	R cuadrado corregido	Error típ. de la estimación
1	,949 ^a	,900	,896	7,24958

Modelo	Suma de cuadrados	gl	Media cuadrática	F	Sig.
1	Regresión	3	10277,751	195,557	,000 ^a
	Residual	65	52,556		
	Total	68			

a. Variables predictoras: (Constante), dap (g/cm³), C org. total (%), $Al_0+1/2Fe_0$ (%)
 b. Variable dependiente: w_s (%)

Modelo		Coeficientes no estandarizados		Beta	t	Sig.	Correlaciones		
		B	Error típ.				Orden cero	Parcial	Semiparcial
1	(Constante)	143,305	9,610		14,911	,000			
	$Al_0+1/2Fe_0$ (%)	1,761	,545	,191	3,231	,002	,777	,372	,127
	C org. total (%)	2,648	,809	,152	3,273	,002	,605	,376	,128
	dap (g/cm ³)	-91,309	8,411	-,707	-10,856	,000	-,932	-,803	-,425

a. Variable dependiente: w_s (%)

Rango w₁ kPa

Modelo	R	R cuadrado	R cuadrado corregida	Error típ. de la estimación
1	,947 ^a	,897	,892	7.20689

a. Variables predictoras: (Constante), dap (g/cm3), C org. total (%), Alo+1/2Feo (%)

Modelo	Suma de cuadrados	gl	Media cuadrática	F	Sig.	
1	Regresión	29045,965	3	9681,988	186,410	,000 ^a
	Residual	3324,113	64	51,939		
	Total	32370,079	67			

a. Variables predictoras: (Constante), dap (g/cm3), C org. total (%), Alo+1/2Feo (%)
b. Variable dependiente: w1kPa (%)

Modelo		Coeficientes no estandarizados		Coeficientes estandarizados		t	Sig.	Correlaciones			
		B	Error típ.	Beta				Orden cero	Parcial	Semiparcial	
1	(Constante)	134,474	9,582			14,034	,000				
	Alo+1/2Feo (%)	2,249	,542	,247		4,149	,000	,792	,460	,166	
	C org. total (%)	2,463	,805	,145		3,061	,003	,585	,357	,123	
	dap (g/cm3)	-85,507	8,401	-.666		-10,178	,000	-.926	-.786	-.408	

a. Variable dependiente: w1kPa (%)

Rango w₁₀ kPa

Modelo	R	R cuadrado	R cuadrado corregida	Error típ. de la estimación
1	,921 ^a	,848	,840	6.43805

a. Variables predictoras: (Constante), dap (g/cm3), C org. total (%), Alo+1/2Feo (%)

Modelo	Suma de cuadrados	gl	Media cuadrática	F	Sig.	
1	Regresión	14742,235	3	4914,078	118,559	,000 ^a
	Residual	2652,707	64	41,449		
	Total	17394,942	67			

a. Variables predictoras: (Constante), dap (g/cm3), C org. total (%), Alo+1/2Feo (%)
b. Variable dependiente: w10kPa (%)

Modelo		Coeficientes no estandarizados		Coeficientes estandarizados		t	Sig.	Correlaciones		
		B	Error típ.	Beta				Orden cero	Parcial	Semiparcial
1	(Constante)	77,168	8,560			9,015	,000			
	Alo+1/2Feo (%)	3,005	,484	,451		6,206	,000	,834	,613	,303
	C org. total (%)	2,237	,719	,179		3,112	,003	,568	,363	,152
	dap (g/cm3)	-40,522	7,505	-.431		-5,400	,000	-.859	-.559	-.264

a. Variable dependiente: w10kPa (%)

Rango w₃₃ kPa

Modelo	R	R cuadrado	R cuadrado corregida	Error típ. de la estimación
1	,877 ^a	,769	,758	6.26482

a. Variables predictoras: (Constante), dap (g/cm3), C org. total (%), Alo+1/2Feo (%)

Modelo	Suma de cuadrados	gl	Media cuadrática	F	Sig.	
1	Regresión	8347,380	3	2782,460	70,894	,000 ^a
	Residual	2511,870	64	39,248		
	Total	10859,249	67			

a. Variables predictoras: (Constante), dap (g/cm3), C org. total (%), Alo+1/2Feo (%)
b. Variable dependiente: w33kPa (%)

Modelo		Coeficientes no estandarizados		Coeficientes estandarizados		t	Sig.	Correlaciones		
		B	Error típ.	Beta				Orden cero	Parcial	Semiparcial
1	(Constante)	49,688	8,329			5,965	,000			
	Alo+1/2Feo (%)	2,797	,471	,531		5,936	,000	,808	,596	,357
	C org. total (%)	2,468	,699	,250		3,528	,001	,574	,404	,212
	dap (g/cm3)	-18,773	7,303	-.253		-2,571	,012	-.777	-.306	-.155

a. Variable dependiente: w33kPa (%)

Rango w₁₅₀₀ kPa

Modelo	R	R cuadrado	R cuadrado corregida	Error típ. de la estimación
1	,858 ^a	,736	,724	5.31403

a. Variables predictoras: (Constante), dap (g/cm3), C org. total (%), Alo+1/2Feo (%)

Modelo	Suma de cuadrados	gl	Media cuadrática	F	Sig.	
1	Regresión	5206,305	3	1735,435	61,456	,000 ^a
	Residual	1863,766	66	28,239		
	Total	7070,072	69			

a. Variables predictoras: (Constante), dap (g/cm3), C org. total (%), Alo+1/2Feo (%)
b. Variable dependiente: w1500kPa (%)

Coefficientes^a

Modelo	Coeficientes no estandarizados		Coeficientes estandarizados		t	Sig.	Correlaciones		
	B	Error tip.	Beta				Orden cero	Parcial	Semiparcial
1 (Constante)	38,382	7,043			5,450	,000			
Alo+1/2Feo (%)	2,009	,399	,480		5,033	,000	,783	,527	,318
C org. total (%)	1,938	,593	,246		3,268	,002	,577	,373	,207
dap (g/cm3)	-16,553	6,165	-,282		-2,685	,009	-,774	-,314	-,170

a. Variable dependiente: w1500kPa (%)

3.3.3. Ecuaciones para la determinación del parámetro S de Dexter

Dexter (2004a) expone las siguientes consideraciones para definir el valor de la pendiente S. La curva de retención de agua esta definida en el punto de inflexión por dos valores: Su posición (θ_i , $\ln h_i$) y su pendiente $S = \tan \omega = d\theta/d(\ln h)$. O bien si se representa frente al $\log h$: $T = d\theta/d(\log h)$, y por tanto T es mayor a S en un factor de $\log 10 = 2,3$. Por tanto, $S = C_i \cdot h_i$, donde C_i es la capacidad específica de agua en el punto de inflexión.

Los datos experimentales de la curva característica de retención de humedad son ajustados con la ecuación de van Genuchten (1980). Posteriormente, derivando la ecuación de van Genuchten en el punto de inflexión, el autor determina el **parámetro S** según:

$$S = -n \cdot (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(1 + \frac{1}{m}\right)^{-(1+m)} \quad [\text{Ec. 6}]$$

$$\text{O bien: } S = -n \cdot (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(\frac{2 \cdot n - 1}{n - 1}\right)^{\left(\frac{1}{n} - 2\right)}, \text{ para } m = 1 - \frac{1}{n} \quad [\text{Ec. 7}]$$

Y el valor de la **succión** (h_i) y del **contenido de agua** (θ_i) en el punto de inflexión:

$$h_i = \frac{1}{\alpha} \cdot \left(\frac{1}{m}\right)^{\frac{1}{n}} \quad [\text{Ec. 8}]$$

$$\theta_i = (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(1 + \frac{1}{m}\right)^{-m} + \theta_r \quad [\text{Ec. 9}]$$

donde

θ_r , θ_s son los contenidos gravimétricos de humedad residual y a saturación, respectivamente, n , m son parámetros adimensionales de ajuste de la curva.

ANEXO 4.

CURVAS CARACTERÍSTICAS DE RETRACCIÓN DEL SUELO

4.1. TABLAS DE DATOS

Tabla 1. Valores medios de contenido específico de agua (w), volumen específico de suelo (v), relación de agua (ew), relación de huecos (e), relación relativa de huecos (e_r) y relación relativa de agua (ew_r) y retracción total (0-1.500 kPa) por suelo y muestra. Muestras inalteradas.

Suelo	Muestreo	Muestra	Succión (kPa)	w (cm ³ ·g ⁻¹)	v (cm ³ ·g ⁻¹)	ew (cm ³ ·cm ⁻³)	e (cm ³ ·cm ⁻³)	ew_r (%)	e_r (%)	Retracción (%)
N2 _p	Jul.03	N2 _{p-1}	0	1,40	2,04	3,65	4,31	100,00	100,00	5,5
			33	0,76	2,03	1,98	4,29	54,24	99,39	
			1.500	0,51	1,95	1,32	4,08	36,20	94,55	
		N2 _{p-2}	0	1,09	1,76	2,83	3,57	100,00	100,00	8,6
			33	0,65	1,74	1,69	3,53	59,68	98,86	
			1.500	0,41	1,63	1,07	3,25	37,88	91,42	
		Media	0	1,25	1,90	3,24	3,94	100,0	100,0	7,0
			33	0,71	1,89	1,84	3,91	57,0	99,1	
			1.500	0,46	1,79	1,20	3,66	37,0	93,0	
N4 _p	Jul.03	N4 _{p-1}	0	0,55	1,04	1,42	1,71	100,00	100,00	24,3
			33	0,31	1,03	0,82	1,66	57,61	97,08	
			1.500	0,24	0,88	0,63	1,29	44,61	75,66	
C2 _p	Jul.03	C2 _{p-5}	0	0,66	1,09	1,72	1,84	100,00	100,00	19,8
			33	0,47	1,06	1,22	1,75	70,75	94,92	
			1.500	0,38	0,95	1,00	1,48	57,99	80,22	
		C2 _{p-6}	0	0,75	1,19	1,95	2,09	100,00	100,00	19,3
			33	0,50	1,19	1,31	2,09	67,19	100,00	
			1.500	0,33	1,03	0,85	1,69	43,83	80,75	
		Media	0	0,69	1,12	1,80	1,92	100,0	100,0	19,6
			33	0,48	1,10	1,25	1,86	69,6	96,6	
			1.500	0,36	0,98	0,95	1,55	53,3	80,4	
C4 _p	Jul.03	C4 _{p-1}	0	0,60	1,04	1,56	1,71	100,00	100,00	21,36
			33	0,50	1,04	1,31	1,69	84,08	99,18	
			1.500	0,36	0,90	0,93	1,34	59,66	78,65	
		C4 _{p-3}	0	0,87	1,19	2,25	2,08	100,00	100,00	36,59
			33	0,45	0,97	1,18	1,52	52,19	72,97	
			1.500	0,32	0,89	0,83	1,32	37,02	63,41	
		Media	0	0,74	1,11	1,91	1,89	100,0	100,0	30,0
			33	0,48	1,00	1,25	1,60	68,1	86,1	
			1.500	0,34	0,90	0,88	1,33	48,3	71,0	

Tabla 2. Valores medios de los parámetros característicos de las curvas de retracción por suelo, fecha de muestreo y muestra: Contenido de agua gravimétrico (w) y volumen específico (v) a saturación (sat) y seco en estufa (seco), relación de agua (ew) y relación de huecos (e) a saturación (sat) y seco en estufa o residual (r), límite de retracción (LR), retracción total relativa (RTr) y absoluta (RTa). Muestras alteradas.

Suelo	Muestreo	Muestra	w_{sat} ($cm^3 \cdot g^{-1}$)	v_{sat} ($cm^3 \cdot g^{-1}$)	w_{seco} ($cm^3 \cdot g^{-1}$)	v_{seco} ($cm^3 \cdot g^{-1}$)	ew_{sat} ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	e_{sat} ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	ew_r ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	e_r ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	LR ($cm^3 \cdot g^{-1}$)	RTr (%)	RTa (cm^3/cm^3)
N1 _{P1}	Sept.04	N1 _{P1-1}	1,14	1,48	0	1,21	2,98	2,87	0	2,13	0,87	25,78	0,74
N1 _{P2}	Sept.04	N1 _{P2-1}	1,54	1,94	0	0,87	4,01	4,05	0	1,27	0,47	68,64	2,78
N2 _S	Abr.03	N2 _{S-2}	1,15	1,63	0	1,29	3,00	3,23	0	2,35	0,81	27,29	0,88
	Jul.03	N2 _{S-2}	0,96	1,52	0	1,22	2,48	2,94	0	2,17	0,60	26,05	0,77
		Media	1,05	1,57	0	1,25	2,74	3,10	0	2,27	0,72	26,75	0,83
N2 _P	Abr.03	N2 _{P-2}	1,12	1,34	0	1,13	2,90	2,48	0	1,93	0,90	22,38	0,56
	Jul.03	N2 _{P-2}	0,97	1,43	0	1,18	2,51	2,72	0	2,07	0,71	23,90	0,65
	Ene.04	N2 _{P-1}	1,47	1,86	0	1,38	3,81	3,84	0	2,58	0,98	32,81	1,26
	Ene.04	N2 _{P-2}	1,49	2,08	0	1,49	3,88	4,41	0	2,88	0,90	34,69	1,53
		Media	1,19	1,58	0	1,25	3,09	3,07	0	2,22	0,86	26,42	0,85
N3 _{P1}	Nov.04	N3 _{P1-1}	1,31	1,83	0	1,21	3,40	3,77	0	2,16	0,69	42,71	1,61
N3 _{P2}	Nov.04	N3 _{P2-1}	0,85	1,37	0	0,85	2,21	2,56	0	1,21	0,33	52,73	1,35
N4 _S	Abr.03	N4 _{S-1}	0,63	0,99	0	0,69	1,62	1,57	0	0,79	0,32	49,48	0,78
N4 _P	Abr.03	N4 _{P-1}	0,56	1,01	0	0,78	1,45	1,61	0	1,04	0,34	35,70	0,57
	Jul.03	N4 _{P-1}	0,53	0,95	0	0,73	1,37	1,46	0	0,89	0,26	39,41	0,58
	Ene.04	N4 _{P-1}	0,66	1,27	0	0,93	1,72	2,31	0	1,41	0,39	38,96	0,90
		Media	0,57	1,03	0	0,79	1,47	1,69	0	1,06	0,32	37,59	0,63
C1 _P	Jul.04	C1 _{P-36}	0,79	1,22	0	1,02	2,06	2,16	0	1,64	0,60	24,07	0,52
C2 _P	Jul.03	C2 _{P-7}	0,62	1,06	0	0,81	1,61	1,76	0	1,10	0,28	37,50	0,66
	Jul.03	C2 _{P-10}	0,66	0,96	0	0,71	1,73	1,50	0	0,84	0,33	44,00	0,66
	Jul.03	C2 _{P-13}	0,68	1,00	0	0,73	1,76	1,61	0	0,90	0,31	44,10	0,71
	Ene.04	C2 _{P-10}	0,75	1,18	0	0,91	1,96	2,08	0	1,37	0,48	34,13	0,71
	Ene.04	C2 _{P-14}	0,76	1,25	0	0,86	1,99	2,11	0	1,10	0,38	47,87	1,01
		Media	0,69	1,09	0	0,80	1,81	1,80	0	1,05	0,35	41,54	0,75
C3 _P	Ene.04	C3 _{P-4}	0,71	1,17	0	0,88	1,84	2,04	0	1,28	0,42	37,25	0,76
	Ene.04	C3 _{P-6}	0,70	1,18	0	0,89	1,81	2,08	0	1,30	0,40	37,50	0,78
		Media	0,71	1,18	0	0,89	1,83	2,06	0	1,29	0,41	37,38	0,77
C4 _P	Jul.03	C4 _{P-2}	0,68	1,15	0	0,84	1,78	1,98	0	1,17	0,26	40,91	0,81
	Jul.03	C4 _{P-3}	0,72	1,09	0	0,72	1,87	1,84	0	0,87	0,26	52,72	0,97
	Jul.03	C4 _{P-5}	0,68	0,98	0	0,67	1,77	1,54	0	0,74	0,29	51,95	0,80

Muestreo	Muestra	w_{sat} ($cm^3 \cdot g^{-1}$)	v_{sat} ($cm^3 \cdot g^{-1}$)	w_{seco} ($cm^3 \cdot g^{-1}$)	v_{seco} ($cm^3 \cdot g^{-1}$)	ew_{sat} ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	e_{sat} ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	ew_r ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	e_r ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	LR ($cm^3 \cdot g^{-1}$)	RTr (%)	RTa (cm^3/cm^3)
Ene.04	C4 _{p-3}	0,80	1,18	0	0,79	2,08	2,07	0	1,05	0,41	49,28	1,02
Ene.04	C4 _{p-5}	0,75	1,19	0	0,90	1,94	2,10	0	1,34	0,45	36,19	0,76
	Media	0,73	1,12	0	0,78	1,89	1,91	0	1,04	0,34	46,07	0,87

Tabla 3. Valores medios de los parámetros de ajuste de la curva de retracción por suelo, fecha de muestreo y muestra.

Suelo	Muestreo	Muestra	e_s ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	e_r ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	α Peng	n , Peng	m , Peng	R^2
N1_{p1}	Sept.04	N1 _{p1-1}	2,87	2,13	*	*	*	0,740*
N1_{p2}	Sept.04	N1 _{p2-1}	4,05	1,27	5,415	0,950	2,500	0,995
N2_s	Abr.03	N2 _{s-2}	3,23	2,35	0,064	18,360	0,017	0,945
	Jul.03	N2 _{s-2}	2,94	2,17	0,526*	39,062*	0,019*	0,888
		Media	3,10	2,27	0,265	27,384	0,018	-
N2_p	Abr.03	N2 _{p-2}	2,48	1,93	*	*	*	0,411*
	Jul.03	N2 _{p-2}	2,72	2,07	0,077	26,363	0,014	0,971*
	Ene.04	N2 _{p-1}	3,84	2,58	0,024	2,840	0,049	0,997
	Ene.04	N2 _{p-2}	4,41	2,88	0,127	24,560	0,012	0,987
		Media	3,07	2,22	0,433	12,575	0,400	-
N3_{p1}	Nov.04	N3 _{p1-1}	3,77	2,16	1,592	0,999	0,953	0,975
N3_{p2}	Nov.04	N3 _{p2-1}	2,56	1,21	0,408	4,145	0,241	0,999
N4_s	Abr.03	N4 _{s-1}	1,57	0,79	*	*	*	0,761*
N4_p	Abr.03	N4 _{p-1}	1,61	1,04	0,665	5,355	0,560	0,816
	Jul.03	N4 _{p-1}	1,46	0,89	0,365	7,615	0,205	0,998
	Ene.04	N4 _{p-1}	2,31	1,41	0,409	18,010	0,050	0,989
		Media	1,69	1,06	0,514	8,548	0,341	1,69
C1_p	Jul.04	C1 _{p-36}	2,16	1,64	0,182	17,970	0,027	0,987
C2_p	Jul.03	C2 _{p-7}	1,76	1,10	0,240	55,250	0,012	0,986
	Jul.03	C2 _{p-10}	1,50	0,84	*	*	*	0,773*
	Jul.03	C2 _{p-13}	1,61	0,90	*	*	*	0,807*
	Ene.04	C2 _{p-10}	2,08	1,37	0,177	4,070	0,174	0,994
	Ene.04	C2 _{p-14}	2,11	1,10	0,288	6,098	0,152	0,999
		Media	1,80	1,05	0,554	13,834	0,480	-
C3_p	Ene.04	C3 _{p-4}	2,04	1,28	0,350	18,640	0,049	0,999
	Ene.04	C3 _{p-6}	2,08	1,30	0,300	42,020	0,019	0,999

	Muestreo	Muestra	e_s (cm ³ ·cm ⁻³)	e_r (cm ³ ·cm ⁻³)	α Peng	n , Peng	m , Peng	R ²
		Media	2,06	1,29	0,325	30,330	0,034	-
C4_p	Jul.03	C4 _{p,2}	1,98	1,17	0,310	72,170	0,012	0,988
	Jul.03	C4 _{p,3}	1,84	0,87	*	*	*	0,910*
	Jul.03	C4 _{p,5}	1,54	0,74	*	*	*	0,788*
	Ene.04	C4 _{p,3}	2,07	1,05	*	*	*	0,883*
	Ene.04	C4 _{p,5}	2,10	1,34	0,330	20,700	0,037	0,998
			Media	1,91	1,04	0,726	18,854	0,606

* Ajuste pobre del modelo a las curvas experimentales

Tabla 4. Coeficiente de correlación entre los parámetros de ajuste de la curva de retracción (para las muestras con buen ajuste).

		α	n	m
α	Corr. de Pearson	1	-0,237	0,989**
	Sig. (bilateral)	-	0,378	0,000
	N	16	16	16
n	Corr. de Pearson	-0,237	1	-0,326
	Sig. (bilateral)	0,378	-	0,218
	N	16	16	16
m	Corr. de Pearson	0,989**	-0,326	1
	Sig. (bilateral)	0,000	0,218	-
	N	16	16	16

* La correlación es significativa al nivel 0,05 (bilateral).

** La correlación es significativa al nivel 0,01 (bilateral).

Tabla 5. Valores medios de la relación de agua “*ew*” en los puntos de transición definidos matemáticamente y porcentaje de las distintas zonas de retracción expresados en términos de relación de agua sobre la pérdida total de agua, por suelo, fecha de muestreo y muestra. Puntos de transición: Saturación (ew_s), límite de hinchamiento (ew_w), punto de entrada de aire (ew_p), límite de retracción (ew_z) y seco en estufa o residual (ew_r). Zonas de retracción: Estructural (ew_{estr}), proporcional (ew_{pro}), residual (ew_{res}) y cero (ew_{cero}). El valor de “*ew*” en el punto de entrada de aire (ew_p) se corresponde con el límite de retracción convencional (LR). Muestras alteradas.

Suelo	Muestreo	Muestra	ew_s ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	ew_w ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	ew_d ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	ew_z ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	ew_r ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	ew_{estr} (%)	ew_{pro} (%)	ew_{res} (%)	ew_{cero} (%)
N1_{p2}	Sept.04	N1 _{p2-1}	4,01	2,30	0,19	0	0	42,64	52,63	4,62	0
N3_{p2}	Nov.04	N3 _{p2-1}	2,21	1,94	0,89	0	0	12,22	47,39	40,40	0
N4_s	Abr.03	N4 _{s-1}	1,62*	0*	0,64*	0*	0*	0	60,23	39,77	0
N4_p	Abr.03	N4 _{p-1}	1,45	0	1,15	0,55	0	0	20,68	41,31	38,02
	Jul.03	N4 _{p-1}	1,37	1,01	0,85	0,57	0	13,41	24,55	40,93	21,12
	Ene.04	N4 _{p-1}	1,72	0	0,98	0	0	0	43,31	56,69	0
		Media	1,47	1,01	0,99	0,56	0	5,36	26,75	44,23	23,66
C1_p	Jul.04	C1 _{p-36}	2,06	0	1,10	0	0	0	46,67	53,33	0
C2_p	Jul.03	C2 _{p-7}	1,61	1,42	0,96	0	0	11,80	28,65	59,55	0
	Jul.03	C2 _{p-10}	1,73*	1,52*	0,74*	0*	0*	12,14	45,09	42,77	0
	Jul.03	C2 _{p-13}	1,76*	1,53*	0,63*	0*	0*	13,07	51,14	35,80	0
	Ene.04	C2 _{p-10}	1,96	0	1,08	0	0	0	44,94	55,06	0
	Ene.04	C2 _{p-14}	1,99	0	1,00	0	0	0	49,97	50,03	0
	Media	1,81	1,49	0,88	0	0	7,40	43,96	48,64	0	
C3_p	Ene.04	C3 _{p-4}	1,84	1,52	0,96	0	0	17,39	30,65	51,96	0
	Ene.04	C3 _{p-6}	1,81	1,60	1,07	0	0	11,60	29,18	59,22	0
		Media	1,83	1,56	1,02	0	0	14,50	29,92	55,59	0
C4_p	Jul.03	C4 _{p-2}	1,78	1,51	1,06	0	0	15,17	25,40	59,43	0
	Jul.03	C4 _{p-3}	1,87*	1,64*	0,51*	0*	0*	12,30	60,43	27,27	0
	Jul.03	C4 _{p-5}	1,77*	1,55*	0,73*	0*	0*	12,43	46,33	41,24	0
	Ene.04	C4 _{p-3}	2,08*	1,76*	0,74*	0*	0*	15,38	49,04	35,58	0
	Ene.04	C4 _{p-5}	1,94	1,58	0,94	0	0	18,56	32,80	48,65	0
	Media	1,89	1,61	0,80	0	0	14,77	42,80	42,43	0	

* Ajuste pobre del modelo a las curvas experimentales. Valores estimados gráficamente

Tabla 6. Valores medios de la relación de huecos “e” en los puntos de transición definidos matemáticamente y porcentaje de las distintas zonas de retracción expresados en términos de relación de huecos sobre la pérdida total de volumen, por suelo, fecha de muestreo y muestra. Puntos de transición: Saturación (e_s), límite de hinchamiento (e_w), punto de entrada de aire (e_p), límite de retracción (e_z) y seco en estufa o residual (e_r). Zonas de retracción: Estructural (e_{estr}), proporcional (e_{pro}), residual (e_{res}) y cero (e_{cero}). Muestras alteradas.

Suelo	Muestreo	Muestra	e_s ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	e_w ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	e_p ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	e_z ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	e_r ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	e_{estr} (%)	e_{pro} (%)	e_{res} (%)	e_{cero} (%)
N1_{p2}	Sept.04	N1 _{p2-1}	4,05	3,31	1,33	0	1,27	26,62	71,18	2,21	0
N3_{p2}	Nov.04	N3 _{p2-1}	2,56	2,46	1,51	0	1,21	7,41	70,72	21,87	0
N4_s	Abr.03	N4 _{s-1}	1,57	0*	0,89*	0*	0,79	0	84,76	15,25	0
N4_p	Abr.03	N4 _{p-1}	1,61	0	1,37	1,11	1,04	0	42,46	44,98	12,58
	Jul.03	N4 _{p-1}	1,46	1,45	1,12	0,92	0,89	2,73	56,96	33,88	6,44
	Ene.04	N4 _{p-1}	2,31	0	1,71	0	1,41	0	66,31	33,69	0
		Media	1,69	1,45	1,34	1,05	1,06	1,09	53,03	38,28	7,60
C1_p	Jul.04	C1 _{p-36}	2,16	0	1,87	0	1,64	0	55,51	44,49	0
C2_p	Jul.03	C2 _{p-7}	1,76	1,75	1,39	0	1,10	1,52	54,76	43,73	0
	Jul.03	C2 _{p-10}	1,50	1,50*	0,97*	0*	0,84	0	80,30	19,70	0
	Jul.03	C2 _{p-13}	1,61	1,61*	1,00*	0*	0,90	0	85,92	14,08	0
	Ene.04	C2 _{p-10}	2,08	0	1,60	0	1,37	0	68,22	31,78	0
	Ene.04	C2 _{p-14}	2,11	0	1,39	0	1,10	0	71,58	28,42	0
		Media	1,80	1,62	1,27	0	1,05	0,30	72,16	27,54	0
C3_p	Ene.04	C3 _{p-4}	2,04	2,02	1,54	0	1,28	2,63	63,19	34,18	0
	Ene.04	C3 _{p-6}	2,08	2,07	1,61	0	1,30	1,28	58,56	40,16	0
		Media	2,06	2,05	1,58	0	1,29	1,96	60,88	37,17	0
C4_p	Jul.03	C4 _{p-2}	1,98	1,97	1,50	0	1,17	1,23	57,91	40,85	0
	Jul.03	C4 _{p-3}	1,84	1,84*	0,98*	0*	0,87	0	88,66	11,34	0
	Jul.03	C4 _{p-5}	1,54	1,54*	0,90*	0*	0,74	0	80,00	20,00	0
	Ene.04	C4 _{p-3}	2,07	2,07*	1,22*	0*	1,05	0	83,33	16,67	0
	Ene.04	C4 _{p-5}	2,10	2,08	1,62	0	1,34	2,63	60,75	36,62	0
		Media	1,91	1,90	1,24	0	1,04	0,77	74,13	25,10	0

* Ajuste pobre del modelo a las curvas experimentales. Valores estimados gráficamente

Tabla 7. Valores medios de la relación de agua “ew” en los puntos de transición y porcentaje de las distintas zonas de retracción, expresados en términos de relación de agua sobre la pérdida total de agua, por suelo, fecha de muestreo y muestra. Puntos de transición: Saturación (ew_s), entre pseudo-saturación y estructural ($ew_{ps-estr}$), entre estructural y residual ($ew_{estr-res}$) y seco en estufa o residual (ew_r). Zonas de retracción: Pseudo-saturación (ew_{ps}), estructural (ew_{estr}) y residual (ew_{res}). El valor de $ew_{ps-estr}$ se corresponde con el límite de retracción convencional (LR). Muestras alteradas.

Suelo	Muestreo	Muestra	ew_s ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	$ew_{ps-estr}$ ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	$ew_{estr-res}$ ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	ew_r ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	ew_{ps} (%)	ew_{estr} (%)	ew_{res} (%)
N1_{P1}	Sept.04	N1 _{P1-1}	2,98	2,08*	0,58*	0	30,20	50,34	19,46
N2_S	Abr.03	N2 _{S-2}	3,00	2,04	0,41	0	32,05	54,26	13,69
	Jul.03	N2 _{S-2}	2,48	1,99*	0,38*	0	19,60	65,26	15,15
		Media	2,74	2,01	0,39	0	25,83	59,76	14,42
N2_P	Abr.03	N2 _{P-2}	2,90	1,91*	0,40*	0	32,63	53,42	13,95
	Jul.03	N2 _{P-2}	2,51	1,81*	0,43*	0	27,90	54,98	17,13
	Ene.04	N2 _{P-1}	3,81	2,82	1,30	0	25,98	39,90	34,12
	Ene.04	N2 _{P-2}	3,88	2,68	1,15	0	30,93	39,43	29,64
		Media	3,09	2,16	0,69	0	29,66	49,35	20,99
N3_{P1}	Nov.04	N3 _{P1-1}	3,40	2,48	1,17	0	27,06	38,53	34,41

* Ajuste pobre del modelo a las curvas experimentales. Valores estimados gráficamente

Tabla 8. Valores medios de la relación de huecos “e” en los puntos de transición y porcentaje de las distintas zonas de retracción, expresados en términos de relación de huecos sobre la pérdida total de volumen, por suelo, fecha de muestreo y muestra. Puntos de transición: Saturación (e_s), entre pseudo-saturación y estructural ($e_{ps-estr}$), entre estructural y residual ($e_{estr-res}$) y seco en estufa o residual (e_r). Zonas de retracción: Pseudo-saturación (e_{ps}), estructural (e_{estr}) y residual (e_{res}). Muestras alteradas.

Suelo	Muestreo	Muestra	e_s ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	$e_{ps-estr}$ ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	$e_{estr-res}$ ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	e_r ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	e_{ps} (%)	e_{estr} (%)	e_{res} (%)
N1_{P1}	Sept.04	N1 _{P1-1}	2,87	2,60*	2,43*	2,13	36,11	23,61	40,28
N2_S	Abr.03	N2 _{S-2}	3,23	2,68	2,61	2,35	62,01	8,49	29,51
	Jul.03	N2 _{S-2}	2,94	2,49*	2,39*	2,17	58,92	13,41	27,68
		Media	3,10	2,59	2,50	2,27	60,46	10,95	28,59
N2_P	Abr.03	N2 _{P-2}	2,48	2,19*	2,08*	1,93	53,20	19,82	26,98
	Jul.03	N2 _{P-2}	2,72	2,35*	2,24*	2,07	56,18	17,64	26,18
	Ene.04	N2 _{P-1}	3,84	3,42	3,26	2,58	33,33	12,70	53,97
	Ene.04	N2 _{P-2}	4,41	3,79	3,55	2,88	40,52	15,69	43,79
		Media	3,07	2,71	2,57	2,22	48,77	17,22	34,01
N3_{P1}	Nov.04	N3 _{P1-1}	3,77	3,21	2,90	2,16	34,78	19,25	45,96

* Ajuste pobre del modelo a las curvas experimentales. Valores estimados gráficamente

4.2. FIGURAS

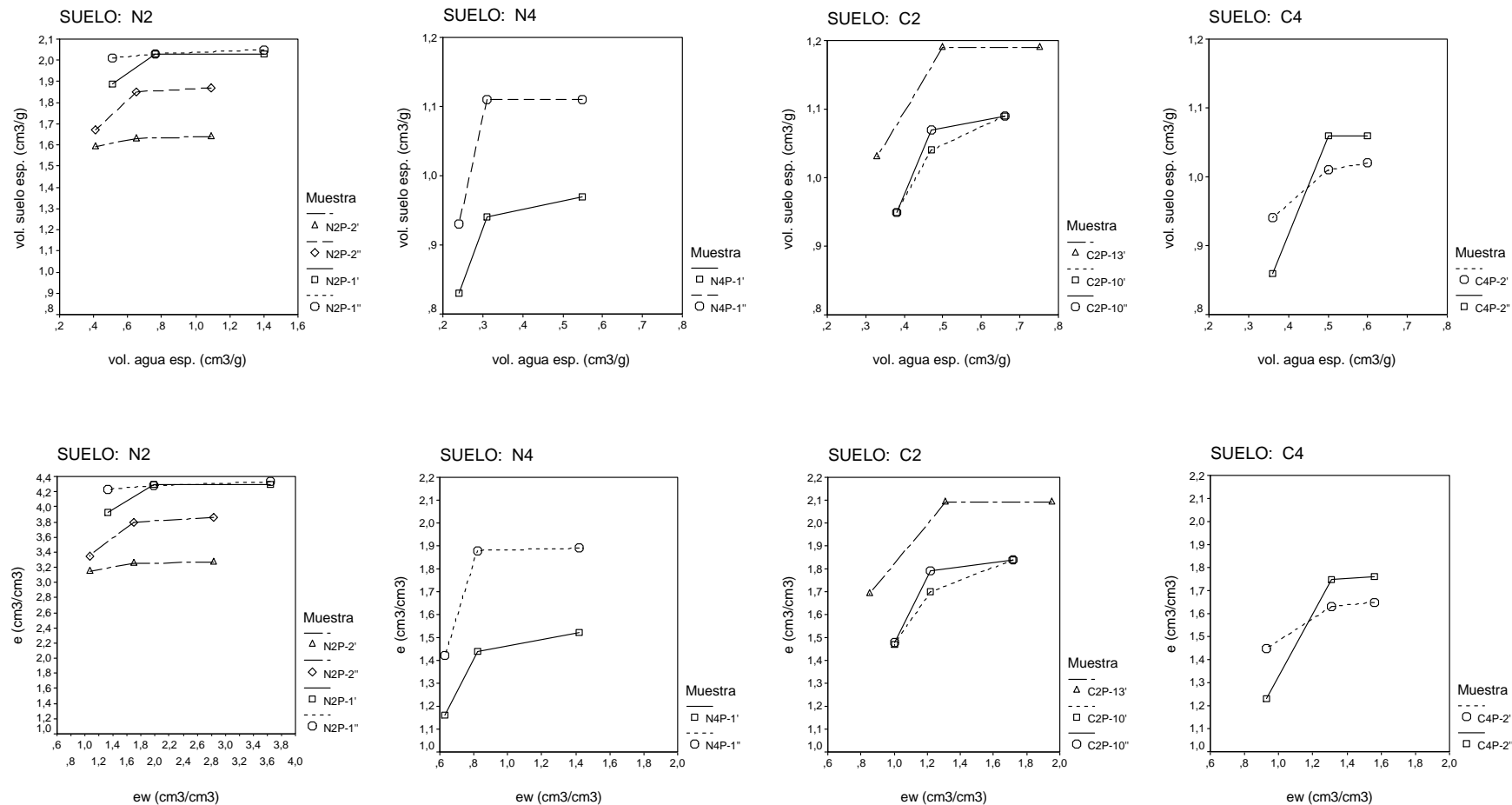


Figura 1. Curvas de retracción (expresadas en volumen específico de suelo “v” vs contenido específico de agua “w” y en relación de huecos “e” vs relación de agua “ew”) para los tres valores de succión estudiados; saturación, 1/3 bar (33 kPa) y 15 bar (1.500 kPa), por suelo y muestra (réplica). Muestras inalteradas.

