

**CONVERSIÓN DE PASTIZALES EN FORESTACIONES:  
IMPACTOS SOBRE LA DINÁMICA DEL AGUA Y LAS SALES**

Marcelo D. Noretto  
Ingeniero Agrónomo, UNER, 2001

Director: Ing. Agr. Esteban G. Jobbágy (PhD)

Consejero de Estudios: Ing. Agr. José M. Paruelo (PhD)

Tesis para optar por el grado de  
Doctor en Ciencias Agropecuarias

Escuela Para Graduados "Alberto Soriano"  
Facultad de Agronomía  
Universidad de Buenos Aires

**2007**

## JURADO DE TESIS

Dra. Anna Sala  
Division of Biological Sciences  
The University of Montana (USA)

Dr. Tomás M. Schlichter  
Estación Experimental Agropecuaria Bariloche  
Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (Argentina)

Dr. Miguel A. Taboada  
Facultad de Agronomía  
Universidad de Buenos Aires (Argentina)

## AGRADECIMIENTOS

Muchas personas e instituciones colaboraron de diversas maneras para que esta tesis sea posible. En esta página trataré de recordarlas, asumiendo el riesgo de omitir involuntariamente a alguna de ellas.

En primer lugar quiero expresar mi agradecimiento a mi director de tesis, Esteban J, quien marco el camino de mi aprendizaje en estos 5 años. El me contagió la pasión por la eco-hidrología destacando siempre el rol de la vegetación en el funcionamiento de los ecosistemas.

Quiero agradecer a Armando B. por haberme abierto las puertas a la ciencia en la cátedra de Climatología de la FCA y darme la posibilidad de iniciar esta carrera científica.

Esta tesis fue sustancialmente enriquecida por los valiosos aportes de mi consejero José P y los comentarios de Carlos di B, Rob J, Roberto F y Sergio C.

Hacia el final del proceso de esta tesis los miembros del jurado (Miguel Taboada, Anna Sala y Tomás Schlichter) contribuyeron a enriquecerla. Muchas gracias a ellos también.

En mi experiencia húngara, Tibor, Klára, János e Imre me ayudaron enormemente haciendo más amena y fructífera mi estadía allá.

Quiero agradecer a mis compañeros del LART (Lola, Fede, Coni, Gonza I, Gonza G, Juan Pablo, Gerva, Santi, Luciana P, Martín G, Irene, Mayra, Martín D, Marcos T, Oyi, Pamela). Un agradecimiento especial va para Germán, Roxy y Celina quienes me ayudaron a mejorar distintas secciones de esta tesis. Lorena G, Ana A, Luis L, Diana D, Natalia T, Vicky, Marisa P, Mandril, Ademar F, Patricio O y Eugenia B prestaron su ayuda en una gran diversidad de tareas en distintas etapas de este proyecto.

Varias instituciones me apoyaron económicamente durante la elaboración de la tesis: el CONICET, la Facultad de Ciencias Agropecuarias (UNER), el Inter-American Institute for Global Change Research (IAI), SECyT y NKTH.

Finalmente quiero agradecer a mi familia por brindarme su apoyo incondicional en los proyectos que he emprendido y a Silvina B por estar siempre a mi lado, en las buenas y en las malas, ayudándome a seguir adelante.

## INDICE GENERAL

Agradecimientos	iii
Índice General	iv
Índice de Tablas	vii
Índice de Figuras	viii
Declaración	xiii
Lista de Abreviaturas	xiv
Resumen	xv
Abstract	xvi
Capítulo 1: Introducción	1
1.1 Introducción general	2
1.2 Las forestaciones y la dinámica del agua	5
1.3 Salinización y dinámica de sales	7
1.4 Los efectos de la textura edáfica	8
1.5 Objetivos y organización de la tesis	9
1.6 Áreas de estudio	10
Capítulo 2: Evapotranspiración y eficiencia en el uso del agua de pastizales naturales y plantaciones de <i>Eucalyptus grandis</i> y su interacción con la textura edáfica	12
2.1 Introducción	13
2.2 Metodología y herramientas	15
2.2.1 Región de estudio	15
2.2.2 Sitios de estudio e imágenes satelitales	16
2.2.3 Estimación de Evapotranspiración	17
2.2.4 Análisis de sensibilidad y datos de flujo de savia	18
2.2.5 Radiación fotosintéticamente activa interceptada	19
2.2.6 Datos climáticos y de producción forestal	19
2.2.7 Análisis de <sup>13</sup> C	19
2.2.8 Concentración de cloruros en arroyos	20
2.2.9 Análisis de datos	20
2.3 Resultados	20
2.3.1 Diferencias entre forestaciones y pastizales	20
2.3.2 Cambios temporales de ET y condiciones meteorológicas	22
2.3.3 Análisis de sensibilidad y datos de flujo de savia	26

2.3.4 Evapotranspiración y textura edáfica	26
2.3.5 Limitación hídrica y textura edáfica	28
2.3.6 Evapotranspiración y edad de la forestación	28
2.3.7 Estimaciones independientes de uso de agua	29
2.4 Discusión	30
Capítulo 3: Dinámica del agua en el suelo bajo forestaciones y pastizales en un gradiente de texturas edáficas	34
3.1 Introducción	35
3.2 Metodología y herramientas	37
3.2.1 Región y sitios de estudio	37
3.2.2 Colección de datos	37
3.3 Resultados	40
3.3.1 Perfiles edáficos de humedad	40
3.3.2 Dinámica de bromuros en el suelo	42
3.3.3 Simulaciones HYDRUS-1D	43
3.4 Discusión	47
Capítulo 4: Los efectos del establecimiento de árboles en la dinámica de agua y sales en pastizales salinos	51
4.1 Introducción	52
4.2 Metodología y Herramientas	54
4.2.1 Región de Estudio	54
4.2.2 Sitios de estudio	55
4.2.3 Dinámica de sales	57
4.2.4 Dinámica del agua	58
4.3 Resultados	60
4.3.1 Dinámica de sales	60
4.3.2 Dinámica del agua	63
4.4 Discusión	65
Capítulo 5: Patrones y controles de la salinización asociada al establecimiento de árboles en un gradiente de lluvias	70
5.1. Introducción	71
5.1.1 El contexto de la salinización: mecanismos y predicciones	71
5.2 Metodología y herramientas	74
5.2.1 La región	74

5.2.2 Sitios de estudio y trabajo de campo	75
5.2.3 Análisis de índices de vegetación	76
5.2.4 Análisis de datos	77
5.3 Resultados	78
5.3.1 Patrones y controles de la salinización	78
5.3.2 Patrones de la productividad primaria	81
5.4 Discusión	82
5.4.1 El contexto de la salinización en los pastizales del Río de la Plata	82
5.4.2. Implicancias de manejo e interacciones con el clima	83
Capítulo 6: Conclusiones y Discusión General	86
6.1. Importancia de las forestaciones en pastizales y la aproximación eco-hidrológica	87
6.2. Forestaciones en pastizales y la dinámica del agua	88
6.3. Forestaciones en pastizales y la dinámica de sales	89
6.4. Implicancias para la planificación y el manejo forestal	90
6.5. Interacción drenaje-forestación en planicies sedimentarias. Inferencias en Pampa Deprimida	93
6.5. Futuras líneas de investigación	94
Bibliografía	97
Apéndice I	113

## INDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Características radiométricas, térmicas y evaporativas de forestaciones de <i>Eucalyptus grandis</i> y pastizales nativos en los distintos tipos de suelos.	21
Tabla 2.2. Producción maderera y valores de $\delta^{13}\text{C}$ en troncos de forestaciones de <i>E. grandis</i> en los distintos tipos texturales de suelos de la región (media y error estándar).	28
Tabla 3.1. Profundidad modal, media y mediana de bromuros bajo pastizales y forestaciones en los sitios arcilloso, mestizo y arenoso en tres fechas de muestreo (media $\pm$ EE, n=3).	45
Tabla 3.2. Velocidad modal, media y mediana de bromuros bajo pastizales y forestaciones en los sitios arcilloso, mestizo y arenoso en tres fechas de muestreo (media $\pm$ EE, n=3).	45
Tabla 4.1. Evaluación de las diferencias de textura edáfica entre tipos de vegetación y sitios basado en los contenidos de arcilla, limo y arena en ocho capas. Los valores de probabilidad de la prueba t (efecto de la vegetación dentro del sitio, n=3) y ANOVA (efecto del sitio, n=2) están indicados. La distribución del tamaño de partículas fue determinado por el método del hidrómetro (Bouyoucos 1962).	56
Tabla 5.1. Lista de especies arbóreas incluidas en el análisis y sus respectivos valores de tolerancia a la salinidad derivados de un análisis de la literatura.	78
Tabla 5.2. Química del agua subterránea bajo diferentes especies arbóreas y una parcela de pastizal en América (35.5° S, 62.9° O, Prov. de Bs. As.).	80
Tabla 6.1. Comparación entre la Pampa Deprimida (Argentina) y la Gran Llanura Húngara (Hungría) en cuanto a sus características climáticas, topográficas, edáficas y de vegetación.	94

## INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Principales focos forestales establecidos en Argentina y Uruguay. El área gris indica la distribución original de los pastizales nativos.	3
Figura 2.1. Región de estudio. La distribución de las forestaciones y pastizales nativos considerados en el análisis está indicada con puntos y cruces, respectivamente. La ubicación de la estación meteorológica se encuentra señalada con un triángulo. Los tipos de suelos fueron obtenidos de mapas a escala 1:100.000 realizados por el INTA (1993).	17
Figura 2.2. Pérdidas evaporativas de agua y radiación interceptada en plantaciones de <i>E. grandis</i> y pastizales nativos en las siete fechas consideradas. La evapotranspiración actual ( <b>a</b> ) y NDVI ( <b>b</b> ) fueron calculados a partir de imágenes Landsat ETM+. Las diferencias entre ambos tipos de vegetación fueron siempre significativas ( $p < 0,01$ ). Las barras corresponden al desvío estándar. La precipitación (Pp), evaporación de tanque (ETa) y el balance hídrico (BH=Pp-ETa) integrados para los 18 días previos a la adquisición de la imagen se muestran en el panel ( <b>c</b> ).	23
Figura 2.3. Variabilidad temporal de la evapotranspiración en forestaciones de <i>E. grandis</i> y pastizales nativos. Relación entre la evapotranspiración media y el coeficiente de variación (CV) de ET entre fechas para los 59 y 58 sitios de forestaciones y pastizales, respectivamente ( <b>a</b> ). Se muestra el promedio del CV de evapotranspiración en forestaciones y pastizales para los distintos tipos de suelos ( <b>b</b> ). Las letras muestran diferencias significativas ( $p < 0,05$ ) entre todas las combinaciones de tipo de vegetación x tipo de suelo (Prueba de Duncan). Las barras corresponden al desvío estándar.	24
Figura 2.4. Relación entre la evapotranspiración de forestaciones de <i>E. grandis</i> y pastizales nativos y el balance hídrico. Asociación entre Evapotranspiración / Evaporación de tanque (ET/ETa) de forestaciones ( <b>a</b> ) y pastizales ( <b>b</b> ) y el balance hídrico acumulativo considerando 1-30 días previos a la adquisición de la imagen. Respuesta de ET/ETa al balance hídrico de los 18 días previos ( <b>c</b> ). Se evaluaron modelos lineales en ambos tipos de vegetación pero en los pastizales se obtuvo un mejor ajuste utilizando un modelo con respuesta de saturación. Los balances hídricos se calcularon como precipitación - evaporación de tanque (BH=Pp-ETa). Los niveles de correlación que corresponden a niveles de significancia de $p < 0,05$ y $p < 0,01$ están indicados con líneas horizontales.	25
Figura 2.5. Patrones estacionales de evapotranspiración en forestaciones de <i>E. grandis</i> y pastizales nativos. Los valores medios mensuales fueron calculados utilizando los modelos de regresión (forestaciones) y de saturación (pastizales) que relacionan evapotranspiración con balance hídrico y estadísticas mensuales de precipitación y evaporación de tanque para la región de estudio.	25
Figura 2.6. Sensibilidad de las estimaciones de evapotranspiración a variaciones del parámetro $B_{forest}$ ( $B_{forest} = B_{pastiz}$ en el extremo inferior y un	27



aumento del 25% en el extremo superior) y de la temperatura superficial ( $T_s$ ,  $\pm 1K$ ). Dos fechas con diferentes condiciones de disponibilidad hídrica fueron evaluadas (18/11/2000 -seca- y 06/02/2001 -húmeda-). Se muestran los valores medios de evapotranspiración en forestaciones y pastizales juntamente con las diferencias absolutas entre ambos.

Figura 2.7. Cambios en la evapotranspiración diaria (**a**) y en la fracción de la radiación fotosintéticamente activa interceptada (**b**) en relación con la edad de la forestación. Todos los valores fueron calculados para la imagen del 18 de noviembre de 2000 en sitios localizados en suelos mestizos. Las letras indican diferencias significativas ( $p < 0,05$ ) entre clases de edades. Los valores medios de evapotranspiración y FPAR en pastizales están indicados con líneas horizontales.  $n = 3, 4, 9, 6, 9$  para las clases de edades de 0-1, 2-3, 4-5, 6-8,  $\geq 9$  años y 28 para pastizales. Las barras corresponden al desvío estándar. 29

Figura 2.8. Concentración de cloruros en arroyos ( $\text{mg l}^{-1}$ ) en función del porcentaje (%) forestado de la cuenca. Los datos de cloruros fueron obtenidos de un estudio previo (Auge y Santi 2002) y el área total y la forestada fueron calculadas a partir de imágenes Landsat ETM+ y mapas topográficos. 30

Figura 3.1. Características meteorológicas del año correspondiente al período analizado (2006). Los datos fueron obtenidos de la Estación Experimental INTA – Concordia. Se indican con flechas las cuatro fechas de muestreo. 40

Figura 3.2. Perfiles de contenido volumétrico de agua bajo pastizales y forestaciones en los sitios arcilloso, mestizo y arenoso en cuatro fechas de muestreo (media  $\pm$  EE,  $n=3$ ). Dos asteriscos indican diferencias significativas entre parcelas al nivel de  $p < 0,05$  y un asterisco al nivel de  $p < 0,10$ . 41

Figura 3.3. Lamina de agua total y útil (observada – esperada para un potencial de  $-1,5$  MPa) acumulada hasta 4 m de profundidad bajo pastizal y forestaciones de distintas edades (1,5, 2,5 y 10 años de edad) (media  $\pm$  EE,  $n=3$ ). Las parcelas estaban ubicadas sobre suelos mestizos. Letras muestran diferencias significativas al nivel de  $p < 0,05$ . 42

Figura 3.4. Distribución porcentual de bromuros en el perfil edáfico bajo pastizales y forestaciones en los sitios arcilloso, mestizo y arenoso en tres fechas de muestreo (media  $\pm$  EE,  $n=3$ ). Dos asteriscos indican diferencias significativas entre forestación y pastizal al nivel de  $p < 0,05$  y un asterisco al nivel de  $p < 0,10$ . 44

Figura 3.5. Dinámica del agua bajo forestaciones y pastizales en los sitios arcilloso, mestizo y arenoso durante el año 2006 obtenido a partir del modelo HYDRUS-1D. Se muestra la evolución del contenido hídrico acumulado en el perfil (0-4 m) predicho por HYDRUS-1D y los valores observados (**a**, **b** y **c**). Se presenta la evapotranspiración diaria y el drenaje profundo acumulado predichos por HYDRUS-1D (**d**, **e** y **f**). En los sitios arcilloso y mestizo se estableció un drenaje libre como condición de borde 46

inferior, mientras que en el arenoso se simuló la presencia de una napa freática a ~4 m de profundidad. Valores negativos de drenaje profundo indica un flujo neto ascendente.