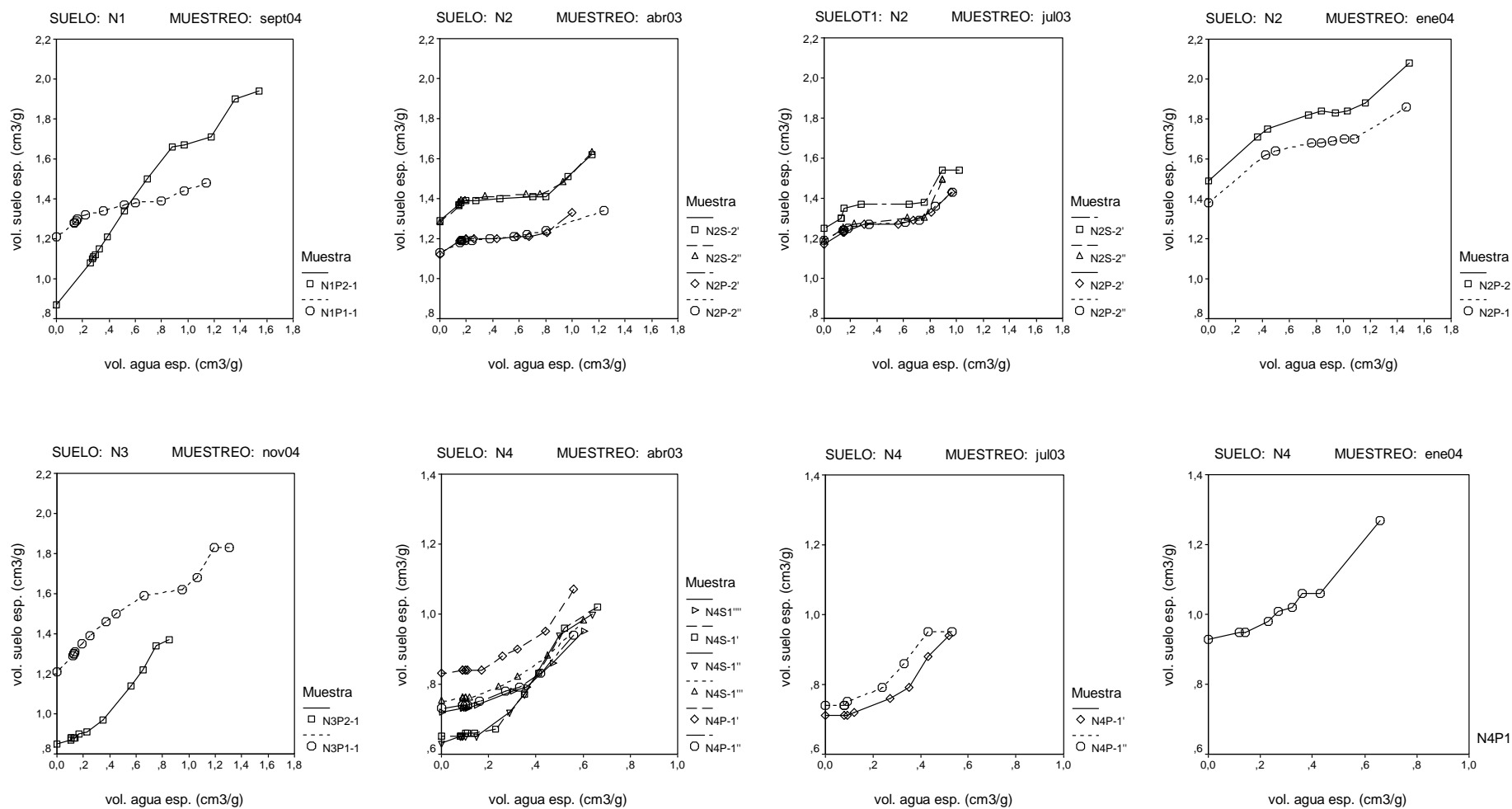


Figura 2. Curvas de retracción (expresadas en volumen específico de suelo “v” vs contenido específico de agua “w”) por suelo, fecha de muestra y muestra. Muestras alteradas.

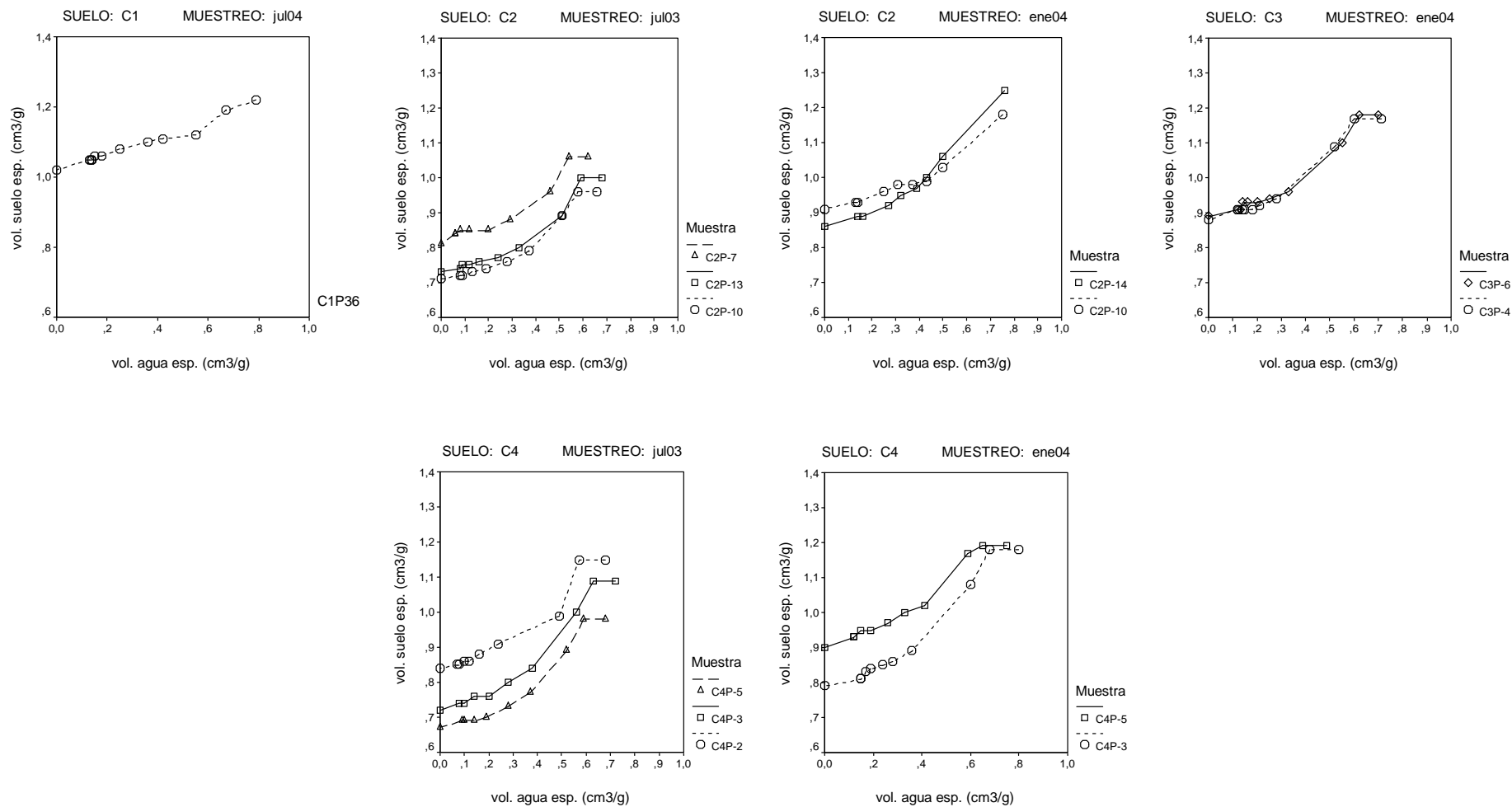


Figura 2 (Cont.). Curvas de retracción (expresadas en volumen específico de suelo “v” vs contenido específico de agua “w”) por suelo, fecha de muestra y muestra. Muestras alteradas.

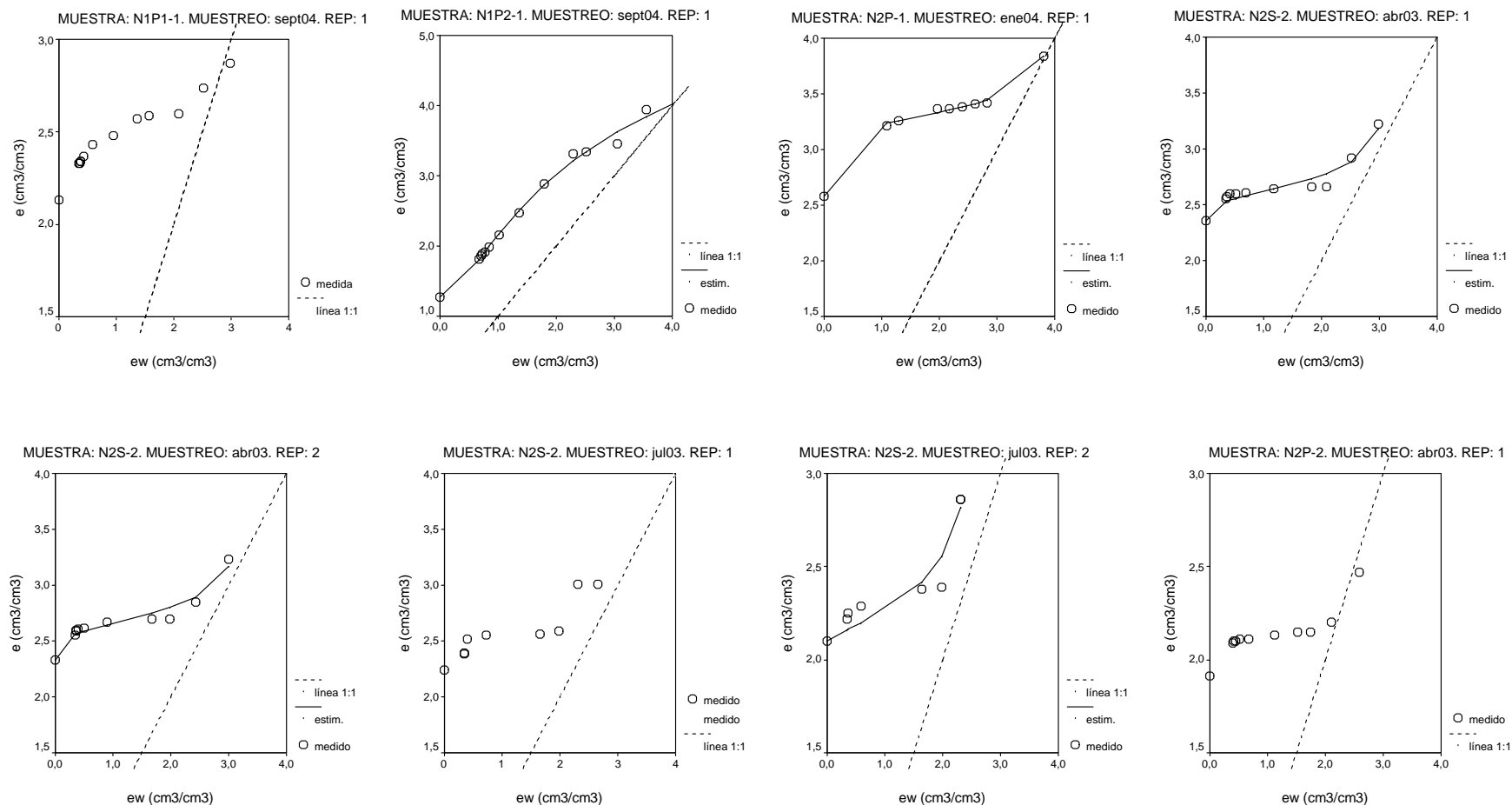


Figura 3. Curvas de retracción medidas (símbolos) y estimadas (línea continua) según el modelo de Peng y Horn (2005) por muestra, fecha muestreo y réplica, expresadas en términos de relación de huecos “ e ” y relación de agua “ ew ”. La línea discontinua representa la línea 1:1. Muestras alteradas.

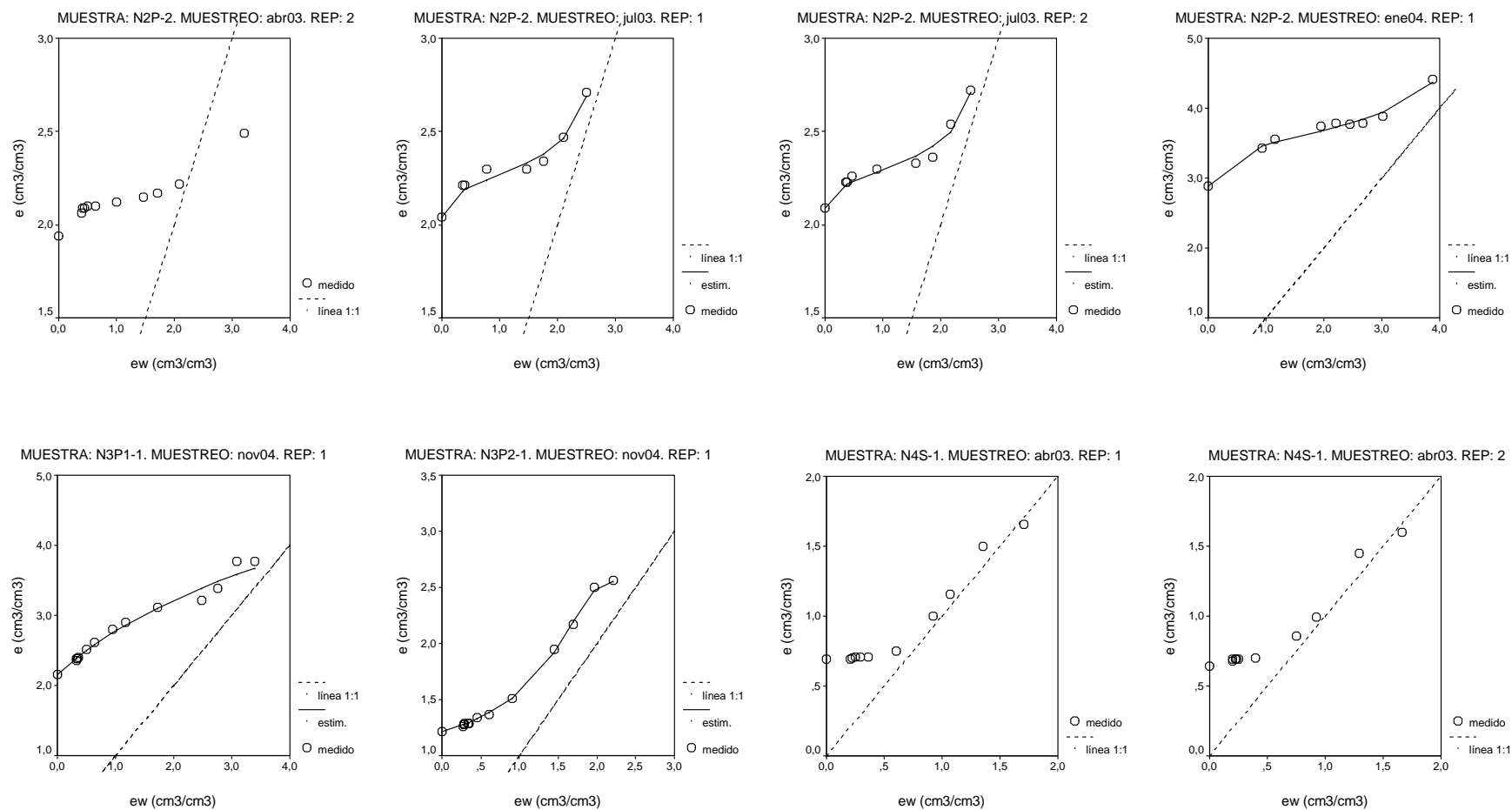


Figura 3 (Cont.). Curvas de retracción medidas (símbolos) y estimadas (línea continua) según el modelo de Peng y Horn (2005) por muestra, fecha muestreo y réplica, expresadas en términos de relación de huecos “ e ” y relación de agua “ ew ”. La línea discontinua representa la línea 1:1. Muestras alteradas.

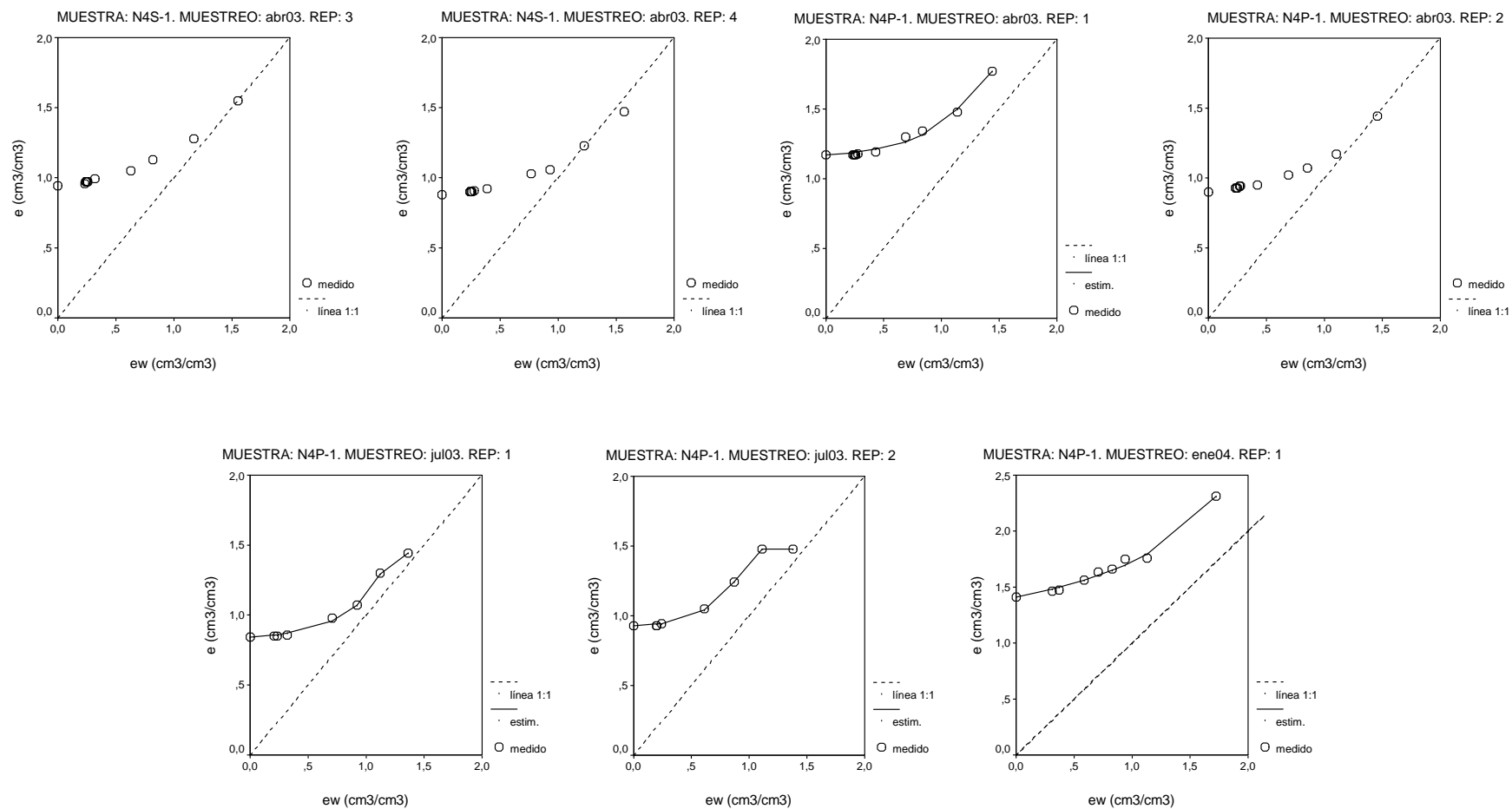


Figura 3 (Cont.). Curvas de retracción medidas (símbolos) y estimadas (línea continua) según el modelo de Peng y Horn (2005) por muestra, fecha muestreo y réplica, expresadas en términos de relación de huecos “ e ” y relación de agua “ ew ”. La línea discontinua representa la línea 1:1. Muestras alteradas.

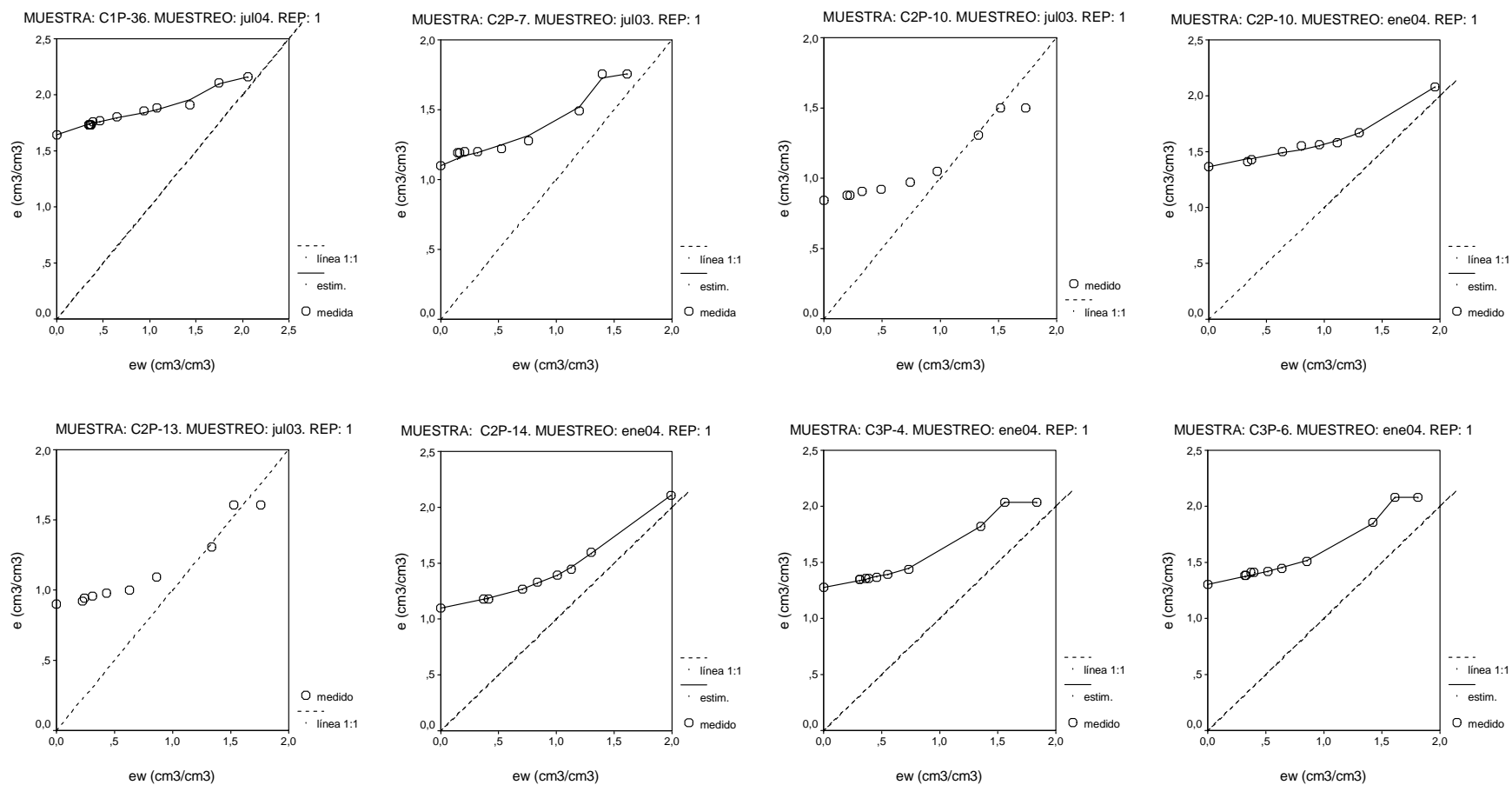


Figura 3 (Cont.). Curvas de retracción medidas (símbolos) y estimadas (línea continua) según el modelo de Peng y Horn (2005) por muestra, fecha muestreo y réplica, expresadas en términos de relación de huecos “ e ” y relación de agua “ ew ”. La línea discontinua representa la línea 1:1. Muestras alteradas.

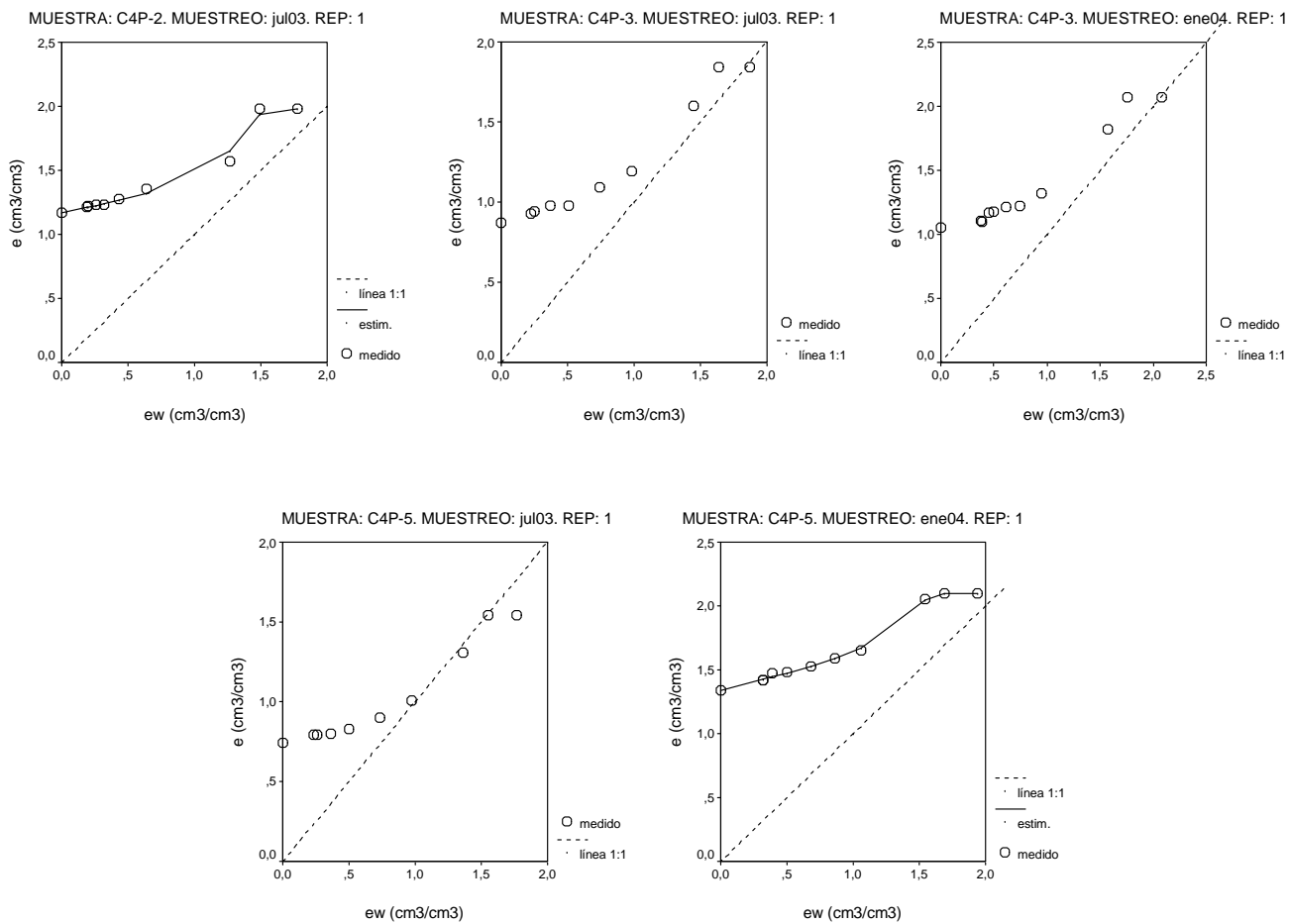


Figura 3 (Cont.). Curvas de retracción medidas (símbolos) y estimadas (línea continua) según el modelo de Peng y Horn (2005) por muestra, fecha muestreo y réplica, expresadas en términos de relación de huecos “e” y relación de agua “ew”. La línea discontinua representa la línea 1:1. Muestras alteradas.

4.3. ANÁLISIS ESTADÍSTICO

4.3.1. Modelo de Peng y Horn para el ajuste de las curvas de retracción

Para el ajuste de las curvas de retracción empleamos el modelo de curva sigmoideal de tres parámetros propuesto por Peng y Horn (2005) y derivado de la ecuación de van Genuchten (1980). La curva de retracción tiene, al igual que la curva de succión, una forma sigmoideal pero inversa a ésta, de forma que los autores, basándose en la similitud entre ambas curvas, obtienen la siguiente expresión, cambiando el signo y sustituyendo el contenido volumétrico de agua (θ) y la succión (h) por la relación de huecos (e) y la relación de agua (ew), respectivamente:

$$e(ew) = \frac{1}{(1 + (\alpha \cdot ew)^{-n})^m} \quad [\text{Ec. 1}]$$

Puesto que el rango de variación de “ ew ” está comprendido entre saturación (ew_s) y seco en estufa a 105°C (ew_0) y “ e ” varía entre “ e ” a saturación (e_s) y “ e ” residual (e_r), la curva de retracción se puede expresar mediante la siguiente ecuación:

$$e(ew) = e_r + \frac{e_s - e_r}{\left(1 + \left(\frac{\alpha \cdot ew}{e_s - ew}\right)^{-n}\right)^m} \quad [\text{Ec. 2}]$$

donde

e_s y e_r son la relación de huecos “ e ” a saturación y residual, respectivamente, y α , n y m son parámetros de ajuste del modelo modificado de van Genuchten.

A saturación se cumple que $ew_s = e_s$. Estos autores utilizan este modelo para ajustar la curva de retracción y definir matemáticamente los puntos de transición entre las cuatro zonas características de retracción del suelo. Para la estimación de los **parámetros** utilizamos el programa TableCurve 2D, v5.00 (SPSS Inc., 2000).

El modelo presentó problemas de ajuste en la siguiente relación de muestras (15 de un total de 36 réplicas): N1_{P1-1}, N2_{S-2} (jul.03), N2_{P-2} (abr.03), N4_{S-1} (abr.03), N4_{P-1} (abr.03), C2_{P-10} (jul.03), C2_{P-13} (jul.03), C4_{P-3} (jul.03), C4_{P-3} (ene.04), C4_{P-5} (jul.03) (Figura 3). Con el fin de subsanar estas dificultades de ajuste se ensayaron varias estrategias:

- Cambio de los parámetros iniciales de búsqueda
- Modificación de los valores de partida
- Eliminación de valores atípicos.