Figura 3.6. Relación entre el contenido hídrico (1-4 m) observado y predicho por HIDRUS-1D. ( $y = -5,7 + 1,013 x$ ;  $r^2=0,92$ ,  $n=16$ ,  $p<0,0001$ ). 46

Figura 3.7. Evapotranspiración, drenaje profundo neto y cambio en el contenido hídrico del suelo para el año 2006 predichos por HYDRUS-1D bajo forestaciones y pastizales en los sitios arcilloso, mestizo y arenoso. Valores negativos de drenaje profundo indican un flujo neto ascendente. 47

Figura 4.1. Región de estudio mostrando la Gran Llanura Húngara y el par forestación de roble – pastizal estudiado en mayor detalle (Sitio E). El muestreo de suelos fue realizado en transectas paralelas al borde de la forestación. La conductividad eléctrica aparente fue determinada en cuatro transectas que atravesaron la forestación. Los niveles del agua subterránea fueron monitoreados continuamente durante 2,5 meses en dos pozos. 54

Figura 4.2. Distribución del tamaño de partículas en el perfil del suelo en tres sitios (Sitios E, F y G). La textura edáfica (% de arena, limo y arcilla) fue determinada mediante el método del hidrómetro (Bouyoucos 1962) ( $n=3$  por parcela). 57

Figura 4.3. Mediciones de conductividad eléctrica aparente realizadas en los siete pares forestación – pastizal. Se indican los valores medios y desvíos estándares de cada sitio, como así también, el valor promedio de los siete sitios (a). Diferencias entre tipos de vegetación dentro y entre sitios fueron siempre significativas ( $p<0,05$ ). El valor medio y el desvío estándar de las cuatro transectas que atravesaron el sitio E están representadas (b). Las mediciones fueron tomadas cada 5-10 m. 60

Figura 4.4. Propiedades edáficas bajo pastizales nativos y forestaciones de roble en tres sitios. La conductividad eléctrica ( $dS m^{-1}$ ), cloruros ( $meq l^{-1}$ ), sodio ( $meq l^{-1}$ ) y pH fueron determinados en extractos suelo-agua con una relación 1:2.5 (media  $\pm$  EE,  $n=4$  para 0-3 m). En el sitio E, dos perforaciones fueron extendidas hasta la profundidad de 6 m ( $n=1$  para 3-6 m). Los niveles freáticos durante el período de mediciones están indicados con líneas horizontales y sus valores medidos entre paréntesis. Dos asteriscos indican diferencias significativas entre parcelas al nivel de  $p<0,05$  y un asterisco al nivel de  $p<0,10$ . 62

Figura 4.5. Perfiles de humedad edáfica bajo pastizales nativos y forestaciones de roble en tres sitios (media  $\pm$  EE,  $n=4$ ). Dos asteriscos indican diferencias significativas entre parcelas al nivel de  $p<0,05$  y un asterisco al nivel de  $p<0,10$ . 63

Figura 4.6. Tasas de infiltración de agua y evaporación de tanque bajo pastizales nativos y forestaciones de roble (media  $\pm$  EE). Las tasas de infiltración ( $mm h^{-1}$ ) fueron medidas en tres pares (Sitios E, F y G) utilizando infiltrómetros doble anillo ( $n=3$  por parcela). Las tasas de evaporación de tanque ( $mm d^{-1}$ ) fueron medidas en el sitio E ( $n=3$  por 64

parcela) utilizando micro-evaporímetros (10 cm de diámetro) durante 10 días (29/08/2005 – 06/09/2005). Las diferencias fueron siempre significativas ( $p < 0,05$ ).

Figura 4.7. Dinámica de la napa freática bajo un pastizal nativo y una forestación de roble en el sitio E. Los niveles freáticos fueron medidos desde el 30/08/2005 al 09/11/2005 en pozos de monitoreo continuo ubicados a 40 m del límite forestación-pastizal (ver Fig. 4.1). Los niveles corresponden a la elevación absoluta de la napa freática respecto al nivel del suelo y fueron medidos con alta resolución vertical ( $< 3$  mm) y temporal (30 min). Los eventos de lluvia registrados durante el período de monitoreo están indicados con líneas llenas y la cantidad precipitada está indicada debajo de la misma. El comienzo (C) y el final (F) del período de caída de hojas están indicados. Las líneas punteadas indican el período en el cual se secó el pozo de la forestación.

65

Figura 4.8. Mecanismos hipotéticos que originan los patrones de salinización observados en los pastizales y forestaciones de la Gran Llanura Húngara. Previo a las regulaciones hídricas la napa freática estaba lo suficientemente superficial como para favorecer un régimen de descarga sostenido por transpiración y evaporación de suelo y charcos, ocasionando acumulación de sales en las capas superficiales del suelo (Panel **a**). Luego de las regulaciones hídricas, la napa freática desciende y se interrumpe el régimen de descarga, pero las sales permanecen a causa de las pobres propiedades físicas del suelo que evitan su lavado (Panel **b**). Con las forestaciones las sales fueron lavadas de las capas edáficas superficiales pero se reestableció el régimen de descarga que condujo a una acumulación de sales más fuerte y profunda (Panel **c**).

68

Figura 5.1. Modelo jerárquico para predecir la salinización luego de cambios de vegetación. El balance hídrico climático define la posibilidad de salinización a la escala regional. Cuando la lluvia no es suficiente para abastecer las necesidades de la vegetación y el agua subterránea tiene el potencial para suplir este déficit, la salinización puede acontecer. Factores hidrogeológicos (geomorfología y litología) afectan la salinización a las escalas de paisaje y región, restringiendo la salinización a aquellas áreas donde el agua subterránea está disponible y puede ser utilizada a tasas significativas por las plantas. Factores biológicos dictan la intensidad de la salinización a la escala de parcela a través de la regulación de las tasas de evapotranspiración y umbrales de tolerancia a la salinidad.

73

Figura 5.2. Región de estudio mostrando los sitios donde se realizó el análisis de salinidad (círculos) y satelital (puntos). Se muestra también el balance hídrico climático ( $\text{mm año}^{-1}$ ), calculado como precipitación media anual – evapotranspiración potencial de Thornthwaite. La línea de puntos delimita el área original de los Pastizales del Río de la Plata.

75

Figura 5.3. Patrones de salinidad edáfica en forestaciones y pastizales a lo largo del gradiente climático regional. Se muestra la asociación entre la conductividad eléctrica aparente del suelo en pastizales y forestaciones (**a**) como así también la diferencia entre ambos tipos de vegetación (**b**) con el balance hídrico climático. La conductividad eléctrica aparente del suelo

79

(CEa) fue determinada utilizando un instrumento de inducción electromagnética con una profundidad de integración de ~1,5 m (n=10-20 por parcela). El balance hídrico climático fue calculado como la diferencia entre la precipitación media anual y la evapotranspiración potencial de Thornthwaite.

Figura 5.4. Patrones de salinidad del agua subterránea bajo parcelas con distintas especies forestales. Se muestra la relación entre la tolerancia a la salinidad y la conductividad eléctrica del agua subterránea de la especie (panel **a**,  $r^2=0,79$ ,  $p<0,001$ ,  $n=10$ ). Los valores fueron agrupados como eucaliptos (n=3), deciduos (n=3) y coníferas (n=3) y comparados utilizando ANOVA de una vía seguido por la prueba de Tukey (letras muestran diferencias significativas a  $p<0,05$ ) (**b**). Las especies analizadas fueron: *Eucalyptus camaldulensis* (Eca), *E. melliodora* (Em), *E. cinerea* (Eci), *Quercus robur* (Qc), *Maclura pomifera* (Mp), *Populus deltoides* (Pd), *Pinus radiata* (Pr), *Cedrus deodara* (Cd), *Cupressus sempervirens* (Cs) y *Casuarina cunninghamiana* (Cc). 80

Figura 5.5. Relación espacial entre el balance hídrico y el índice EVI (**a**) y asociación temporal entre precipitación y valores de EVI en forestaciones y pastizales para distintos períodos de integración en el sitio Tandil (**b**). Los datos de EVI fueron extraídos y promediados de imágenes MODIS para los años 2000-2005. Modelos lineales y curvilíneos fueron ajustados en forestaciones ( $r^2=0,76$ ,  $n=26$ ) y pastizales ( $r^2=0,54$ ,  $n=26$ ) con acceso al agua subterránea. En el panel **b** se muestra el coeficiente de correlación de Spearman de los modelos lineales que relacionan los valores mensuales de EVI (n=70) y la precipitación acumulada para distintos períodos de integración previo a la adquisición de la imagen. Los valores de correlación que corresponden a niveles de significancia de  $p=0,05$  y  $p=0,01$  están indicados con líneas horizontales. 81

Figura 5.6. Áreas de pastizal que son potencialmente propensas a salinizarse luego de ser forestadas teniendo en cuenta el clima actual (**a**) y escenarios climáticos plausibles (**b** y **c**) para la década del 2080 (Barros et al. 2006). Un valor de  $350 \text{ mm año}^{-1}$  de balance hídrico fue considerado como umbral debajo del cual la forestación de pastizales produce salinización (ver Fig. 5.3). Los escenarios climáticos incluyen (**b**): aumento de  $3 \text{ °C}$  en la temperatura anual y aumento de 10% en la lluvia anual; (**c**): aumento de  $3 \text{ °C}$  en la temperatura anual y sin cambios en la lluvia anual. Factores hidrogeológicos que restringen el uso de agua freática no fueron considerados para la definición de las áreas. 85

Figura 6.1. Cambios proyectados en el rendimiento hídrico de las cuencas de los ríos Miriñáy (Corrientes) y Trapiche (San Luis) ante aumentos de la superficie forestada con eucaliptos/pinos y especies deciduas. Se consideró una disminución de 40 mm y 25 mm en el rendimiento por cada 10% de aumento de la superficie forestada con eucaliptos/pinos y árboles deciduos, respectivamente (Bosch y Hewlett 1982). 92

*"Declaro que el material incluido en esta tesis es, a mi mejor saber y entender, original, producto de mi propio trabajo (salvo en la medida en que se identifique explícitamente las contribuciones de otros), y que este material no ha sido presentado, en forma parcial o total, como una tesis en ésta u otra institución."*

## Lista de Abreviaturas

$\Delta S$	Cambios de almacenamiento de agua en el suelo
$aE_{gw}$	Promedio anual de consumo de agua freática por la vegetación
AI	Agua de infiltración
BH	Balance hídrico
$Br^-$	Bromuro
C	Carbono
$Cl^-$	Cloruro
Cn	Radiación neta en onda corta
Co	Radiación solar extraterrestre
Ct	Radiación solar incidente
CV	Coefficiente de variación
D	Drenaje profundo
DE	Desvío estándar
dr	Distancia relativa entre el sol y la tierra
E	Evaporación directa desde el suelo
EC	Evaporación de charcos
ECa	Conductividad eléctrica aparente del suelo
EC <sub>AS</sub>	Conductividad eléctrica del agua subterránea
EE	Error estándar
$E_{gw}$	Consumo de agua freática por la vegetación
ET	Evapotranspiración
ETa	Evaporación de tanque
EUA	Eficiencia en el uso del agua
EVI	del inglés Enhanced Vegetation Index
FD	Flujo Darciano
FPAR	del inglés Fraction of Photosynthetically Active Radiation
FS	Flujo superficial
I	Intercepción
L	Radiancia de un cuerpo negro
Ln	Radiación neta en onda larga
m	Brillo solar diario
M	Duración del día
NDVI	del inglés Normalized Differences Vegetation Index
NF	Nivel freático
PAR	del inglés Photosynthetically Active Radiation
Pp	Precipitación
R	Escurrimiento superficial
Rn	Radiación neta
SY	del inglés Specific Yield
T	Transpiración
Ta	Temperatura del aire
T <sub>at</sub>	Temperatura media atmosférica efectiva
T <sub>b</sub>	Temperatura efectiva registrada por el satélite
Ts	Temperatura de superficie
$\Delta S$	Cambios de almacenamiento de agua en el suelo

**Título:** Conversión de pastizales en forestaciones: Impactos sobre la dinámica del agua y las sales

## RESUMEN

La vegetación terrestre es un control principal del ciclo hidrológico con la capacidad de modificar los flujos de agua y sus solutos asociados a distintas escalas espaciales. Los cambios de vegetación, en particular aquellos que involucran transiciones entre estados dominados por pastos y árboles, pueden afectar fuertemente la dinámica del agua y dejar su impronta en los patrones de acumulación y distribución de sales. En esta tesis se exploró como la conversión de pastizales nativos en forestaciones afecta la dinámica del agua y sales, utilizando una combinación de aproximaciones que incluyó percepción remota, modelos de simulación, mediciones hidrológicas y muestreo de suelos y vegetación, entre otros. Las áreas de estudio involucraron los Pastizales del Río de la Plata (Córdoba, Buenos Aires, Entre Ríos y Corrientes) y la Gran Llanura Húngara. Estimaciones satelitales, junto con modelos simulación, sugirieron que forestaciones adultas de eucaliptos evapotranspiran ~40-80% más que los pastizales que reemplazan en la zona del Río de la Plata. Las mayores diferencias de evapotranspiración entre ambos tipos de vegetación se observaron en sitios con napas freáticas superficiales, trasladándose estos contrastes a los patrones de productividad, como lo sugiere el comportamiento del índice espectral EVI. Las mayores pérdidas evaporativas en las forestaciones de la zona de Concordia (Entre Ríos) se tradujeron en perfiles edáficos más secos y en caídas en los niveles de drenaje profundo. Se observó en esta región un patrón de concentraciones crecientes de cloruros en los arroyos a medida que aumenta el área forestada, sugiriendo una caída en el rendimiento hídrico de las cuencas forestadas. Los cambios en la dinámica del agua generados por las forestaciones alteraron los patrones de salinización a través de dos mecanismos. Por un lado, los árboles cambiaron las propiedades físicas del suelo, aumentando la infiltración y el movimiento del agua en el mismo, lo cual promovió el lavado de sales acumuladas superficialmente en tiempos pasados. Por otro lado, a través de su mayor capacidad evaporativa y profundidad radical, los árboles favorecieron un proceso intenso y más profundo de acumulación de sales asociado al uso de agua freática. Este proceso de salinización estuvo fuertemente afectado por el clima y la especie arbórea, siendo más intenso en regiones más áridas y bajo especies más tolerantes a la salinidad. El establecimiento de árboles en pastizales se expande alrededor del mundo y podría intensificarse ante un eventual mercado de bonos de carbono. Un enfoque eco-hidrológico integrador que explícitamente considere las múltiples influencias entre la vegetación, la hidrología y los ciclos biogeoquímicos será necesario a fin de anticipar y manejar las consecuencias de este y otros cambios en el uso del suelo sobre los recursos hídricos y edáficos.

Palabras clave: evapotranspiración, salinización, ecohidrología, cambio de vegetación, balance hídrico, agua subterránea

**Title:** Grassland afforestation: Impacts on water and salts dynamics

### ABSTRACT

Terrestrial vegetation is a main control of the hydrological cycle with the capacity to modify water fluxes and their associated solutes at different spatial scales. Vegetation changes, particularly transitions between tree- and grass-dominated states, can strongly affect the water dynamic and leave an imprint on salt accumulation and distribution patterns. In this thesis, the effects of native grasslands afforestation on water and salts dynamics were explored using a combination of approaches that involved remote sensing, modeling, hydrological measurements and soil/vegetation sampling, among others. Study regions included the Río de la Plata Grasslands (Córdoba, Buenos Aires, Entre Ríos and Corrientes) and the Great Hungarian Plain. Satellite estimates, together with model simulations, suggested that full-grown eucalyptus plantations use ~40-80% more water than the native grasslands of the Río de la Plata region. The highest evapotranspiration differences between both vegetation covers were observed where groundwater was accessible, translating these contrasts to productivity patterns, as it is suggested by EVI values. The higher evaporative water losses of the forestations in Concordia region (Entre Ríos) resulted in drier soil profiles and reduced deep drainage. It was also observed in this region that the stream chloride concentration rose as the afforested area of the watershed increased, suggesting lower water yields in afforested watershed. Water dynamic shifts induced by forestations modified salinization patterns through two mechanisms. On the one hand, forestations changed soil physical properties, increasing infiltration and water movement in the soil profile. This promoted the flushing of salts accumulated in shallow soil layers in ancient times. On the other hand, through their higher evaporative capacity and deeper root systems, trees favored an intense and deeper salt accumulation process associated with groundwater use. This salinization process was strongly affected by the climate and the tree species, being more intense towards arid regions and under more salt tolerant species. Tree establishment in grasslands expands around the world and may intensify with a possible carbon market. An integrative eco-hydrological perspective that explicitly considers the multiple influences among vegetation, hydrology and biogeochemical cycles will be required in order to anticipate and manage the consequences of this and other land use changes on water and soil resources.

**Keywords:** evapotranspiration, ecohydrology, vegetation change, water balance, groundwater



Capítulo 1

**Introducción**

## 1.1 Introducción general

Por miles de años, las actividades humanas, especialmente las agrícolas, han sido el factor principal en la dinámica de la cobertura del suelo (Grove 1996). En los últimos 200 años las mismas alteraron la vegetación a tasas sin precedentes, afectando fuertemente los flujos de materiales y energía de los ecosistemas, y en consecuencia los bienes y servicios provistos por los mismos (Turner et al. 1990, Foley et al. 2005). Entre los cambios más drásticos de vegetación se encuentran los que involucran transiciones entre estados dominados por pastos y árboles, debido principalmente a las diferencias que estos tipos funcionales de plantas presentan en la acumulación de biomasa, asignación de biomasa aérea y subterránea, área foliar, distribución de raíces y estequiometría de los tejidos, entre otros, los cuales afectan fuertemente los patrones de acumulación de carbono, uso del agua, y dinámica de sales y nutrientes en el ecosistema (Bosch y Hewlett 1982, Jobbágy y Jackson 2000, McGrath et al. 2001).

La deforestación de bosques y su reemplazo por pasturas o cultivos, en distintas regiones del globo, ha puesto en evidencia la fuerte y contrastante influencia del tipo de vegetación sobre la hidrología, la química del suelo, e incluso el clima (Shukla et al. 1990, Walker et al. 1993, McGrath et al. 2001). Algunas de las consecuencias de esta transformación involucran aumentos en la escorrentía, mayor ingreso de agua a los acuíferos, ascensos de napas y movilización de sales hacia la superficie, entre otros (Schofield 1992, Pierce et al. 1993). Al margen de los efectos sobre la cantidad de agua que abandona el ecosistema hacia arroyos y acuíferos, las transiciones entre vegetación arbórea y herbácea pueden también alterar la composición química del agua a partir de sus efectos sobre la circulación y movilidad de materiales en el ecosistema (Heal 2001, Jobbágy y Jackson 2003). Modelos generales de circulación atmosférica que simulan el reemplazo de los bosques amazónicos por pasturas predicen cambios climáticos significativos (Lean y Warrilow 1989, Shukla et al. 1990). Conjuntamente, análisis satelitales multitemporales sugieren que alteraciones en los patrones de nubosidad comienzan a hacerse evidentes en áreas intensamente deforestadas del Amazonas (Durioux et al. 2003).

La transformación opuesta, es decir de pastizales nativos a forestaciones, es menos comprendida, si bien durante las últimas tres décadas ha adoptado gran importancia en distintas áreas del Hemisferio Sur (Richardson 1998). En los últimos tres siglos los pastizales del sur de Sudamérica han sido reemplazados en gran proporción por cultivos anuales y pasturas implantadas y sus áreas remanentes han sido utilizadas para el pastoreo del ganado (Hall et al. 1992, Guerschman et al. 2003, Paruelo et al. 2005). A pesar de estas profundas transformaciones, casi todo el territorio ha mantenido una fisonomía predominantemente herbácea (con carente o escasa vegetación leñosa) hasta el presente (Hall et al. 1992). Por más de un siglo los árboles introducidos en chacras y estancias se han mantenido circunscriptos a sectores reducidos y aislados entre sí. Esta realidad ha estado cambiando en parte de los Pastizales del Río de la Plata durante las últimas tres décadas como resultado del avance de las plantaciones forestales comerciales (Geary 2001).

Las forestaciones en las cercanías del Río de la Plata se han establecido principalmente reemplazando pastizales naturales y siguiendo un patrón de distribución agregado, en el cual, determinadas regiones con condiciones

ambientalmente propicias para su desarrollo se convirtieron en focos de intensa actividad forestal (Fig. 1.1). Actualmente, la superficie forestada en la Argentina se aproxima a 1.1 millones de hectáreas mientras que en el Uruguay el área asciende a 700.000 ha (FAO 2001, SAGPyA 2002). En las últimas décadas ha habido un fuerte apoyo fiscal a la actividad forestal en estos países, destacándose en la Argentina como la única actividad agropecuaria subsidiada económicamente en forma directa. Sin embargo, los impactos negativos que la misma pueda generar sobre el ambiente o sobre los servicios que provee el ecosistema no son generalmente reconocidos. Este apoyo fiscal, juntamente con la necesidad creciente de productos forestales, ha determinado un fuerte incremento en las tasas anuales de plantación. En la Argentina estas se han quintuplicado en el período 1992-2001 (se pasó de 23.000 a 125.000 has plantadas anualmente) (SAGPyA 2002). Actualmente la tasa anual de forestación supera las 50.000 has. En Uruguay el proceso ha sido aún más intenso ya que la tasa anual de plantación saltó de 2500 ha (1975-1988) a 50.000 ha en la última década (FAO 2001). Las especies utilizadas son usualmente exóticas de rápido crecimiento, dentro de las cuales pinos y eucaliptos representan las de mayor difusión, con el 40 y 48% respectivamente (SAGPyA 2002). Considerando que la superficie con aptitud forestal asciende a los 47 millones de hectáreas, de las cuales solo el 5% se encuentra actualmente forestado (SAGPyA 1999, Perez Arrarte 2000), y que una gran proporción de estas tierras no posee buena aptitud agrícola, el mantenimiento de esta acelerada expansión del área forestada se presenta como un escenario altamente probable.

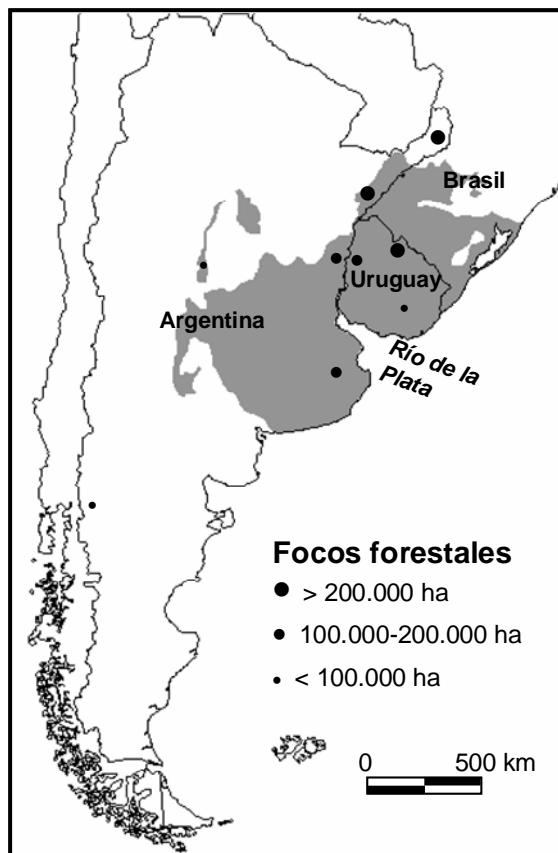


Figura 1.1. Principales focos forestales establecidos en Argentina y Uruguay. El área gris indica la distribución original de los pastizales nativos.

Al margen de los incentivos económico-políticos que han estimulado a la forestación, la oportunidad de lograr altos rendimientos de biomasa en tierras de pastizales sin posibilidades de uso agrícola ha sido sin duda otro aliciente para su expansión. Es importante destacar que la presencia de pastizales naturales remanentes en Argentina y Uruguay se asocia fundamentalmente con la existencia de distintos tipos de limitaciones que han impedido el desarrollo de cultivos (rocosidad, inundación, salinidad, presencia de sustratos muy arenosos o arcillosos constituyen algunas de estas barreras) (Leon et al. 1984, Viglizzo et al. 2001). Sin embargo, estimaciones de productividad primaria en forestaciones sugieren tasas que duplican o triplican a las de los pastizales que remplazan (Deregibus et al. 1987, Frangi et al. 2000, Jobbágy et al. 2006, Piñeiro et al. 2006). Ello estaría indicando que estas limitaciones no afectan en forma importante a los sistemas forestales, y han ofrecido, en cambio, la posibilidad de lograr muy buenas producciones en campos que albergaban tierras de menor valor que las agrícolas. Por otra parte, los incrementos que genera la forestación en la producción primaria podrían cobrar un valor adicional ante la posible consolidación y crecimiento de un mercado de bonos de carbono, estimulado por la entrada en vigor del protocolo de Kyoto (Wright et al. 2000). La mayor ganancia de carbono que generalmente presentan estos sistemas, acompañada por su retención más prolongada en los tejidos vegetales leñosos respecto de los herbáceos (Schlesinger 1997), podría traducirse en una acumulación neta de carbono en las forestaciones que reemplazan pastizales de considerable valor comercial en el futuro (Nosetto et al. 2006).

Si bien se tiende tradicionalmente a valorar ética y estéticamente a los árboles más allá de cualquier perspectiva pragmática, existe poca información acerca del impacto del establecimiento de árboles en regiones cuyos paisajes, suelos y acuíferos se han desarrollado durante los últimos miles de años bajo la influencia de vegetación herbácea carente de elementos arbóreos. Los pastizales del Río de la Plata constituyen un ejemplo claro en este sentido, con suelos y redes hidrológicas formadas bajo una vegetación de pastizal en las que han tenido lugar repetidos pulsos de establecimiento de árboles desde la llegada de los primeros europeos hasta el presente.

Con esta tesis se busca explorar las consecuencias del establecimiento de árboles en paisajes originalmente carentes de ellos sobre la dinámica del agua y sales en los ecosistemas. En la primera parte de esta tesis se cuantifican las pérdidas evaporativas de agua y la eficiencia en el uso de la misma, mediante el uso de información satelital (Capítulo 2), y se caracteriza su movimiento en el suelo, combinando información de campo con modelos de simulación (Capítulo 3), en sistemas dominados por pastos y árboles. Siendo el agua el agente fundamental en la dinámica de solutos; se estudian en consecuencia los patrones, determinantes y controles de la acumulación de sales en suelos, zonas vadosas y acuíferos, ponderando el efecto del tipo de vegetación sobre estos procesos (Capítulos 4 y 5). Asimismo, y considerando que la textura edáfica ejerce una marcada influencia en la dinámica del agua, se evalúa explícitamente su efecto sobre los patrones de uso y movimiento del agua.

## 1.2 Las forestaciones y la dinámica del agua

El agua que precipita en una determinada parcela de terreno puede seguir fundamentalmente dos caminos: a) evapotranspirarse y retornar a la atmósfera o b) fluir en forma líquida, alimentando cuerpos de agua superficiales (arroyos, ríos, lagunas) o subterráneos (acuíferos). Esto puede caracterizarse por una ecuación de balance hídrico que reconoce que toda el agua que ingresa al sistema debe abandonarlo de alguna forma:

$$\text{Precipitación} = I + E + T + R + D + \Delta S \quad [1.1]$$

Los componentes evaporativos de este balance incluyen la intercepción (**I**), que es el agua que tras una lluvia moja la superficie de las plantas y permanece allí hasta ser evaporada; la evaporación directa desde el suelo (**E**), y la transpiración (**T**), realizada por los vegetales a través de los estomas. En sistemas húmedos la transpiración representa la principal vía evaporativa mientras que en desiertos o zonas muy descubiertas de vegetación la evaporación del suelo y la intercepción puede adquirir gran importancia (Reynolds et al. 2000, Wilcox et al. 2003). Las salidas líquidas involucran al escurrimiento superficial (**R**), que es el agua que antes de ingresar al suelo se desplaza lateralmente y abandona la parcela y es la que alimenta en forma más rápida los cuerpos superficiales de agua; y el drenaje profundo (**D**) que es el agua que tras haber recorrido el suelo de la parcela hacia abajo, escapa del alcance de las raíces más profundas y pasa, en la mayoría de los casos, a recargar los acuíferos. Finalmente el balance incluye a los cambios de almacenamiento del agua líquida alojada en el suelo ( $\Delta S$ ). Las plantas tienen una fuerte influencia sobre los distintos componentes del balance hidrológico y los cambios de vegetación pueden modificarlo en forma significativa, directa o indirectamente, pudiendo dar lugar a patrones contrastantes de movimiento del agua en los ecosistemas.

Las plantas afectan la evapotranspiración a través del efecto conjunto que ejercen sobre el abastecimiento y la demanda de agua. Por un lado, la mayor profundidad de raíces que comúnmente poseen los árboles (Canadell et al. 1996, Schenk y Jackson 2002) les permite acceder a fuentes de agua (e.g. humedad en el suelo profundo, agua freática) que son difícilmente accesibles para otras formas de vegetación con raíces más superficiales (i.e. pastos, hierbas). Esta diferencia estructural puede traducirse entonces en perfiles edáficos más secos (componente  $\Delta S$ ) bajo una cubierta vegetal dominada por árboles que bajo pastizales (e.g. Sapanov 2000) y en mayores tasas de transpiración (componente **T**) cuando la misma se ve limitada por la disponibilidad hídrica, por ejemplo en condiciones (semi)áridas o en períodos de sequía (Calder 1998). Por otro lado, en climas o períodos húmedos, en los que la evapotranspiración se ve limitada por la demanda de vapor de agua en lugar de su disponibilidad, la mayor rugosidad de los canopeos arbóreos les permite intercambiar calor y agua entre la superficie vegetal y la atmósfera circundante a tasas significativamente superiores a las alcanzadas por la vegetación herbácea (Kelliher et al. 1993, Calder 1998) dando lugar a mayores niveles de intercepción y transpiración bajo estas condiciones (componentes **T** y **I**) (Le Maitre et al. 1999, Zhang et al. 2001).

Si bien la evaporación directa del suelo (componente **E**) es un proceso fundamentalmente físico dictado por la energía disponible y la conductividad

hidráulica de las capas superficiales del suelo (Phillip 1957, Ritchie 1973), la vegetación también puede afectar este proceso operando en forma indirecta sobre estos controles. Por ejemplo, la mayor cobertura del suelo de los canopeos arbóreos reduce la radiación solar que llega a la superficie del mismo (Martens et al. 2000) y consecuentemente las tasas de evaporación del suelo (Breshears et al. 1998). Por otro lado, la mayor producción de broza de los ecosistemas dominados por árboles (Nosetto et al. 2006) también disminuiría la evaporación del suelo ya que, además de reducir la radiación que alcanza el mismo, actuaría disminuyendo la conductividad hidráulica del sistema en sus capas superficiales.

Las modificaciones en los patrones de evapotranspiración que comúnmente acompañan los cambios profundos del tipo de vegetación tienen consecuencias directas sobre los flujos líquidos de agua del ecosistema. Las mayores pérdidas evaporativas de los ecosistemas arbóreos en comparación con los herbáceos (Cannell 1999, Zhang et al. 2001) generalmente se traducen en descensos del escurrimiento superficial (componente **R**, Croft 1950) y drenaje profundo (componente **D**, Peck y Williamson 1987, Lima et al. 1990, Salama et al. 1993a, b), con una consecuente caída en los rendimientos hídricos de las cuencas (Bosch y Hewlett 1982, Sharda et al. 1998, Farley et al. 2005). Por otro lado, el establecimiento de árboles puede también afectar las salidas líquidas en forma indirecta. Por ejemplo, el flujo superficial hortoniano (Horton 1945) que se genera cuando la intensidad de la precipitación supera la capacidad de infiltración del suelo, puede disminuir con el establecimiento de árboles, si los cambios en las propiedades físicas del suelo generados por los árboles mejoran la infiltración (Calder 1992, Dawson 1993, Eldridge y Freudenberger 2005), especialmente en aquellos lugares en los que se ve limitado este proceso (Mishra et al. 2003). Este mecanismo sería la causa de los descensos de los caudales pico, niveles de erosión y riesgos de inundaciones de cuencas forestadas (Sikka et al. 2003). El drenaje profundo también puede verse afectado por los árboles cuando su establecimiento trae asociado un aumento en la macroporosidad del suelo que favorece el flujo preferencial de agua desde los estratos superficiales a las capas más profundas del perfil (Dunkerly 2000, Devitt y Smith 2002). Por otro lado, en aquellos lugares con napas freática superficiales el establecimiento de árboles puede, además de disminuir el drenaje profundo, generar un flujo ascendente neto (descarga freática) asociado al consumo de agua subterránea por los árboles (Heuperman 1999, Morris y Collopy 1999).