A pesar de esto, el ajuste no mejoró, por lo que se optó por estimar gráficamente las coordenadas de los puntos de transición para determinar los porcentajes de las distintas zonas de retracción.

Peng y Horn (2005) asumen que la curva de retracción está compuesta generalmente por cuatro zonas diferenciadas (zonas estructural, proporcional, residual y cero) con pendientes diferentes, y cuyos puntos de transición se muestran esquemáticamente en la Figura 1.

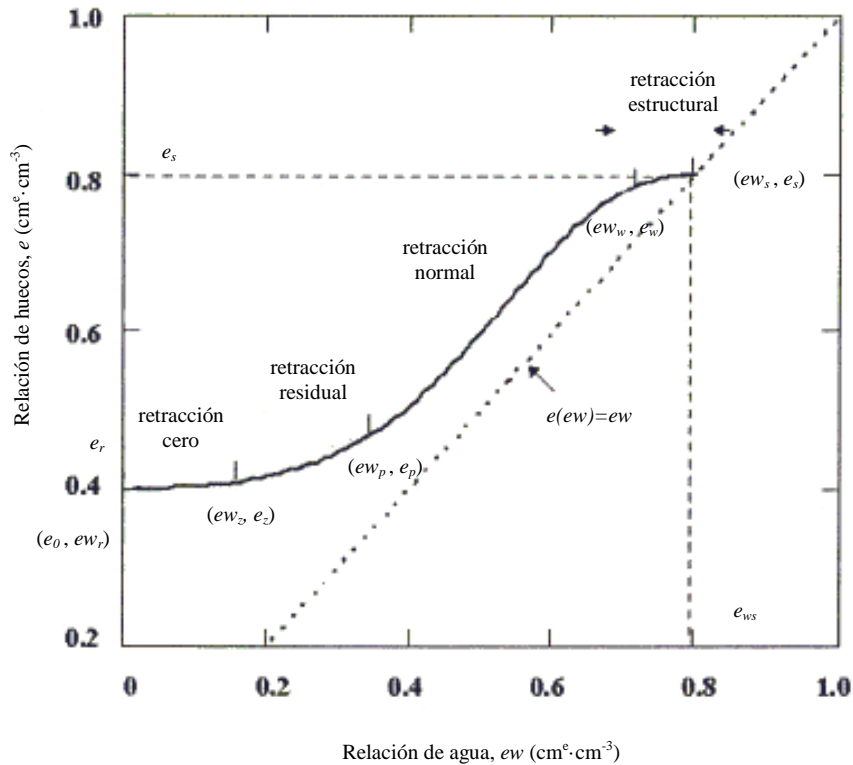


Figura 1. Esquema de una curva de retracción característica con las cuatro zonas de retracción y los puntos de transición entre éstas (Peng *et al.*, 2005).

El primer tramo, desde saturación (ew_s, e_s) hasta el “límite de hinchamiento” o “límite de retracción de macroporos” (ew_w, e_w) , se define como retracción estructural, y en ella los poros grandes llenos de agua se vacían y llenan de aire (sin cambio significativo de volumen). La zona que va desde este punto hasta el denominado “punto de entrada de aire” (ew_p, e_p) , se conoce como retracción proporcional, en referencia a que el cambio de volumen del suelo es proporcional a la pérdida de volumen de agua. En la zona de retracción residual, al igual que en la retracción estructural, la disminución de volumen de suelo es inferior a la pérdida de agua. Por último, la zona comprendida entre el denominado “límite de retracción” (ew_z, e_z) y el punto final en el extremo seco (ew_0, e_r) se define como la zona de retracción cero.

Este modelo presenta asimismo la ventaja de permitir el ajuste de curvas de retracción que carecen de la zona de retracción estructural o de la zona de retracción cero. De acuerdo con Peng y Horn (2005), determinamos la pendiente de la curva de retracción, $\sigma(ew)$, hallando la primera derivada de la ecuación [1] con el programa Maple 8 (Waterloo Maple Inc., 2002):

$$\sigma(ew) = e'(ew) = \frac{de}{dew} =$$

$$= \frac{-m \cdot \left(1 + \left(\frac{\alpha \cdot ew}{e_s - ew}\right)^{-n}\right)^{(m-1)} \cdot (-n) \cdot \left(\frac{\alpha \cdot ew}{e_s - ew}\right)^{-(n-1)} \cdot \frac{\alpha \cdot (e_s - ew) + \alpha \cdot ew}{(e_s - ew)^2} \cdot (e_s - e_r)}{\left(1 + \left(\frac{\alpha \cdot ew}{e_s - ew}\right)^{-n}\right)^{2m}} \quad [\text{Ec. 3}]$$

Y el punto de inflexión (ew_i, e_i), cuya localización viene definida por el máximo de la ecuación 3 o bien mediante condiciones específicas de la segunda derivada ($e''(ew) = 0$):

$$k(ew) = e''(ew) = \frac{d^2e}{dew^2} \quad [\text{Ec. 4}]$$

La curva de retracción presenta generalmente dos máximos, uno localizado en el extremo húmedo (ew_w, e_w) y otro en el extremo seco (ew_d, e_d), los cuales determinamos mediante condiciones específicas en los extremos de la ecuación 4, ($e'''(ew) = 0$). El mínimo de la ecuación 4 se define como el máximo de la curvatura en el extremo húmedo, mientras que el máximo de la curvatura en el extremo seco se corresponde con el máximo de dicha ecuación. Determinamos los diferentes puntos de transición entre las distintas etapas de retracción según Peng y Horn (2005) de la siguiente forma (Figura 1):

El punto de transición entre las etapas de retracción estructural y proporcional (“**límite de hinchamiento**”) viene dado por el máximo de la curva en el extremo húmedo (ew_w, e_w), (Groenevelt y Grant, 2001).

El punto de transición entre las zonas de retracción proporcional y residual (“**punto de entrada de aire**”) lo definimos como la intersección (ew_p, e_p) entre la tangente a través del punto de inflexión [$x(ew)$] y la tangente a través del máximo de la curvatura en la zona seca [$y(ew)$] y cuyas coordenadas (x, y) las obtenemos a partir de las siguientes expresiones:

$$x(ew) = e_i + \sigma(ew_i) \cdot (ew - ew_i) \quad [\text{Ec. 5}]$$

$$y(ew) = e_d + \sigma(ew_d) \cdot (ew - ew_d) \quad [\text{Ec. 6}]$$

$$e_i + \sigma(ew_i) \cdot (ew - ew_i) = e_d + \sigma(ew_d) \cdot (ew - ew_d)$$

$$ew = \frac{e_d - \sigma(ew_d) \cdot ew_d - e_i + \sigma(ew_i) \cdot ew_i}{\sigma(ew_i) - \sigma(ew_d)}$$

Y sustituyendo este valor en la Ecuación 2 obtenemos las coordenadas (ew_p, e_p).

El punto final entre la retracción residual y la retracción cero (“**límite de retracción**”) lo determinamos a partir de la intersección (ew_z, e_z) entre la tangente a través del máximo de la curvatura en la zona seca [$y(ew)$] y la línea horizontal [$z(ew)$] a través del punto residual (ew_0, e_r), donde la relación de agua es igual a cero, de forma que las coordenadas de este punto (y, z) las obtenemos a partir de las siguientes expresiones:

$$y(ew) = e_d + \sigma(ew_d) \cdot (ew - ew_d) \quad [\text{Ec. 7}]$$

$$z(ew) = e_r \quad [\text{Ec. 8}]$$

$$e_d + \sigma(ew_d) \cdot (ew - ew_d) = e_r$$

$$ew = \frac{e_r + \sigma(ew_d) \cdot ew_d - e_d}{\sigma(ew_d)}$$

Y sustituyendo este valor en la Ecuación 2 obtenemos las coordenadas (ew_z, e_z).

Por último, calculamos los **porcentajes de retracción estructural, proporcional, residual y cero** en relación con la pérdida total de agua o al cambio total de volumen según las siguientes expresiones:

$$\%ew_{ss} = \frac{ew_s - ew_w}{ew_s - ew_0} \cdot 100 \quad [\text{Ec. 9}]$$

$$\%ew_{ps} = \frac{ew_w - ew_p}{ew_s - ew_0} \cdot 100 \quad [\text{Ec. 10}]$$

$$\%ew_{rs} = \frac{ew_p - ew_z}{ew_s - ew_0} \cdot 100 \quad [\text{Ec. 11}]$$

$$\%ew_{zs} = \frac{ew_z - ew_r}{ew_s - ew_0} \cdot 100 \quad [\text{Ec. 12}]$$

$$\%e_{ss} = \frac{e_s - e_w}{e_s - e_r} \cdot 100 \quad [\text{Ec. 13}]$$

$$\%e_{ps} = \frac{e_w - e_p}{e_s - e_r} \cdot 100 \quad [\text{Ec. 14}]$$

$$\%e_{rs} = \frac{e_p - e_z}{e_s - e_r} \cdot 100 \quad [\text{Ec. 15}]$$

$$\%e_{zs} = \frac{e_z - e_r}{e_s - e_r} \cdot 100 \quad [\text{Ec. 16}]$$

Como se indicó anteriormente, se pueden dar también dos casos particulares, en el que no aparecen todas las zonas de retracción:

- a) No hay etapa de retracción estructural
- b) No hay etapa de retracción cero

Caso a):

En el caso de carecer de una etapa de retracción estructural o de ser despreciable, se considera que la retracción proporcional comienza en el punto de saturación (ew_s, e_s) en lugar de en el punto (ew_w, e_w). Determinamos en consecuencia el porcentaje de retracción proporcional de la siguiente forma:

$$\%ew_{ps} = \frac{ew_s - ew_p}{ew_s - ew_0} \cdot 100 \quad [\text{Ec. 17}]$$

$$\%e_{ps} = \frac{e_s - e_p}{e_s - e_r} \cdot 100 \quad [\text{Ec. 18}]$$

Caso b):

Por otro lado, si la muestra carece de un punto máximo de curvatura en la zona seca, la tangente usada para hallar el punto de transición entre las zonas proporcional y residual pasa por el punto (ew_0, e_r) en lugar del punto (ew_d, e_d). Por tanto, la zona de retracción residual acaba en (ew_0, e_r) en vez de en la intersección (ew_z, e_z):

$$e_i + \sigma(ew_i) (ew - ew_i) = e_r$$

$$ew = \frac{e_r + \sigma(ew_i) \cdot ew_i - e_i}{\sigma(ew_i)}$$

Y sustituyendo este valor en la Ecuación 2 obtenemos las coordenadas (ew_p, e_p).

El porcentaje de retracción residual en relación a la pérdida total de agua o al cambio total de volumen lo determinamos de la siguiente manera para este caso:

$$\%ew_{rs} = \frac{ew_p - ew_0}{ew_s - ew_0} \cdot 100 \quad [\text{Ec. 19}]$$

$$\%e_{rs} = \frac{e_p - e_r}{e_s - e_r} \cdot 100 \quad [\text{Ec. 20}]$$

A partir de los puntos de transición entre las distintas etapas de retracción podemos determinar las **pendientes** en los citados tramos:

$$p_p = \frac{e_w - e_p}{ew_w - ew_p} \quad ; \quad p_r = \frac{e_p - e_r}{ew_p - ew_0}$$

Si no hay retracción estructural:

$$p_p = \frac{e_s - e_p}{ew_s - ew_p}$$

ANEXO 5.

CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA DEL SUELO

5.1. ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Tabla 1. Análisis de Componentes Principales. Variables seleccionadas: Retención de agua volumétrica a saturación (HV_s), relación $(HV_s - HV_{33})/HV_{1500}$ (relación entre la diferencia de retención de agua entre saturación y 33 kPa respecto a 1.500 kPa), densidad aparente (dap), retención de agua a 1.500 kPa (HV_{1500}) y parámetro $CE/((Na+Mg)/Ca)$.

Matriz de correlaciones

		HVs	$(HV_s - HV_{33})/HV_{1500}$	dap	HV_{1500}	$CE/((Na+Mg)/Ca)$
Correlación	HVs	1,000	,310	-,351	,063	,142
	$(HV_s - HV_{33})/HV_{1500}$,310	1,000	-,648	-,847	,341
	dap	-,351	-,648	1,000	,363	-,262
	HV_{1500}	,063	-,847	,363	1,000	-,253
	$CE/((Na+Mg)/Ca)$,142	,341	-,262	-,253	1,000
Sig. (Unilateral)	HVs		,000	,000	,048	,000
	$(HV_s - HV_{33})/HV_{1500}$,000		,000	,000	,000
	dap	,000	,000		,000	,000
	HV_{1500}	,048	,000	,000		,000
	$CE/((Na+Mg)/Ca)$,000	,000	,000	,000	

Comunalidades

	Inicial	Extracción
HVs	1,000	,872
$(HV_s - HV_{33})/HV_{1500}$	1,000	,928
dap	1,000	,658
HV_{1500}	1,000	,910
$CE/((Na+Mg)/Ca)$	1,000	,264

Matriz de componentes^a

	Componente	
	1	2
HVs	,387	,850
$(HV_s - HV_{33})/HV_{1500}$,954	-,132
dap	-,769	-,258
HV_{1500}	-,782	,546
$CE/((Na+Mg)/Ca)$,511	5,134E-02

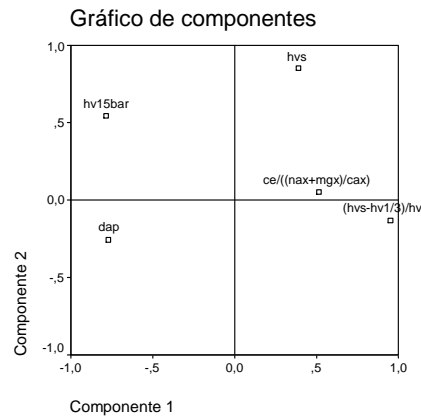
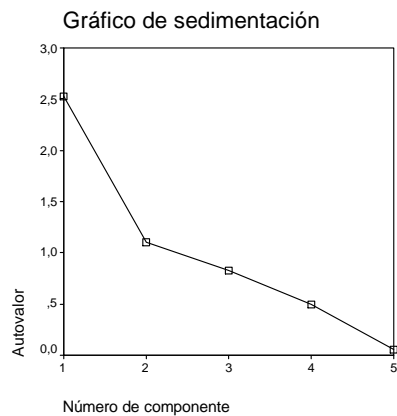
Método de extracción: Análisis de Componentes principales.

Método de extracción: Análisis de componentes principales.
a. 2 componentes extraídos

Varianza total explicada

Componente	Autovalores iniciales			Sumas de las saturaciones al cuadrado de la extracción		
	Total	% de la varianza	% acumulado	Total	% de la varianza	% acumulado
1	2,525	50,500	50,500	2,525	50,500	50,500
2	1,107	22,143	72,643	1,107	22,143	72,643
3	,824	16,478	89,122			
4	,492	9,839	98,961			
5	5,196E-02	1,039	100,000			

Método de extracción: Análisis de Componentes principales.



ANEXO 6.

ENSAYOS DE SODICIDAD/SALINIDAD

6.1. TABLAS DE DATOS

Tabla 1. Valores medios de conductividad hidráulica saturada en la 1° medida (K_{s1}), 2° medida (K_{s2}) y promedio (K_s), variación relativa de K_s (K_{sr}) y concentraciones críticas por muestra y tratamiento.

Suelo N1P1									
Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	K_{s1} (mm·h ⁻¹)	K_{s2} (mm·h ⁻¹)	K_s (mm·h ⁻¹)	K_{sr} (%)	$C_{TH\ 15\%}$ (meq·L ⁻¹)	$C_{TH25\%}$ (meq·L ⁻¹)	C_{TU} (mmol·L ⁻¹)
N1P1-1	0	0	***	***	***	-	-	-	-
	50	70	***	***	***	-	-	-	-
		30	-	-	-	-	-	-	-
		15	-	-	-	-	-	-	-
		5	-	-	-	-	-	-	-
		1	-	-	-	-	-	-	-
	100	70	***	***	***	-	-	-	-
		30	-	-	-	-	-	-	-
		15	-	-	-	-	-	-	-
		5	-	-	-	-	-	-	-
		1	-	-	-	-	-	-	-

Suelo N1P2									
Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	K_{s1} (mm·h ⁻¹)	K_{s2} (mm·h ⁻¹)	K_s (mm·h ⁻¹)	K_{sr} (%)	$C_{TH\ 15\%}$ (meq·L ⁻¹)	$C_{TH25\%}$ (meq·L ⁻¹)	C_{TU} (mmol·L ⁻¹)
N1P2-1	0	0	***	***	***	-	-	-	-
	50	70	762	957	859	100	-	-	-
		30	1.023	1.315	1.169	100	-	-	-
		15	1.343	1.399	1.371	100	-	-	-
		5	1.431	1.074	1.253	88	-	-	-
		1	1.267	n.d.	1.267	89	0	0	0
	100	70	584	662	623	100	-	-	-
		30	954	1.385	1.170	100	-	-	-
		15	2.359	4.068	3.214	100	-	-	-
		5	2.784	2.791	2.787	91	-	-	-
		1	1.712	1.114	1.413	64	0	0	0

Suelo N2P										
Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	K_{s1} (mm·h ⁻¹)	K_{s2} (mm·h ⁻¹)	K_s (mm·h ⁻¹)	K_{sr} (%)	$C_{TH\ 15\%}$ (meq·L ⁻¹)	$C_{TH25\%}$ (meq·L ⁻¹)	C_{TU} (mmol·L ⁻¹)	
N2P-1	0	0	100	96	98	-	-	-	-	
	50	70	66	73	70	100	-	-	-	
		30	77	79	78	100	-	-	-	
		15	80	86	83	100	-	-	-	
		5	84	87	85	99	-	-	-	
		1	75	75	75	88	1	0	0	
	100	70	59	61	60	100	-	-	-	
		30	71	73	72	100	-	-	-	
		15	78	79	78	100	-	-	-	
		5	72	74	73	93	-	-	-	
		1	71	71	71	91	0	0	0	
	N2P-2	0	0	159	156	158	-	-	-	-
		50	70	142	172	157	100	-	-	-
			30	185	243	214	100	-	-	-
15			228	220	224	96	-	-	-	
5			222	232	227	97	-	-	-	
1			195	n.d.	195	87	2	0	0	
100		70	134	132	133	100	-	-	-	

		C (mmol·L ⁻¹)	K _{s1} (mm·h ⁻¹)	K _{s2} (mm·h ⁻¹)	K _s (mm·h ⁻¹)	K _{sr} (%)	C _{TH 15%} (meq·L ⁻¹)	C _{TH25%} (meq·L ⁻¹)	C _{TU} (mmol·L ⁻¹)
		30	166	179	172	100	-	-	-
		15	179	176	178	98	-	-	-
		5	149	159	154	85	-	-	-
		1	134	183	158	87	5	0	0

Suelo N_{4P}

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	K _{s1} (mm·h ⁻¹)	K _{s2} (mm·h ⁻¹)	K _s (mm·h ⁻¹)	K _{sr} (%)	C _{TH 15%} (meq·L ⁻¹)	C _{TH25%} (meq·L ⁻¹)	C _{TU} (mmol·L ⁻¹)
N _{4P-1}	0	0	530	840	685	-	-	-	-
	50	70	402	520	461	100	-	-	-
		30	597	613	605	100	-	-	-
		15	648	611	629	99	-	-	-
		5	582	515	549	87	-	-	-
		1	423	396	410	64	4,5	2,1	0
	100	70	502	497	499	100	-	-	-
		30	638	701	670	100	-	-	-
		15	726	696	711	99	-	-	-
		5	655	635	645	90	-	-	-
1		505	480	493	69	3,7	1,9	0	

Suelo C_{1P}

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	K _{s1} (mm·h ⁻¹)	K _{s2} (mm·h ⁻¹)	K _s (mm·h ⁻¹)	K _{sr} (%)	C _{TH 15%} (meq·L ⁻¹)	C _{TH25%} (meq·L ⁻¹)	C _{TU} (mmol·L ⁻¹)
C _{1P-36}	0	0	168	170	169	-	-	-	-
	25	70	***	***	***	-	-	-	-
		30	-	-	-	-	-	-	-
		15	-	-	-	-	-	-	-
		5	-	-	-	-	-	-	-
		1	-	-	-	-	-	-	-
	50	70	***	***	***	-	-	-	-
		30	-	-	-	-	-	-	-
		15	-	-	-	-	-	-	-
		5	-	-	-	-	-	-	-
1		-	-	-	-	-	-	-	

Suelo C_{2P}

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	K _{s1} (mm·h ⁻¹)	K _{s2} (mm·h ⁻¹)	K _s (mm·h ⁻¹)	K _{sr} (%)	C _{TH 15%} (meq·L ⁻¹)	C _{TH25%} (meq·L ⁻¹)	C _{TU} (mmol·L ⁻¹)
C _{2P-5}	0	0	775	1.103	939	-	-	-	-
	25	70	664	645	654	100	-	-	-
		30	905	988	947	100	-	-	-
		15	754	701	728	77	-	-	-
		5	634	287	460	50	-	-	-
		1	126	n.d.	126	14	20	15	0
	50	70	899	1.204	1.051	100	-	-	-
		30	1.303	1.342	1.322	100	-	-	-
		15	1.327	1.172	1.250	94	-	-	-
		5	972	n.d.	972	73	11	6	1
1		**	**	**	-	-	-	-	
C _{2P-7}	0	0	1.252	1.616	1.434	-	-	-	-
	25	70	1.145	1.195	1.170	100	-	-	-
		30	1.309	1.407	1.358	100	-	-	-
		15	1.418	1.307	1.362	96	-	-	-
		5	1.087	624	856	60	-	-	-
		1	419*	n.d.	419*	30	12	8	1

	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	K _{s1} (mm·h ⁻¹)	K _{s2} (mm·h ⁻¹)	K _s (mm·h ⁻¹)	K _{sr} (%)	C _{TH 15%} (meq·L ⁻¹)	C _{TH25%} (meq·L ⁻¹)	C _{TU} (mmol·L ⁻¹)
	50	70	1.535	1.724	1.630	100	-	-	-
		30	1.478	1.369	1.424	85	-	-	-
		15	1.197	794	995	60	-	-	-
		5	259*	**	259*	16	-	-	-
		1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	35	27	5

Suelo C_{3P}

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	K _{s1} (mm·h ⁻¹)	K _{s2} (mm·h ⁻¹)	K _s (mm·h ⁻¹)	K _{sr} (%)	C _{TH 15%} (meq·L ⁻¹)	C _{TH25%} (meq·L ⁻¹)	C _{TU} (mmol·L ⁻¹)
C _{3P-4}	0	0	1.135	1.514	1.325	-	-	-	-
	25	70	1.160	1.237	1.199	100	-	-	-
		30	1.323	1.235	1.279	99	-	-	-
		15	982	902	942	73	-	-	-
		5	699	377	538	41	-	-	-
		1	239*	n.d.	239*	18	23	17	1
	50	70	1.928	2.113	2.020	100	-	-	-
		30	2.098	2.022	2.060	98	-	-	-
		15	1.826	1.672	1.749	84	-	-	-
		5	1.043*	n.d.	1.043*	50	17	12	5
1		**	**	**	-	-	-	-	
C _{3P-5}	0	0	946	1.291	1.118	-	-	-	-
	25	70	1.200	1.237	1.218	100	-	-	-
		30	1.575	1.400	1.488	100	-	-	-
		15	1.044	968	1.006	68	-	-	-
		5	859	415	637	42	-	-	-
		1	280*	n.d.	280*	18	23	19	1
	50	70	2.634	2.858	2.746	100	-	-	-
		30	2.738	2.567	2.653	94	-	-	-
		15	2.336	1.948	2.142	76	-	-	-
		5	1.332*	n.d.	1.332	48	23	16	5
1		**	**	**	-	-	-	-	

Suelo C_{4P}

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	K _{s1} (mm·h ⁻¹)	K _{s2} (mm·h ⁻¹)	K _s (mm·h ⁻¹)	K _{sr} (%)	C _{TH 15%} (meq·L ⁻¹)	C _{TH25%} (meq·L ⁻¹)	C _{TU} (mmol·L ⁻¹)
C _{4P-2}	0	0	75	113	94	-	-	-	-
	25	70	228	270	249	100	-	-	-
		30	340	395	367	100	-	-	-
		15	372	357	365	91	-	-	-
		5	209*	160*	184*	47	-	-	-
		1	115*	n.d.	115*	30	17	11	5
	50	70	475	644	559	100	-	-	-
		30	687	650	669	98	-	-	-
		15	546	448	497	74	-	-	-
		5	170*	163*	171*	25	25	20	-
1		131*	n.d.	131*	26	17	14	5	
C _{4P-3}	0	0	231	369	300	-	-	-	-
	25	70	589	653	621	100	-	-	-
		30	701	814	757	100	-	-	-
		15	743	676	709	86	-	-	-
		5	486*	331*	409*	49	-	-	-
		1	320*	n.d.	320*	38	14	12	5
	50	70	1.232	1.421	1.326	100	-	-	-
		30	1.395	1.375	1.385	98	-	-	-

		C (mmol·L ⁻¹)	K _{s1} (mm·h ⁻¹)	K _{s2} (mm·h ⁻¹)	K _s (mm·h ⁻¹)	K _{sr} (%)	C _{TH 15%} (meq·L ⁻¹)	C _{TH25%} (meq·L ⁻¹)	C _{TU} (mmol·L ⁻¹)
		15	1.154	1.026	1.090	77	-	-	-
		5	510*	n.d.	510*	36	22	16	5
		1	**	**	**	-	-	-	-

Suelo C_{11P}

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	K _{s1} (mm·h ⁻¹)	K _{s2} (mm·h ⁻¹)	K _s (mm·h ⁻¹)	K _{sr} (%)	C _{TH 15%} (meq·L ⁻¹)	C _{TH25%} (meq·L ⁻¹)	C _{TU} (mmol·L ⁻¹)
C _{11P-1}	0	0	68	n.d.	68	-	-	-	-
	25	70	151	163	157	100	-	-	-
		30	176	184	180	100	-	-	-
		15	154	152	153	85	-	-	-
		5	97	75	86	48	-	-	-
		1	49a	n.d.	49	28	16,4	12,5	0

Suelo C_{12P}

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	K _{s1} (mm·h ⁻¹)	K _{s2} (mm·h ⁻¹)	K _s (mm·h ⁻¹)	K _{sr} (%)	C _{TH 15%} (meq·L ⁻¹)	C _{TH25%} (meq·L ⁻¹)	C _{TU} (mmol·L ⁻¹)
C _{12P-1}	0	0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	-	-
	25	70	31	n.d.	31	100	-	-	-
		30	32	n.d.	32	100	-	-	-
		15	33a	n.d.	33a	98a	-	-	-
		5	31a	n.d.	31a	89a	-	-	-
		1	28a	n.d.	28a	84a	2,0	0,3	0

n.d. No determinado

* Inicio dispersión

*** "Colapso" de la muestra. No es posible determinar K_s

** El grado de dispersión impide la determinación de K_s

a Percolado de color amarillento

Tabla 2. Reducción de volumen (%) por suelo y tratamiento en función de la succión.

Suelo	SAR	Succión (kPa)			
		0	100	300	1.500
N1 _P	0	0	0	0	0
	50	0	6	6	6
	100	0	0	0	0
N2 _P	0	0	0	0	0
	50	0	0	0	0
	100	0	0	0	0
N4 _P	0	0	0	0	6
	50	-	-	-	-
	100	0	0	0	0
C1 _P	0	7	14	14	14
	25	-	-	-	-
	100	-	-	-	-
C2 _P	0	0	0	0	2
	25	0	4	4	4
	100	0	13	13	13
C3 _P	0	0	0	0	0
	25	0	0	0	9
	100	6	9	9	9
C4 _P	0	0	0	0	0
	25	0	18	20	22
	100	5	17	17	19
C11 _P	0	10	4	10	10
	25	0	12	13	15
C12 _P	25	0	0	0	0

Tabla 3. Curvas de retención de humedad. Valores medios de los parámetros de van Genuchten y factores de forma en función de los tratamientos por muestra.

Suelo	Muestra	SAR	θ_s (cm ³ ·cm ⁻³)	θ_r (cm ³ ·cm ⁻³)	α	n	m	1/ α	m/n	m·n	RMSE	
N1 _{P2}	N1 _{P1-1}	0	*	*	*	*	*	*	*	*	-	
		50	*	*	*	*	*	*	*	*	-	
		100	*	*	*	*	*	*	*	*	-	
	N1 _{P2-1}	0	*	*	*	*	*	*	*	*	*	-
		50	0,802	0,386	0,042	1,630	0,390	23,58	0,24	0,63	0,0163	
		100	0,777	0,352	0,075	1,480	0,320	13,33	0,22	0,47	0,0140	
N2 _P	N2 _{P-1}	0	0,714	0,393	0,006	4,464	0,776	172,41	0,17	3,46	0,0096	
		50	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	
		100	0,803	0,396	0,009	2,898	0,655	111,11	0,23	1,90	0,0218	
	N2 _{P-2}	0	0,600	0,342	0,008	3,891	0,743	129,87	0,19	2,89	0,0044	
		50	0,848	0,354	0,010	2,115	0,527	99,01	0,25	1,11	0,0206	
		100	0,757	0,369	0,011	2,857	0,650	95,24	0,23	1,86	0,0204	
N4 _P	N4 _{P-1}	0	0,628	0,255	0,060	1,670	0,400	16,69	0,24	0,67	0,0213	
		50	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	
		100	0,640	0,229	0,058	1,550	0,350	17,30	0,23	0,55	0,0174	
C1 _P	C1 _{P-36}	0	0,694	0,232	0,022	1,460	0,310	45,69	0,21	0,46	0,0210	
		25	*	*	*	*	*	*	*	*	-	
		50	*	*	*	*	*	*	*	*	-	
C2 _P	C2 _{P-5}	0	0,581	0,280	0,043	2,009	0,502	23,15	0,25	1,01	0,0073	
		25	0,665	0,234	0,093	1,350	0,259	10,81	0,19	0,35	0,0155	
		50	0,649	0,263	0,046	1,400	0,286	21,88	0,20	0,40	0,0109	
	C2 _{P-7}	0	0,638	0,300	0,052	1,863	0,463	19,12	0,25	0,86	0,0114	
		25	0,725	0,260	0,085	1,379	0,275	11,79	0,20	0,38	0,0147	
		50	0,666	0,325	0,015	1,500	0,333	67,57	0,22	0,50	0,0132	
C3 _P	C3 _{P-4}	0	0,576	0,251	0,052	1,674	0,403	19,16	0,24	0,67	0,0085	
		25	0,676	0,241	0,093	1,389	0,280	10,73	0,20	0,39	0,0081	
		50	0,663	0,195	0,051	1,296	0,228	19,69	0,18	0,30	0,0062	
	C3 _{P-5}	0	0,643	0,287	0,049	1,613	0,380	20,62	0,24	0,61	0,0094	
		25	0,581	0,253	0,115	1,515	0,340	8,73	0,22	0,52	0,0060	
		50	0,617	0,000	0,067	1,112	0,101	14,88	0,09	0,11	0,0055	
C4 _P	C4 _{P-2}	0	0,630	0,338	0,034	1,690	0,408	29,15	0,24	0,69	0,0160	
		25	0,810	0,126	0,097	1,169	0,145	10,27	0,12	0,17	0,0065	
		50	0,700	0,000	0,003	1,216	0,178	370,37	0,15	0,22	0,0228	
	C4 _{P-3}	0	0,604	0,197	0,055	1,307	0,235	18,25	0,18	0,31	0,0122	
		25	0,748	0,160	0,076	1,214	0,177	13,09	0,15	0,21	0,0067	
		50	0,627	0,000	0,015	1,151	0,131	66,67	0,11	0,15	0,0128	
C11 _P	C11 _{P-1}	0	0,658	0,193	0,023	1,290	0,220	44,25	0,17	0,29	0,0109	
		25	0,825	0,232	0,063	1,270	0,210	15,80	0,17	0,27	0,0168	
C12 _P	C12 _{P-1}	25	0,557	0,328	0,008	2,400	0,580	126,58	0,24	1,40	0,0071	

n.d. No determinado

* “Colapso” de la muestra. No es posible determinar K_s ni la retención de agua

Tabla 4. Curvas de retracción. Valores medios del contenido específico de humedad (w), volumen específico (v), relación de huecos (e) y relación de agua (ew) en los puntos inicial “ i ” (saturación) y final “ f ” o residual “ r ” (seco) de las curvas, límite de retracción (LR) y retracción total absoluta (RTa) y relativa (RTr), por muestra y tratamiento.