Si bien existen evidencias de que la transformación de áreas de pastizal en forestaciones podría generar un aumento en las pérdidas evaporativas de agua del ecosistema, existe poco conocimiento acerca de la magnitud de estos cambios en los pastizales del sur de Sudamérica que son forestados. También existe escasa información referida a la variación en los componentes hidrológicos (evapotranspiración, drenaje profundo,  $\Delta$  humedad edáfica) con la edad de la forestación, información necesaria para conocer el impacto en toda la rotación forestal, como así también con la variabilidad climática y con la textura edáfica, siendo esta última una variable clave en la dinámica del agua. Esta información adquiere relevancia tanto al nivel de parcela (e.g. para evaluar la eficiencia en el uso del agua, identificar limitantes de la productividad) como a nivel regional, ya que un aumento en las pérdidas evaporativas podría comprometer otros usos del agua (e.g. consumo humano y del ganado, generación de energía eléctrica). Si bien los actuales niveles forestados no han alcanzado valores relativamente elevados en nuestra región (Diaz et al. 2006),

estos podrían incrementarse si se mantienen las actuales políticas de apoyo a la actividad y se implementase en el futuro un eventual mercado de bonos de carbono (Wright et al. 2000). Ante esta situación el estudio de los efectos del establecimiento de árboles sobre la dinámica del agua emerge como una cuestión relevante ya que permitirá conocer los cambios más importantes, predecir los efectos que pueda tener una expansión del área forestada, como así también diseñar estrategias que permitan minimizar los impactos negativos de este cambio en el uso del suelo.

### **1.3 Salinización y dinámica de sales**

Si bien la meteorización de los minerales primarios y la deposición atmosférica son las fuentes primarias de las sales solubles presentes en un lugar (Brady y Weil 1996), el agua juega un papel fundamental mediando su transporte, redistribución y acumulación en los suelos y paisajes (Rhoades et al. 1990). El agua, al actuar como reactante, solvente y agente de transporte dicta la dinámica de sales; y las plantas, al afectar la cantidad y forma en que se mueve la misma en el ecosistema, pueden modificar también los patrones de acumulación de sales en el mismo. En ciertas condiciones las sales al acumularse alcanzan niveles nocivos para la vegetación, dando lugar a un proceso denominado salinización, lo cual a su vez puede afectar el uso de agua por parte de la vegetación estableciéndose una retroalimentación en el sistema. La salinización de suelos, uno de los problemas medioambientales más antiguos, constituye uno de los principales mecanismos conducentes a la desertificación y degradación de tierras (Kassas 1987, Thomas y Middleton 1993).

Aunque los mecanismos conducentes a un proceso de salinización son muy diversos, todos los suelos se caracterizan por presentar vías de ingreso y salida de sales. Cuando el ingreso de sales al suelo a través de la meteorización local, y el transporte por lluvia, agua de riego y agua freática supera las salidas por lavado, escurrentía y absorción de la planta, la concentración de las mismas aumenta, pudiendo originar un problema de salinización. Existe además un balance crítico entre el flujo de agua en el suelo y la evapotranspiración que actúa en forma determinante sobre el proceso de concentración de solutos (Dunin 2002). Altas tasas de evapotranspiración y reducido flujo de agua en el suelo dan lugar a bajas o nulas tasas de percolación y lavado de sales con la consecuente concentración de las mismas. En sentido opuesto, altos flujos de agua edáfica y bajas tasas de evapotranspiración promueven el lavado de sales, pero a su vez, pueden aumentar la recarga del acuífero favoreciendo el ascenso de las napas freáticas y la movilización de sales profundas hacia capas más superficiales del suelo (George et al. 1997, Scanlon et al. 2005). La vegetación puede afectar estos procesos de formas muy diversas determinando contrastantes patrones de salinización. Por ejemplo, el reemplazo de pastizales por forestaciones podría mejorar las condiciones físicas del suelo (mayor densidad de canales radicales, contenido de broza y actividad mesofaúnica), aumentando la infiltración de agua en el mismo (Bharati et al. 2002, Eldridge y Freudenberg 2005) y promoviendo el lavado de las sales; pero al mismo tiempo y en sentido opuesto, si la mayor evapotranspiración potencial de los sistemas dominados por árboles (Zhang et al. 2001, Farley et al. 2005) es satisfecha en parte por el agua freática, podría favorecer la concentración de sales de la misma.

Uno de los ejemplos más evidentes y de mayor escala geográfica del efecto de la vegetación sobre la dinámica de sales ha tenido lugar en Australia (ver Wood 1924) donde el reemplazo de millones de hectáreas de bosques nativo por cultivos y pasturas produjo un aumento en la recarga hidrológica (George et al. 1997). Esto a su vez, condujo a un ascenso del nivel freático y a una movilización de sales que estaban localizadas en capas profundas del suelo hacia la zona de exploración radical y eventualmente la superficie (Stirzaker et al. 1999). Las consecuencias de este proceso han sido dramáticas y estimaciones actuales sugieren que solo podrían ser revertidas si se reestablece el régimen de mínima recarga hidrológica pre-agrícola, algo que solo se alcanzaría reforestando más del 70-80% de las cuencas (George et al. 1999). La transformación en sentido opuesto, es decir de vegetación herbácea a forestación, si bien ha sido menos estudiada, también tiene el potencial de alterar la dinámica de sales (Jackson et al. 2000). La mayor evapotranspiración de los árboles, conjuntamente con el uso de agua freática y exclusión de solutos, ha sido asociada con una intensa salinización de suelos, zonas vadosas y acuíferos de ecosistemas herbáceos, con niveles originalmente bajos de sales, luego de ser forestados (Heuperman 1999, Jobbágy y Jackson 2004); si bien los controles biofísicos de este proceso aún permanecen pobremente explorados.

Los efectos perjudiciales de la salinización y alcalinización de suelos solo resultan evidentes cuando alcanzan niveles severos y los mecanismos de recuperación de estos suelos resultan generalmente difíciles y costosos (Schofield et al. 2001). Por lo tanto, identificar los mecanismos que operan en un proceso de salinización resulta de gran importancia a fin de anticipar el posible deterioro edáfico y evitarlo a tiempo.

#### **1.4 Los efectos de la textura edáfica**

La textura edáfica, mediante el efecto que ejerce en el transporte y almacenamiento hídrico, tiene una marcada influencia en la dinámica del agua y sus solutos acompañantes, interactuando con la vegetación a través de diversos mecanismos (Noy-Meier 1973, Hillel 1998). La textura tiene un efecto importante en los perfiles edáficos de humedad, afectando la distribución del agua precipitada y las posibilidades de uso del agua subterránea por parte de la vegetación. En climas áridos y semiáridos, la textura edáfica juega un rol fundamental afectando la partición del recurso hídrico entre los distintos horizontes del suelo, influyendo de esta manera, en los patrones y en la estructura de la vegetación (Noy-Meier 1973, Lauenroth y Milchunas 1991, Dodd y Lauenroth 1997). En climas húmedos y sub-húmedos, la textura adquiere importancia al influenciar la relación entre el contenido de humedad y el potencial hídrico. En estas circunstancias, los suelos de textura media son los que presentan la mayor disponibilidad de agua porque tienen un compromiso óptimo entre, por un lado, el bajo contenido de agua útil y alta percolación de los suelos de textura gruesa, y por otro lado, la deficiente infiltración y alto escurrimiento superficial propios de los suelos de textura fina. La vegetación puede afectar esta relación, si por ejemplo, las raíces profundas de los árboles (Canadell et al. 1996) restringen las pérdidas de agua por percolación en los suelos de textura gruesa permitiendo alcanzar tasas de transpiración similares a las alcanzadas en suelos de textura media.



La textura del suelo juega también un papel importante en la dinámica de solutos controlando los procesos de acumulación y lavado de sales. Muchos suelos con problemas de salinidad/sodicidad tienen su origen en deficientes condiciones físicas de los mismos, determinadas principalmente por la textura fina, que limita la infiltración de agua y el lavado de las sales (Szabolcs 1989, Cisneros et al. 1999). Por otro lado, la textura de los sedimentos, al regir la conductividad hidráulica, es un factor determinante en el grado de salinización de napas y sedimentos cuando existe consumo freático por parte de la vegetación (Jobbágy y Jackson 2004). Asimismo, la textura edáfica, a través de su influencia sobre el ascenso capilar, también afecta las posibilidades del agua subterránea de entrar en contacto con el ecosistema superficial, ya sea por evaporación directa desde el suelo o por absorción por las plantas, y de esta forma las posibilidades y riesgos de salinización (Hong y Hendrickx 2002).

### 1.5 Objetivos y organización de la tesis

Los objetivos generales de esta tesis de doctorado consisten en evaluar los efectos del establecimiento de forestaciones en pastizales sobre: a) la dinámica del agua en el ecosistema y su interacción con la textura edáfica y b) la dinámica de sales en el ecosistema y sus controles biofísicos. Por una parte (capítulos 2 y 3), se evalúa el efecto de la vegetación (forestaciones vs. pastizales) sobre la evapotranspiración y el movimiento del agua en el suelo utilizando una combinación de aproximaciones que involucran el uso de imágenes satelitales, muestreo de campo, modelos de simulación y experimentos con trazadores. Por otra parte (capítulos 4 y 5), se estudian los cambios y los controles en los patrones de salinización generados por el establecimiento de árboles en planicies sedimentarias, estableciendo explícitamente su conexión con la dinámica del agua. Finalmente, en el capítulo 6 se realiza una discusión general, destacando los resultados más importantes alcanzados con esta tesis, se plantean algunas implicancias de manejo y se esbozan futuras líneas de investigación.

La estructura de esta tesis, con sus objetivos específicos, queda definida de la siguiente manera:

**Capítulo 1.** Se realiza una introducción general, se plantean los principales antecedentes y se definen los objetivos de esta tesis (este capítulo)

**Capítulo 2.** Mediante el uso de imágenes satelitales se realiza una cuantificación de las pérdidas evaporativas de agua en forestaciones y pastizales. Se estima la eficiencia en el uso del agua de las forestaciones y se evalúa el efecto de la textura edáfica y la variabilidad climática sobre la evapotranspiración.

**Capítulo 3.** Combinando perfiles de humedad edáfica y un experimento de trazado de agua con modelos de simulación se describe la dinámica del agua edáfica en forestaciones y pastizales en suelos de distintas texturas.

**Capítulo 4.** Se evalúa el efecto de las forestaciones en la cantidad y distribución de sales en el perfil edáfico y su conexión con los cambios hidrológicos generados por el establecimiento de árboles. Se aprovecha el hecho de que una planicie sedimentaria fue fuertemente intervenida con obras de drenaje para

estudiar su efecto sobre la distribución de sales y su interacción con el cambio de vegetación.

**Capítulo 5.** Se plantea un modelo jerárquico sobre los controles de la salinización asociada al consumo de agua freática y se determina la influencia del control biológico (especie forestal) y climático (balance hídrico) en un gradiente regional. Complementariamente, se analiza la influencia de la napa freática sobre los patrones de productividad en pastizales y forestaciones, inferido a partir de un índice espectral de vegetación.

**Capítulo 6.** Se realiza una discusión general destacando los resultados más importantes logrados.

### 1.6 Áreas de estudio

A fin de comprender los efectos principales de las transformaciones de pastizales en forestaciones sobre la dinámica del agua y sus efectos secundarios sobre el proceso de salinización se utiliza una combinación de sitios de estudio, buscando aprovechar al máximo el valor experimental que ofrece cada uno de ellos.

Los capítulos 2 y 3, orientados al estudio de los cambios en las pérdidas evaporativas y la dinámica edáfica del agua asociados con el tipo de vegetación, se centran en la costa argentina del Río Uruguay (Concordia - Entre Ríos). Esta región, originalmente dominada por pastizales, representa actualmente una de las áreas más intensamente forestadas de la Argentina (SAGPyA 2002) y donde, por lo tanto, se espera que los efectos de esta transformación sobre el balance hídrico sean más profundos. La especie forestal más utilizada en la zona es *Eucalyptus grandis* debido principalmente a su rápido crecimiento (de hasta 55 m<sup>3</sup> ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>), alcanzando una superficie implantada de ~90.000 has en la zona (Marcó 1988a, Brizuela et al. 2003). Por otro lado, se desarrolla en esta área un fuerte y compacto gradiente de texturas edáficas (INTA 1993), permitiendo evaluar explícitamente su efecto e interacción con la vegetación en la dinámica del agua.

En el cuarto capítulo, centrado en el análisis de los patrones y mecanismos de la acumulación de sales, se realiza un estudio en la planicie sedimentaria de la Gran Llanura Húngara (Hungría). Se eligió esta región ya que la misma se caracteriza por presentar una gran similitud con la Pampa Deprimida (Argentina) en cuanto a sus características geomorfológicas, topográficas, edáficas y climáticas, manifestándose en ambas, problemas de salinidad/alcalinidad asociados a un deficiente drenaje regional (Lavado y Taboada 1988, Soriano et al. 1991, Schofield et al. 2001). Sin embargo existe entre ellas una diferencia importante que radica en que la hidrología de la Gran Llanura Húngara fue fuertemente intervenida con obras de drenaje y canalización con el objetivo de reducir los problemas de salinización (Ábrahám y Bocskai 1971). Si bien la Pampa Deprimida ha sido sometida a obras aisladas de drenaje, las mismas no han sido intensas, manteniendo en general un régimen hidrológico poco alterado (Barbagallo 1987). Por lo tanto, la información generada a partir del estudio en la Gran Llanura Húngara sobre los efectos de las regulaciones hídricas y su interacción con el establecimiento de árboles

puede ser de gran utilidad para predecir las consecuencias de una intervención similar en Pampa Deprimida.

En el quinto capítulo se evalúa la interacción del cambio de vegetación y los patrones de salinización con el clima en un gradiente climático regional que se extiende desde ~750 mm (Sur de Córdoba) hasta ~1500 mm (Corrientes) de precipitación media anual. En este gradiente se seleccionaron 32 pares de pastizal-forestación caracterizados por presentar napas freáticas superficiales (<2,5 m de profundidad). Asimismo, para evaluar el factor biológico sobre el proceso de salinización se trabajó en la Estación Forestal y Vivero Francisco P. Moreno (Rivadavia, Buenos Aires) donde la homogeneidad de suelo, profundidad del agua freática y clima permitieron aislar el efecto de la especie sobre la salinización.

## Capitulo 2

**Evapotranspiración y eficiencia en el uso del agua de pastizales naturales y plantaciones de *Eucalyptus grandis* y su interacción con la textura edáfica <sup>(\*)</sup>**

---

\* Este capítulo esta basado en el artículo: **Nosetto, M.**, E. G. Jobbágy, and J. M. Paruelo. 2005. Land use change and water losses: The case of grassland afforestation across a soil textural gradient in Central Argentina. *Global Change Biology* **11**:1101-1117.

## 2.1 Introducción

La evapotranspiración (ET) es el principal componente del balance energético de La Tierra y ejerce una marcada influencia sobre el comportamiento de la capa límite planetaria, los patrones de circulación atmosférica y el tiempo (Kelliher et al. 1993). La ET constituye también un componente importante del ciclo hidrológico, explicando el 60% de la precipitación continental (Brutsaert 1986). Las plantas, mediante sus diferencias en la capacidad de acceder, transportar y evaporar el agua, ejercen un fuerte control en el proceso de evapotranspiración (Calder 1998). Los cambios de vegetación, en particular aquellos que involucran transiciones entre coberturas dominadas por pastos y árboles, generalmente modifican los patrones de evapotranspiración (Horton 1919, Bosch y Hewlett 1982, Zhang et al. 2001). La transpiración es el principal componente de la ET en los sistemas terrestres y está estrechamente ligada a la tasa de asimilación de carbono, y por lo tanto a la productividad primaria (Monteith 1988). En este capítulo se exploran los patrones de evapotranspiración de plantaciones de eucalipto y pastizales naturales en una de las zonas más intensamente forestadas de Argentina.

La ET varía con el tipo de vegetación como resultado del efecto que ejercen las plantas sobre la demanda y la disponibilidad de agua. En condiciones húmedas, la ET está principalmente limitada por la demanda atmosférica de vapor de agua, mientras que en condiciones de sequía o aridez, la ET está controlada por la disponibilidad de agua en el suelo. La importancia de estos controles se modifica según el tipo de vegetación (Calder 1998). La alta conductancia aerodinámica que poseen los árboles les permite intercambiar agua y energía con la atmósfera a tasas hasta diez veces mayores que la alcanzada por la vegetación herbácea, generando patrones de ET muy distintos en condiciones húmedas (Kelliher et al. 1993, Calder 1998). En estas circunstancias, la mayor captura de energía advectiva realizada por el canopy de los árboles, se traduce en tasas de ET significativamente mayores que la de los pastos, quienes mantienen la ET más estrechamente acoplada con la disponibilidad de energía radiante. En condiciones de sequía, la cantidad de agua edáfica disponible constituye el control principal de la ET. En estas situaciones, diferencias en la capacidad de las plantas para acceder al agua, generalmente dictada por la profundidad de raíces, puede dar lugar a contrastes importantes en las tasas de ET (Calder 1998). Los árboles tienden a tener raíces más profundas que las plantas herbáceas (Canadell et al. 1996, Schenk y Jackson 2002) lo cual les permitiría mantener mayores tasas de ET que los pastos cuando disminuye la disponibilidad hídrica en las capas superficiales del suelo (Calder et al. 1997, Sapanov 2000).

Diferentes patrones de ET entre forestaciones y pastizales han sido puestos en evidencia a diferentes escalas. Por ejemplo, aproximaciones al nivel de parcela que muestran suelos y zonas vadosas más secas en las forestaciones (Calder et al. 1993, Calder et al. 1997); experimentos con cuencas pareadas que indican una disminución en el rendimiento hídrico en cuencas de pastizal que han sido forestadas (Sahin y Hall 1996, Farley et al. 2005) y observaciones del agua subterránea que revelan el inicio de descarga freática bajo bosques establecidos en paisajes de pastizal (Heuperman 1999, Sapanov 2000).

La textura edáfica, mediante el efecto que ejerce en el transporte y almacenamiento de agua, tiene una marcada influencia en la ET, interactuando con la vegetación a través de diversos mecanismos (Noy-Meier 1973, Hillel 1998). En climas húmedos y sub-húmedos, los suelos de textura media son los que presentan la mayor disponibilidad de agua porque tienen un compromiso óptimo entre, por un lado, el bajo contenido de agua útil y alta percolación de los suelos de textura gruesa, y por otro lado, la deficiente infiltración y alto escurrimiento superficial y evaporación propios de los suelos de textura fina. La vegetación puede afectar esta relación si, por ejemplo, las raíces profundas de los árboles (Canadell et al. 1996) restringen las pérdidas de agua por percolación en los suelos de textura gruesa o si las mejoras en las propiedades físicas del suelo, generalmente asociadas a sitios dominados por árboles, mejoran la infiltración (Dunkerly 2000, Devitt y Smith 2002) disminuyendo las pérdidas por escurrimiento superficial en los suelos de textura fina. Estas modificaciones podrían permitirle a las forestaciones localizadas sobre suelos de texturas extremas alcanzar tasas de ET similares a las alcanzadas en suelos de textura media. La ET puede también resultar afectada en forma indirecta por la textura del suelo, al actuar sobre otros recursos o factores importantes para las plantas. Por ejemplo, la pobre fertilidad de los suelos arenosos, asociada a su baja capacidad de intercambio catiónica, o los bajos niveles de oxígeno de los suelos arcillosos pueden limitar la ET a través del efecto negativo que ejercen sobre el crecimiento de la vegetación.

En este capítulo se evalúan los patrones de uso de agua en plantaciones de *Eucalyptus grandis* y pastizales naturales localizados en la parte media de la cuenca argentina del Río Uruguay, centrándose en las interacciones entre el tipo de vegetación, la textura edáfica y la variabilidad climática sobre la evapotranspiración y la eficiencia en el uso del agua. En la región, las plantaciones de *E. grandis* se expanden en un amplio gradiente de texturas edáficas a lo largo del cual sus productividades despliegan una gran variación. Los máximos rendimientos se registran en suelos de textura media y decrecen hacia texturas más finas y gruesas (Marcó 1988a, Sepliarsky y Dalla Tea 1993). Dado que el paisaje forestal es un mosaico de plantaciones de distintas edades, también se caracterizan en este capítulo los cambios en la evapotranspiración con la edad de las plantaciones, desde la etapa de plantación hasta la de cosecha.

Las hipótesis que guían la investigación en este capítulo son: **1)** Las plantaciones forestales utilizan más agua que los pastizales naturales durante períodos secos y húmedos porque tienen una mayor capacidad de acceder al agua del suelo y de intercambiar vapor con la atmósfera. Se espera que la ET sea mayor y más estable a lo largo del tiempo en las forestaciones en comparación con los pastizales. **2)** Las plantaciones forestales muestran un menor descenso en el consumo de agua hacia suelos de texturas extremas en comparación con los pastizales naturales. En suelos de textura gruesa la mayor profundidad de raíces evitaría en parte las pérdidas de agua que se producen como drenaje profundo, y en suelos de textura fina la mayor presencia de macroporos aumentaría la infiltración disminuyendo las pérdidas por escurrimiento superficial. Se espera que los máximos valores de ET sean observados en suelos de textura media para ambos tipos de vegetación y que las diferencias relativas de ET entre tipos de suelos sean mayores en pastizales que en forestaciones. **3(A)** La caída en la producción de las plantaciones forestales que es típicamente observada desde suelos de textura media hacia

suelos de textura fina y gruesa (Marcó 1988a, b, Sepliarsky y Dalla Tea 1993) es causada por una limitación hídrica. Consecuentemente, se esperarían aumentos en la eficiencia en el uso del agua (biomasa producida por unidad de agua transpirada) en plantaciones ubicadas en suelos de texturas extremas. **3(B)** Alternativamente, las caídas en la producción en suelos de textura fina y gruesa no resultan de una restricción hídrica. En este caso se esperaría una disminución en la eficiencia en el uso del agua en plantaciones ubicadas en suelos de texturas extremas.

Para evaluar estas hipótesis se determinaron las tasas de evapotranspiración, en base a la información radiométrica de imágenes del satélite Landsat 7, en 117 parcelas de plantaciones forestales y pastizales naturales en un área de ~3500 km<sup>2</sup>, abarcando un gradiente amplio y espacialmente compacto de texturas edáficas (suelos Vertisoles a Entisoles). La eficiencia en el uso del agua se evaluó a partir de las estimaciones remotas de ET y de registros de producción existentes. Estas mediciones se complementaron con mediciones de <sup>13</sup>C en troncos. Como medida independiente del consumo de agua a la escala de cuenca, se analizaron datos existentes de concentración de cloruros en arroyos y su relación con la proporción de la cuenca que ha sido forestada.

## 2.2 Metodología y herramientas

### 2.2.1 Región de estudio

La región de estudio se ubica en la costa argentina del río Uruguay (Concordia - Entre Ríos). Su clima es templado-húmedo con una temperatura media anual de 18,5 °C. La precipitación media en la ciudad de Concordia alcanza los 1352 mm año<sup>-1</sup> (1979-2003), de la cual, el 60% ocurre en las estaciones de primavera y verano (octubre a marzo). La evaporación media de tanque es de 1538 mm año<sup>-1</sup> y el 72% ocurre en primavera y verano. El paisaje es suavemente ondulado con alturas que fluctúan entre 5 y 70 metros sobre el nivel del mar. Los suelos se desarrollaron sobre materiales sedimentarios de origen fluvial, eólico y lacustre. En la parte oriental del área de estudio, junto al Río Uruguay, los suelos se desarrollaron sobre materiales gruesos transportados por el río y presentan textura arenosa con una capacidad de retención hídrica de ~70 mm m<sup>-1</sup>. Estos suelos son clasificados como Udifluventes y Cuartzipsammentes (Series Yuquerí Chico y Yuquerí Grande). En la parte occidental del área de estudio, los suelos se desarrollaron sobre sedimentos lacustres, y presentan altos contenidos de arcilla (35-45%) y una capacidad de retención hídrica de ~160 mm m<sup>-1</sup>. Estos suelos son clasificados como Peludertes (Series Yeruá, Yaros y San Buenaventura). Entre los suelos descriptos previamente hay una franja de suelos de textura media, desarrollados a partir de sedimentos fluviales depositados sobre materiales lacustres. Los mismos presentan una textura superficial franco-arenosa y un horizonte arcilloso que aparece a una profundidad variable de 40-70 cm. Estos suelos tienen una capacidad de retención hídrica cercana a ~110 mm m<sup>-1</sup> y son clasificados como Argiudoles, Hapludoles y Haplumbreptes (Series Mandisoví, Los Charruas, Calabacilla y Puerto Yeruá). La profundidad del agua subterránea en la zona varía entre 2 y 35 m (INTA 1984, 1993).

La región estaba originalmente cubierta en su mayor parte por pastizales compuestos por una mezcla de especies  $C_3$  y  $C_4$  de los géneros *Paspalum*, *Axonopus*, *Stipa*, *Bromus*, *Piptochaetium* (Landi et al. 1987). A partir de la década de 1940, cuando se establece la primera forestación comercial, los bosques implantados con *Eucalyptus grandis*, *Pinus elliotti* y *Pinus taeda*, pasaron a ser uno de los usos de la tierra más importantes de la zona. Actualmente, esta región constituye una de las áreas más densamente forestadas del sur de Sudamérica, con 91.100 y 10.500 ha de eucaliptos y pinos, respectivamente (Brizuela et al. 2003). Las plantaciones de *E. grandis* son las que alcanzan los mayores rendimientos de madera, variando desde 25 a 55  $m^3 ha^{-1} año^{-1}$ . Los suelos de textura media se destacan por ser los de mayor producción forestal (Marcó 1988a, Sepliansky y Dalla Tea 1993).

Las plantaciones de eucaliptos se establecen generalmente a densidades de 1000-1100 árboles  $ha^{-1}$  (espaciamientos de 3x3 o 4x2.5). Se cosechan aproximadamente a los 10-12 años y se maneja el rebrote durante 2 o 3 ciclos consecutivos de similar duración. Las malezas se controlan mecánica o químicamente durante los primeros 2 años. La mayor proporción de la producción maderera se destina a triturado (celulosa y tableros, 60%) y aserrado (38%) (INTA 1995, SAGPyA 1999).

## 2.2.2 Sitios de estudio e imágenes satelitales

A fin de evaluar los patrones de ET y radiación interceptada por pastizales y forestaciones, se seleccionaron numerosos lotes mayores a 10 ha ocupados por plantaciones de *E. grandis* (52 lotes) y pastizales naturales (48 lotes). Los mismos estuvieron distribuidos a lo largo del gradiente de texturas edáficas y fueron agrupados como arcillosos, mestizos y arenosos, de acuerdo al mapa de suelos de la región (1:100.000) (INTA 1993) (Fig. 2.1). Se incluyó además, un conjunto adicional de 17 lotes cercanos (<1000 m) a los límites de la represa Salto Grande o del Río Uruguay a fin de explorar el potencial uso de agua subterránea por parte de los árboles. En esta zona, la napa freática es más superficial (<10 m de profundidad) y el transporte de agua subterránea está garantizado por la alta conductividad de los sedimentos (Jobbágy y Jackson 2004). Para caracterizar los cambios en ET y radiación interceptada con la edad de la plantación, se escogió un conjunto independiente de 31 lotes de *E. grandis* ubicados en suelos de textura media que se extienden desde las etapas de plantación hasta la cosecha. La edad de las plantaciones fue obtenida a partir de una secuencia de 16 imágenes satelitales (Landsat TM/ETM+ y SAC-C MMRS) que cubrían la región de estudio desde 1985 hasta el presente. Para evitar efectos de borde en los datos satelitales, se utilizaron los píxeles centrales de los lotes, excluyendo una franja de ~60 m desde el borde de la parcela.



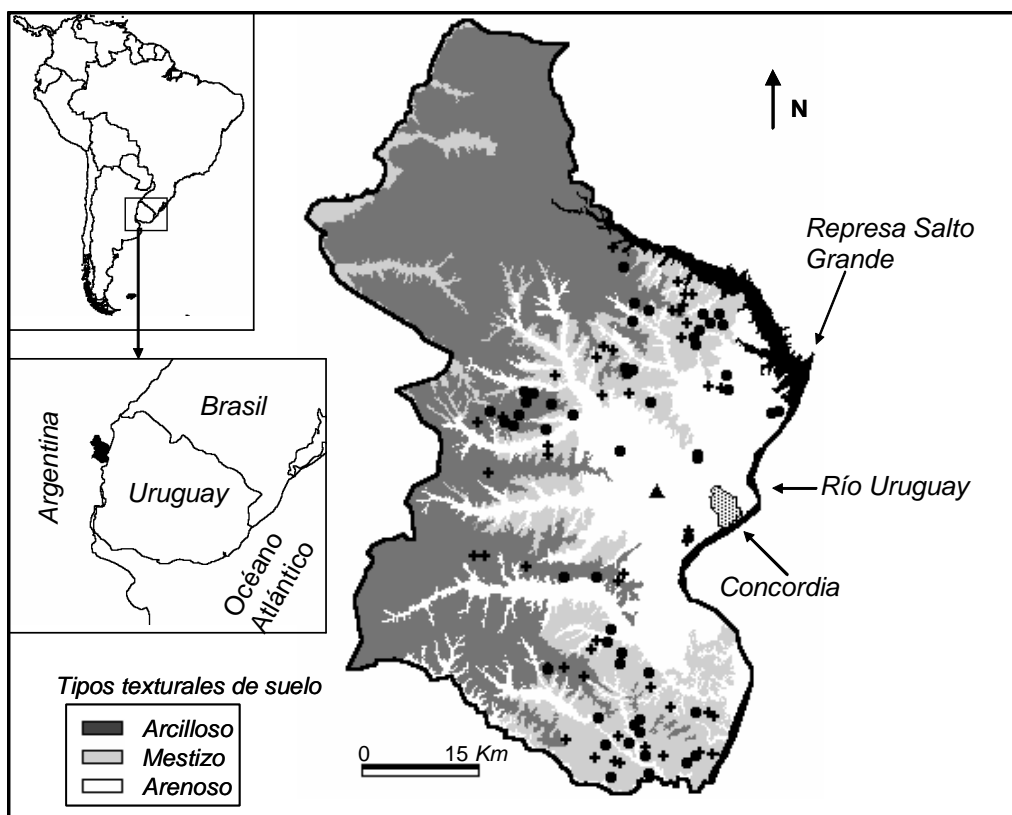


Figura 2.1. Región de estudio. La distribución de las forestaciones y pastizales nativos considerados en el análisis está indicada con puntos y cruces, respectivamente. La ubicación de la estación meteorológica se encuentra señalada con un triángulo. Los tipos de suelos fueron obtenidos de mapas a escala 1:100.000 realizados por el INTA (1993).

Se utilizaron siete imágenes Landsat 7 ETM+ (escena 225/82) libres de nubes provistas por la CONAE. Las escenas, adquiridas a las 10:30 h (hora local), correspondieron a los siguientes días: 30/08/00, 18/11/00, 06/02/01, 11/04/01, 19/07/02, 26/12/02, y 27/01/03. Estas fechas de adquisición cubrieron un amplio rango de condiciones hídricas, como lo sugieren los balances realizados entre precipitación y evaporación de tanque (Figura 2.2c). Las imágenes fueron corregidas geoméricamente utilizando el método de selección de puntos de control terrestre y aplicando una función polinómica de 2º orden (Eastman 1999). Para minimizar los efectos atmosféricos, las bandas no térmicas se corrigieron utilizando la metodología de substracción de un objeto oscuro descrita por Chavez (1989), y la banda térmica utilizando el algoritmo propuesto por Qin et al. (2001).