Suelo	Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	w _s (cm ³ ·g ⁻¹)	v _s (cm ³ ·g ⁻¹)	w _r (cm ³ ·g ⁻¹)	v _r (cm ³ ·g ⁻¹)	ew _s (cm ³ ·cm ⁻³)	e _s (cm ³ ·cm ⁻³)	ew _r (cm ³ ·cm ⁻³)	e _r (cm ³ ·cm ⁻³)	LR (cm ³ ·g ⁻¹)	RTa (cm ³ ·cm ⁻³)	RTr (%)
N1P1	N1P1-1	50	70	1,37	1,91	1,77	0	3,57	3,96	0	3,61	1,24	0,35	8,84
		100	70	1,38	2,10	1,89	0	3,59	4,47	0	3,91	1,17	0,56	12,53
N1P2	N1P2-1	50	30	1,94	2,62	1,29	0	5,04	5,81	0	2,35	0,61	3,46	59,55
		100	1	1,80	2,20	1,24	0	4,68	4,99	0	2,36	0,79	2,63	52,71
N2P	N2P-1	50	1	1,58	1,91	1,45	0	4,12	3,96	0	2,76	1,12	1,20	30,30
		100	1	1,51	2,03	1,51	0	3,92	4,28	0	2,92	0,98	1,36	31,78
	N2P-2	50	1	1,66	2,35	1,82	0	4,32	5,11	0	3,74	1,13	1,37	26,81
		100	1	1,55	2,17	1,86	0	4,03	4,64	0	3,85	1,24	0,79	17,03
N4P	N4P-1	50	1	0,72	1,37	1,06	0	1,88	2,56	0	1,75	0,41	0,81	31,64
		100	1	0,70	1,18	0,99	0	1,82	2,07	0	1,59	0,51	0,48	23,19
C1P	C1P-36	25	70	0,91	1,16	0,99	0	2,37	2,01	0	1,56	0,74	0,45	22,39
		50	70	0,96	1,38	1,18	0	2,50	2,58	0	2,07	0,77	0,51	19,77
C2P	C2P-5	25	1	0,89	1,27	1,01	0	2,31	2,29	0	1,63	0,63	0,66	28,82
		50	1	0,84	1,32	1,10	0	2,19	2,44	0	1,87	0,62	0,57	23,36
	C2P-7	25	1	0,85	1,33	1,06	0	2,20	2,45	0	1,75	0,57	0,70	28,57
		50	1	0,82	1,32	1,01	0	2,14	2,44	0	1,63	0,51	0,81	33,20
C3P	C3P-4	25	1	0,84	1,30	1,04	0	2,18	2,38	0	1,70	0,57	0,68	28,57
		50	1	0,73	1,27	0,98	0	2,00	2,30	0	1,56	0,49	0,74	32,17
	C3P-5	25	1	0,83	1,30	1,01	0	2,16	2,37	0	1,63	0,54	0,74	31,22
		50	1	0,80	1,29	1,01	0	2,07	2,35	0	1,63	0,52	0,72	30,64
C4P	C4P-2	25	1	0,78	1,18	0,90	0	2,02	2,07	0	1,35	0,50	0,72	34,78
		50	1	0,76	1,17	0,92	0	1,96	2,05	0	1,39	0,50	0,66	32,20
	C4P-3	25	1	0,74	1,31	1,04	0	1,92	2,40	0	1,69	0,46	0,71	29,58
		50	1	0,73	1,27	1,06	0	1,90	2,30	0	1,76	0,52	0,54	23,48
C11P	C11P-1	25	1	0,80	1,25	0,72	0	2,08	2,25	0	0,87	0,27	1,38	61,33
C12P	C12P-1	25	1	0,51	0,99	0,67	0	1,33	1,57	0	0,75	0,19	0,82	52,23

Tabla 5. Valores medios de los parámetros de ajuste de la curva de retracción por muestra y tratamiento.

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	e _s (cm ³ ·cm ⁻³)	e _r (cm ³ ·cm ⁻³)	α, Peng	n, Peng	m, Peng	R ²
N1 _{P1-1}	50	70	3,96	3,61	0,180	6,310	0,062	0,979
	100	70	4,47	3,91	0,530	113,860	0,011	0,911*
N1 _{P2-1}	50	30	5,81	2,35	2,240	2,590	0,470	0,999
	100	1	4,99	2,36	2,197	2,360	0,550	0,998
N2 _{P-1}	50	1	3,96	2,76	*	*	*	0,903*
	100	1	4,28	2,92	3.242,30	0,549	45,700	0,942*
N2 _{P-2}	50	1	4,51	3,21	0,623	11,946	0,534	0,936
	50	70	5,03	3,47	0,305	25,880	0,013	0,975*
	100	1	4,64	3,85	276,960	0,640	25,430	0,939*
N4 _{P-1}	50	1	2,56	1,75	0,625	25,560	0,032	0,962
	100	1	2,07	1,59	0,489	4,580	0,189	0,993
C1 _{P-36}	25	70	2,01	1,56	*	*	*	0,955*
	50	70	2,58	2,07	30,402	0,676	5,440	0,978*
C2 _{P-5}	25	1	2,29	1,63	*	*	*	0,947*
	50	1	2,44	1,87	0,590	6,010	0,140	0,997*
C2 _{P-7}	25	1	2,45	1,75	0,770	51,210	0,020	0,997
	50	1	2,44	1,63	0,590	43,020	0,026	0,995
C3 _{P-4}	25	1	2,38	1,70	0,620	10,440	0,111	0,999
	50	1	2,30	1,56	0,390	10,960	0,073	0,999
C3 _{P-5}	25	1	2,37	1,63	0,580	12,780	0,078	0,999
	50	1	2,35	1,63	0,520	6,570	0,133	0,998
C4 _{P-2}	25	1	2,07	1,35	0,240	12,000	0,060	0,999
	50	1	2,05	1,39	0,280	10,300	0,070	0,997
C4 _{P-3}	25	1	2,40	1,69	0,590	65,800	0,013	0,995
	50	1	2,30	1,76	0,430	17,390	0,039	0,998
C11 _{P-1}	25	1	2,25	0,87	0,503	3,220	0,430	0,999
C12 _{P-1}	25	1	1,57	0,75	0,440	6,260	0,190	0,999

* Ajuste pobre del modelo a las curvas experimentales

Tabla 6. Valores medios de la relación de agua “ew” en los puntos de transición definidos matemáticamente y porcentaje de las distintas zonas de retracción expresados en términos de relación de agua sobre la pérdida total de agua, por muestra y tratamiento. Puntos de transición: Saturación (ew_s), límite de hinchamiento (ew_w), punto de entrada de aire (ew_p), límite de retracción (ew_z) y seco en estufa o residual (ew_r). Zonas de retracción: Estructural (ew_{estr}), proporcional (ew_{pro}), residual (ew_{res}) y cero (ew_{cero}). El valor de “ew” en el punto de entrada de aire (ew_p) se corresponde con el límite de retracción convencional (LR). Muestras alteradas.

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	ew_s (cm ³ ·cm ⁻³)	ew_w (cm ³ ·cm ⁻³)	ew_p (cm ³ ·cm ⁻³)	ew_z (cm ³ ·cm ⁻³)	ew_r (cm ³ ·cm ⁻³)	ew_{estr} (%)	ew_{pro} (%)	ew_{res} (%)	ew_{cero} (%)
N1 _{P1-1}	100	70	3,59	2,73	2,36	0	0	23,96	10,31	65,74	0
	50	30	5,04	1,91	0,23	0	0	62,10	33,31	4,59	0
N1 _{P2-1}	100	1	4,68	1,71	0,23	0	0	63,46	31,60	4,94	0
	50	1	1,88	1,58	0,71	0	0	15,96	46,30	37,74	0
N4 _{P-1}	100	1	1,82	1,46	0,53	0	0	19,78	50,99	29,23	0
	25	70	2,37	1,83*	1,57*	0*	0	22,78	10,97	66,24	0
C1 _{P-36}	50	70	2,50	0*	1,34*	0*	0	0	46,40	53,60	0
	25	1	2,31	1,79*	0,97*	0*	0	22,51	35,50	41,99	0
C2 _{P-5}	50	1	2,19	1,58	0,53	0	0	27,85	47,81	24,34	0
	25	1	2,20	1,39	0,72	0	0	36,82	30,41	32,77	0
C2 _{P-7}	50	1	2,14	1,54	0,95	0	0	28,04	27,37	44,60	0
	25	1	2,18	1,49	0,79	0	0	31,65	32,28	36,06	0
C3 _{P-4}	50	1	2,00	1,67	0,87	0	0	16,50	40,11	43,39	0
	25	1	2,16	1,51	0,76	0	0	30,09	34,67	35,24	0
C3 _{P-5}	50	1	2,07	1,59	0,64	0	0	23,19	46,01	30,80	0
	25	1	2,02	1,68	1,05	0	0	16,83	31,07	52,10	0
C4 _{P-2}	50	1	1,96	1,62	0,92	0	0	17,35	35,85	46,80	0
	25	1	1,92	1,51	0,80	0	0	21,35	37,18	41,46	0
C4 _{P-3}	50	1	1,90	1,61	0,73	0	0	15,26	46,17	38,56	0
	25	1	2,08	1,68	0,81	0	0	19,23	41,88	38,89	0
C11 _{P-1}	25	1	2,08	1,68	0,81	0	0	19,23	41,88	38,89	0
C12 _{P-1}	25	1	1,33	0,64	0	0	0	0	52,03	47,97	0

* Ajuste pobre del modelo a las curvas experimentales. Valores estimados gráficamente

Tabla 7. Valores medios de la relación de huecos “e” en los puntos de transición definidos matemáticamente y porcentaje de las distintas zonas de retracción expresados en términos de relación de huecos sobre la pérdida total de volumen, por muestra y tratamiento. Puntos de transición: Saturación (e_s), límite de hinchamiento (e_w), punto de entrada de aire (e_p), límite de retracción (e_z) y seco en estufa o residual (e_r). Zonas de retracción: Estructural (e_{estr}), proporcional (e_{pro}), residual (e_{res}) y cero (e_{cero}). Muestras alteradas.

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	e_s (cm ³ ·cm ⁻³)	e_w (cm ³ ·cm ⁻³)	e_p (cm ³ ·cm ⁻³)	e_z (cm ³ ·cm ⁻³)	e_r (cm ³ ·cm ⁻³)	e_{estr} (%)	e_{pro} (%)	e_{res} (%)	e_{cero} (%)
N1 _{P1-1}	100	70	4,47	4,47	4,09	0	3,91	0	67,86	32,14	0
N1 _{P2-1}	50	30	5,81	4,98	2,54	0	2,35	23,99	70,48	5,53	0
	100	1	4,99	4,31	2,50	0	2,36	25,86	68,68	5,46	0
N4 _{P-1}	50	1	2,56	2,54	2,00	0	1,75	2,47	66,45	31,08	0
	100	1	2,07	2,04	1,69	0	1,59	6,25	72,28	21,47	0
C1 _{P-36}	25	70	2,01	2,01*	1,84*	0*	1,56	0	37,78	62,22	0
	50	70	2,58	0*	2,35*	0*	2,07	0	45,10	54,90	0
C2 _{P-5}	25	1	2,29	2,29*	1,85*	0*	1,63	0	66,67	33,33	0
	50	1	2,44	2,40	2,00	0	1,87	7,02	71,03	21,95	0
C2 _{P-7}	25	1	2,45	2,44	1,97	0	1,75	1,43	66,60	31,97	0
	50	1	2,44	2,43	1,90	0	1,63	1,23	64,98	33,78	0
C3 _{P-4}	25	1	2,38	2,34	1,87	0	1,70	5,88	68,78	25,34	0
	50	1	2,30	2,27	1,79	0	1,56	4,05	64,41	31,53	0
C3 _{P-5}	25	1	2,37	2,34	1,83	0	1,63	4,05	68,40	27,55	0
	50	1	2,35	2,31	1,80	0	1,63	5,56	70,62	23,82	0
C4 _{P-2}	25	1	2,07	2,05	1,61	0	1,35	2,78	60,56	36,66	0
	50	1	2,05	2,03	1,62	0	1,39	3,03	62,66	34,31	0
C4 _{P-3}	25	1	2,40	2,39	1,94	0	1,69	1,41	63,62	34,98	0
	50	1	2,30	2,29	1,94	0	1,76	1,85	64,46	33,69	0
C11 _{P-1}	25	1	2,25	2,11	1,11	0	0,87	10,14	72,62	17,23	0
C12 _{P-1}	25	1	1,57	0	0,95	0	0,75	0	76,01	23,99	0

* Ajuste pobre del modelo a las curvas experimentales. Valores estimados gráficamente

Tabla 8. Valores medios de la relación de agua “ew” en los puntos de transición y porcentaje de las distintas zonas de retracción, expresados en términos de relación de agua sobre la pérdida total de agua, por muestra y tratamiento. Puntos de transición: Saturación (ew_s), entre pseudo-saturación y estructural ($ew_{ps-estr}$), entre estructural y residual ($ew_{estr-res}$) y seco en estufa o residual (ew_r). Zonas de retracción: Pseudo-saturación (ew_{ps}), estructural (ew_{estr}) y residual (ew_{res}). El valor de $ew_{ps-estr}$ se corresponde con el límite de retracción convencional (LR). Muestras alteradas.

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	ew_s (cm ³ ·cm ⁻³)	$ew_{ps-estr}$ (cm ³ ·cm ⁻³)	$ew_{estr-res}$ (cm ³ ·cm ⁻³)	ew_r (cm ³ ·cm ⁻³)	ew_{ps} (%)	ew_{estr} (%)	ew_{res} (%)
N2P-1	50	1	4,12	3,32*	1,91*	0	19,42	34,22	46,36
	100	1	3,92	3,01*	1,51*	0	23,21	38,27	38,52
N2P-2	50	1	4,17	3,00	1,82	0	28,19	28,47	43,35
	50	70	3,95	3,19*	2,15*	0	19,24	26,33	54,43
	100	1	4,03	2,87*	1,09*	0	28,78	44,17	27,05

* Ajuste pobre del modelo a las curvas experimentales. Valores estimados gráficamente

Tabla 9. Valores medios de la relación de huecos “e” en los puntos de transición y porcentaje de las distintas zonas de retracción, expresados en términos de relación de huecos sobre la pérdida total de volumen, por muestra y tratamiento. Puntos de transición: Saturación (e_s), entre pseudo-saturación y estructural ($e_{ps-estr}$), entre estructural y residual ($e_{estr-res}$) y seco en estufa o residual (e_r). Zonas de retracción: Pseudo-saturación (e_{ps}), estructural (e_{estr}) y residual (e_{res}). Muestras alteradas.

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	e_s (cm ³ ·cm ⁻³)	$e_{ps-estr}$ (cm ³ ·cm ⁻³)	$e_{estr-res}$ (cm ³ ·cm ⁻³)	e_r (cm ³ ·cm ⁻³)	e_{ps} (%)	e_{estr} (%)	e_{res} (%)
N2P-1	50	1	3,96	3,64*	3,58*	2,76	26,67	5,00	68,33
	100	1	4,28	3,74*	3,70*	2,92	39,71	2,94	57,35
N2P-2	50	1	4,51	4,15	4,11	3,21	30,24	3,03	66,74
	50	70	5,03	4,63*	4,53*	3,47	25,45	6,43	68,12
	100	1	4,64	4,24*	4,10*	3,85	50,63	17,72	31,65

* Ajuste pobre del modelo a las curvas experimentales. Valores estimados gráficamente

Tabla 10. Valores medios de arcilla dispersa sobre suelo total (DC) y sobre arcilla total (DC relativa o RDC), pH, CE y DQO de la suspensión de arcilla, potencial Zeta, movilidad electroforética y diámetro medio de partícula, por muestra y tratamiento. La arcilla dispersa para el tratamiento “SAR 0” representa la arcilla dispersa en agua, respecto al suelo total (WDC) y respecto al contenido de arcilla total (WDC relativa o RWDC).

Suelo N1p										
Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	DC (%)	RDC (%)	pH	CE (dS·m ⁻¹)	DQO (mg·L ⁻¹)	potencial Z, media (mV)	movilidad, media (um·cm·(V·s) ⁻¹)	diámetro medio part. (nm)
N1P1-1	0	0	0,03	0,11	6,01	0,01	-	-31,81	-2,26	708
	50	70	< 0,01	< 0,01	5,02	7,95	-	-5,18	-0,36	2.123
		1	0,08	0,36	5,96	0,16	-	-28,16	-1,99	932

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	DC (%)	RDC (%)	pH	CE (dS·m ⁻¹)	DQO (mg·L ⁻¹)	potencial Z, media (mV)	movilidad, media (um·cm·(V·s) ⁻¹)	diámetro medio part. (nm)
N1 _{P2-1}	0	0	0,42	1,21	5,52	0,01	-	-21,31	-1,51	1.048
	50	70	< 0,01	< 0,01	4,98	7,99	-	-0,79	-0,06	1.295
		1	< 0,01	< 0,01	5,54	0,16	-	-16,58	-1,17	947

Suelo N2_p

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	DC (%)	RDC (%)	pH	CE (dS·m ⁻¹)	DQO (mg·L ⁻¹)	potencial Z, media (mV)	movilidad, media (um·cm·(V·s) ⁻¹)	diámetro medio part. (nm)
N2 _{P-1}	0	0	< 0,01	< 0,01	6,20	0,05	-	-18,38	-1,30	2.210
	50	70	< 0,01	< 0,01	5,85	8,43	-	-2,53	-0,18	2.672
		1	< 0,01	< 0,01	5,88	0,22	-	-8,69	-0,61	-
N2 _{P-2}	0	0	0,06	0,72	6,40	0,03	-	-15,02	-1,07	1.884
	50	70	< 0,01	< 0,01	6,02	8,10	-	-3,08	-0,22	2.691
		1	< 0,01	< 0,01	6,26	0,20	-	-8,85	-0,63	-

Suelo N4_p

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	DC (%)	RDC (%)	pH	CE (dS·m ⁻¹)	DQO (mg·L ⁻¹)	potencial Z, media (mV)	movilidad, media (um·cm·(V·s) ⁻¹)	diámetro medio part. (nm)	
N4 _{P-1}	0	0	0,84	1,74	6,56	0,02	40,20	-30,57	-2,17	578	
	25	70	< 0,01	< 0,01	< 0,01	5,82	7,85	n.d.	-15,73	-1,10	1.820
		30	< 0,01	< 0,01	< 0,01	5,87	3,43	n.d.	-19,44	-1,37	1.860
		15	< 0,01	< 0,01	< 0,01	5,92	1,78	n.d.	-19,22	-1,36	1.574
		5	< 0,01	< 0,01	< 0,01	6,19	0,66	n.d.	-20,71	-1,47	1.304
		1	< 0,01	< 0,01	< 0,01	6,35	0,18	n.d.	-23,38	-1,65	1.256
		70	< 0,01	< 0,01	< 0,01	5,75	7,58	136,50	-22,16	-1,56	1.514
	50	30	< 0,01	< 0,01	< 0,01	6,71	3,44	55,10	-26,03	-1,84	2.045
		15	< 0,01	< 0,01	< 0,01	6,03	1,86	40,70	-24,91	-1,76	1.545
		5	< 0,01	< 0,01	< 0,01	6,06	0,67	55,60	-23,62	-1,67	1.610
		1	1,29	2,62	6,31	0,20	55,60	-27,66	-1,96	1.105	
		70	< 0,01	< 0,01	< 0,01	5,79	7,04	93,00	-25,36	-1,78	1.612
	100	30	< 0,01	< 0,01	< 0,01	5,93	3,13	31,70	-33,54	-2,37	2.060
		15	< 0,01	< 0,01	< 0,01	6,05	1,63	21,60	-30,64	-2,17	1.567
		5	< 0,01	< 0,01	< 0,01	6,31	0,58	21,30	-32,25	-2,28	2.827
		1	3,18	6,59	6,60	0,16	19,90	-33,74	-2,39	511	

Suelo C1_p

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	DC (%)	RDC (%)	pH	CE (dS·m ⁻¹)	DQO (mg·L ⁻¹)	potencial Z, media (mV)	movilidad, media (um·cm·(V·s) ⁻¹)	diámetro medio part. (nm)
C1 _{p-36}	0	0	1,16	8,87	7,53	0,28	34,00	-20,67	-1,47	874
	25	70	< 0,01	< 0,01	7,21	7,82	49,80	-15,80	-1,11	1.571
		30	< 0,01	< 0,01	7,39	3,43	33,50	-19,04	-1,34	1.261
		15	0,07	0,56	7,43	1,80	43,60	-20,13	-1,42	1.462
		5	0,77	5,84	7,54	0,68	27,20	-21,45	-1,52	1.398
		1	1,00	7,66	7,64	0,22	33,10	-30,95	-2,19	722
	50	70	< 0,01	< 0,01	7,35	7,70	98,40	-18,37	-1,29	2.077
		30	< 0,01	< 0,01	7,76	3,52	47,30	-20,10	-1,42	1.587
		15	0,26	1,98	7,61	1,82	48,50	-24,28	-1,72	1.466
		5	1,66	12,83	7,71	0,70	39,20	-20,76	-1,47	816
		1	0,87	6,73	7,82	0,24	48,80	-22,57	-1,60	781

Suelo C2_p

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	DC (%)	RDC (%)	pH	CE (dS·m ⁻¹)	DQO (mg·L ⁻¹)	potencial Z, media (mV)	movilidad, media (um·cm·(V·s) ⁻¹)	diámetro medio part. (nm)
C2 _{p-5}	0	0	3,03	7,72	7,45	0,21	9,30	-27,48	-1,95	730
	25	70	< 0,01	< 0,01	7,10	8,05	159,30	-17,49	-1,23	1.417
		30	< 0,01	< 0,01	7,22	3,54	32,20	-20,95	-1,48	1.550
		15	< 0,01	< 0,01	7,31	1,82	25,50	-21,31	-1,51	1.152
		5	0,43	1,10	7,42	0,68	25,30	-25,01	-1,77	1.051
		1	1,80	4,60	7,58	0,21	27,80	-39,36	-2,79	692
	50	70	< 0,01	< 0,01	7,18	7,66	46,50	-25,15	-1,77	1.552
		30	< 0,01	< 0,01	7,74	3,50	26,00	-27,16	-1,92	2.085
		15	0,08	0,20	7,42	1,81	22,50	-27,97	-1,98	1.150
		5	2,95	7,43	7,58	0,68	19,40	-36,52	-2,58	910
1		6,69	16,87	7,75	0,22	25,90	-33,68	-2,38	481	
C2 _{p-7}	0	0	4,72	10,89	7,38	0,36	13,40	-27,94	-1,98	741
	25	70	< 0,01	< 0,01	7,08	8,16	104,40	-16,39	-1,15	2.258
		30	< 0,01	< 0,01	7,19	3,58	32,30	-22,85	-1,61	1.401
		15	< 0,01	< 0,01	7,26	1,83	27,80	-29,35	-2,07	949
		5	0,12	0,28	7,42	0,71	34,70	-27,03	-1,91	586
		1	3,87	8,94	7,52	0,22	26,50	-33,62	-2,38	443
50	70	< 0,01	< 0,01	7,21	7,74	15,30	-26,76	-1,88	1.351	

		C (mmol·L ⁻¹)	DC (%)	RDC (%)	pH	CE (dS·m ⁻¹)	DQO (mg·L ⁻¹)	potencial Z, media (mV)	movilidad, media (um·cm·(V·s) ⁻¹)	diámetro medio part. (nm)
		30	< 0,01	< 0,01	7,71	3,56	9,90	-23,18	-1,64	2.189
		15	< 0,01	< 0,01	7,44	1,84	11,60	-29,13	-2,06	1.302
		5	9,88	22,35	7,56	0,70	13,70	-34,30	-2,43	821
		1	10,20	23,08	7,71	0,23	17,60	-34,77	-2,46	428

Suelo C3_p

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	DC (%)	RDC (%)	pH	CE (dS·m ⁻¹)	DQO (mg·L ⁻¹)	potencial Z, media (mV)	movilidad, media (um·cm·(V·s) ⁻¹)	diámetro medio part. (nm)
C3 _{p.4}	0	0	1,46	3,69	7,53	0,25	50,00	-37,22	-2,92	426
	25	70	< 0,01	< 0,01	7,05	8,31	50,10	-19,87	-1,40	1.409
		30	< 0,01	< 0,01	7,21	3,62	47,60	-23,73	-1,67	1.195
		15	< 0,01	< 0,01	7,28	1,87	48,00	-25,24	-1,78	1.158
		5	4,21	10,66	7,40	0,70	54,90	-34,43	-2,44	604
		1	4,43	11,20	7,57	0,22	53,80	-34,35	-2,43	483
	50	70	< 0,01	< 0,01	7,21	7,05	96,60	-25,37	-2,02	1.221
		30	< 0,01	< 0,01	7,62	3,38	31,20	-22,56	-1,80	998
		15	0,21	0,53	7,41	1,88	32,30	-25,78	-2,06	856
		5	4,19	10,50	7,61	0,84	25,30	-33,40	-2,68	561
		1	4,51	11,30	7,78	0,41	37,20	-33,04	-2,60	462
	C3 _{p.5}	0	0	2,96	7,48	7,55	0,08	52,60	-35,71	-2,53
25		70	< 0,01	< 0,01	7,01	8,38	42,00	-18,55	-1,30	1.356
		30	< 0,01	< 0,01	7,12	3,67	44,00	-23,67	-1,67	1.246
		15	< 0,01	< 0,01	7,21	1,87	56,40	-24,26	-1,71	889
		5	3,52	8,91	7,34	0,71	55,40	-34,64	-2,45	838
		1	4,11	10,42	7,41	0,21	52,80	-34,14	-2,42	484
50		70	< 0,01	< 0,01	7,09	7,94	67,50	-25,76	-1,81	1.145
		30	0,12	0,31	7,75	3,71	24,40	-27,79	-1,96	1.087
		15	< 0,01	< 0,01	7,28	2,03	24,40	-27,90	-1,97	701
		5	2,66	6,71	7,41	0,90	31,50	-35,24	-2,49	722
	1	4,18	10,55	7,42	0,41	35,80	-36,47	-2,58	393	

Muestra	SAR	Suelo C4 _p									
		C (mmol·L ⁻¹)	DC (%)	RDC (%)	pH	CE (dS·m ⁻¹)	DQO (mg·L ⁻¹)	potencial Z, media (mV)	movilidad, media (um·cm·(V·s) ⁻¹)	diámetro medio part. (nm)	
C4 _{p-2}	0	0	6,26	18,81	7,86	0,09	21,90	-32,87	-2,58	517	
	25	70	< 0,01	< 0,01	7,03	8,27	44,70	-16,03	-1,13	2.722	
		30	< 0,01	< 0,01	7,21	3,67	44,40	-21,91	-1,55	1.202	
		15	0,07	0,22	7,30	1,88	42,30	-22,97	-1,62	1.225	
		5	4,45	13,38	7,42	0,70	49,10	-33,07	-2,34	707	
		1	4,00	12,02	7,61	0,21	51,20	-32,68	-2,31	527	
	50	70	0,50	1,52	7,16	7,09	36,60	-22,10	-1,76	1.099	
		30	0,64	1,93	7,72	3,29	32,80	-24,22	-1,94	1.085	
		15	0,12	0,38	7,48	1,81	28,80	-30,34	-2,43	760	
		5	4,97	15,13	7,76	0,76	22,00	-33,78	-2,71	774	
		1	9,20	28,00	7,93	0,35	28,90	-33,39	-2,63	555	
	C4 _{p-3}	0	0	2,98	9,92	7,46	0,12	51,20	-35,04	-2,49	473
		25	70	< 0,01	< 0,01	6,95	8,37	50,10	-19,68	-1,38	1.581
			30	< 0,01	< 0,01	7,23	3,73	50,00	-22,63	-1,60	1.230
15			0,14	0,47	7,31	1,89	48,20	-24,59	-1,74	982	
5			2,54	8,48	7,39	0,71	48,60	-34,59	-2,45	907	
1			3,20	10,68	7,50	0,21	51,60	-33,79	-2,39	537	
50		70	< 0,01	< 0,01	7,12	8,15	33,00	-19,92	-1,40	1.973	
		30	0,73	2,28	7,75	3,63	15,80	-29,10	-2,05	962	
		15	1,54	4,83	7,24	1,93	21,10	-25,72	-1,82	1.026	
		5	4,91	15,46	7,33	0,80	19,70	-36,29	-2,57	541	
	1	7,84	24,68	7,58	0,33	23,80	-35,03	-2,48	559		

Tabla 11. Valores medios y desviación estándar y valores por pico de potencial Zeta y movilidad electroforética y valores medios del diámetro de partícula e índice de polidispersidad (PDI), por muestra y tratamiento.

Suelo N1_p																	
Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	Potencial Zeta (mV)					Movilidad electroforética (um·cm·(V·s) ⁻¹)					Diámetro partícula (nm)				
			media	desv.st.	pico 1	pico 2	pico 3	media	desv.st.	pico 1	pico 2	pico 3	medio	PDI	pico 1	pico 2	pico 3
N1 _{p1-1}	0	0	-31,81	5,64	-31,81	-	-	-2,26	0,40	-2,26	-	-	708	0,56	638	154	-
	50	70	-5,18	23,49	3,08	-47,87	-22,92	-0,36	1,65	0,22	3,37	-1,61	2.123	0,22	1.241	-	-
		1	-28,16	5,53	-28,16	-	-	-1,99	0,39	-1,99	-	-	932	0,34	1.151	516	-
N1 _{p2-1}	0	0	-21,31	5,66	-21,31	-	-	-1,51	0,40	-1,51	-	-	1.048	0,54	2.675	2574	267
	50	70	-0,79	21,99	3,96	2,65	-	-0,06	1,55	0,28	0,19	-	1.295	0,36	1.025	-	-
		1	-16,58	4,84	-16,58	-	-	-1,17	0,34	-1,17	-	-	947	0,20	798	-	-

Suelo N2_p																	
Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	Potencial Zeta (mV)					Movilidad electroforética (um·cm·(V·s) ⁻¹)					Diámetro partícula (nm)				
			media	desv.st.	pico 1	pico 2	pico 3	media	desv.st.	pico 1	pico 2	pico 3	medio	PDI	pico 1	pico 2	pico 3
N2 _{p-1}	0	0	-18,38	5,19	-18,38	-	-	-1,30	0,37	-1,30	-	-	2.210	0,44	884	-	-
	50	70	-2,53	18,91	-9,59	24,64	-	-0,18	1,33	-0,67	1,73	-	2672	0,41	1.102	-	-
		1	-8,69	5,50	-8,69	-	-	-0,61	0,39	-0,61	-	-	-	-	-	-	-
N2 _{p-2}	0	0	-15,02	5,31	-15,02	-	-	-1,07	0,38	-1,07	-	-	1.884	0,71	669	-	-
	50	70	-3,08	20,86	-18,64	17,36	30,97	-0,22	1,47	-1,31	1,22	2,18	2.691	0,16	1.155	-	-
		1	-8,85	6,01	-8,85	-	-	-0,63	0,43	-0,63	-	-	-	-	-	-	-

Suelo N4_p

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	Potencial Zeta (mV)					Movilidad electroforética (um·cm·(V·s) ⁻¹)					Diámetro partícula (nm)				
			media	desv.st.	pico 1	pico 2	pico 3	media	desv.st.	pico 1	pico 2	pico 3	medio	PDI	pico 1	pico 2	pico 3
N4 _{p-1}	0	0	-30,57	8,73	-30,57	-	-	-2,17	0,62	-2,17	-	-	578	0,48	771	858	156
	25	70	-15,73	16,69	-15,73	-	-	-1,10	1,17	-1,10	-	-	1.820	0,16	1.781	-	-
		30	-19,44	16,56	-26,92	9,07	-	-1,37	1,17	-1,90	0,64	-	1.860	0,15	1.606	-	-
		15	-19,22	7,57	-19,22	-	-	-1,36	0,54	-1,36	-	-	1.574	0,17	1.337	-	-
		5	-20,71	5,34	-20,71	-	-	-1,47	0,38	-1,47	-	-	1.304	0,31	1.144	-	-
		1	-23,38	4,88	-23,38	-	-	-1,65	0,35	-1,65	-	-	1.256	0,33	1.358	616	-
	50	70	-22,16	16,03	-22,16	-	-	-1,56	1,13	-1,56	-	-	1.514	0,07	1.129	-	-
		30	-26,03	13,18	-32,68	-7,90	-	-1,84	0,93	-2,31	-0,56	-	2.045	0,60	787	-	-
		15	-24,91	9,24	-24,91	-	-	-1,76	0,65	-1,76	-	-	1.545	0,38	1.099	-	-
		5	-23,62	6,00	-23,62	-	-	-1,67	0,42	-1,67	-	-	1.610	0,31	1.197	-	-
		1	-27,66	6,59	-27,66	-	-	-1,96	0,47	-1,96	-	-	1.105	0,21	1.074	-	-
	100	70	-25,36	18,25	-25,36	-	-	-1,78	1,28	-1,78	-	-	1.612	0,36	941	-	-
		30	-33,54	23,36	-14,80	-82,16	-41,28	-2,37	1,65	-1,04	-5,80	-2,91	2.060	0,60	774	-	-
		15	-30,64	8,61	-30,64	-	-	-2,17	0,61	-2,17	-	-	1.567	0,36	761	-	-
		5	-32,25	5,37	-32,25	-	-	-2,28	0,38	-2,28	-	-	2.827	0,46	2.006	765	-
		1	-33,74	13,17	-30,15	-53,71	13,40	-2,39	0,93	-2,13	-3,80	0,95	511	0,39	724	189	-

Suelo C1_p

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	Potencial Zeta (mV)					Movilidad electroforética (um·cm·(V·s) ⁻¹)					Diámetro partícula (nm)				
			media	desv.st.	pico 1	pico 2	pico 3	media	desv.st.	pico 1	pico 2	pico 3	medio	PDI	pico 1	pico 2	pico 3
C1 _{p-36}	0	0	-20,67	5,90	-20,67	-	-	-1,47	0,42	-1,47	-	-	874	0,44	955	178	-
	25	70	-15,80	26,45	-4,64	-73,04	-38,95	-1,11	1,86	-0,33	-5,13	-2,73	1.571	0,17	1.096	-	-
		30	-19,04	9,36	-19,04	-	-	-1,34	0,66	-1,34	-	-	1.261	0,35	926	-	-
		15	-20,13	9,39	-22,97	1,32	-	-1,42	0,66	-1,62	0,09	-	1.462	0,20	1.067	-	-
		5	-21,45	7,00	-21,45	-	-	-1,52	0,50	-1,52	-	-	1.398	0,38	2.597	735	-
		1	-30,95	19,24	-22,49	-95,65	-63,21	-2,19	1,36	-1,59	-6,77	-4,47	722	0,49	1.633	324	5428
	50	70	-18,37	21,56	-27,89	-0,34	34,00	-1,29	1,52	-1,96	-0,02	2,39	2.077	0,41	1.715	828	-
		30	-20,10	32,61	1,55	-56,20	8,28	-1,42	2,30	0,11	-3,96	0,59	1.587	0,17	1.048	-	-
		15	-24,28	9,42	-24,28	-	-	-1,72	0,67	-1,72	-	-	1.466	0,43	1.040	3.776	-
		5	-20,76	13,58	-20,76	-	-	-1,47	0,96	-1,47	-	-	816	0,39	728	1.175	-
		1	-22,57	11,53	-22,57	-	-	-1,60	0,82	-1,60	-	-	781	0,58	2.291	1.570	182