### 2.2.3 Estimación de Evapotranspiración

Para la estimación de ET diaria se utilizó el denominado Método Simplificado (Jackson et al. 1977, Carlson y Buffum 1989, Caselles et al. 1998). Éste calcula la ET diaria considerando la energía recibida por una superficie y la diferencia de temperatura entre esta y el aire que la rodea utilizando la siguiente ecuación (Jackson et al. 1977, Carlson et al. 1995):

$$ET_{24} = Rn_{24} - B (T_s - T_a)^n, \quad [2.1]$$

donde  $ET_{24}$  ( $\text{mm día}^{-1}$ ) y  $Rn_{24}$  ( $\text{mm día}^{-1}$ ) son, respectivamente, la evapotranspiración actual y la radiación neta diaria,  $T_s$  (K) la temperatura de la superficie,  $T_a$  (K) la temperatura del aire a 50m de altura y  $B$  ( $\text{mm día}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ) y  $n$  parámetros que varían con el tipo de vegetación. A pesar de que este método es relativamente simple, presenta una sólida base física y ha sido utilizado satisfactoriamente en el cálculo de ET para distintos tipos de vegetación (cultivos, pastizales, bosques) (Seguin y Itier 1983, Brasa Ramos et al. 1996, Caselles et al. 1998, Sanchez y Caselles 2004).

La radiación neta ( $R_n$ ) fue calculada semi-empíricamente a partir de la radiación solar incidente ( $C_t$ ) y el albedo ( $\alpha$ ), el cual se obtuvo a partir de las bandas 1 (azul), 3 (rojo), 4 (infrarrojo cercano), 5 y 7 (infrarrojo medio) de las imágenes Landsat ETM+ de acuerdo al procedimiento descrito por Liang (2000). Estos dos valores ( $C_t$  y  $\alpha$ ) fueron utilizados para estimar la radiación neta en onda corta ( $C_n$ ) (Apéndice 1). La radiación neta en onda larga ( $L_n$ ) se estimó empíricamente a partir de  $C_t$  (Granger y Gray 1990) y se sumó a  $C_n$  para obtener  $R_n$ . La estimación de la diferencia de temperaturas ( $T_s - T_a$ ) se obtuvo a partir del cálculo de  $T_s$  utilizando la banda 6 de las imágenes Landsat ETM+ (Qin et al. 2001) y la temperatura del aire a 50m de altura, la cual se derivó de la temperatura registrada a 1,5 m en una estación meteorológica situada en el centro de la región de estudio, de acuerdo a Campbell y Norman (1998). Los coeficientes  $B$  y  $n$  se obtuvieron a partir de un índice verde escalado (NDVI\*) calculado a partir de las bandas 3 y 4 de las imágenes Landsat ETM+ de acuerdo al procedimiento propuesto por Carlson et al. (1995) (Apéndice 1).

#### 2.2.4 Análisis de sensibilidad y datos de flujo de savia

El análisis de sensibilidad del modelo de ET se centró en el estudio de las diferencias de ET entre forestaciones y pastizales en respuesta a cambios en el parámetro  $B$  de la ecuación y de la temperatura superficial. Este análisis se realizó en dos fechas (18/11/2000 -período seco- y 06/02/2001 -período húmedo-). Reconociendo que el parámetro  $B$  tiene gran importancia en el modelo y que es más incierto en forestaciones (Sanchez y Caselles 2004) que en pastizales (Seguin et al. 1982, Seguin y Itier 1983, Vidal et al. 1987, Lagouarde y Brunet 1989, Hurtado et al. 1994), se exploró el efecto de utilizar valores extremos de  $B_{\text{forest}}$  ( $B_{\text{forest}}=B_{\text{pastiz}}$  en el extremo inferior y un aumento del 25% en el extremo superior). Para dar cuenta de posibles errores en la estimación de  $T_s$ , se evaluó la sensibilidad de ET a esta variable modificándola en  $\pm 1$  K en ambos tipos de cobertura.

A fin de comparar la estimación remota de ET con datos más detallados de evapotranspiración, se realizaron, durante un período de 10 días (12-22 de diciembre de 2003), mediciones de flujo de savia en un lote de *E. grandis* localizado en la región de estudio. La parcela, ubicada sobre suelo arenoso, representa una plantación típica de la zona. Los árboles fueron plantados en 1996 (8 años de edad al momento de las mediciones) con una densidad de 1111 árboles  $\text{ha}^{-1}$ . Sensores de disipación de calor (Granier 1985) fueron instalados en 10 árboles distribuidos entre las distintas clases diamétricas. Las diferencias de temperatura entre la aguja de referencia y la termoresistencia fueron medidas cada 10 segundos e integradas en períodos de 30 minutos utilizando un colector de datos (CR10X; Campbell Scientific Inc., Logan, Utah, USA). Los valores fueron transformados en densidad de flujo ( $U$ ,  $\text{kg H}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) de acuerdo a

Granier (1985). La transpiración del canopeo fue calculada como el producto de U y el área de albura.

### 2.2.5 Radiación fotosintéticamente activa interceptada

Se ha observado que la radiación reflejada en las regiones del rojo e infrarrojo cercano del espectro electromagnético está estrechamente relacionada con la fracción de la radiación fotosintéticamente activa incidente que es interceptada (FPAR, del inglés Fraction of Photosynthetically Active Radiation) por la vegetación verde (Sellers 1985, Choudhury 1987). A fin de caracterizar el comportamiento de esta variable en forestaciones y pastizales se utilizó el NDVI (del inglés Normalized Differences Vegetation Index) mediante la fórmula propuesta por Ruimy et al. (1994):

$$\text{FPAR} = 0,025 + 1,25 \text{ NDVI} \quad [2.2]$$

### 2.2.6 Datos climáticos y de producción forestal

Los registros diarios de precipitación, evaporación de tanque, velocidad del viento, humedad relativa e heliofanía, como así también, los datos horarios de temperatura, se obtuvieron de la estación meteorológica situada en la Estación Experimental Agropecuaria INTA Concordia (31,36° S; 58,12° O). Se utilizaron estos datos para el cálculo de balances hídricos (precipitación - evaporación de tanque) correspondientes a los días previos a la adquisición de las imágenes. A fin de evaluar diferencias en la producción maderera entre los distintos tipos texturales de suelos, se compilaron datos locales existentes obtenidos en plantaciones de *E. grandis* de entre 7 y 14 años de edad (Marcó 1988a, b, Sepliarsky y Dalla Tea 1993, Goya et al. 1997, Frangi et al. 2000).

### 2.2.7 Análisis de <sup>13</sup>C

Para cuantificar la eficiencia en el uso del agua (EUA), como un indicador de limitación hídrica, se realizaron mediciones de concentración de <sup>13</sup>C en troncos de árboles en 14 parcelas de *E. grandis* ubicados a lo largo del gradiente textural de suelos. La concentración de <sup>13</sup>C en los tejidos vegetales es fuertemente afectada por la concentración intercelular de CO<sub>2</sub> y ha sido satisfactoriamente relacionado con la EUA (Farquhar et al. 1982). El cierre estomático, generalmente asociado a déficit hídricos, resulta en una mejora en la EUA y una reducción de CO<sub>2</sub> en la cavidad estomática, lo cual conduce a una menor discriminación en contra de <sup>13</sup>C en el proceso fotosintético y por lo tanto, a mayores valores de <sup>13</sup>C en los tejidos (Farquhar y Richards 1984, Saurer et al. 2004).

En noviembre de 2003, se muestrearon diez árboles codominantes por parcela tomando muestras del tronco de 10 cm de longitud que fueron luego agrupadas para su posterior procesamiento. Las forestaciones muestreadas variaron entre 7 y 10 años de edad y presentaban densidades de ~800 a ~1000 árboles ha<sup>-1</sup>. Se tomaron 4 muestras de cada tronco, una por cada dirección cardinal, se secaron a 65 °C hasta peso constante y se molieron. La relación

$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  se determinó por espectrometría de masas (Finnigan MAT Delta Plus XL) en el  $\text{CO}_2$  producido por la combustión y se expresó en valores de  $\delta^{13}\text{C}$ .

## 2.2.8 Concentración de cloruros en arroyos

Con el propósito de explorar los efectos de las forestaciones a la escala de cuenca y de proveer una medida independiente del uso de agua, se analizaron datos de concentración de cloruros en arroyos que drenan cuencas con distintos porcentajes forestados. Las mismas estuvieron ubicadas en la zona de estudio y regiones aledañas. Dado que el cloro no está presente en la mayoría de las rocas (Bowen 1966) ni es acumulado significativamente en la biomasa vegetal (Epstein 1972), el ingreso de cloruros con el agua de lluvia debe balancear los egresos de la cuenca a través de ríos y arroyos (Vitousek 1977). Bajo este supuesto, diferencias en la concentración de cloruros en los arroyos representarían una medida relativa de la evapotranspiración de la cuenca (Hedin et al. 1995). Los datos de concentración de cloruros se obtuvieron de un estudio previo (Auge y Santi 2002) que involucró 18 arroyos que drenaban cuencas con similares materiales originarios y pendientes. El área de las cuencas varió entre 21 y 328  $\text{km}^2$  y el porcentaje forestado entre <0,05 y 18%.

## 2.2.9 Análisis de datos

El análisis estadístico se realizó utilizando el paquete SAS 8.02. Los efectos del tipo de vegetación y tipo de suelo sobre ET y FPAR se analizaron utilizando el procedimiento GLM-ANOVA (del inglés General Linear Models). Se exploró también la relación entre el balance hídrico (precipitación – evaporación libre de tanque) y la ET utilizando modelos de respuesta lineal y de saturación. La estabilidad de ET a lo largo del tiempo se analizó calculando el coeficiente de variación entre fechas. Se realizaron comparaciones múltiples utilizando la prueba de Duncan.

## 2.3 Resultados

### 2.3.1 Diferencias entre forestaciones y pastizales

A pesar de presentar menor albedo, y por lo tanto mayor radiación neta, la temperatura superficial de las forestaciones fue menor a la de los pastizales nativos. Esto indica un mayor enfriamiento evaporativo y una mayor pérdida evaporativa de agua en las plantaciones a lo largo de todo el gradiente textural de suelos y en todas las fechas analizadas (Tabla 2.1). En promedio, las forestaciones utilizaron ~81% más agua que los pastizales, con diferencias absolutas de ET que variaron entre 1,87  $\text{mm d}^{-1}$  (26/12/2002) y 0,97  $\text{mm d}^{-1}$  (19/07/2002) (Fig. 2.2a). Las forestaciones mantuvieron sus canopeos ~5°C más frío que los pastizales ( $p < 0,0001$ ) a pesar de tener ~3% más energía radiativa disponible como resultado del menor albedo (Tabla 2.1). La mayor diferencia entre la temperatura del canopeo y la del aire se observó en la fecha con condiciones hídricas más limitantes (18/11/2000) en ambos tipos de vegetación.

Tabla 2.1. Características radiométricas, térmicas y evaporativas de forestaciones de *Eucalyptus grandis* y pastizales nativos en los distintos tipos de suelos.

	n	NDVI		Ts-Ta (°C)		Albedo		FPAR (%)		ET (mm d <sup>-1</sup> )	
		Media	E.E.	Media	E.E.	Media	E.E.	Media	E.E.	Media	E.E.
<b>Forestaciones</b>											
arcilloso	11	0,754 a	0,01	3,22 b	1,07	0,163 de	0,003	90,8 a	1,5	3,02 b	0,32
mestizo	33	0,765 a	0,01	2,79 bc	0,58	0,166 cd	0,002	91,7 a	0,9	3,15 b	0,19
arenoso	8	0,759 a	0,02	2,29 cd	1,10	0,158 e	0,003	91,2 a	2,0	3,38 a	0,40
costero	7	0,760 a	0,02	1,89 d	1,04	0,159 de	0,002	91,5 a	2,1	3,50 a	0,48
<b>Media</b>		0,760		2,67		0,163		91,4		3,22	
<b>Pastizales</b>											
arcilloso	10	0,585 bc	0,03	7,78 a	1,28	0,183 a	0,004	70,6 bc	4,0	1,74 c	0,25
mestizo	28	0,588 bc	0,02	7,90 a	0,87	0,178 ab	0,002	71,0 bc	2,3	1,75 c	0,16
arenoso	10	0,590 b	0,04	7,92 a	1,49	0,175 b	0,004	71,2 b	4,4	1,77 c	0,25
costero	10	0,569 c	0,04	7,62 a	1,40	0,172 bc	0,006	68,7 c	4,4	1,90 c	0,30
<b>Media</b>		0,584		7,82		0,177		70,5		1,78	

Se presentan las medias y errores estándares (E.E.) del NDVI, diferencia térmica (Ts-Ta<sub>50m</sub>), albedo, fracción de la radiación fotosintéticamente activa interceptada por la vegetación (FPAR) y tasa actual de evapotranspiración (ET) calculadas a partir de imágenes Landsat ETM+ en forestaciones y pastizales. El valor medio fue obtenido promediando las siete fechas analizadas. Ambas coberturas están discriminadas por tipo textural de suelo. Los sitios costeros estuvieron localizados a <1000 m de las orillas del Río Uruguay o la Represa Salto Grande. Las letras muestran diferencias significativas ( $p < 0,05$ ) entre todas las combinaciones de tipo de vegetación x tipo de suelo (Prueba de Duncan). El número de sitios está indicado (n).

Las forestaciones interceptaron una mayor proporción de radiación fotosintéticamente activa (PAR) que los pastizales, como lo sugiere los mayores valores de NDVI (Tabla 2.1,  $p < 0,0001$ ). Las forestaciones mostraron valores de NDVI mayores y más estables que los pastizales en todos los sitios y fechas (valores absolutos mínimos y máximos de NDVI = 0,63 y 0,85 en forestaciones y 0,28 y 0,75 en pastizales) (Fig. 2.2b). En conexión con estas diferencias en NDVI, la fracción del PAR interceptado (FPAR) por los canopeos en fechas de invierno y no-invierno promedió 85% y 94% en las forestaciones y 53% y 77% en los pastizales, respectivamente.

### 2.3.2 Cambios temporales de ET y condiciones meteorológicas

En concordancia con la predicción realizada, la ET fue más estable a lo largo del tiempo en las forestaciones que en los pastizales (Fig. 2.3). El coeficiente de variación temporal de ET fue significativamente menor en las forestaciones en comparación con los pastizales (36,5 y 49,2%, respectivamente;  $p < 0,0001$ ) (Fig. 2.3b). Cuando se comparan los valores de ET en dos fechas con similar radiación neta (18/11/2000 =  $14,2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  y 06/02/2001 =  $12,7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) pero con distintas condiciones de disponibilidad hídrica, como lo indica el balance entre precipitación y evaporación de tanque de los 18 días previos (18/11/2000 = -24,5 mm y 06/02/2001 = +3,6 mm, Fig. 2.2c), se observa que la respuesta de la ET en forestaciones y pastizales fue diferente. Mientras que en las plantaciones la ET aumentó ~40%; en los pastizales, la tasa de ET se duplicó. Es importante notar que estos cambios de ET sucedieron con cambios prácticamente nulos de NDVI (forestaciones = +2,5%; pastizales = +1,7%).

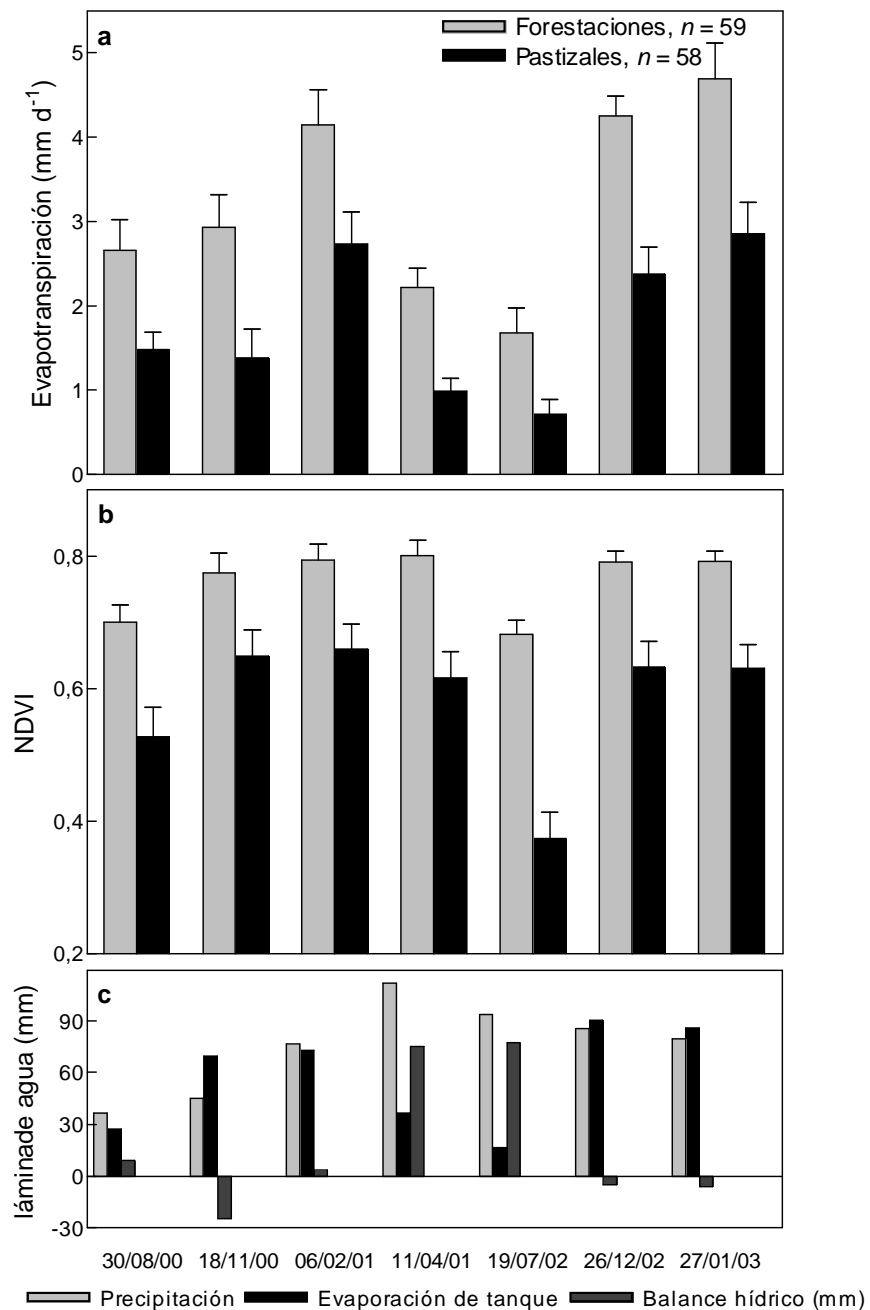


Figura 2.2. Pérdidas evaporativas de agua y radiación interceptada en plantaciones de *E. grandis* y pastizales nativos en las siete fechas consideradas. La evapotranspiración actual (a) y NDVI (b) fueron calculados a partir de imágenes Landsat ETM+. Las diferencias entre ambos tipos de vegetación fueron siempre significativas ( $p < 0,01$ ). Las barras corresponden al desvío estándar. La precipitación (Pp), evaporación de tanque (ETa) y el balance hídrico (BH=Pp-ETa) integrados para los 18 días previos a la adquisición de la imagen se muestran en el panel (c).

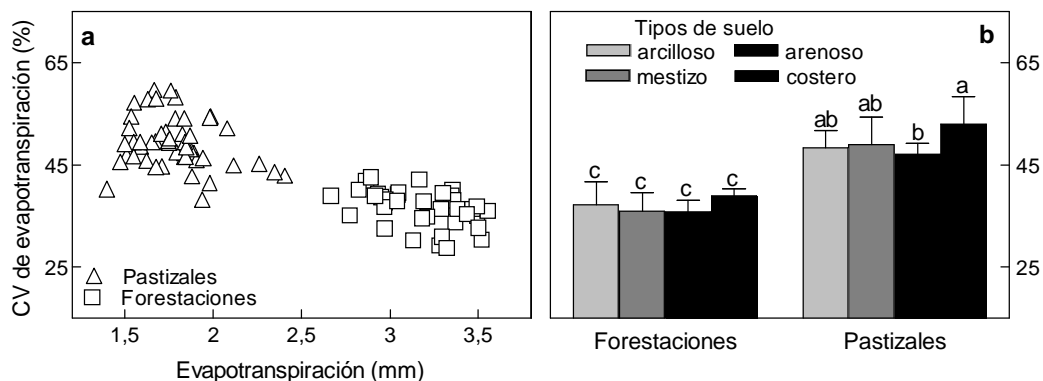


Figura 2.3. Variabilidad temporal de la evapotranspiración en forestaciones de *E. grandis* y pastizales nativos. Relación entre la evapotranspiración media y el coeficiente de variación (CV) de ET entre fechas para los 59 y 58 sitios de forestaciones y pastizales, respectivamente (a). Se muestra el promedio del CV de evapotranspiración en forestaciones y pastizales para los distintos tipos de suelos (b). Las letras muestran diferencias significativas ( $p < 0,05$ ) entre todas las combinaciones de tipo de vegetación x tipo de suelo (Prueba de Duncan). Las barras corresponden al desvío estándar.

La variabilidad temporal de la ET en forestaciones y pastizales fue mejor explicada por el balance hídrico de los 15-20 días previos (Fig. 2.4a y 2.4b). El cociente entre ET y la evaporación de tanque (ET/ETa), una medida relativa de ET independiente de la energía disponible, estuvo significativamente correlacionado con el balance hídrico cuando se integraron en el análisis los 15 a 20 días previos. Períodos mayores y menores de integración resultaron en correlaciones más pobres y no significativas (Fig. 2.4a y 2.4b). Es interesante notar que en el rango de -25 a +10 mm de balance hídrico, la ET en forestaciones y pastizales mostró un respuesta similar con pendientes que no se diferenciaron estadísticamente, pero a mayores niveles de precipitación ambas respuestas difirieron y las curvas se separaron (Fig. 2.4c). Mientras que en las forestaciones la ET continuó aumentando, en los pastizales la ET alcanzó una meseta a +75 mm y el uso de un modelo de saturación resultó en un mejor ajuste que el modelo lineal, lo cual sugiere que en los pastizales a medida que aumenta la disponibilidad hídrica a través de la precipitación surgen otros controles que limitan el proceso de transpiración.

Utilizando las relaciones previamente desarrolladas y datos mensuales históricos de precipitación y evaporación de tanque, se realizó una integración de la ET a la escala mensual y anual (Fig. 2.5). Los máximos valores de ET se alcanzaron en Noviembre (2,75 y 4,77 mm d<sup>-1</sup>, para pastizales y forestaciones, respectivamente) y los mínimos en Junio (0,67 y 1,23 mm d<sup>-1</sup>, para pastizales y forestaciones, respectivamente). La diferencia máxima entre ambos tipos de vegetación se alcanzó en Enero. Al integrar a la escala anual, se obtuvo un valor medio de ET de 627 y 1148 mm año<sup>-1</sup> en pastizales y forestaciones, respectivamente.



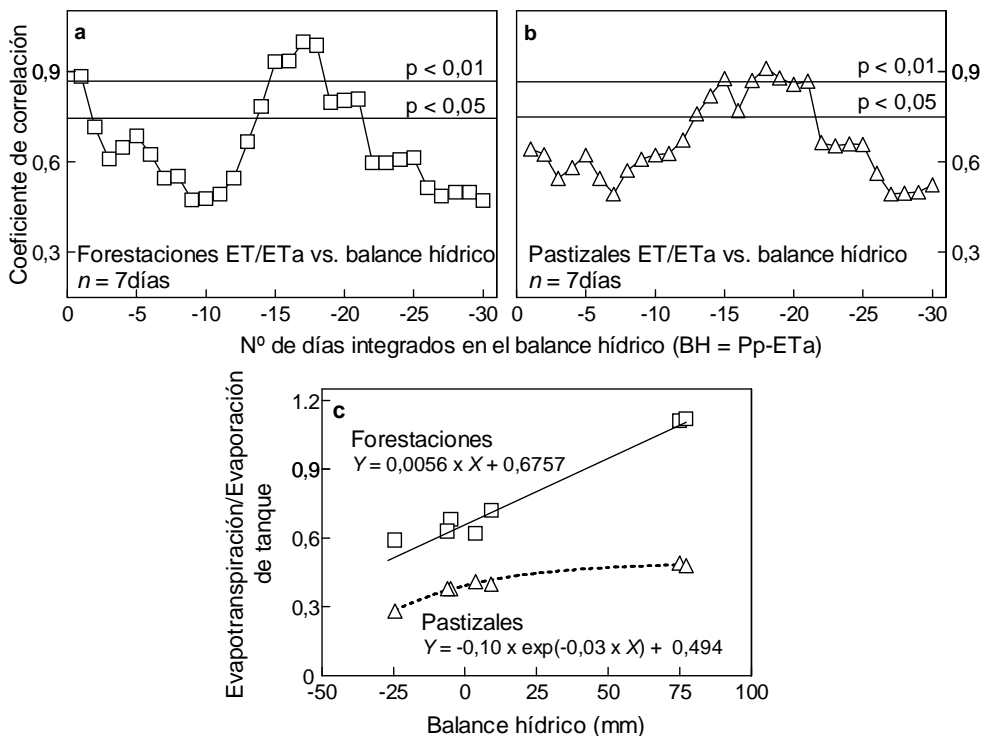


Figura 2.4. Relación entre la evapotranspiración de forestaciones de *E. grandis* y pastizales nativos y el balance hídrico. Asociación entre Evapotranspiración / Evaporación de tanque (ET/ETa) de forestaciones (a) y pastizales (b) y el balance hídrico acumulativo considerando 1-30 días previos a la adquisición de la imagen. Respuesta de ET/ETa al balance hídrico de los 18 días previos (c). Se evaluaron modelos lineales en ambos tipos de vegetación pero en los pastizales se obtuvo un mejor ajuste utilizando un modelo con respuesta de saturación. Los balances hídricos se calcularon como precipitación - evaporación de tanque (BH=Pp-ETa). Los niveles de correlación que corresponden a niveles de significancia de  $p < 0,05$  y  $p < 0,01$  están indicados con líneas horizontales.

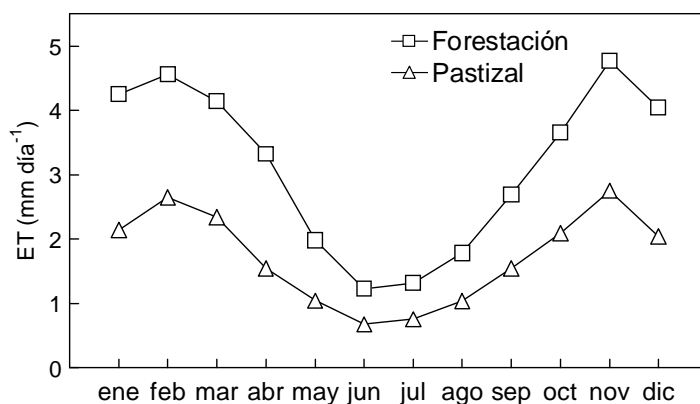


Figura 2.5. Patrones estacionales de evapotranspiración en forestaciones de *E. grandis* y pastizales nativos. Los valores medios mensuales fueron calculados utilizando los modelos de regresión (forestaciones) y de saturación (pastizales) que relacionan evapotranspiración con balance hídrico y estadísticas mensuales de precipitación y evaporación de tanque para la región de estudio.

### 2.3.3 Análisis de sensibilidad y datos de flujo de savia

Al asumir valores iguales de  $B$  en forestaciones y pastizales (una subestimación de la capacidad de intercambio energético de los canopeos arbóreos), las diferencias de  $ET$  entre ambas coberturas aumentaron en las dos fechas analizadas (de 1,67 a 2,25  $\text{mm d}^{-1}$  el 18/11/2000; de 1,43 a 1,67  $\text{mm d}^{-1}$  el 06/02/2001; Fig. 2.6). Un aumento del 25% de  $B_{\text{forest}}$  disminuyó las diferencias entre ambos tipos de vegetación (de 1,67 a 0,94  $\text{mm d}^{-1}$  el 18/11/2000; de 1,43 a 1,12  $\text{mm d}^{-1}$  el 06/02/2001; Fig. 2.6). Es interesante notar, que aún utilizando el mayor valor de  $B_{\text{forest}}$  observado en la literatura (Sanchez y Caselles 2004), las forestaciones mantuvieron mayores tasas de  $ET$  que los pastizales. La  $ET$  hubiera alcanzado valores similares en ambos tipos de cobertura con valores de  $B_{\text{forest}}$  mayores a 0,90-1,2, los cuales son poco probables de encontrar (Carlson et al. 1995). La variación de  $T_s$  en  $\pm 1$  K en ambos tipos de vegetación produjo cambios pequeños en los contrastes de  $ET$  del 06/02/2001 entre ambas coberturas e insignificantes para la fecha del 18/11/2000. Un aumento de  $T_s$  el 06/02/2001 disminuyó las diferencias de  $ET$  (de 1,43 a 1,38  $\text{mm d}^{-1}$ ) entre forestaciones y pastizales; por el contrario, una disminución de  $T_s$  aumentó las diferencias de  $ET$  (de 1,43 a 1,51  $\text{mm d}^{-1}$ ) (Fig. 2.6).

Las tasas de transpiración derivadas de las mediciones de flujo de savia promediaron 2,7  $\text{mm d}^{-1}$  (rango 1,55 - 5,4  $\text{mm d}^{-1}$ ) para el período 12-22 de Diciembre de 2003. La relación transpiración/evaporación de tanque, promedió 0,58 y mostró una buena relación con el valor promedio de  $ET/ET_a$  de Diciembre (0,52). La máxima tasa de  $ET$  calculada a partir de información satelital (5,45  $\text{mm d}^{-1}$ ) tuvo una buena correspondencia con la resultante de las mediciones de flujo de savia.

### 2.3.4 Evapotranspiración y textura edáfica

La  $ET$  de las forestaciones fue afectada por la textura edáfica pero no la de los pastizales y, contradiciendo la predicción realizada, la  $ET$  no fue máxima en los suelos de textura media en ninguna de las dos coberturas (Tabla 2.1). En las forestaciones, el ranking de tasas de  $ET$  a lo largo del gradiente textural fue sitios costeros>arenosos>mestizos>arcillosos y se mantuvo en todas las fechas analizadas con excepción de la fecha más húmeda (19/07/2002), cuando los máximos valores de  $ET$  se observaron en los suelos arenosos. Estas diferencias se expandieron en la fecha más seca (18/11/2000), cuando las forestaciones costeras utilizaron 25% y 17% más agua que las localizadas en suelos mestizos y arcillosos, respectivamente. En una fecha más húmeda (06/02/2001) estas diferencias disminuyeron a 8% y 10%, respectivamente. Estas diferencias estarían sugiriendo mayor disponibilidad hídrica para las forestaciones de sitios costeros y que se manifiestan más fuertemente en los patrones de  $ET$  de períodos secos. Las diferencias de  $ET$  entre pastizales ubicados en distintos tipos de suelos no fueron significativas cuando todas las fechas fueron promediadas, pero se manifestaron cuando fueron analizadas independientemente. Durante la fecha más seca (18/11/2000), los pastizales localizados en suelos arcillosos fueron los que presentaron las mayores tasas de  $ET$ , mientras que en fechas más húmedas no se encontraron diferencias o los máximos valores se observaron en pastizales costeros (26/12/02 y 27/01/03) ( $p < 0,05$ ).