		Suelo C2_p															
Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	Potencial Zeta (mV)					Movilidad electroforética (um·cm·(V·s) ⁻¹)					Diámetro partícula (µm)				
			media	desv.st.	pico 1	pico 2	pico 3	media	desv.st.	pico 1	pico 2	pico 3	medio	PDI	pico 1	pico 2	pico 3
C2 _{p-5}	0	0	-27,48	4,47	-27,48	-	-	-1,95	0,32	-1,95	-	-	730	0,40	1.774	425	-
	25	70	-17,49	28,74	-20,12	-21,06	37,81	-1,23	2,02	-1,41	-1,48	2,65	1.417	0,47	958	-	-
		30	-20,95	12,63	-20,95	-	-	-1,48	0,89	-1,48	-	-	1.550	0,45	856	-	-
		15	-21,31	8,25	-21,31	-	-	-1,51	0,58	-1,51	-	-	1.152	0,37	777	-	-
		5	-25,01	6,15	-25,01	-	-	-1,77	0,43	-1,77	-	-	1.051	0,05	979	-	-
		1	-39,36	7,39	-39,36	-	-	-2,79	0,52	-2,79	-	-	692	0,45	1.097	257	-
	50	70	-25,15	22,89	-35,13	-4,21	-	-1,77	1,61	-2,47	-0,30	-	1.552	0,34	896	-	-
		30	-27,16	14,09	-30,40	2,30	-	-1,92	0,99	-2,15	0,16	-	2.085	0,40	1.985	634	-
		15	-27,97	9,77	-27,97	-	-	-1,98	0,69	-1,98	-	-	1.150	0,34	1.030	346	-
		5	-36,52	6,43	-36,52	-	-	-2,58	0,45	-2,58	-	-	910	0,39	812	2.128	-
		1	-33,68	6,16	-33,68	-	-	-2,38	0,44	-2,38	-	-	481	0,51	982	2.042	138
	C2 _{p-7}	0	0	-27,94	4,64	-27,94	-	-	-1,98	0,33	-1,98	-	-	741	0,30	1.000	1.059
25		70	-16,39	41,10	-24,87	29,20	35,56	-1,15	2,89	-1,75	2,05	2,50	2.258	0,41	1.309	-	-
		30	-22,85	11,90	-22,85	-	-	-1,61	0,84	-1,61	-	-	1.401	0,43	998	-	-
		15	-29,35	18,99	-25,93	-19,61	-	-2,07	1,34	-1,83	-1,39	-	949	0,43	876	296	-
		5	-27,03	5,22	-27,03	-	-	-1,91	0,37	-1,91	-	-	586	0,23	611	238	-
		1	-33,62	5,60	-33,62	-	-	-2,38	0,40	-2,38	-	-	443	0,37	731	181	-
50		70	-26,76	21,02	-26,76	-	-	-1,88	1,48	-1,88	-	-	1.351	0,29	915	-	-
		30	-23,18	19,44	-23,18	-	-	-1,64	1,37	-1,64	-	-	2.189	0,84	494	-	-
		15	-29,13	8,51	-29,13	-	-	-2,06	0,60	-2,06	-	-	1.302	0,37	1.461	326	-
		5	-34,30	6,63	-34,30	-	-	-2,43	0,47	-2,43	-	-	821	0,32	953	274	-
		1	-34,77	5,85	-34,77	-	-	-2,46	0,41	-2,46	-	-	428	0,49	829	195	5374

Suelo C3_p

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	Potencial Zeta (mV)					Movilidad electroforética (um·cm·(V·s) ⁻¹)					Diámetro partícula (nm)					
			media	desv.st.	pico 1	pico 2	pico 3	media	desv.st.	pico 1	pico 2	pico 3	medio	PDI	pico 1	pico 2	pico 3	
C3 _{p-4}	0	0	-37,22	6,12	-37,22	-	-	-2,92	0,48	-2,92	-	-	426	0,49	283	1.406	138	
	25	70	-19,87	21,21	-29,06	4,47	-	-1,40	1,49	-2,04	0,31	-	1.409	0,27	941	-	-	
		30	-23,73	19,12	-26,80	18,93	-	-1,67	1,35	-1,89	1,34	-	1.195	0,36	818	-	-	
		15	-25,24	11,65	-25,24	-	-	-1,78	0,82	-1,78	-	-	1.158	0,36	1.427	447	-	
		5	-34,43	6,79	-34,43	-	-	-2,44	0,48	-2,44	-	-	604	0,34	731	181	5.222	
		1	-34,35	6,05	-34,35	-	-	-2,43	0,43	-2,43	-	-	483	0,51	880	213	-	
	50	70	-25,37	20,06	-17,22	-52,62	-	-2,02	1,60	-1,37	-4,19	-	1.221	0,23	989	-	-	
		30	-22,56	13,00	-22,56	-	-	-1,80	1,04	-1,80	-	-	998	0,26	752	-	-	
		15	-25,78	12,17	-28,24	2,39	-	-2,06	0,97	-2,26	0,19	-	856	0,41	1.704	424	4.879	
		5	-33,40	6,34	-33,40	-	-	-2,68	0,51	-2,68	-	-	561	0,39	1032	262	-	
		1	-33,04	6,59	-33,04	-	-	-2,60	0,52	-2,60	-	-	462	0,41	514	866	4.159	
	C3 _{p-5}	0	0	-35,71	6,01	-35,71	-	-	-2,53	0,43	-2,53	-	-	364	0,40	755	214	-
		25	70	-18,55	42,58	-38,70	48,09	-	-1,30	2,99	-2,72	3,38	-	1.356	0,27	1.089	-	-
30			-23,67	23,24	-39,27	4,58	45,22	-1,67	1,64	-2,77	0,32	3,19	1.246	0,36	954	-	-	
15			-24,26	8,85	-24,26	-	-	-1,71	0,63	-1,71	-	-	889	0,26	678	-	-	
5			-34,64	5,94	-34,64	-	-	-2,45	0,42	-2,45	-	-	838	0,43	852	1.976	188	
1			-34,14	6,25	-34,14	-	-	-2,42	0,44	-2,42	-	-	484	0,47	1.037	237	118	
50		70	-25,76	19,22	-25,76	-	-	-1,81	1,35	-1,81	-	-	1.145	0,18	833	-	-	
		30	-27,79	20,16	-34,57	10,70	-	-1,96	1,42	-2,44	0,76	-	1.087	0,13	831	-	-	
		15	-27,90	9,89	-27,90	-	-	-1,97	0,70	-1,97	-	-	701	0,26	729	358	-	
		5	-35,24	6,14	-35,24	-	-	-2,49	0,43	-2,49	-	-	722	0,43	1.265	361	-	
		1	-36,47	6,44	-36,47	-	-	-2,58	0,46	-2,58	-	-	393	0,38	514	553	-	

Suelo C4_p

Muestra	SAR	C (mmol·L ⁻¹)	Potencial Zeta (mV)					Movilidad electroforética (um·cm·(V·s) ⁻¹)					Diámetro partícula (nm)				
			media	desv.st.	pico 1	pico 2	pico 3	media	desv.st.	pico 1	pico 2	pico 3	medio	PDI	pico 1	pico 2	pico 3
C4 _{p-2}	0	0	-32,87	8,61	-32,87	-	-	-2,58	0,67	-2,58	-	-	517	0,45	735	167	-
	25	70	-16,03	21,39	-7,02	-42,63	-	-1,13	1,50	-0,49	-2,99	-	2.722	0,25	2.202	5.560	-
		30	-21,91	25,23	-27,14	-26,77	50,26	-1,55	1,78	-1,91	-1,89	3,55	1.202	0,44	771	-	-
		15	-22,97	12,84	-27,19	-1,14	-	-1,62	0,91	-1,92	-0,08	-	1.225	0,39	1.278	377	-
		5	-33,07	6,13	-33,07	-	-	-2,34	0,43	-2,34	-	-	707	0,30	796	221	-
		1	-32,68	6,59	-32,68	-	-	-2,31	0,47	-2,31	-	-	527	0,47	1.075	217	-
	50	70	-22,10	28,34	-32,21	26,24	-	-1,76	2,25	-2,56	2,09	-	1.099	0,39	756	-	-
		30	-24,22	14,38	-28,37	1,50	-	-1,94	1,15	-2,27	0,12	-	1.085	0,28	810	-	-
		15	-30,34	13,52	-35,51	-12,96	-	-2,43	1,08	-2,84	-1,04	-	760	0,21	1.001	452	-
		5	-33,78	5,77	-33,78	-	-	-2,71	0,46	-2,71	-	-	774	0,50	568	2.527	-
		1	-33,39	5,47	-33,39	-	-	-2,63	0,43	-2,63	-	-	555	0,49	880	188	5.230
	C4 _{p-3}	0	0	-35,04	5,87	-35,04	-	-	-2,49	0,42	-2,49	-	-	473	0,45	484	1.059
25		70	-19,68	28,28	-18,02	-63,77	13,12	-1,38	1,98	-1,26	-4,48	0,92	1.581	0,60	740	-	-
		30	-22,63	19,96	-27,15	13,96	-	-1,60	1,41	-1,91	0,98	-	1.230	0,55	650	-	-
		15	-24,59	10,44	-24,59	-	-	-1,74	0,74	-1,74	-	-	982	0,33	847	-	-
		5	-34,59	6,91	-34,59	-	-	-2,45	0,49	-2,45	-	-	907	0,39	1.058	277	-
		1	-33,79	6,93	-33,79	-	-	-2,39	0,49	-2,39	-	-	537	0,48	652	1.801	149
50		70	-19,92	20,82	-15,93	-53,87	19,36	-1,40	1,46	-1,12	-3,79	1,36	1.973	0,35	2.801	657	-
		30	-29,10	13,56	-29,10	-	-	-2,05	0,96	-2,05	-	-	962	0,35	679	-	-
		15	-25,72	18,10	-16,37	-65,78	-35,57	-1,82	1,28	-1,16	-4,65	-2,51	1.026	0,37	1.084	231	-
		5	-36,29	6,44	-36,29	-	-	-2,57	0,46	-2,57	-	-	541	0,44	825	218	5.428
		1	-35,03	6,68	-35,03	-	-	-2,48	0,47	-2,48	-	-	559	0,48	516	2.281	137

Tabla 12. Valores medios de potasio, magnesio y sulfatos solubles, porcentajes del total y pH de los lixiviados por muestra, tratamiento y volumen de poro (VP).

Suelo N1 _p										
Muestra	SAR	n° VP	VP (mL)	K (meq·L ⁻¹)	Mg (meq·L ⁻¹)	SO ₄ (meq·L ⁻¹)	K del total (%)	Mg del total (%)	SO ₄ del total (%)	pH
N1 _{p1-1}	50	1	70	0,050	4,52	0,06	15,9	68,8	7,7	4,56
		2	70	0,050	1,76	0,12	15,9	26,8	16,8	4,53
		3	70	0,060	0,12	0,20	17,5	1,8	28,0	4,76
		4	70	0,050	0,05	0,18	15,9	0,8	25,2	4,45
		5	70	0,040	0,06	0,04	12,7	0,8	5,6	4,45
		6	70	0,035	0,02	0	11,1	0,3	-	4,50
	100	1	70	0,045	3,37	n.d.	15,3	55,4	-	n.d.
		2	70	0,065	1,93	n.d.	18,6	31,7	-	n.d.
		3	70	0,065	0,38	n.d.	18,6	6,2	-	n.d.
		4	70	0,045	0,22	n.d.	15,3	3,6	-	n.d.
		5	70	0,045	0,13	n.d.	15,3	2,2	-	n.d.
		6	70	0,050	0,06	n.d.	16,9	0,9	-	n.d.
N1 _{p2-1}	50	1	70	0,040	0,49	0,29	16,3	43,1	12,5	4,58
		2	70	0,040	0,33	0,55	16,3	29,4	23,7	4,54
		3	70	0,040	0,13	0,49	16,3	11,8	20,9	4,74
		4	70	0,040	0,09	0,52	16,3	7,8	22,2	4,49
		5	70	0,035	0,04	0,23	14,3	3,4	9,7	4,48
		6	70	0,025	0,02	0,14	10,2	2,0	6,0	4,44
	100	1	70	0,025	0,03	0,12	10,2	2,5	5,2	4,49
		2	70	0,040	0,65	n.d.	17,0	52,4	-	n.d.
		3	70	0,040	0,32	n.d.	17,0	25,8	-	n.d.
		4	70	0,045	0,15	n.d.	19,1	12,0	-	n.d.
		5	70	0,035	0,07	n.d.	14,9	5,3	-	n.d.
		6	70	0,035	0,03	n.d.	14,9	2,7	-	n.d.
6	70	0,040	0,02	n.d.	17,0	1,8	-	n.d.		

n.d. No determinado

Suelo N2 _p										
Muestra	SAR	n° VP	VP (mL)	K (meq·L ⁻¹)	Mg (meq·L ⁻¹)	SO ₄ (meq·L ⁻¹)	K del total (%)	Mg del total (%)	SO ₄ del total (%)	pH
N2 _{p-1}	50	1	70	0,54	14,05	1,84	15,1	41,3	9,3	5,95
		2	70	1,64	18,83	6,81	46,0	55,4	34,6	6,13
		3	70	0,67	0,51	6,49	18,9	1,5	32,9	6,06
		4	70	0,27	0,21	2,78	7,5	0,6	14,1	5,67
		5	70	0,18	0,10	0,89	5,2	0,3	4,5	6,22
		6	70	0,10	0,07	0,36	2,9	0,2	1,8	6,37
		7	70	0,08	0,09	0,23	2,2	0,3	1,2	6,21
		8	70	0,08	0,15	0,30	2,2	0,4	1,5	6,23
	100	1	70	0,45	9,25	n.d.	12,1	28,5	-	n.d.
		2	70	1,74	22,13	n.d.	46,5	68,2	-	n.d.
		3	70	0,90	0,78	n.d.	24,0	2,4	-	n.d.
		4	70	0,37	0,18	n.d.	9,9	0,5	-	n.d.
N2 _{p-2}	50	1	70	0,18	0,02	n.d.	4,6	0,1	-	n.d.
		2	70	0,11	0,11	n.d.	2,9	0,3	-	n.d.
		1	70	0,43	12,73	2,02	18,8	50,9	17,7	5,93
		2	70	0,88	11,71	4,05	38,5	45,9	35,5	6,03
		3	70	0,47	0,42	2,44	20,5	1,6	21,4	6,21
4	70	0,21	0,16	1,57	9,3	0,6	13,7	6,06		
5	70	0,11	0,06	0,66	4,7	0,2	5,8	5,98		

		n° VP	VP (mL)	K (meq·L ⁻¹)	Mg (meq·L ⁻¹)	SO ₄ (meq·L ⁻¹)	K del total (%)	Mg del total (%)	SO ₄ del total (%)	pH
		6	70	0,10	0,06	0,34	4,1	0,2	3,0	6,12
		7	70	0,07	0,07	0,23	2,7	0,3	2,0	6,11
		8	70	0,07	0,16	0,19	1,5	0,3	0,8	6,33
	100	1	70	0,35	9,98	n.d.	13,3	38,8	-	n.d.
		2	70	0,83	13,17	n.d.	31,6	51,2	-	n.d.
		3	70	0,67	2,23	n.d.	25,6	8,6	-	n.d.
		4	70	0,34	0,24	n.d.	12,9	0,9	-	n.d.
		5	70	0,26	0,02	n.d.	9,7	0,1	-	n.d.
		6	70	0,18	0,10	n.d.	6,8	0,4	-	n.d.

n.d. No determinado

Suelo N4_p

Muestra	SAR	n° VP	VP (mL)	K (meq·L ⁻¹)	Mg (meq·L ⁻¹)	SO ₄ (meq·L ⁻¹)	K del total (%)	Mg del total (%)	SO ₄ del total (%)	pH
N4 _{p-1}	50	1	60	5,15	41,16	1,60	20,2	61,8	27,0	6,08
		2	60	5,72	21,30	1,39	22,5	32,0	23,3	6,02
		3	60	4,85	2,94	0,86	19,1	4,4	14,5	5,92
		4	60	3,77	0,54	0,75	14,8	0,8	12,7	5,95
		5	60	2,37	0,14	0,52	9,3	0,2	8,7	6,02
		6	60	1,44	0,07	0,31	5,7	0,1	5,3	5,88
		7	60	1,35	0,13	0,20	5,3	0,2	3,4	6,18
		8	60	0,79	0,26	0,30	3,1	0,4	5,1	6,18
	100	1	60	4,03	22,73	n.d.	17,6	34,4	-	n.d.
		2	60	4,08	17,41	n.d.	17,8	26,4	-	n.d.
		3	60	4,31	13,73	n.d.	18,8	20,8	-	n.d.
		4	60	3,31	7,69	n.d.	14,4	11,6	-	n.d.
		5	60	2,62	3,16	n.d.	11,4	4,8	-	n.d.
		6	60	2,71	1,04	n.d.	11,8	1,6	-	n.d.
		7	60	1,90	0,25	n.d.	8,3	0,4	-	n.d.

n.d. No determinado

Suelo C1_p

Muestra	SAR	n° VP	VP (mL)	K (meq·L ⁻¹)	Mg (meq·L ⁻¹)	SO ₄ (meq·L ⁻¹)	K del total (%)	Mg del total (%)	SO ₄ del total (%)	pH
C1 _{p-36}	25	1	70	5,75	63,73	13,51	17,1	64,1	42,1	6,80
		2	70	13,85	25,49	10,49	41,1	25,6	32,7	6,60
		3	70	7,39	4,69	3,68	21,9	4,7	11,5	6,67
		4	70	3,18	2,25	2,08	9,4	2,3	6,5	6,72
		5	70	1,74	1,11	1,31	5,2	1,1	4,1	6,63
		6	70	0,90	0,79	0,45	2,7	0,8	1,4	6,68
		7	70	0,49	0,95	0,34	1,4	1,0	1,0	6,77
		8	70	0,39	0,48	0,27	1,1	0,5	0,8	6,74
	50	1	70	9,04	68,34	13,24	23,9	55,3	36,7	7,00
		2	70	12,78	41,12	12,79	33,8	33,2	35,4	7,10
		3	70	8,60	8,73	4,37	22,7	7,1	12,1	6,89
		4	70	3,66	2,34	2,06	9,7	1,9	5,7	7,12
		5	70	1,40	1,45	1,32	3,7	1,2	3,6	6,94
		6	70	1,50	0,70	0,86	4,0	0,6	2,4	6,92
		7	70	0,46	0,60	0,78	1,2	0,5	2,2	6,90
		8	70	0,44	0,42	0,68	1,1	0,3	1,9	6,96

n.d. No determinado

Suelo C2 _p										
Muestra	SAR	n° VP	VP (mL)	K (meq·L ⁻¹)	Mg (meq·L ⁻¹)	SO ₄ (meq·L ⁻¹)	K del total (%)	Mg del total (%)	SO ₄ del total (%)	pH
C2 _{p-5}	25	1	60	2,75	211,10	11,69	13,4	79,0	45,4	6,67
		2	60	4,05	11,65	n.d.	19,6	4,4	-	n.d.
		3	60	2,25	13,10	n.d.	11,0	4,9	-	n.d.
		4	60	2,35	14,75	4,06	11,4	5,5	15,7	6,64
		5	60	2,80	5,40	3,02	13,8	2,0	11,7	6,62
		6	60	2,65	3,50	2,33	13,0	1,3	9,0	6,62
		7	60	1,11	1,65	2,17	5,4	0,6	8,4	6,64
		8	60	0,88	1,20	1,01	4,3	0,4	3,9	6,71
		9	60	0,85	2,66	0,92	4,1	1,0	3,6	6,85
		10	60	0,83	2,25	0,57	4,0	0,8	2,2	6,80
	50	1	60	1,20	4,33	1,78	9,1	19,2	14,6	6,56
		2	60	1,96	5,09	2,09	15,0	22,6	17,1	6,56
		3	60	2,03	3,86	1,86	15,5	17,1	15,2	6,51
		4	60	1,85	3,00	1,69	14,2	13,3	13,8	6,57
		5	60	1,47	1,65	1,16	11,2	7,3	9,5	6,44
		6	60	1,22	1,06	0,89	9,3	4,7	7,3	6,74
		7	60	1,08	0,95	0,84	8,3	4,2	6,8	6,71
		8	60	1,01	1,15	0,74	7,7	5,1	6,1	6,86
		9	60	0,76	0,88	0,66	5,8	3,9	5,4	6,77
		10	60	0,51	0,58	0,51	3,9	2,5	4,1	6,80
C2 _{p-7}	25	1	60	7,77	76,98	17,42	20,9	62,9	30,6	6,35
		2	60	9,62	28,55	15,05	25,9	23,3	26,4	6,35
		3	60	6,95	9,84	9,27	18,7	8,0	16,3	6,35
		4	60	4,91	2,93	7,02	13,2	2,4	12,3	6,38
		5	60	3,08	1,27	4,15	8,3	1,0	7,3	6,28
		6	60	2,09	0,95	1,64	5,6	0,8	2,9	6,61
		7	60	1,62	1,18	1,49	4,4	1,0	2,6	6,60
		8	60	1,08	0,64	0,96	2,9	0,5	1,7	6,62
	50	1	60	10,35	83,82	26,68	23,6	54,8	56,6	6,88
		2	60	10,23	47,84	2,03	23,3	31,2	4,3	6,79
		3	60	8,00	12,94	7,92	18,2	8,5	16,8	6,71
		4	60	6,28	4,63	5,28	14,3	3,0	11,2	6,68
		5	60	3,87	1,77	2,90	8,8	1,2	6,1	6,75
		6	60	2,44	0,84	0,20	5,6	0,5	0,4	6,68
		7	60	1,68	0,12	1,08	3,8	0,1	2,3	6,75
		8	60	1,03	1,13	1,09	2,3	0,7	2,3	6,95

n.d. No determinado

Suelo C3 _p										
Muestra	SAR	n° VP	VP (mL)	K (meq·L ⁻¹)	Mg (meq·L ⁻¹)	SO ₄ (meq·L ⁻¹)	K del total (%)	Mg del total (%)	SO ₄ del total (%)	pH
C3 _{p-4}	25	1	60	10,45	261,10	7,99	19,0	85,4	68,0	6,80
		2	60	12,50	15,05	n.d.	22,7	4,9	-	n.d.
		3	60	5,75	8,15	n.d.	10,5	2,7	-	n.d.
		4	60	7,20	7,20	1,59	12,9	2,4	13,5	6,81
		5	60	7,20	4,10	0,24	12,9	1,3	2,0	6,75
		6	60	5,85	3,75	0,18	10,5	1,2	1,5	6,73
		7	60	3,05	1,48	0,22	5,5	0,5	1,8	6,72
		8	60	1,22	0,79	0,51	2,2	0,3	4,3	6,84
		9	60	1,03	2,38	0,54	1,8	0,8	4,6	7,03
		10	60	1,11	1,61	0,50	2,0	0,5	4,3	6,89
	50	1	60	16,33	72,65	7,81	23,0	42,2	35,8	6,70
		2	60	15,10	46,05	4,81	21,3	26,8	22,0	6,68

		n° VP	VP (mL)	K (meq·L ⁻¹)	Mg (meq·L ⁻¹)	SO ₄ (meq·L ⁻¹)	K del total (%)	Mg del total (%)	SO ₄ del total (%)	pH	
		3	60	10,25	20,41	2,58	14,4	11,9	11,8	6,79	
		4	60	8,53	12,21	1,81	12,0	7,1	8,3	6,80	
		5	60	5,80	6,99	1,23	8,2	4,1	5,6	6,79	
		6	60	3,93	4,27	0,93	5,5	2,5	4,3	6,64	
		7	60	3,79	3,64	0,87	5,3	2,1	4,0	6,83	
		8	60	3,44	2,84	0,85	4,9	1,7	3,9	6,90	
		9	60	2,46	2,01	0,64	3,5	1,2	2,9	6,94	
		10	60	1,36	1,01	0,33	1,9	0,6	1,5	6,86	
C3_{P.5}	25	1	60	4,60	193,30	1,25	15,6	77,2	47,8	6,53	
		2	60	5,60	17,60	n.d.	18,9	7,0	-	n.d.	
		3	60	3,45	13,00	n.d.	11,8	5,2	-	n.d.	
		4	60	3,95	9,55	0,18	13,4	3,8	6,7	6,65	
		5	60	3,70	5,10	0,18	12,6	2,0	6,9	6,55	
		6	60	3,45	4,15	0,13	11,8	1,6	4,8	6,54	
		7	60	2,00	1,63	0,17	6,8	0,6	6,3	6,62	
		8	60	0,82	1,01	0,18	2,8	0,4	6,9	6,62	
		9	60	1,01	2,62	0,34	3,4	1,0	13,0	6,95	
		10	60	0,86	2,46	0,20	2,9	1,0	7,6	6,71	
		50	1	60	6,55	65,50	1,68	19,0	42,5	39,6	6,64
			2	60	6,55	38,37	1,21	19,0	24,9	28,5	6,49
			3	60	5,24	18,37	0,58	15,2	11,9	13,6	6,58
			4	60	4,00	12,17	0,33	11,6	7,9	7,8	6,47
			5	60	3,13	6,68	0,11	9,1	4,3	2,5	6,52
			6	60	2,34	4,17	0,11	6,8	2,7	2,5	6,65
			7	60	1,88	3,00	0,06	5,4	1,9	1,4	6,58
			8	60	2,14	3,21	0	6,2	2,1	0	6,84
			9	60	1,64	1,91	0,16	4,8	1,2	3,7	6,74
			10	60	0,98	0,90	0,02	2,9	0,6	0,5	6,69

n.d. No determinado

Suelo C4_p

Muestra	SAR	n° VP	VP (mL)	K (meq·L ⁻¹)	Mg (meq·L ⁻¹)	SO ₄ (meq·L ⁻¹)	K del total (%)	Mg del total (%)	SO ₄ del total (%)	pH	
C4_{P.2}	25	1	60	5,79	157,55	2,07	16,8	63,7	55,8	6,69	
		2	60	6,12	28,63	0,92	17,8	11,6	12,4	6,59	
		3	60	4,62	24,27	0,50	13,5	9,8	6,7	6,69	
		4	60	4,47	16,51	0,22	13,0	6,7	5,9	6,82	
		5	60	4,61	8,69	0,16	13,5	3,5	4,4	6,67	
		6	60	2,93	4,10	0,06	8,6	1,7	1,6	6,71	
		7	60	2,17	2,68	0,08	6,3	1,1	2,2	6,71	
		8	60	1,75	1,76	0,08	5,1	0,7	2,2	6,77	
		9	60	1,25	2,13	0,24	3,6	0,9	6,5	6,79	
		10	60	1,29	2,44	0,19	1,9	0,5	2,6	6,93	
		50	1	60	7,64	77,68	2,15	19,8	36,8	40,2	6,77
			2	60	6,54	44,82	1,26	16,9	21,2	23,7	6,87
			3	60	5,56	29,52	0,99	14,4	14,0	18,5	6,81
			4	60	3,97	17,60	0,41	10,3	8,3	7,7	6,77
			5	60	3,49	13,82	0,29	9,0	6,5	5,3	6,77
			6	60	2,42	8,09	0,09	6,3	3,8	1,7	6,82
			7	60	2,42	6,62	0,12	6,2	3,1	2,2	6,74
			8	60	2,37	5,59	0,01	6,1	2,7	0,2	6,85
			9	60	1,80	3,61	0	4,7	1,7	0	6,87
			10	60	1,57	2,48	0,01	4,1	1,2	0,2	6,85
			11	60	1,79	2,53	0,03	2,3	0,6	0,2	6,88

Muestra	SAR	n° VP	VP (mL)	K (meq·L ⁻¹)	Mg (meq·L ⁻¹)	SO ₄ (meq·L ⁻¹)	K del total (%)	Mg del total (%)	SO ₄ del total (%)	pH
C4 _{P-3}	25	1	60	2,73	113,55	4,71	18,7	59,5	54,0	6,71
		2	60	2,80	28,68	2,30	19,0	15,0	17,6	6,58
		3	60	1,79	19,37	1,17	12,2	10,1	9,0	6,63
		4	60	1,69	13,01	0,99	11,5	6,8	11,4	6,75
		5	60	1,38	5,81	0,26	9,7	3,0	3,0	6,66
		6	60	1,59	4,62	0,12	10,8	2,4	1,3	6,69
		7	60	1,06	2,55	0,09	7,3	1,3	1,0	6,71
		8	60	0,71	1,18	0,07	4,9	0,6	0,8	6,75
		9	60	0,72	1,59	0,10	4,9	0,8	1,1	6,76
		10	60	0,51	1,75	0,21	1,2	0,3	0,8	6,88
	50	1	60	3,24	76,74	5,87	17,3	40,0	45,6	6,67
		2	60	3,38	53,08	3,40	18,1	27,7	26,4	6,72
		3	60	3,04	28,29	2,03	16,2	14,8	15,7	6,77
		4	60	2,40	13,68	0,93	12,8	7,1	7,2	6,74
		5	60	1,86	6,84	0,36	9,9	3,6	2,8	6,76
		6	60	1,36	3,80	0,11	7,2	2,0	0,8	6,83
		7	60	1,15	3,50	0,10	6,1	1,8	0,7	6,87
		8	60	1,00	3,09	0,07	5,3	1,6	0,5	6,87
		9	60	0,78	1,78	0,03	4,2	0,9	0,2	6,91
		10	60	0,54	0,85	0	2,9	0,4	0	6,91

n.d. No determinado

Suelo C11_P

Muestra	SAR	n° VP	VP (mL)	K (meq·L ⁻¹)	Mg (meq·L ⁻¹)	SO ₄ (meq·L ⁻¹)	K del total (%)	Mg del total (%)	SO ₄ del total (%)	pH
C11 _{P-1}	25	1	60	0,86	80,57	2,08	8,7	37,3	30,0	6,82
		2	60	1,72	83,75	2,95	17,5	38,8	42,5	6,90
		3	60	1,79	31,12	0,56	18,2	14,4	8,1	6,95
		4	60	1,58	8,57	0,60	16,0	4,0	8,6	6,83
		5	60	1,33	4,77	1,08	13,6	2,2	7,8	6,98
		6	60	0,96	3,25	0,14	9,7	1,5	2,1	6,98
		7	60	0,89	2,00	0,03	9,1	0,9	0,4	7,02
		8	60	0,72	1,79	0,03	7,3	0,8	0,4	7,01

n.d. No determinado

Suelo C12_P

Muestra	SAR	n° VP	VP (mL)	K (meq·L ⁻¹)	Mg (meq·L ⁻¹)	SO ₄ (meq·L ⁻¹)	K del total (%)	Mg del total (%)	pH
C12 _{P-1}	25	1	60	12,80	52,47	n.d.	13,7	32,1	6,71
		2	60	18,13	47,70	n.d.	19,5	29,2	6,85
		3	60	19,30	28,13	n.d.	20,8	17,2	6,46
		4	60	14,90	16,10	n.d.	16,1	9,9	6,47
		5	60	13,33	8,07	n.d.	14,4	5,0	6,71
		6	60	8,03	5,37	n.d.	8,7	3,3	6,71
		7	60	6,50	5,53	n.d.	7,0	3,4	6,69

n.d. No determinado

6.2. FIGURAS

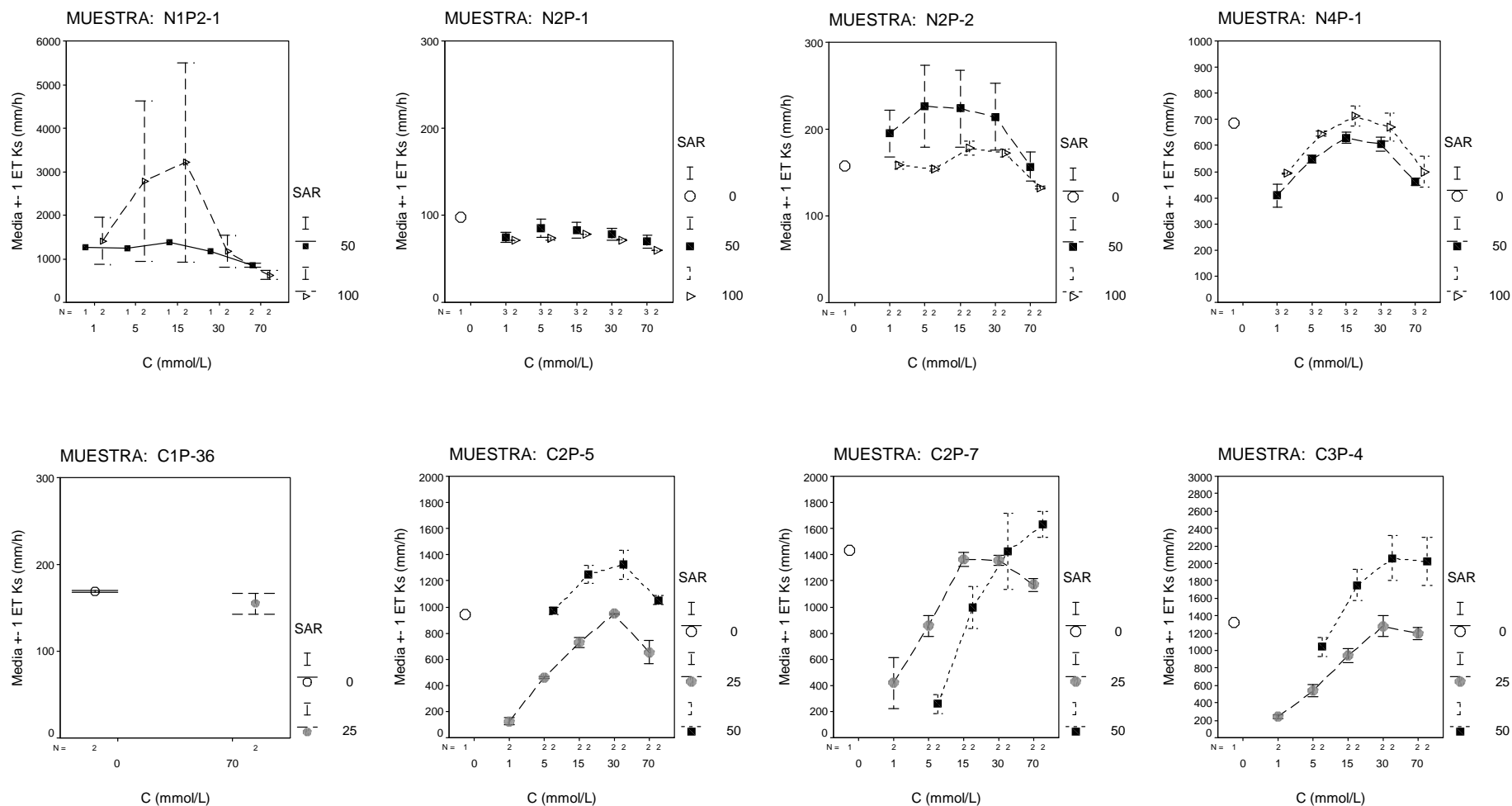


Figura 1. Valores medios de la conductividad hidráulica saturada, K_s , en función de la concentración de la disolución percolante, C , por muestra y valores de SAR. Las barras representan el error típico de la media.

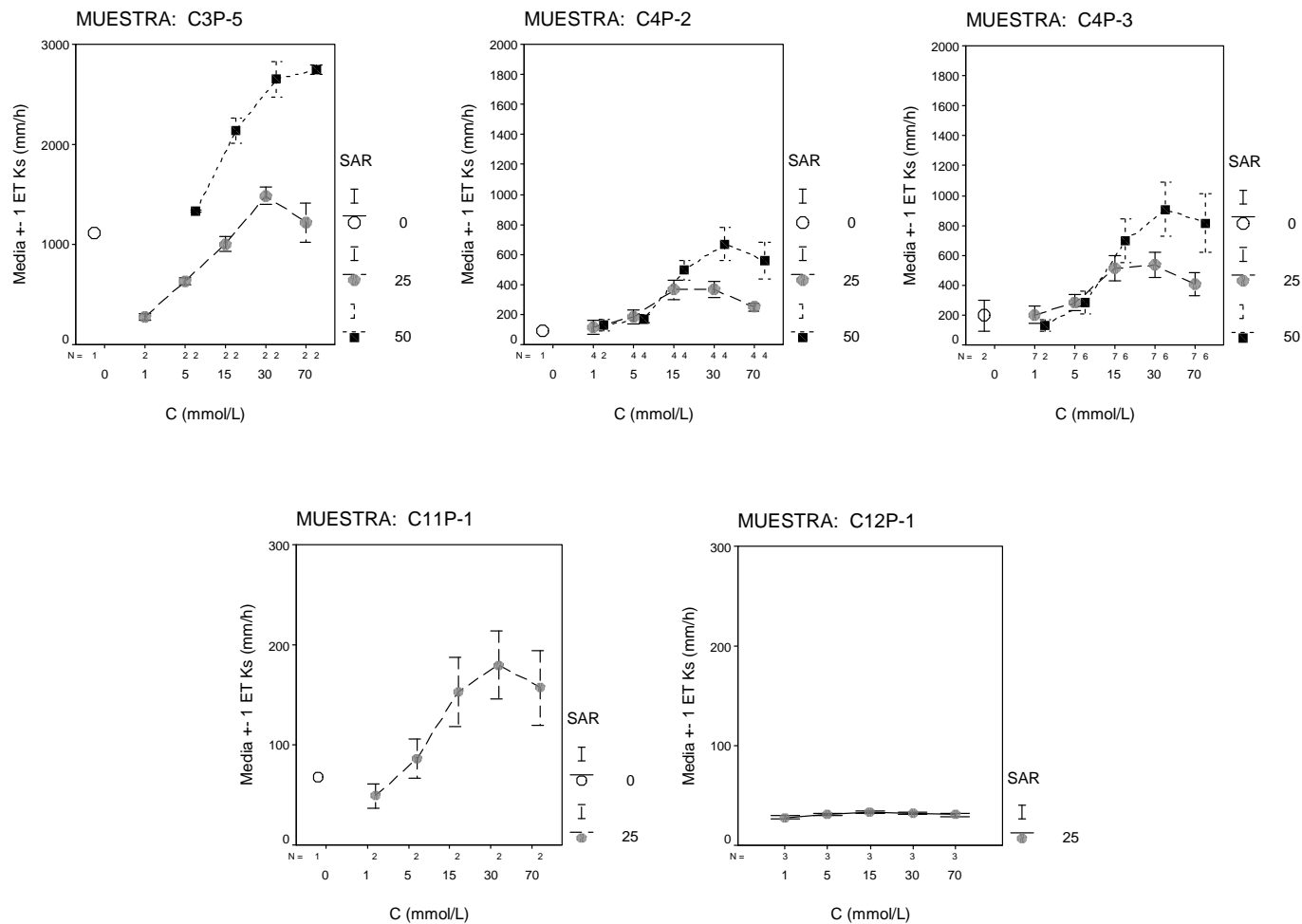


Figura 1 (Cont.). Valores medios de la conductividad hidráulica saturada, K_s , en función de la concentración de la disolución percolante, C, por muestra y valores de SAR. Las barras representan el error típico de la media.

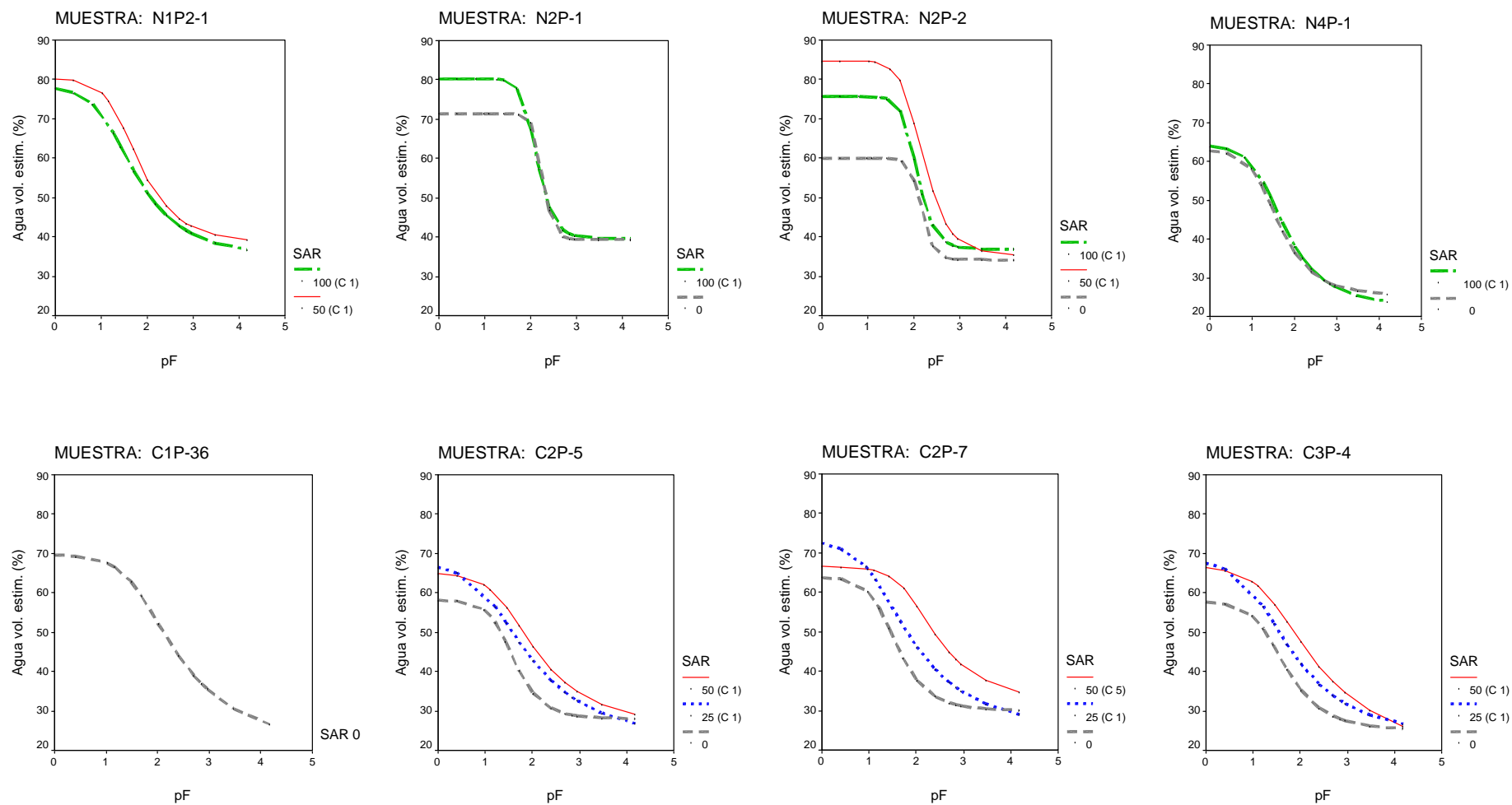


Figura 2. Curvas de retención volumétrica de agua estimada, en función de los valores de SAR por muestras, con indicación de los correspondientes valores de concentración salina, C (en $\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$).

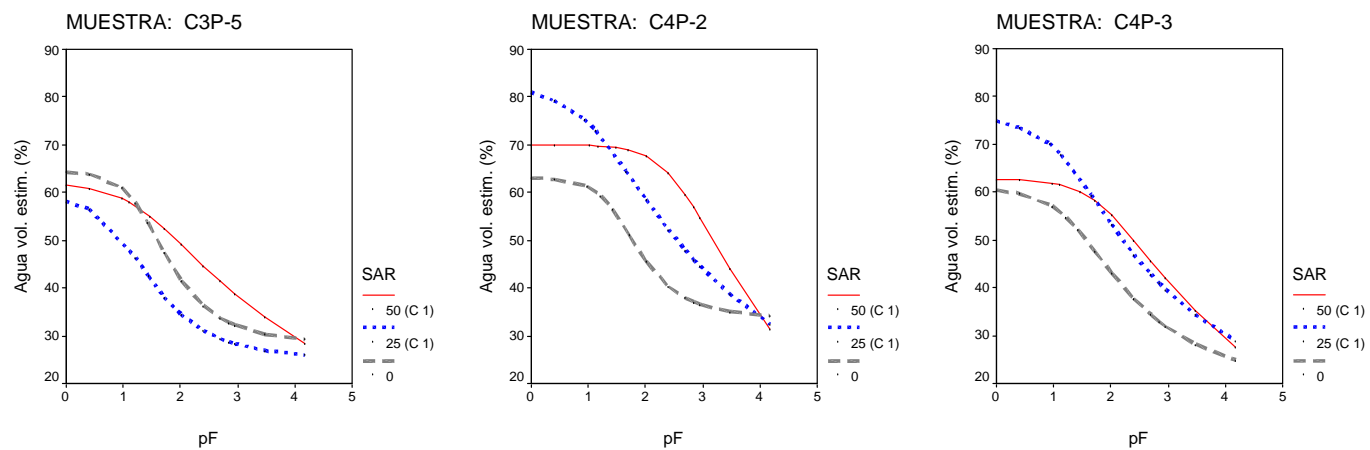


Figura 2 (Cont.). Curvas de retención volumétrica de agua estimada, en función de los valores de SAR por muestras, con indicación de los correspondientes valores de concentración salina, C (en mmol·L⁻¹).

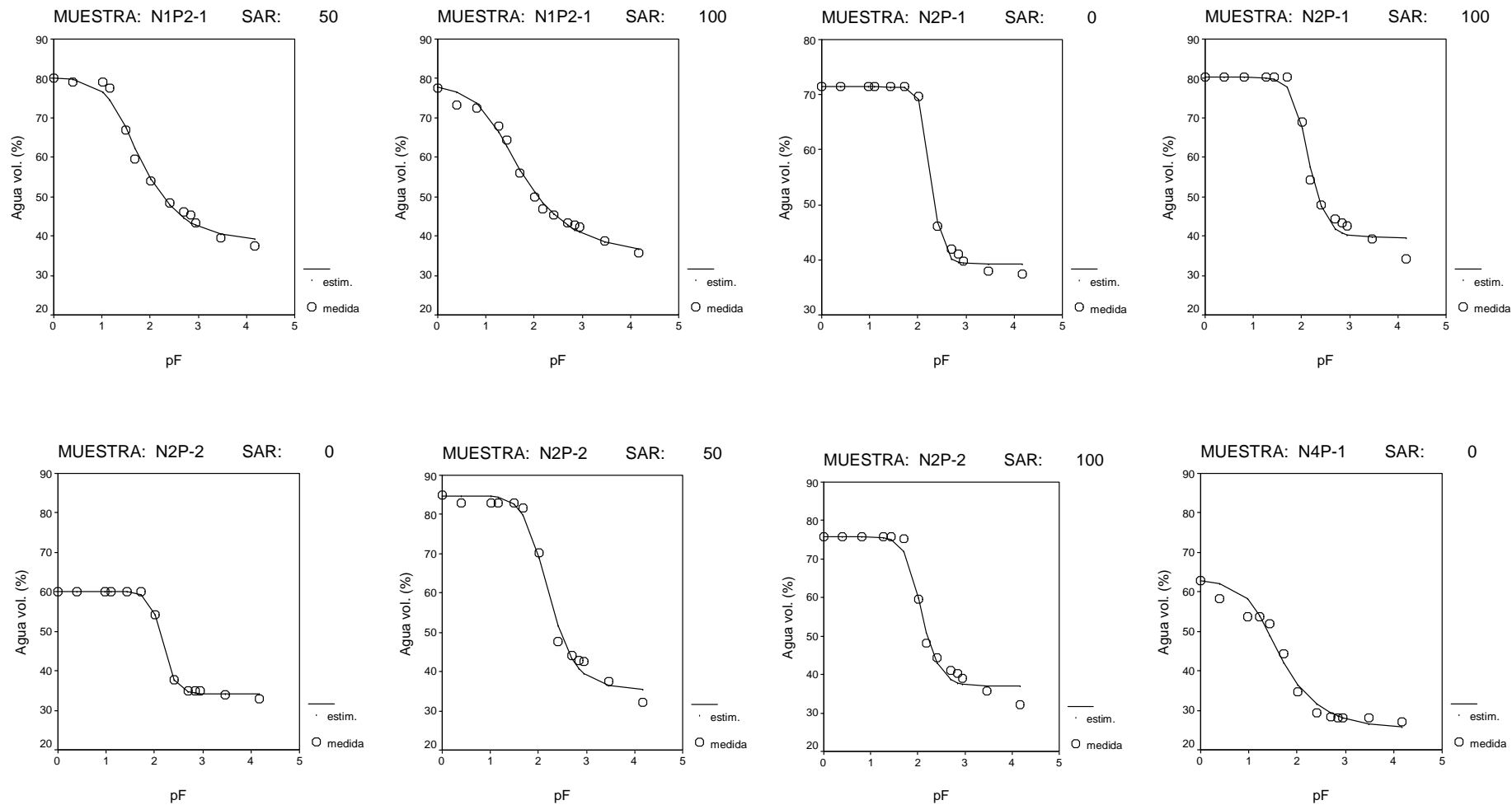


Figura 3. Curvas de retención volumétrica de agua medidas (símbolos) y estimadas (líneas) por muestra y tratamiento.

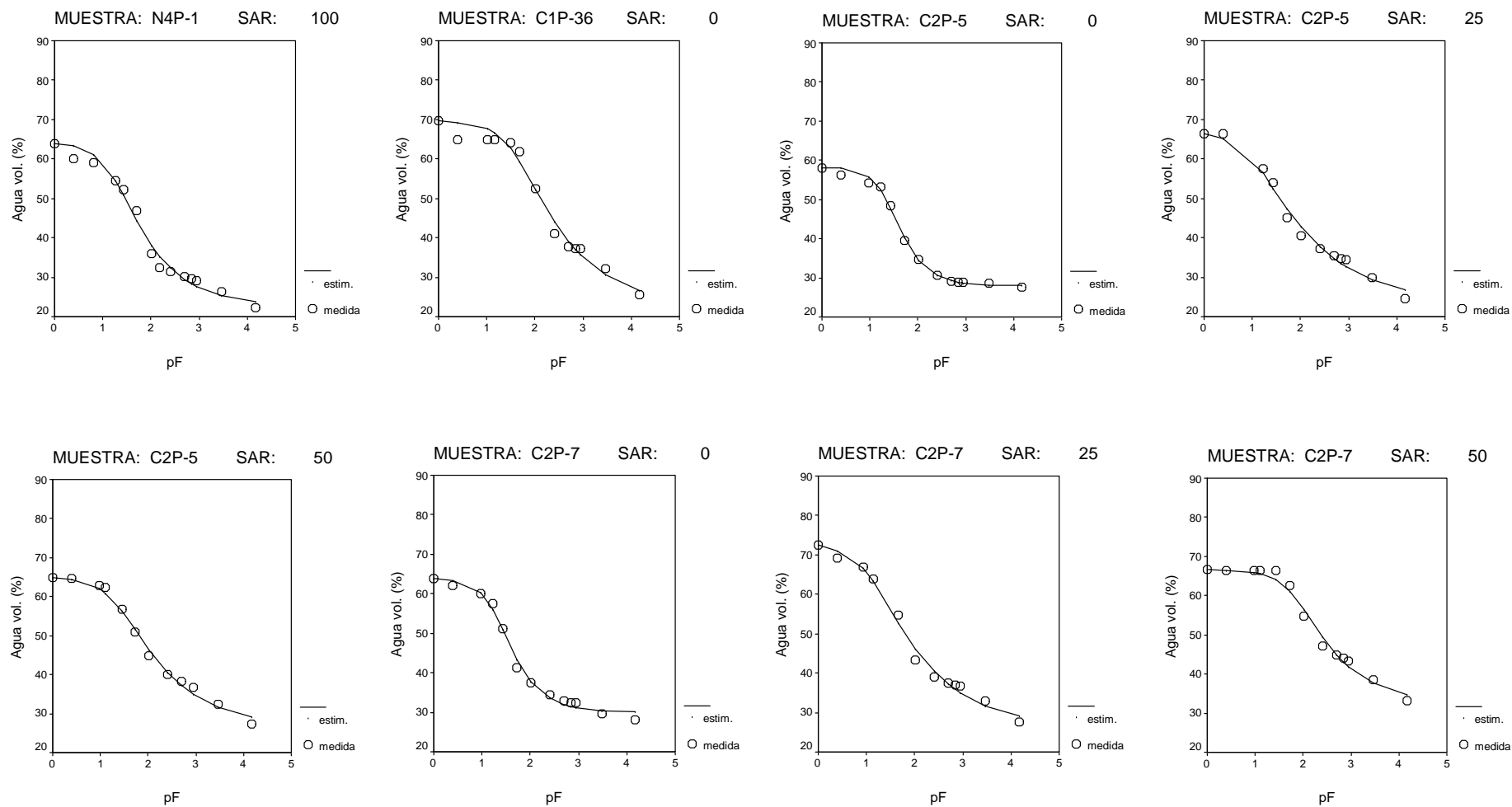


Figura 3 (Cont.). Curvas de retención volumétrica de agua medidas (símbolos) y estimadas (líneas) por muestra y tratamiento.

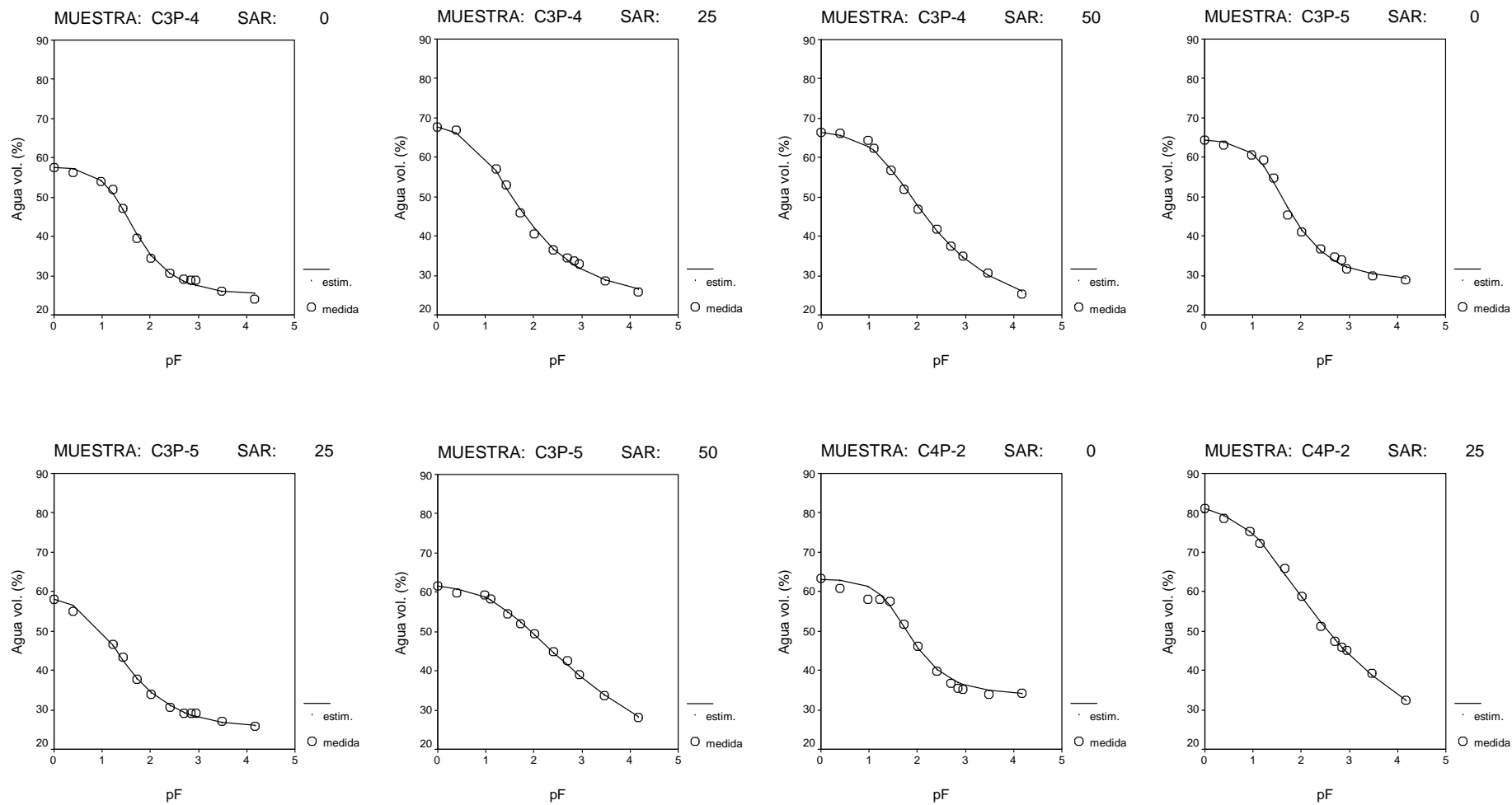


Figura 3 (Cont.). Curvas de retención volumétrica de agua medidas (símbolos) y estimadas (líneas) por muestra y tratamiento.

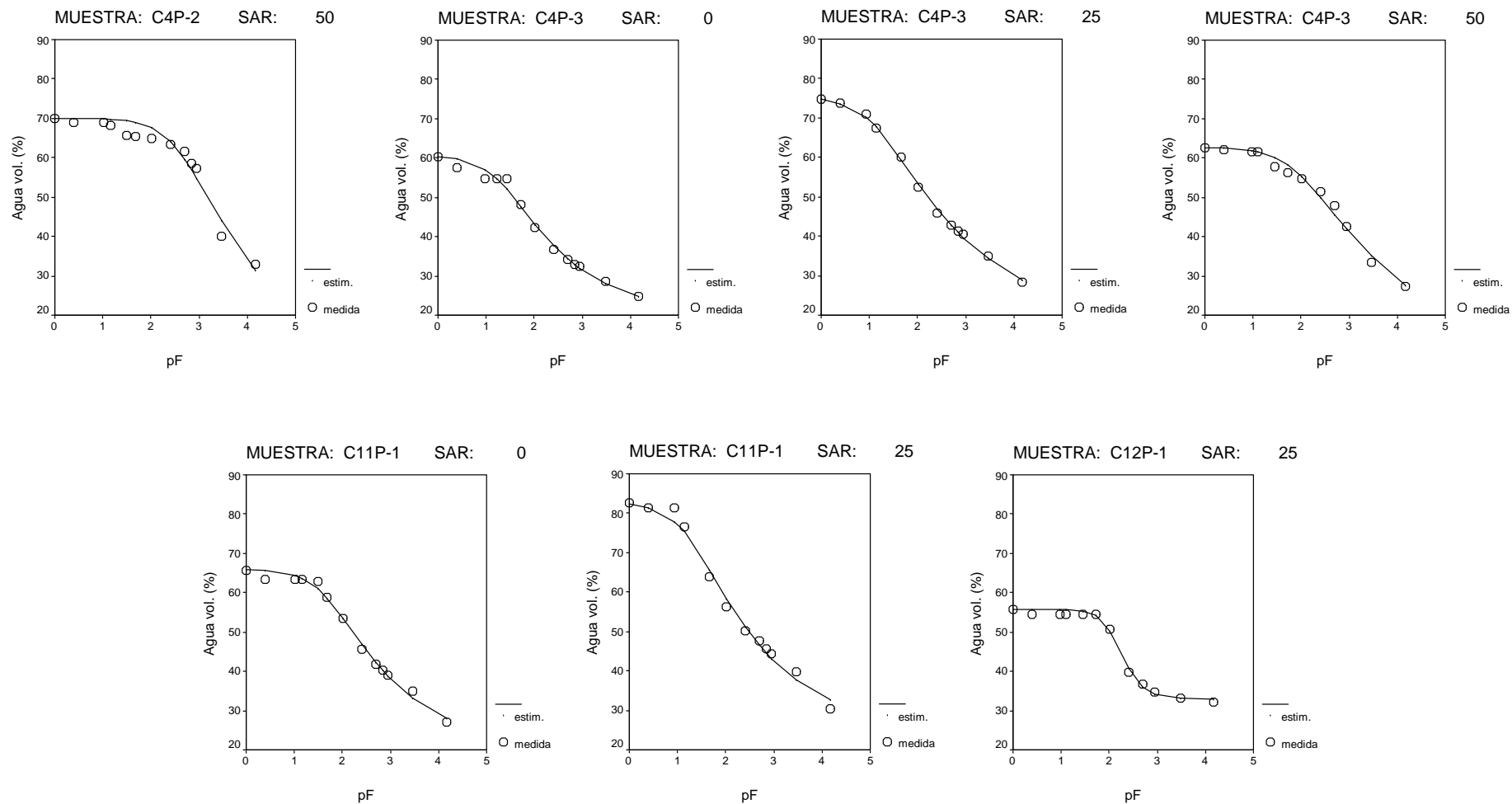


Figura 3 (Cont.). Curvas de retención volumétrica de agua medidas (símbolos) y estimadas (líneas) por muestra y tratamiento.

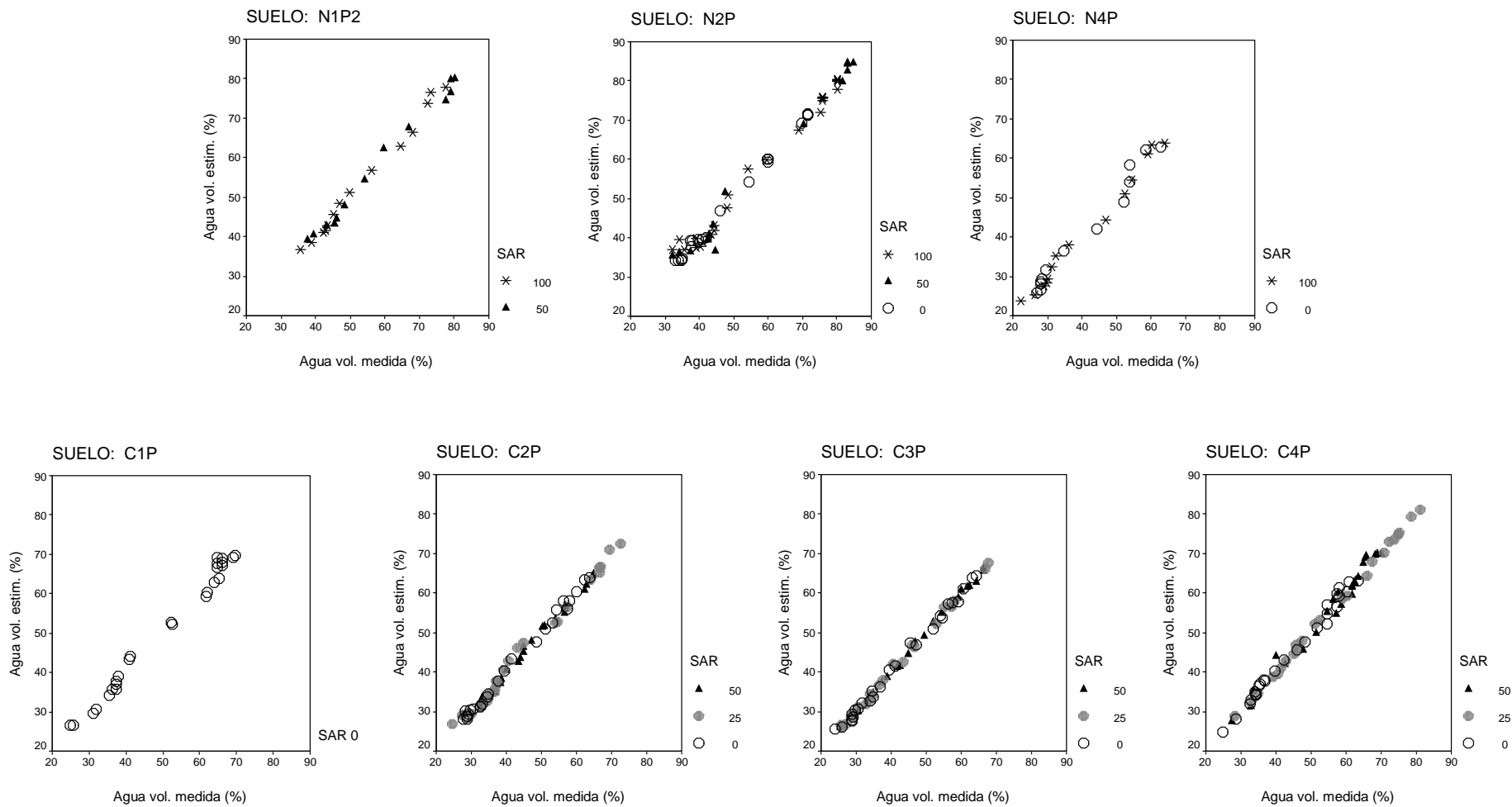


Figura 4. Relación entre los valores de retención de agua ajustados y experimentales para cada suelo en función del SAR.

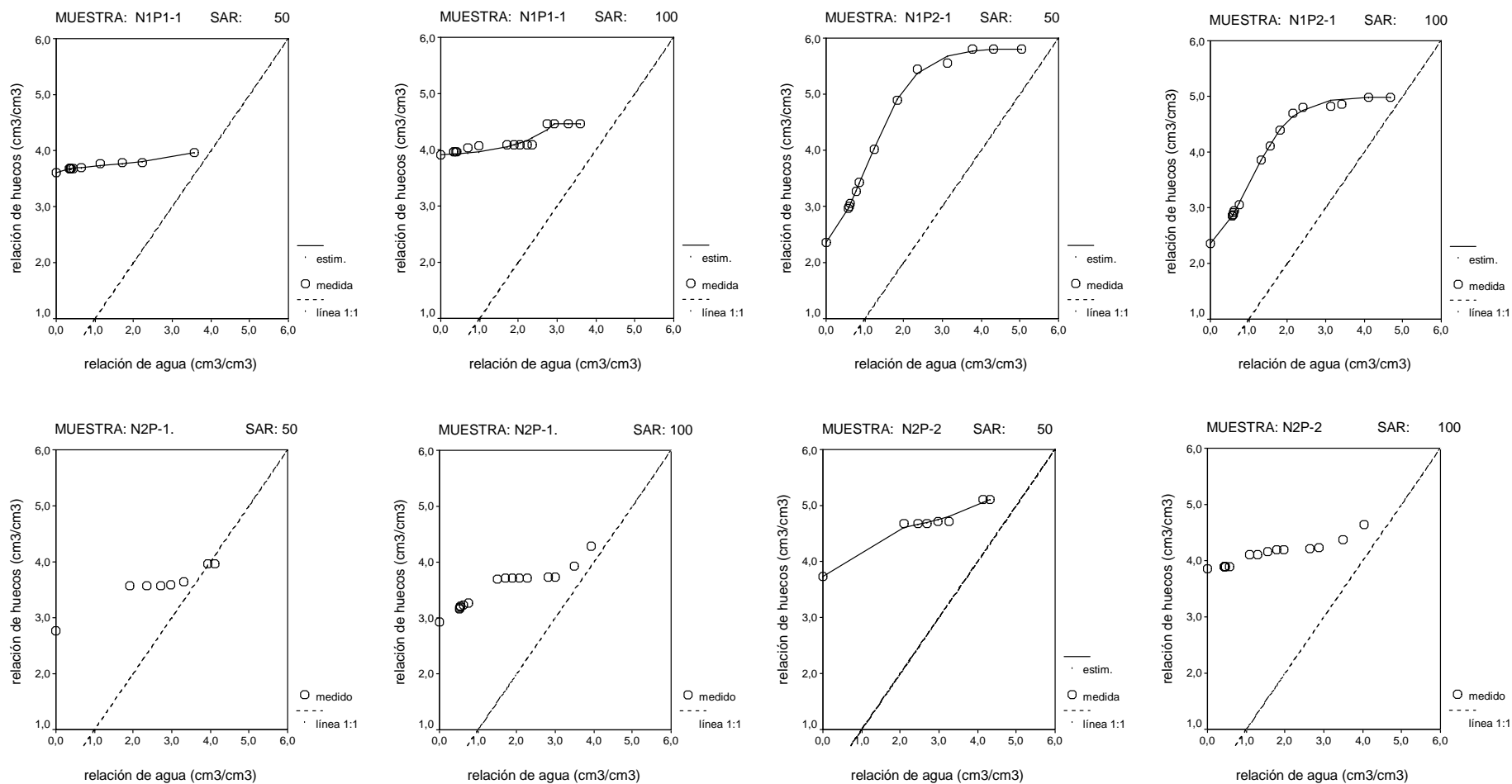


Figura 5. Curvas de retracción medidas (símbolos) y estimadas (línea continua) según el modelo de Peng y Horn (2005) por muestra y tratamiento, expresadas en términos de relación de huecos “ e ” y relación de agua “ e_w ”. La línea discontinua representa la línea 1:1.

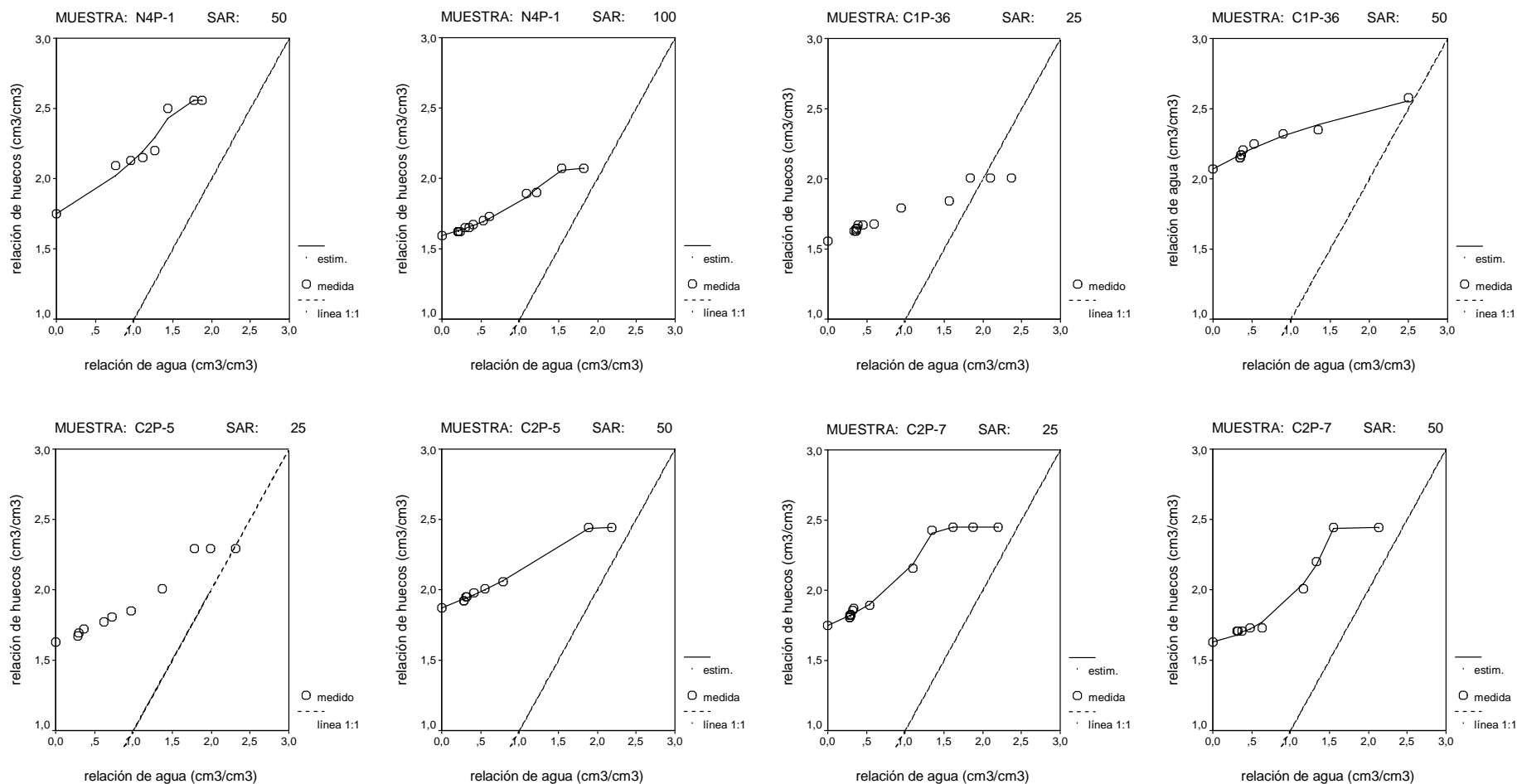


Figura 5 (Cont.). Curvas de retracción medidas (símbolos) y estimadas (línea continua) según el modelo de Peng y Horn (2005) por muestra y tratamiento, expresadas en términos de relación de huecos “*e*” y relación de agua “*e_w*”. La línea discontinua representa la línea 1:1.

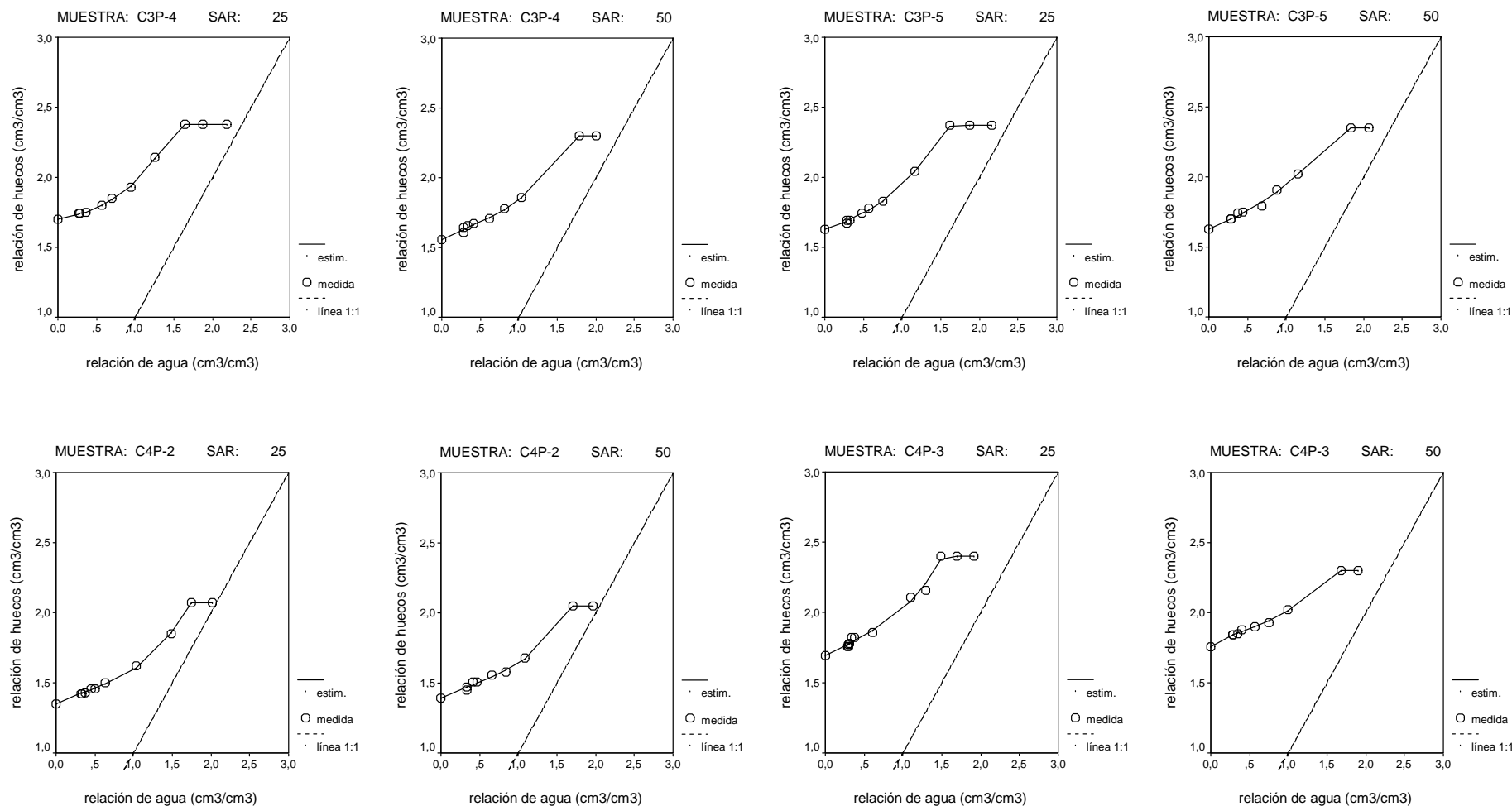


Figura 5 (Cont.). Curvas de retracción medidas (símbolos) y estimadas (línea continua) según el modelo de Peng y Horn (2005) por muestra y tratamiento, expresadas en términos de relación de huecos “ e ” y relación de agua “ e_w ”. La línea discontinua representa la línea 1:1.

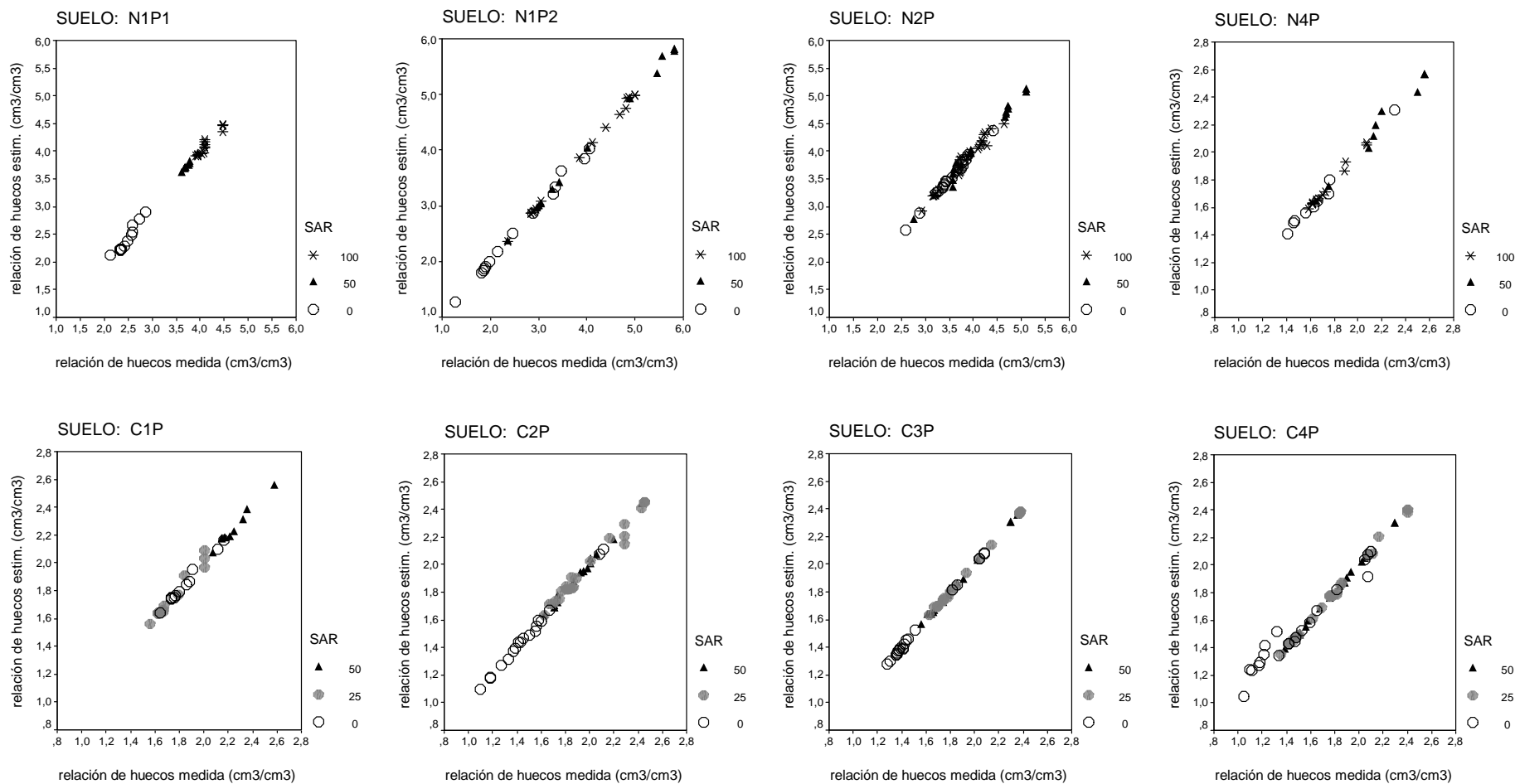


Figura 6. Relación entre los valores de relación de huecos “e” ajustados y experimentales para cada suelo en función del SAR.

ANEXO 7.

ÍNDICE DE TABLAS

II. CARACTERIZACIÓN DE LOS SUELOS

Tabla II.1. Eficacia de cada reactivo para extraer diversos componentes del suelo (Dahlgren, 1994, adaptado de Parfitt y Childs, 1988): Nula (< 1 %), pobre (< 10 %), moderada (10-80 %) y buena (> 80 %), dispersión (suspensiones coloidales muy estables, difíciles de eliminar).

Tabla II.2. Nomenclatura utilizada para expresar los componentes extraídos con las disoluciones selectivas e interpretación atribuida a las relaciones derivadas a partir de éstos.

Tabla II.3. Datos generales de los suelos de este estudio.

Tabla II.4. Numeración y referencia de los suelos empleados (Conjunto 1).

Tabla II.5. Numeración y referencia de los suelos empleados (Conjunto 2).

Tabla II.6. Composición en Minerales Secundarios (integración de DRX y análisis térmico).

Tabla II.7. Coeficiente de correlación de Pearson (R^2) y nivel de significancia entre las distintas formas de Fe, Al y Si extraídas con las disoluciones selectivas, para todos los suelos.

Tabla II.8. Valores medios de las propiedades ácidas y sesquióxidos libres (R_2O_3).

III. DISPERSIÓN DE ARCILLAS

Tabla III.1. Relación de suelos utilizados en este capítulo.

Tabla III.2. Valores medios de las fracciones de arcilla, limo y arena dispersas con hexametáfosfato (HMP) y con resinas (R) y del índice w_{15bar} /arcilla, por suelos.

IV. CURVAS CARACTERÍSTICAS DE RETENCIÓN DE AGUA

Tabla IV.1. Ejemplos de modelos de ajuste de la curva de retención de agua.

Tabla IV.2. Parámetros de van Genuchten para las 12 clases texturales (Carsel y Parrish, 1988).

Tabla IV.3. Relación de suelos utilizados en este capítulo.

Tabla IV.4. Valores medios de los parámetros de van Genuchten y de los “factores de forma” de las curvas de retención de humedad, por tipo de curva. Curvas unimodales.

Tabla IV.5. Definiciones de rangos de porosidad utilizadas en el trabajo.

Tabla IV.6. Clasificaciones de poros empleadas en el trabajo.

Tabla IV.7. Valores medios de los distintos rangos de porosidad determinados, por tipo de curva.

Tabla IV.8. Valores medios de la pendiente (S), succión (h_i) y contenido de agua volumétrico (θ_i) y gravimétrico (w_i) en el punto de inflexión, según Dexter (2004), por tipo de curva.

Tabla IV.9. Análisis de regresión de los contenidos gravimétricos de agua (w) a varios valores de pF con el contenido en Al y Fe extraídos con oxalato amónico ($Al_{o+1/2}Fe_o$), carbono orgánico total (C_{org}) y densidad aparente (ρ_b), para el conjunto de los suelos.

V. CURVAS DE RETRACCIÓN

Tabla V.1. Relación de suelos utilizados en este capítulo.

Tabla V.2. Recopilación de valores de límite de retracción (LR), retracción total relativa (RTr) y absoluta (RTa), contenido específico de agua (w), volumen específico de suelo (v), relación de agua (ew) y relación de huecos (e) a saturación (sat) y seco en estufa (seco), obtenidos por varios autores, en función del tipo de muestra.

VI. CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA

Tabla VI.1. Relación de suelos utilizados en este capítulo.

Tabla VI.2. Rangos de conductividad hidráulica saturada (FAO, 1963).

VII. EFECTO DE LAS CONDICIONES DE SODICIDAD/SALINIDAD EN LA DEGRADACIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LOS SUELOS

Tabla VII.1. Relación de suelos utilizados en este capítulo.

Tabla VII.2. Parámetros físicos de las columnas de suelo: Densidad aparente o densidad de empaquetado (ρ), contenido de agua (θ), altura (h) y radio de la columna (r).

Tabla VII.3. Capacidad de intercambio catiónico efectiva (CICE) y concentración de Mg y K cambiables del suelo. Composición de la disolución percolante y volumen de poros empleados en los lavados: SAR y concentración total de cationes (C_0) de la disolución percolante, concentración de Na y de Ca de la disolución

percolante, volumen de poro (VP), número total de volúmenes de poro y volumen total percolado (V_T), por suelo.

Tabla VII.4. Ensayo en columnas. Relación de los tratamientos de SAR utilizados por suelo. Las concentraciones salinas C para cada valor de SAR fueron de 1, 5, 15, 30 y 70 mmol·L⁻¹.

Tabla VII.5. Concentraciones de Na⁺ (NaCl) y Ca²⁺ (CaCl₂·2H₂O) empleadas para la preparación de las disoluciones salinas para cada valor de SAR, y CE y pH de las disoluciones finales.

Tabla VII.6. Ensayo de dispersión. Relación de los tratamientos de SAR utilizados por suelo. Las concentraciones salinas, C, para cada valor de SAR fueron de 1, 5, 15, 30 y 70 mmol·L⁻¹.

Tabla VII.7. Parámetros de ajuste y coeficiente de correlación (R^2) de la curva de ruptura del K y Mg por suelo y tratamiento.

ANEXO 1. CARACTERIZACIÓN DE LOS SUELOS

Tabla 1.1.1. Valores medios de Al, Fe y Si extraídos con oxalato amónico (Al_o, Fe_o, Si_o), pirofostafó (Al_p, Fe_p, Si_p), ditionito-citrato (Al_{dc}, Fe_{dc}, Si_{dc}), y citrato-ascórbico (Al_{ca}, Fe_{ca}, Si_{ca}), por suelo, fecha de muestreo y muestra.

Tabla 1.1.2. Valores medios de las relaciones entre los contenidos de Fe, Al y Si obtenidos con las disoluciones selectivas, por suelo, fecha de muestreo y muestra.

Tabla 1.1.3. Valores medios de los contenidos en vidrio volcánico y contenido en Fe, Al y Si obtenidos con las disoluciones selectivas, por suelo, fecha de muestreo y muestra (suelos de El Hierro).

Tabla 1.1.4. Valores medios de la conductividad eléctrica (CE), pH y cationes y aniones solubles del extracto de pasta saturada y relación de absorción de sodio (SAR), por suelo, fecha de muestreo y muestra (Conjunto 1).

Tabla 1.1.5. Valores medios de la conductividad eléctrica (CE), pH y cationes y aniones solubles del extracto de pasta saturada (extracto 1:1 en el caso de los suelos C5, C6, C7, C8 y C9) y relación de absorción de sodio (SAR), por suelo, fecha de muestreo y muestra (Conjunto 2).

Tabla 1.1.6. Valores medios de los cationes de cambio extraídos con acetato amónico (Ca, Mg, K, Na) y capacidad de intercambio catiónico efectiva (CICE) y potencial (CIC), porcentaje de saturación en sodio efectiva (PSIe) y potencial (PSI), pH en agua, materia orgánica (M.O.), fósforo determinado por el método de Olsen (P Olsen) y retención de fosfato (ΔP), por suelo, fecha de muestreo y muestra (Conjunto 1).

Tabla 1.1.7. Valores medios de los cationes de cambio extraídos con acetato amónico (Ca, Mg, K, Na) y capacidad de intercambio catiónico efectiva (CICE) y potencial (CIC), porcentaje de saturación en sodio efectiva (PSIe) y potencial (PSI), pH en agua, materia orgánica (M.O.), fósforo determinado por el método de Olsen (P Olsen) y retención de fosfato (ΔP), por suelo, fecha de muestreo y muestra (Conjunto 2).

Tabla 1.1.8. Valores medios de la densidad aparente (ρ_b), porosidad total, retención de agua volumétrica a 33 (θ_{33kPa}) y 1.500 kPa ($\theta_{1500 kPa}$), porcentajes de arcilla, limo y arena y conductividad hidráulica saturada en laboratorio (K_{sL}) y en campo (K_{sf}), por suelo, fecha de muestreo y muestra (Conjunto 1).

Tabla 1.1.9. Valores medios de la densidad aparente (ρ_b), porosidad total, retención de agua volumétrica a 33 (θ_{33kPa}) y 1.500 kPa ($\theta_{1500 kPa}$), porcentajes de arcilla, limo y arena y conductividad hidráulica saturada en laboratorio (K_{sL}) y en campo (K_{sf}), por suelo, fecha de muestreo y muestra (Conjunto 2).

ANEXO 2. DISPERSIÓN DE ARCILLAS

Tabla 2.1.1. Valores medios de las fracciones de arcilla, limo y arena dispersas con hexametáfosfato (HMP) y con resinas en bola (R) y del índice w_{15bar} /arcilla y clase textural, por suelo y muestra.

Tabla 2.1.2. Valores medios de la densidad aparente (ρ_b), retención de agua volumétrica a 33 (θ_{33kPa}) y 1.500 kPa ($\theta_{1500 kPa}$), y conductividad hidráulica saturada en laboratorio (K_{sL}) y en campo (K_{sf}), medidos y estimados a partir del modelo de Saxton *et al.* (1986), por suelo, fecha de muestreo y muestra.

Tabla 2.2.1. Prueba T de muestras relacionadas. Comparación entre los valores de retención de agua a 1/3 y 15 bar (33 y 1.500 kPa) medidos y estimados a partir del modelo de Saxton *et al.* (1986), por suelos.

ANEXO 3. CURVAS CARACTERÍSTICAS DE RETENCIÓN DE AGUA DEL SUELO

Tabla 3.1.1. Valores medios de los índices estadísticos de los modelos de ajuste de la curva de retención de agua, por suelo, fecha de muestreo y muestra. Modelos de ajuste de van Genuchten con m optimizado (VG1), m fijo (VG2) y de Brooks y Corey (BC). Curvas unimodales.

Tabla 3.1.2. Valores de la diferencia ΔAIC , por suelo, fecha de muestreo y muestra. Modelos de ajuste de van Genuchten con m optimizado (VG1), m fijo (VG2) y de Brooks y Corey (BC). Curvas unimodales.

Tabla 3.1.3. Índices de bondad de ajuste (R^2 y RMSE) y criterio de información de Akaike (AIC) de los distintos modelos que describen la curva de retención para diferentes muestras de suelo. Valor de AIC menor en negrita. Curvas bimodales.

Tabla 3.1.4. Valores de la diferencia Δ AIC por muestra. Curvas bimodales.

Tabla 3.1.5. Valores medios de los parámetros de ajuste de las curvas de retención de humedad para los modelos de ajuste de van Genuchten con m optimizado (VG1), m fijo (VG2) y de Brooks y Corey (BC), por suelo, fecha de muestreo y muestra. Curvas unimodales.

Tabla 3.1.6. Valores medios de los parámetros de van Genuchten y de los “factores de forma” de las curvas de retención de humedad, por suelo, fecha de muestreo y muestra. Parámetros correspondientes al modelo con mejor ajuste según el criterio de AIC. Curvas unimodales.

Tabla 3.1.7. Valores de los parámetros de ajuste de las curvas de retención de humedad por muestra. Curvas bimodales.

Tabla 3.1.8. Valores de los “factores de forma” por muestra. Curvas bimodales.

Tabla 3.1.9. Valores medios de los distintos rangos de porosidad determinados, por suelo, fecha de muestreo y muestra. Curvas unimodales.

Tabla 3.1.10. Valores medios de la pendiente (S), succión (h_i) y contenido de agua volumétrico (θ_i) y gravimétrico (w_i) en el punto de inflexión, según Dexter (2004) y del parámetro IRI , según Basile *et al.* (2007), por suelo, fecha de muestreo y muestra.

Tabla 3.3.1. ANOVA de un factor. Parámetros de van Genuchten y factores de forma en función del tipo de curva. Curvas unimodales.

Tabla 3.3.2. ANOVA de un factor. Rangos de porosidad en función del tipo de curva.

Tabla 3.3.3. Prueba T de muestras relacionadas. Comparación entre AU y AU2 por suelos.

Tabla 3.3.4. Prueba T de muestras relacionadas. Comparación entre AU y AU2 por tipo de curva.

Tabla 3.3.5. Regresión lineal y correlaciones parcial y semiparcial (R de Pearson) de los contenidos gravimétricos de agua (w) a varios valores de succión con el contenido en Al y Fe extraídos con oxalato amónico ($Al_o + \frac{1}{2} Fe_o$), carbono orgánico total (C) y densidad aparente (ρ_b), para el conjunto de los suelos.

ANEXO 4. CURVAS CARACTERÍSTICAS DE RETRACCIÓN DEL SUELO

Tabla 4.1.1. Valores medios de contenido específico de agua (w), volumen específico de suelo (v), relación de agua (ew), relación de huecos (e), relación relativa de huecos (e_r) y relación relativa de agua (ew_r) y retracción total por suelo y muestra. Muestras inalteradas.

Tabla 4.1.2. Valores medios de los parámetros característicos de las curvas de retracción por suelo, fecha de muestreo y muestra: Contenido de agua gravimétrico (w) y volumen específico (v) a saturación (sat) y seco en estufa (seco), relación de agua (ew) y relación de huecos (e) a saturación (sat) y seco en estufa o residual (r), límite de retracción (LR), retracción total relativa (RTr) y absoluta (RTa). Muestras alteradas.

Tabla 4.1.3. Valores medios de los parámetros de ajuste de la curva de retracción por suelo, fecha de muestreo y muestra.

Tabla 4.1.4. Coeficiente de correlación entre los parámetros de ajuste de la curva de retracción para todas las muestras y para las muestras con buen ajuste.

Tabla 4.1.5. Valores medios de la relación de agua “ ew ” en los puntos de transición definidos matemáticamente y porcentaje de las distintas zonas de retracción expresados en términos de relación de agua sobre la pérdida total de agua, por suelo, fecha de muestreo y muestra. Puntos de transición: Saturación (ew_s), límite de hinchamiento (ew_w), punto de entrada de aire (ew_p), límite de retracción (ew_z) y seco en estufa o residual (ew_r). Zonas de retracción: Estructural (ew_{estr}), proporcional (ew_{pro}), residual (ew_{res}) y cero (ew_{cero}). El valor de “ ew ” en el punto de entrada de aire (ew_p) se corresponde con el límite de retracción convencional (LR). Muestras alteradas.

Tabla 4.1.6. Valores medios de la relación de huecos “ e ” en los puntos de transición definidos matemáticamente y porcentaje de las distintas zonas de retracción expresados en términos de relación de huecos sobre la pérdida total de volumen, por suelo, fecha de muestreo y muestra. Puntos de transición: Saturación (e_s), límite de hinchamiento (e_w), punto de entrada de aire (e_p), límite de retracción (e_z) y seco en estufa o residual (e_r). Zonas de retracción: Estructural (e_{estr}), proporcional (e_{pro}), residual (e_{res}) y cero (e_{cero}). Muestras alteradas.

Tabla 4.1.7. Valores medios de la relación de agua “ ew ” en los puntos de transición y porcentaje de las distintas zonas de retracción, expresados en términos de relación de agua sobre la pérdida total de agua, por suelo, fecha de muestreo y muestra. Puntos de transición: Saturación (ew_s), entre pseudo-saturación y estructural ($ew_{ps-estr}$), entre estructural y residual ($ew_{estr-res}$) y seco en estufa o residual (ew_r). Zonas de retracción: Pseudo-saturación (ew_{ps}), estructural (ew_{estr}) y residual (ew_{res}). El valor de $ew_{ps-estr}$ se corresponde con el límite de retracción convencional (LR). Muestras alteradas.

Tabla 4.1.8. Valores medios de la relación de huecos “ e ” en los puntos de transición y porcentaje de las distintas zonas de retracción, expresados en términos de relación de huecos sobre la pérdida total de volumen, por suelo, fecha de muestreo y muestra. Puntos de transición: Saturación (e_s), entre pseudo-saturación y estructural ($e_{ps-estr}$).

entre estructural y residual ($e_{\text{estr-res}}$) y seco en estufa o residual (e_r). Zonas de retracción: Pseudo-saturación (e_{ps}), estructural (e_{estr}) y residual (e_{res}). Muestras alteradas.

ANEXO 5. CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA DEL SUELO

Tabla 5.1.1. Análisis de Componentes Principales. Variables seleccionadas: Retención de agua volumétrica a saturación (HV_s), relación (HV_s-HV_{33})/ HV_{1500} (relación entre la diferencia de retención de agua entre saturación y 33 kPa respecto a 1.500 kPa), densidad aparente (dap), retención de agua a 1.500 kPa (HV_{1500}) y parámetro $CE/((Na+Mg)/Ca)$.

ANEXO 6. ENSAYO DE SODICIDAD/ SALINIDAD

Tabla 6.1.1. Valores medios de conductividad hidráulica saturada en la 1° medida (K_{s1}), 2° medida (K_{s2}) y promedio (K_s), variación relativa de K_s (K_{sr}) y concentraciones críticas por muestra y tratamiento.

Tabla 6.1.2. Reducción de volumen (%) por suelo y tratamiento en función de la succión.

Tabla 6.1.3. Curvas de retención de humedad. Valores medios de los parámetros de van Genuchten y factores de forma en función de los tratamientos por muestra.

Tabla 6.1.4. Curvas de retracción. Valores medios del contenido específico de humedad (w), volumen específico (v), relación de huecos (e) y relación de agua (ew) en los puntos inicial “i” (saturación) y final “f” o residual “r” (seco) de las curvas, límite de retracción (LR) y retracción total absoluta (RTa) y relativa (RTr), por muestra y tratamiento.

Tabla 6.1.5. Valores medios de los parámetros de ajuste de la curva de retracción por muestra y tratamiento.

Tabla 6.1.6. Valores medios de la relación de agua “ ew ” en los puntos de transición definidos matemáticamente y porcentaje de las distintas zonas de retracción expresados en términos de relación de agua sobre la pérdida total de agua, por muestra y tratamiento. Puntos de transición: Saturación (ew_s), límite de hinchamiento (ew_w), punto de entrada de aire (ew_p), límite de retracción (ew_z) y seco en estufa o residual (ew_r). Zonas de retracción: Estructural (ew_{estr}), proporcional (ew_{pro}), residual (ew_{res}) y cero (ew_{cero}). El valor de “ ew ” en el punto de entrada de aire (ew_p) se corresponde con el límite de retracción convencional (LR). Muestras alteradas.

Tabla 6.1.7. Valores medios de la relación de huecos “ e ” en los puntos de transición definidos matemáticamente y porcentaje de las distintas zonas de retracción expresados en términos de relación de huecos sobre la pérdida total de volumen, por muestra y tratamiento. Puntos de transición: Saturación (e_s), límite de hinchamiento (e_w), punto de entrada de aire (e_p), límite de retracción (e_z) y seco en estufa o residual (e_r). Zonas de retracción: Estructural (e_{estr}), proporcional (e_{pro}), residual (e_{res}) y cero (e_{cero}). Muestras alteradas.

Tabla 6.1.8. Valores medios de la relación de agua “ ew ” en los puntos de transición y porcentaje de las distintas zonas de retracción, expresados en términos de relación de agua sobre la pérdida total de agua, por muestra y tratamiento. Puntos de transición: Saturación (ew_s), entre pseudo-saturación y estructural ($ew_{\text{ps-estr}}$), entre estructural y residual ($ew_{\text{estr-res}}$) y seco en estufa o residual (ew_r). Zonas de retracción: Pseudo-saturación (ew_{ps}), estructural (ew_{estr}) y residual (ew_{res}). El valor de $ew_{\text{ps-estr}}$ se corresponde con el límite de retracción convencional (LR). Muestras alteradas.

Tabla 6.1.9. Valores medios de la relación de huecos “ e ” en los puntos de transición y porcentaje de las distintas zonas de retracción, expresados en términos de relación de huecos sobre la pérdida total de volumen, por muestra y tratamiento. Puntos de transición: Saturación (e_s), entre pseudo-saturación y estructural ($e_{\text{ps-estr}}$), entre estructural y residual ($e_{\text{estr-res}}$) y seco en estufa o residual (e_r). Zonas de retracción: Pseudo-saturación (e_{ps}), estructural (e_{estr}) y residual (e_{res}). Muestras alteradas.

Tabla 6.1.10. Valores medios de arcilla dispersa sobre suelo total (DC) y sobre arcilla total (DC relativa o RDC), pH, CE y DQO de la suspensión de arcilla, potencial Zeta, movilidad electroforética y diámetro medio de partícula, por muestra y tratamiento. La arcilla dispersa para el tratamiento “SAR 0” representa la arcilla dispersa en agua, respecto al suelo total (WDC) y respecto al contenido de arcilla total (WDC relativa o RWDC).

Tabla 6.1.11. Valores medios y desviación estándar y valores por pico de potencial Zeta y movilidad electroforética y valores medios del diámetro de partícula e índice de polidispersidad (PDI), por muestra y tratamiento.

Tabla 6.1.12. Valores medios de potasio, magnesio y sulfatos solubles, porcentajes del total y pH de los lixiviados por muestra, tratamiento y volumen de poro (VP).

ANEXO 8.

ÍNDICE DE FIGURAS

II. CARACTERIZACIÓN DE LOS SUELOS

Figura II.1. Curvas representativas del análisis térmico (TG expresado en porcentaje) de los suelos (a) naturales, (b) cultivados y (c) suelos de El Hierro.

Figura II.2. Relación entre la pérdida de peso a (a) 100 °C (análisis térmico) y el contenido en $(Al_o + \frac{1}{2} \cdot Fe_o)$, por suelos.

Figura II.3. Relación entre (a) los contenidos de Al (Al_o) y Si (Si_o) extraídos con oxalato, incluyendo las ecuaciones de regresión para todos los suelos (ecuación 1) y para todos los suelos excluyendo los suelos de El Hierro (símbolos con relleno, ecuación 2); (b) relación $(Al_o - Al_p)$ (diferencia entre los contenidos en Al extraído con oxalato y con pirofosfato) y el contenido en Si_o , por suelos y; (c) relación entre los contenidos de Al_p y carbono orgánico total, por suelos.

Figura II.4. (a) y (b) Relación entre los contenidos de Fe extraídos con citrato-ascórbico (Fe_{ca}) y ditionito-citrato (Fe_{dc}) con el Fe extraído con oxalato (Fe_o), por suelos. En la figura (b) las líneas discontinuas representan la relación obtenida por Reyes y Torrent (1997) para un conjunto de suelos de distintos ordenes (grupo 1) y para un conjunto de Andosoles y Espodosoles de distintas regiones del mundo (grupo 2).

Figura II.5. (a), (b) y (c) Evolución temporal del pH (agua) por profundidad y (d), (e) y (f) de la materia orgánica (valores multiplicados por 10, g/Kg) y fósforo (P, mg/kg) en superficie, en los suelos C2, C3 y C4. Muestreos numerados desde jul-94 (1) hasta ene-04 (44).

Figura II.6. (a), (b) y (c) Evolución temporal de los cationes cambiabiles. Muestreos numerados desde jul-94 (1) hasta ene-04 (44) y (d), (e) y (f) relación entre la conductividad eléctrica (CE) y la relación de adsorción de Na (SAR), en los suelos C2, C3 y C4.

Figura II.7. Relación entre la densidad aparente (ρ_b) y el contenido en (a) Al_o , (b) Fe_o y (c) $(Al_o + \frac{1}{2} \cdot Fe_o)$ por suelos y (d) $(Al_o + \frac{1}{2} \cdot Fe_o)$ en función del contenido en carbono orgánico.

Figura II.8. Relación entre el contenido en Si_o y la relación Al_p/Al_o , por suelos. Las líneas discontinuas representan los valores umbrales para separar las propiedades silándicas y aluándicas.

Figura II.9. Relación entre el contenido en $(Al_o + \frac{1}{2} \cdot Fe_o)$ y (a) los valores de retención de P (ΔP) y (b) la relación P Olsen/ ΔP , por suelos. La línea discontinua representa los datos de retención de fosfato obtenidos en suelos naturales de las Islas Canarias.

Figura II.10. (a) Relación entre el ratio Actpot (relación entre la capacidad de intercambio catiónico actual y potencial, CICE/CIC) y el contenido en Al_o y la conductividad eléctrica (CE), y (b) relación entre la retención de fosfato, el contenido en Al_o y la CIC, por suelos.

III. DISPERSIÓN DE ARCILLAS

Figura III.1. (a) Relación entre los valores de arcilla dispersa mediante resinas (R) y el método convencional (HMP) y (b) relación entre el ratio "arcilla(HMP)/arcilla(R)" y el contenido en Al_o , por suelos. La línea discontinua representa la línea 1:1. Se han incluido los valores obtenidos en los perfiles de Barlovento (suelo N1), Las Aves (suelo N2), Las Lajas (suelo N3) y Ravelo (Departamento de Edafología, ULL).

Figura III.2. Comparación entre los valores de (a) densidad aparente, retención de agua a (b) 33 y (c) 1.500 kPa y (d) agua útil, experimentales y estimados a partir del modelo de Saxton *et al.* (1986), por suelos.

Figura III.3. Comparación entre los valores de $w_{15bar}/arcilla(HMP)$ y $w_{15bar}/arcilla(R)$, por suelos. La línea discontinua representa el valor crítico de 0,6.

IV. CURVAS CARACTERÍSTICAS DE RETENCIÓN DE AGUA

Figura IV.1. (a) y (b) Curvas de retención de agua gravimétrica para los suelos naturales y cultivados y (c) y (d) pérdida relativa de agua gravimétrica (w_r) de los suelos naturales y cultivados, en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$. Las barras representan el error típico de la media

Figura IV.2. Relación entre los valores de retención de agua ajustados y experimentales para los suelos (a) naturales y (b) cultivados.

Figura IV.3. Relación entre los valores de retención de agua ajustados y experimentales para (a) pF 2 (10 kPa) y (b) pF 4,2 (1.500 kPa), por suelos. Suelos naturales en rojo y suelos cultivados en azul.

Figura IV.4. Curvas de retención de humedad medidas (símbolos) y estimadas (líneas) en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por muestra. Comparación de los modelos de ajuste de van Genuchten unimodal (con m optimizado (VG1) y $m = 1-1/n$ (VG2)) y bimodal (VG, 2n).

Figura IV.5. (a) y (b) Valores medios de la capacidad volumétrica de agua (C), en valor absoluto, para los suelos naturales y cultivados y (c) y (d) valores medios de la densidad de poros (D) para los suelos naturales y cultivados, en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$. El eje x derivado representa el radio de poro equivalente. Curvas unimodales.

Figura IV.6. Valores de la capacidad volumétrica de agua, C , (en valor absoluto) y de la densidad de poros, D , en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por suelos y muestra. Curvas bimodales.

Figura IV.7. Curvas características de retención de humedad, capacidad volumétrica de agua (C), en valor absoluto, y curvas de distribución o densidad de tamaños de poros (D) en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, de los suelos naturales y cultivados, por tipo de curva. Curvas unimodales.

Figura IV.8. Curvas características de retención de humedad, capacidad volumétrica de agua (C), en valor absoluto y curvas de distribución o densidad de tamaños de poros (D), en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por tipo de curva. Curvas bimodales.

Figura IV.9. Valores medios de los factores de forma $1/\alpha$, m/n y $m \cdot n$ por tipos de curva. Curvas unimodales. Las barras representan el error típico de la media.

Figura IV.10. Esquema de la terminología empleada para definir los distintos rangos de porosidad.

Figura IV.11. Proporción de macroporos (contenido de agua entre succiones correspondientes a 0 – 33 kPa), mesoporos (33 – 1.500 kPa) y microporos (> 1.500 kPa) (100 % = volumen total de poros) para los suelos (a) naturales y (b) cultivados.

Figura IV.12. Valores medios de (a) la pendiente, S , y del (b) contenido de agua gravimétrico en el punto de inflexión, w_i , según Dexter (2004), por suelos. Las líneas discontinuas representan los valores extremos de las categorías de S : 0,02; 0,035 y 0,05.

Figura IV.13. Valores medios de (a) la pendiente, S , y (b) la succión en el punto de inflexión, h_i , por tipos de curva.

Figura IV.14. Valores medios del parámetro IRI (a) por suelos y (b) por tipos de curva.

Figura IV.15. Relación entre los parámetros “ w_{1500}/Al_o ” (retención de agua gravimétrica a 1.500 kPa respecto al contenido en Al extraído con oxalato amónico Al_o) y “ $(Na+Mg)/Ca$ ” (suma de los cationes cambiables Na y Mg respecto al Ca cambiante) para a) todo el rango de Al_o y para b) el rango $Al_o = 1-3$ %, por suelos.

Figura IV.16. Relación del contenido de agua volumétrica a saturación con el contenido en $(Al_o + 1/2 \cdot Fe_o)$, por suelos. Se han incluido los valores recopilados por Basile *et al.* (2007) en una serie de suelos volcánicos europeos.

Figura IV.17. Relación de la retención de agua gravimétrica a 33 kPa con (a) la densidad aparente y (b) el contenido en alofana. La línea discontinua representa la regresión obtenida por van Ranst *et al.* (2002). Se han incluido las ecuaciones de regresión para el conjunto de los suelos, así como las obtenidas por estos autores.

Figura IV.18. Relación de la retención de agua gravimétrica a 1.500 kPa con (a) la densidad aparente y (b) el contenido en alofana. La línea discontinua representa la regresión obtenida por van Ranst *et al.* (2002). Se han incluido las ecuaciones de regresión para el conjunto de los suelos, así como las obtenidas por estos autores.

Figura IV.19. Relación entre la retención gravimétrica de agua a distintos valores de succión y el contenido en Al y Fe extraídos con oxalato amónico $(Al_o + 1/2 \cdot Fe_o)$, por suelos.

Figura IV.20. (a) Relación entre el parámetro S y la densidad aparente para los suelos naturales (en rojo) y cultivados (en azul), incluyendo las líneas de tendencia para las cuatro principales clases texturales (arcillosa, franca, limosa y arenosa) obtenidas a partir de las funciones de edafotransferencia de FAO/USDA (Dexter, 2004a). (b) Relación entre el parámetro S y la densidad aparente para el conjunto de los suelos del trabajo. Las líneas discontinuas horizontales indican los valores críticos de $S = 0,035$ y $S = 0,045$, propuestos por Dexter (2004) y Andrade y Stone (2009), respectivamente.

Figura IV.21. Valores medios del coeficiente de correlación de Pearson R entre el parámetro IRI y el contenido volumétrico de agua, en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$.

Figura IV.22. Relación del parámetro S con la porosidad total (θ_s), retención de agua a 10 kPa (θ_{10}), porosidad capilar (θ_{33}), microporosidad (θ_{1500}), porosidad llena de aire (MP_{10}), agua útil (AU), agua útil modificada (AU2), carbono orgánico total (C_{org}), índice de estabilidad estructural (SI) y contenido en $(Al_o + 1/2 \cdot Fe_o)$, por suelos. Las líneas discontinuas indican los valores límites críticos según Reynolds *et al.* (2009) y Dexter (2004a).

Figura IV.23. Relación del parámetro IRI con la porosidad total (θ_s), retención de agua a 10 kPa (θ_{10}), porosidad capilar (θ_{33}), microporosidad (θ_{1500}), porosidad llena de aire (MP_{10}), agua útil (AU), agua útil modificada (AU2), densidad aparente, carbono orgánico total (C_{org}), índice de estabilidad estructural (SI) y contenido en $(Al_o + 1/2 \cdot Fe_o)$, por suelos. Se han incluido los valores recopilados por Basile *et al.* (2007) en una serie de suelos volcánicos europeos. Las líneas discontinuas indican los valores límites críticos según Reynolds *et al.* (2009).

V. CURVAS DE RETRACCIÓN

Figura V.1. Dependencia de la porosidad P del contenido en agua del suelo θ en suelos hinchables. Definición de las cuatro zonas o regiones (Haines, 1923, modificado por Yule y Ritchie, 1980).

Figura V.2. Ejemplos de modelos de curvas de retracción recopilados por Braudeau *et al.* (1999).

Figura V.3. (a) Curvas de retracción promedio, expresadas en volumen específico de suelo “ v ” vs contenido específico de agua “ w ”, por suelos. La línea discontinua representa la línea 1:1. (b) Curvas de retracción promedio, expresadas en relación de huecos “ e ” vs relación de agua “ ew ”, para los suelos estudiados (en rojo)

incluyendo los datos obtenidos por Dorel *et al.* (2000), en azul (en función de los horizontes A y B). Las barras representan el error típico. Muestras inalteradas.

Figura V.4. Valores medios de (a) la relación relativa de poros “ e_r ” y (b) la relación relativa de agua “ ew_r ” en función de la succión, por suelos. Muestras inalteradas.

Figura V.5. Ejemplos de curvas de retracción representativas de los suelos (a) naturales y (b) cultivados. Muestras alteradas.

Figura V.6. Comparación de las curvas de retracción de los suelos N1 y N2 (en rojo) con curvas de retracción obtenidas por Warkentin y Maeda (1974, muestra C1, en azul).

Figura V.7. Comparación de las curvas de retracción representativas de los suelos cultivados y naturales con las curvas de retracción obtenidas por Hagiwara y Takenaka (1985) en muestras alteradas (pasta) con perturbación mínima (en rojo) y con remoción (en azul).

Figura V.8. (a) Curvas de retracción y (b) aspecto de las pastas después de la retracción (hasta sequedad, 105°C) del suelo N1 (observar que no aparece ninguna grieta).

Figura V.9. Relación de la retención de agua a 1.500 kPa (W_{15bar}) con el límite de retracción, LR, por suelos.

Figura V.10. Ejemplos de curvas de retracción de los suelos C4 y N2, con indicación de los contenidos de agua asociados al límite de retracción, LR, y succión a 1.500 kPa o 15 bar (W_{15bar}).

Figura V.11. Relación entre la retracción total y el límite de retracción por suelos. Suelos cultivados en azul, suelos naturales en rojo. Muestras alteradas.

Figura V.12. Relación entre el límite de retracción, LR, y la relación de huecos (a) inicial “ e_s ” y (b) final “ e_r ”, por suelos. Suelos cultivados en azul, suelos naturales en rojo. Muestras alteradas.

Figura V.13. Relación entre el límite de retracción convencional, LR, y los límites de retracción del modelo de Peng (punto de entrada de aire, ew_p) y el modificado (transición entre pseudo-saturación y estructural, ew_{ps}).

Figura V.14. Relación del contenido en Al y Fe extraídos con oxalato amónico ($Al_{0+1/2} \cdot Fe_0$) con (a) el volumen específico de agua a saturación, w_s , (b) el volumen específico de suelo a saturación, v_{sat} , y seco, v_{seco} , y (c) el límite de retracción, LR, por suelos.

Figura V.15. Ejemplos de las curvas de retracción de muestras inalteradas (método de la parafina, 3 puntos: saturación, 0,33 y 1.500 kPa) y alteradas (método de la pasta, desde saturación hasta seco en estufa).

Figura V.16. Comparación entre la relación de huecos a saturación “ e_s ” de muestras inalteradas (agregados) y alteradas (pasta) por suelos.

Figura V.17. Relación entre la retracción total relativa (RTr) y el contenido en Al y Fe extraídos con oxalato amónico ($Al_{0+1/2} \cdot Fe_0$), por tipo de muestra: inalterada (agregados) y alterada (pasta).

VI. CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA

Figura VI.1. Histogramas de frecuencia de conductividad hidráulica saturada en laboratorio (K_{sL}) y en campo (K_{sf}) para los suelos (a) naturales y (b), (c) cultivados. Categorías: 1 = muy baja (< 8), 2 = baja (8-20), 3 = moderada (20-60), 4 = moderadamente rápida (60-80), 5 = rápida (80-125) y 6 = muy rápida (> 125 mm·h⁻¹).

Figura VI.2. Comparación entre los histogramas de frecuencias de K_s (a) medida y (b) estimada a partir del modelo de Saxton *et al.* (1986), en el suelo C1. Categorías: 1 = muy baja (< 8), 2 = baja (8-20), 3 = moderada (20-60), 4 = moderadamente rápida (60-80), 5 = rápida (80-125) y 6 = muy rápida (> 125 mm·h⁻¹).

Figura VI.3. Histogramas de frecuencia de conductividad hidráulica saturada en laboratorio (K_{sL}) por tipo de curva. Categorías: 1 = muy baja (< 8), 2 = baja (8-20), 3 = moderada (20-60), 4 = moderadamente rápida (60-80), 5 = rápida (80-125) y 6 = muy rápida (> 125 mm·h⁻¹).

Figura VI.4. Valores de MP_{33} ($\theta_s - \theta_{33}$ kPa), AU (θ_{33} kPa - θ_{1500} kPa) y mp_{15} (θ_{1500} kPa) por categorías de conductividad hidráulica en laboratorio (K_{sL}) y por tipo de curva. Las barras representan el error típico y en el eje de coordenadas se muestran los números de casos (N).

Figura VI.5. Valores medios de la variación estacional de la CE (a) y de la relación (Ca+Mg)/Na (b) en el suelo C3 por profundidad. Las barras representan el error típico. En el eje de categorías, el mes (romano) y los dos últimos dígitos del año.

Figura VI.6. Frecuencia de casos de K_{sf} “muy baja” por profundidad y por estaciones para los suelos C2, C3 y C4.

Figura VI.7. Diagrama de dispersión de los dos primeros componentes de un análisis de componentes principales con las variables: ρ_b , θ_{1500} , θ_s (Al_0), relación $(\theta_s - \theta_{33})/\theta_{1500}$, y ratio CE/(Na+Mg)/Ca. Los símbolos representan las categorías de K_s . Categorías: muy baja (< 8), baja (8-20), moderada (20-60), moderadamente rápida (60-80), rápida (80-125) y muy rápida (> 125 mm·h⁻¹).

VII. EFECTO DE LAS CONDICIONES DE SODICIDAD/SALINIDAD EN LA DEGRADACIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LOS SUELOS

Figura VII.1. Representación esquemática de los procesos e intensidad de las fuerzas atractivas y repulsivas al mojar un agregado de suelo (adaptado de Rengasamy y Summer, 1998).

Figura VII.2. Resultante de la contribución de las fuerzas atractivas (ii) y de las fuerzas repulsivas (i). Si disminuye la barrera de potencial (izquierda) por reducción de las fuerzas repulsivas, las partículas pueden “remontar” la barrera de potencial y unirse (suspensión inestable (floculación)). Este efecto se favorece al aumentar la concentración salina en una dispersión de arcilla.

Figura VII.3. Efecto de la relación de absorción de sodio, SAR, y de la concentración de electrolitos, CE, expresado como concentración total de cationes (CTC) en la dispersión de arcilla (Rengasamy *et al.*, 1984).

Figura VII.4. Importancia de la materia orgánica y de la energía aplicada en la dispersión de arcilla (Sumner, 1995).

Figura VII.5. Efecto del SAR y de la concentración de electrolitos (CE) en la permeabilidad del suelo (Quirk y Schofield, 1955).

Figura VII.6. Imagen y esquema de la percolación de las muestras de suelo y recogida de los lixiviados.

Figura VII.7. Ensayo en columnas.

Figura VII.8. Ensayo de dispersión.

Figura VII.9. Valores medios del cambio relativo de la conductividad hidráulica saturada (K_{sr}) en función de la concentración de la disolución percolante, C, y los valores de SAR por muestra (los valores de K_{sr} por encima de 100 % se asumieron igual a 100 %).

Figura VII.10. Valores medios del cambio relativo de la conductividad hidráulica saturada (K_{sr}) en función de la concentración de la disolución percolante, C (en escala logarítmica) por suelos para cada SAR (los valores de K_{sr} por encima de 100 % se asumieron igual a 100 %). La línea discontinua corresponde a una reducción de K_s del 15 %.

Figura VII.11. Valores medios de las concentraciones críticas (a) y (b) C_{TH15} y (c) y (d) C_{TH25} , para los suelos naturales y cultivados en función de los valores de SAR. Las líneas discontinuas indican los valores teóricos estimados a partir de la Ec. 4 (Quirk, 1971): $C_{TH} = 14,6$ (SAR 25), 28,6 (SAR 50), 56,6 meq·L⁻¹ (SAR 100).

Figura VII.12. Valores medios de la concentración de turbidez C_{TU} para los suelos cultivados en función de los valores de SAR. Las líneas discontinuas indican los valores teóricos estimados a partir de la Ec. 5 (Quirk, 1971): $C_{TU} = 4,2$ (SAR 25), 8,2 (SAR 50), 16,2 meq·L⁻¹ (SAR 100). Para los suelos naturales, $C_{TU} = 0$.

Figura VII.13. Concentración crítica C_{TH25} en función del valor del SAR por suelos. Se han incluido los valores obtenidos por McNeal y Coleman (1966) y recopilados por Quirk (2001), indicados con “•” en rojo (suelos de California con predominio de minerales de arcilla 1:1 y cantidades moderadas de montmorillonita) y en azul (suelo rico en materiales amorfos, suelo Vale). La línea representa el valor de C_{TH} según la Ecuación 4 (Quirk, 1971).

Figura VII.14. Relación entre la concentración crítica C_{TH15} (que causa una disminución de un 15 % de la permeabilidad) y el contenido en Al y Fe extraídos con oxalato amónico ($Al_{0+1/2} \cdot Fe_0$) en función del SAR (ensayo en columnas).

Figura VII.15. Curvas de retención de agua gravimétrica en función de los valores de SAR (en paréntesis, la concentración salina, C, en mmol·L⁻¹), por muestra. En algunas muestras no se determinó la curva completa, por lo que sólo se muestran los valores medidos, a 33 (pF 2,5) y 1.500 kPa (pF 4,2).

Figura VII.16. Ejemplos de curvas de retención de agua gravimétrica para los suelos naturales a (a) SAR 0, (b) SAR 50 y (c) SAR 100, y para los suelos cultivados a (d) SAR 0, (e) SAR 25 y (f) SAR 50.

Figura VII.17. Curvas de retracción por muestra en función de los valores del SAR y de la concentración salina, C (en mmol·L⁻¹). La línea discontinua indica la línea 1:1.

Figura VII.18. Curvas de retracción para los suelos naturales a (a) SAR 50 y (b) SAR 100, y para los suelos cultivados a (c) SAR 25 y (d) SAR 50, por muestra.

Figura VII.19. Valores medios de la retracción total (a) relativa (RTr) y (b) absoluta (RTa) por suelos, en función del SAR.

Figura VII.20. Valores medios de la conductividad hidráulica saturada, K_s , y del cambio relativo de la conductividad hidráulica saturada, K_{sr} , en función de la concentración de la disolución percolante, C, para SAR 25. Las barras representan el error típico de la media. Los valores de K_{sr} por encima de 100 % se asumieron igual a 100 %.

Figura VII.21. Valores medios de la conductividad hidráulica saturada, K_s , y del cambio relativo de la conductividad hidráulica saturada, K_{sr} , en función de la concentración de la disolución percolante, C, por suelos (SAR 25). Las barras representan el error típico de la media. Los valores de K_{sr} por encima de 100 % se asumieron igual a 100 %.

Figura VII.22. Ejemplos de curvas de retención de agua gravimétrica y curvas de retracción, por suelo (SAR 25).

Figura VII.23. Relación de la arcilla dispersa/suelo total (WDC) con los contenidos en (a) arcilla total (dispersa con HMP) y (b) aluminio y hierro extraídos con oxalato amónico ($Al_o+1/2 \cdot Fe_o$), (c) relación de la arcilla dispersa/arcilla total (RWDC) con el contenido en ($Al_o+1/2 \cdot Fe_o$), y (d) relación de la arcilla dispersa/arcilla total (RWDC) con el contenido en hierro extraído con ditionito-citrato, Fe_{dc} , por suelos. Muestras sin tratar. Suelos naturales en rojo, suelos cultivados en azul.

Figura VII.24. Relación de la cantidad de arcilla dispersa en agua (WDC) con (a) la conductividad eléctrica del extracto de pasta saturada, $CE_{e.s.}$, (b) la relación de adsorción de sodio del extracto saturado, $SAR_{e.s.}$, (c) la relación entre la conductividad eléctrica del extracto saturado y el sodio cambiante, $CE_{e.s.}/Nax$, (d) la capacidad de intercambio catiónico efectiva, CICE, (e) el porcentaje de saturación de Na efectiva, PSIE, (f) la relación entre los cationes solubles del extracto saturado, Cas/Mgs , y (g) la relación entre los cationes solubles del extracto saturado $Mgs/(Cas+Mgs)$, y (h) la relación CROSS, por suelos (muestras sin tratar). Suelos naturales en rojo, suelos cultivados en azul.

Figura VII.25. Relación del potencial Z con los contenidos en (a) arcilla dispersa en agua, WDC, (b) arcilla total, dispersa con HMP, y (c) aluminio y hierro extraídos con oxalato amónico ($Al_o+1/2 \cdot Fe_o$), (d) CE y (e) pH de la suspensión de arcilla, y (f) relación entre el diámetro medio de partícula y WDC, por suelos (muestras sin tratar). Suelos naturales en rojo, suelos cultivados en azul.

Figura VII.26. Relación entre la arcilla dispersa sobre suelo total, DC, y la CE de la suspensión de arcilla para (a) los suelos naturales y (b) los suelos cultivados, por valores de SAR.

Figura VII.27. Relación entre los porcentajes de arcilla dispersa sobre suelo total, DC, por valor de SAR (para la disolución más diluida).

Figura VII.28. Histograma de frecuencia de los valores medios de diámetro de partícula obtenidos para el conjunto de todos los suelos y tratamientos.

Figura VII.29. Relación del potencial Zeta con (a), (b) la CE y (c), (d) el pH de la suspensión de arcilla para los suelos naturales y cultivados, por valores de SAR.

Figura VII.30. (a) Relación de la arcilla dispersa sobre suelo total, DC, con el contenido de aluminio y hierro extraídos con oxalato amónico ($Al_o+1/2 \cdot Fe_o$), relación de (b) el potencial Z y (c) el diámetro medio de partícula con DC, en función del SAR (para la disolución más diluida, $C = 1 \text{ mmol} \cdot L^{-1}$).

Figura VII.31. Valores medios de la arcilla dispersa sobre suelo total, DC, y del potencial Zeta (en valor absoluto) de los suelos $C4_p$ y $N4_p$, por valores de SAR.

Figura VII.32. Relación del SAR con (a) y (b) la concentración de floculación, C_F , para un 1,2 y 0,5 % de arcilla dispersa, respectivamente y (c) la concentración de turbidez C_{TU} , por suelos. Las líneas representan las relaciones obtenidas por Rengasamy *et al.* (1984) en ensayos de dispersión para un conjunto de Oxisoles. Estas relaciones se corresponden con ecuaciones de regresión obtenidas en condiciones de dispersión espontánea (Concentración total de cationes, $TCC (\text{meq} \cdot L^{-1}) = 0,16 \text{ SAR} + 0,14$, Ecuación 2) y mecánica ($TCC = 1,46 \text{ SAR} + 1,44$ (Ec. 3.1) y $TCC = 1,21 \text{ SAR} + 3,3$ (Ec. 3.2, para horizontes superficiales)).

Figura VII.33. Relación de la arcilla dispersa sobre suelo total, DC, (ensayo de dispersión) y la concentración crítica, C_{TH} (ensayo en columna) por valores de SAR.

Figura VII.34. Valores medios de la arcilla dispersa, potencial Zeta y diámetro de partícula en función del número de tratamiento (1 = 70, 2 = 30, 3 = 15, 4 = 5 y 5 = 1 mM de concentración salina), por suelo y valor de SAR.

Figura VII.35. Valores medios de potasio (en azul) y de magnesio (en rojo) determinado en los lixiviados, expresado en $\text{meq} \cdot L^{-1}$, por suelo y número de volumen de poro, en función de los valores de SAR.

Figura VII.36. Valores medios de potasio para los suelos (a) y (b) cultivados y (c) y (d) naturales, y valores medios de magnesio para los suelos (e) y (f) cultivados y (g) y (h) naturales, determinados en los lixiviados y expresados en $\text{meq} \cdot L^{-1}$, por tratamiento y número de volumen de poro.

Figura VII.37. Comparación entre los contenidos en (a), (b) y (c) potasio cambiante (extraído con NH_4Ac) y potasio total determinado en los lixiviados, y en (d), (e) y (f) magnesio cambiante (extraído con NH_4Ac) y magnesio determinado en los lixiviados, expresados en $\text{meq}/100g$, por suelo y valor de SAR.

Figura VII.38. Suma acumulada de potasio (en azul) y de magnesio (en rojo) determinados en los lixiviados, expresados en $\text{meq}/100g$, por suelo y número de volumen de poro (VP), en función de los valores de SAR.

ANEXO 1. CARACTERIZACIÓN DE LOS SUELOS

Figura 1.2.1. Curvas del análisis térmico diferencial (ATD (μV)) y termogravimétrico (TG (μg) y DTG ($\mu g/\text{min}$)), por fecha de muestreo y muestra.

ANEXO 3. CURVAS CARACTERÍSTICAS DE RETENCIÓN DE AGUA DEL SUELO

Figura 3.2.1. Curvas de retención de agua volumétrica medidas (símbolos) y estimadas (líneas) en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por muestra y fecha de muestreo. Comparación de los modelos de

ajuste: van Genuchten con m optimizado (VG1), con $m = 1-1/n$ (VG2) y Brooks and Corey (BC). Curvas unimodales.

Figura 3.2.2. Curvas de retención de agua volumétrica medidas (símbolos) y estimadas (líneas) en función de la succión (h) en cm, expresada en $pF = \log h$, por muestra y fecha de muestreo. Comparación de los modelos de ajuste unimodal (van Genuchten con m optimizado (VG1) y con $m = 1-1/n$ (VG2)) y bimodal (VG,2n). Curvas bimodales.

ANEXO 4. CURVAS CARACTERÍSTICAS DE RETRACCIÓN DEL SUELO

Figura 4.2.1. Curvas de retracción (expresadas en volumen específico de suelo “ v ” vs contenido específico de agua “ w ” y en relación de huecos “ e ” vs relación de agua “ ew ”) para los tres valores de succión estudiados; saturación, 1/3 bar (33 kPa) y 15 bar (1500 kPa), por suelo y muestra (réplica). Muestras inalteradas.

Figura 4.2.2. Curvas de retracción (expresadas en volumen específico de suelo “ v ” vs contenido específico de agua “ w ”) por suelo, fecha de muestra y muestra. Muestras alteradas.

Figura 4.2.3. Curvas de retracción medidas (símbolos) y estimadas (línea continua) según el modelo de Peng y Horn (2005) por muestra, fecha muestreo y réplica, expresadas en términos de relación de huecos “ e ” y relación de agua “ ew ”. La línea discontinua representa la línea 1:1. Muestras alteradas.

Figura 4.3.1. Esquema de una curva de retracción característica con las cuatro zonas de retracción y los puntos de transición entre éstas (Peng *et al.*, 2005).

ANEXO 6. ENSAYO DE SODICIDAD/ SALINIDAD

Figura 6.2.1. Valores medios de la conductividad hidráulica saturada, K_s , en función de la concentración de la disolución percolante, C , por muestra y valores de SAR. Las barras representan el error típico de la media.

Figura 6.2.2. Curvas de retención volumétrica de agua estimada, en función de los valores de SAR por muestras, con indicación de los correspondientes valores de concentración salina, C (en $\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$).

Figura 6.2.3. Curvas de retención volumétrica de agua medidas (símbolos) y estimadas (líneas) por muestra y tratamiento.

Figura 6.2.4. Relación entre los valores de retención de agua ajustados y experimentales para cada suelo en función del SAR.

Figura 6.2.5. Curvas de retracción medidas (símbolos) y estimadas (línea continua) según el modelo de Peng y Horn (2005) por muestra y tratamiento, expresadas en términos de relación de huecos “ e ” y relación de agua “ ew ”. La línea discontinua representa la línea 1:1.

Figura 6.2.6. Relación entre los valores de relación de huecos “ e ” ajustados y experimentales para cada suelo en función del SAR.

ANEXO 9.

ÍNDICE DE FOTOS

IV. CURVAS CARACTERÍSTICAS DE RETENCIÓN DE AGUA

Foto IV.1. Imagen del equipo de (a) células Tempe y (b) placas de presión de Richards para medida de la curva de retención de agua del suelo.

V. CURVAS DE RETRACCIÓN

Foto V.1. Medida del volumen de un agregado natural.

Foto V.2. Muestra alterada para la medida de la retracción.

VI. CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA

Foto VI.1. (a) Permeámetro de carga constante Eijkelkamp y (b) permeámetro de Guelph para medida de la conductividad hidráulica saturada en laboratorio y en campo, respectivamente.

VII. EFECTO DE LAS CONDICIONES DE SODICIDAD/SALINIDAD EN LA DEGRADACIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LOS SUELOS

Foto VII.1. Detalles de la apariencia de pasta saturada de una muestra saturada con 1 M y del grado de turbidez alcanzado en el permeámetro tras el “colapso” de algunas muestras al percolar la disolución de 0,07 M.

Foto VII.2. Ejemplos de muestras para medida de la retracción con fisuras o grietas, a) Muestra C4_{p-2} y b) muestra N1_{p1}, ambas a SAR 50.

Foto VII.3. Detalle de algunos ejemplos de muestras de suspensión de arcilla dispersa: (a) Muestra N4_{p-1}, SAR 50, (b) C1_{p-36}, SAR 25, (c), C4_{p2}, SAR 25, y (d) C4_{p-3}, SAR 50, en función de las concentraciones salinas: 0 (sin tratar), 1, 5, 15, 30 y 70 mmol·L⁻¹.