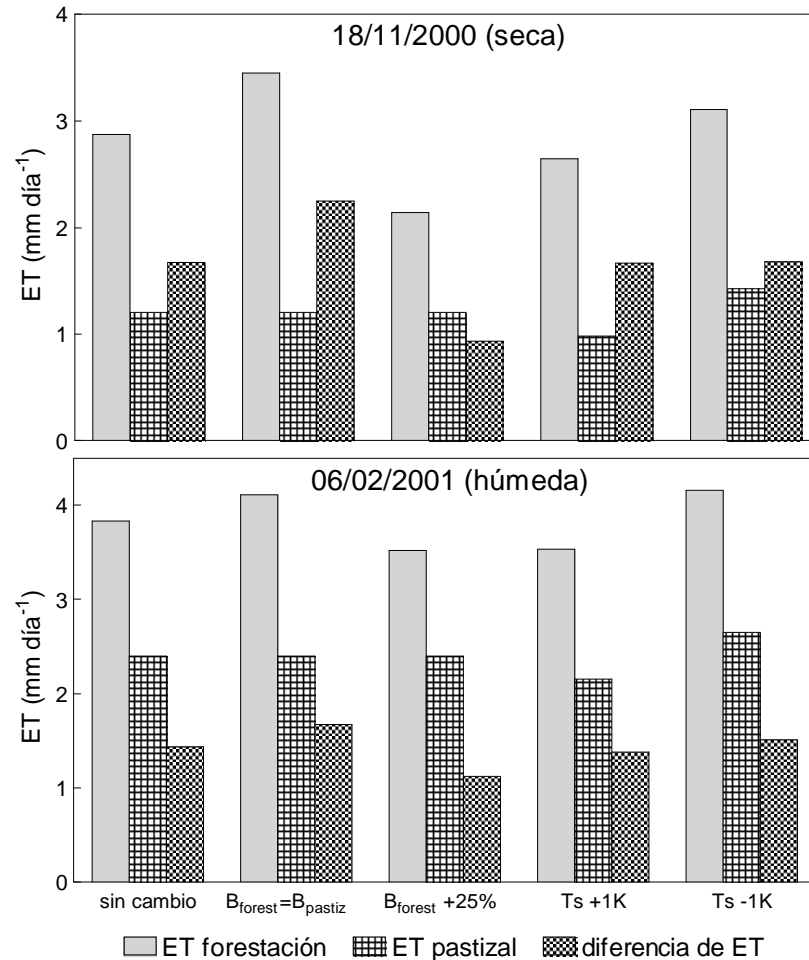


Figura 2.6. Sensibilidad de las estimaciones de evapotranspiración a variaciones del parámetro  $B_{forest}$  ( $B_{forest}=B_{pastiz}$  en el extremo inferior y un aumento del 25% en el extremo superior) y de la temperatura superficial ( $T_s, \pm 1K$ ). Dos fechas con diferentes condiciones de disponibilidad hídrica fueron evaluadas (18/11/2000 -seca- y 06/02/2001 -húmeda-). Se muestran los valores medios de evapotranspiración en forestaciones y pastizales juntamente con las diferencias absolutas entre ambos.

El efecto de la textura sobre el FPAR fue menos pronunciado que el observado sobre la ET (Tabla 2.1). No se encontraron diferencias de FPAR entre las forestaciones ubicadas en los distintos tipos de suelo cuando se promediaron todas las fechas, sin embargo, mayores valores de FPAR fueron observados en forestaciones localizadas en suelos arcillosos durante la fecha más húmeda (19/07/2002). En los pastizales, los sitios costeros mostraron los menores valores de FPAR en todas las fechas con excepción del 6 de febrero y 11 de abril cuando los menores valores se observaron en sitios arcillosos ( $p < 0,05$ ). El 18 de noviembre, el patrón de FPAR siguió la misma tendencia que la ET alcanzando los máximos valores en sitios arcillosos.

### 2.3.5 Limitación hídrica y textura edáfica

La composición de los isótopos estables del carbono de los troncos de los árboles indicó que la eficiencia en el uso del agua fue máxima en forestaciones localizadas en suelos mestizos, donde se registran las máximas producciones, y decayó en sitios arenosos y arcillosos, donde la producción maderera es 33% y 50% menor. (Tabla 2.2). Si una menor disponibilidad hídrica estuviera causando la caída de producción de los sitios arenosos y arcillosos (hipótesis 3A), debería haberse encontrado una mayor eficiencia en el uso del agua en estos sitios. Se observó el patrón inverso (Tabla 2.2), apoyando la idea de que otros recursos o factores están limitando la producción en estos suelos (hipótesis 3B). En concordancia con los análisis isotópicos, las tasas de ET calculadas a partir de las imágenes Landsat ETM+ (mayores en sitios arenosos y similares en sitios mestizos y vertisoles; Tabla 2.1) indican que las restricciones hídricas no fueron la causa de la caída en la producción de las forestaciones ubicadas en sitios de texturas extremas.

Tabla 2.2. Producción maderera y valores de  $\delta^{13}\text{C}$  en troncos de forestaciones de *E. grandis* en los distintos tipos texturales de suelos de la región (media y error estándar).

	Producción ( $\text{m}^3 \text{ha}^{-1} \text{año}^{-1}$ )			$\delta^{13}\text{C}$ madera (‰)		
	Media	n	E.E.	Media	n	E.E.
Arcilloso	26,7 c	13	0,27	-28,11 b	4	0,14
Mestizo	53,9 a	14	0,52	-27,51 a	5	0,08
Arenoso	35,8 b	13	0,43	-28,15 b	5	0,08

Los valores de producción fueron obtenidos de estudios locales realizados previamente y los de  $\delta^{13}\text{C}$  fueron obtenidos a partir de muestras de madera tomadas a la altura del pecho en Noviembre de 2003. Las letras indican diferencias significativas en producción ( $p < 0,01$ ) y  $\delta^{13}\text{C}$  ( $p < 0,10$ ) (Prueba de Duncan). El número de sitios está indicado (n).

### 2.3.6 Evapotranspiración y edad de la forestación

Las tasas de ET y la radiación interceptada (FPAR) por las forestaciones aumentaron rápidamente luego del establecimiento de las mismas, y sobrepasaron a los pastizales en menos de 3 años (Fig. 2.7). En el período de 0-1 años de edad, las forestaciones interceptaron ~34% menos radiación y utilizaron 62% menos agua que los pastizales ( $p < 0,05$ ), mientras que en el siguiente rango de edad (2-3 años) ambos tipos de vegetación interceptaron cantidades similares de radiación, pero las forestaciones utilizaron 28% más agua ( $p < 0,05$ ). Es importante notar que los patrones de ET y FPAR difirieron a medida que las forestaciones envejecían. Mientras que el FPAR aumentó hasta la edad de 4-5 años y luego se estabilizó, la ET continuó aumentando hasta la etapa de cosecha (Fig. 2.7), lo cual sugiere menores eficiencias en el uso del agua en forestaciones maduras.

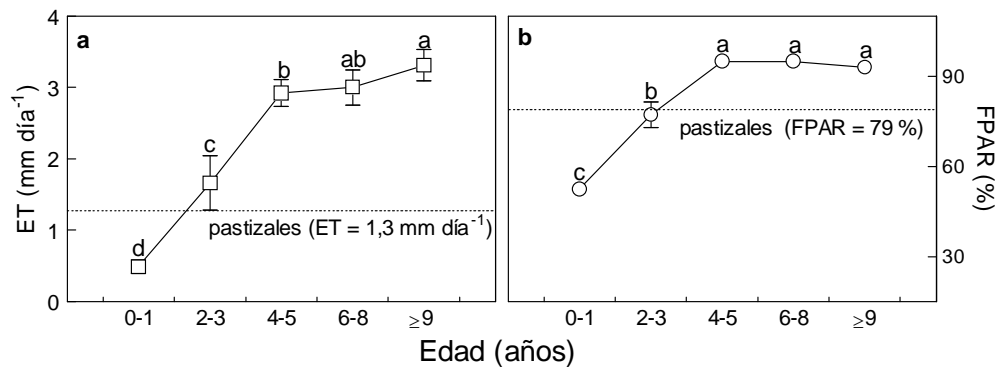


Figura 2.7. Cambios en la evapotranspiración diaria (a) y en la fracción de la radiación fotosintéticamente activa interceptada (b) en relación con la edad de la forestación. Todos los valores fueron calculados para la imagen del 18 de noviembre de 2000 en sitios localizados en suelos mestizos. Las letras indican diferencias significativas ( $p < 0,05$ ) entre clases de edades. Los valores medios de evapotranspiración y FPAR en pastizales están indicados con líneas horizontales.  $n = 3, 4, 9, 6, 9$  para las clases de edades de 0-1, 2-3, 4-5, 6-8,  $\geq 9$  años y 28 para pastizales. Las barras corresponden al desvío estándar.

### 2.3.7 Estimaciones independientes de uso de agua

Con el objetivo de obtener evidencia independiente acerca de los patrones de ET en forestaciones y pastizales, se utilizaron datos de concentración de cloruros en arroyos y modelos a la escala de cuencas. Se encontró una asociación lineal y positiva entre el porcentaje forestado de la cuenca y la concentración de cloruro de los arroyos (Fig. 2.8;  $r^2 = 0,46$ ,  $p < 0,01$ ). Los niveles de  $\text{Cl}^-$  variaron más de cuatro veces entre arroyos. La forestación del 20% del área de la cuenca triplicó los valores de cloruros ( $4,2 \text{ mg l}^{-1}$  en cuencas no forestadas vs.  $12,8 \text{ mg l}^{-1}$  para un 20% forestado). Si se asume que el cloruro actúa como un trazador conservativo del movimiento del agua, este análisis de regresión indicaría que a medida que aumenta el porcentaje forestado disminuye el rendimiento hídrico de la cuenca y por lo tanto aumentan las pérdidas evaporativas de la misma.

Mediante la utilización de un modelo simple que estima la evapotranspiración media anual a la escala de cuenca (Zhang et al. 2001) se obtuvieron valores de  $721$  y  $1031 \text{ mm año}^{-1}$  para cuencas no forestadas y completamente forestadas, respectivamente. Las diferencias entre esta aproximación y el cálculo satelital se aproximaron a  $116 \text{ mm}$  (+11,3%) en forestaciones y  $95 \text{ mm}$  (-13,1%) en pastizales.

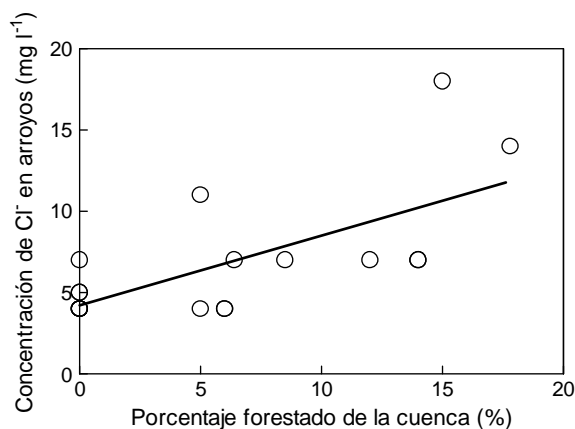


Figura 2.8. Concentración de cloruros en arroyos ( $\text{mg l}^{-1}$ ) en función del porcentaje (%) forestado de la cuenca. Los datos de cloruros fueron obtenidos de un estudio previo (Auge y Santi 2002) y el área total y la forestada fueron calculadas a partir de imágenes Landsat ETM+ y mapas topográficos.

## 2.4 Discusión

Las forestaciones utilizaron consistentemente más agua que los pastizales en todos los tipos de suelos y durante períodos tanto secos como húmedos, sugiriendo un aumento en las pérdidas evaporativas de agua que aproximadamente duplicaron las correspondientes a áreas de pastizal (Fig. 2.2). Estas diferencias en evapotranspiración concuerdan con observaciones realizadas en otras áreas de pastizales que fueron forestadas (Greenwood et al. 1985, Hodnett et al. 1995, Scott et al. 2000, Zhang et al. 2001) y evidencian que la mayor capacidad evaporativa de las forestaciones estuvo probablemente asociada a una mejora en el acoplamiento atmósfera-canopeo y un mejor acceso a fuentes hídricas. La mayor conductancia aerodinámica (Kelliher et al. 1993) y más efectiva captura de energía advectiva (Calder 1998) de los canopeos arbóreos comparados con los herbáceos probablemente explique las diferentes respuestas observadas en ambos tipos de vegetación a incrementos en los niveles de precipitación (Fig. 2.4c). Dado que los pastos son más pequeños, son menos capaces de adquirir energía advectiva (Calder 1998), por lo tanto, son dependientes principalmente de la energía radiativa (i.e. solar) y especialmente durante condiciones húmedas. Además, la menor área foliar de los pastizales, consecuencia del pastoreo intensivo, puede también limitar la evapotranspiración debido a una disminución en la conductancia del canopeo (Kelliher et al. 1993). Concordando con estos resultados, estudios de cuencas muestran aumentos en las diferencias de evapotranspiración entre pastizales y forestaciones a medida que aumenta la precipitación (Zhang et al. 2001). Por otro lado, el sistema radical más profundo que poseen los árboles, y en particular los eucaliptos (Canadell et al. 1996, Dye et al. 1997), probablemente garantice un suministro más estable de agua permitiendo patrones de evapotranspiración más estables en las forestaciones (Fig. 2.3b). Análisis de largo plazo de evapotranspiración anual en diversos biomas alrededor del mundo dan evidencias de una mayor variabilidad temporal en los ecosistemas no forestados (Frank y Inouye 1994).

Los efectos de la textura edáfica fueron nulos en los pastizales pero significativos en las forestaciones (Tabla 2.1). En contraste con las predicciones de las hipótesis iniciales, los suelos de textura media (con probablemente la mayor disponibilidad de agua útil) no mostraron las máximas tasas de evapotranspiración. Mientras que en los pastizales la ET no fue afectada por la textura edáfica, en las forestaciones la ET aumentó hacia texturas más gruesas. Diferencias en la disponibilidad de agua freática, en lugar de la capacidad de

retención hídrica de los suelos, serían responsables de los patrones de ET observados en el gradiente textural. El uso sostenido de agua freática requiere que las raíces tengan acceso a la napa o zona capilar y que los sedimentos presenten una conductividad hidráulica saturada lo suficientemente alta como para conducir el agua a las raíces a tasas que equiparen los requerimientos hídricos de los canopeos arbóreos (Jobbágy y Jackson 2004). Estos requerimientos tienen más probabilidad de ser satisfechos en suelos arenosos donde la conductividad saturada es alta y en sitios costeros donde la napa freática es más superficial, lo cual concuerda con las observaciones realizadas. Fluctuaciones diarias de nivel freático y salinización del agua freática, dos indicadores de uso de agua subterránea por las plantas (Johansson 1986, Heuperman 1999, Sapanov 2000), sugieren que las plantaciones de *E. grandis* utilizan agua freática en los sitios arenosos. Mediciones detalladas y continuas de nivel freático en una plantación de *E. grandis* en un sitio arenoso mostraron fluctuaciones diarias de ~2 cm (M Noretto y N Tesón, datos no publicados). Mediciones directas de la conductividad eléctrica del agua subterránea en dos plantaciones costeras con napas a ~2,5 m de profundidad mostraron valores >20 veces superior que la correspondiente al agua del lago Salto Grande, la probable fuente local del agua subterránea (datos no mostrados). En la región de estudio la napa freática se encuentra a una profundidad suficientemente cercana a la superficie (<25 m) como para ser alcanzada por las raíces profundas de los eucaliptos (~28 m *E. grandis*, Dye et al. 1997), sin embargo, la baja conductividad de los sedimentos finos pudo haber restringido el movimiento lateral del agua hacia las raíces en los suelos vertisoles y mestizos. Nuevos experimentos serían necesarios para confirmar esto.

En la tercera hipótesis establecida en este capítulo se planteó que la caída en la producción que se observa en las forestaciones situadas en sitios de textura fina y gruesa era causada por A) una limitación hídrica, o alternativamente por B) una limitación no hídrica. Las estimaciones de evapotranspiración junto con la composición de isótopos del carbono en los troncos y los datos de producción maderera sustentan la segunda alternativa (Tablas 2.1 y 2.2). La menor eficiencia en el uso del agua de forestaciones ubicadas en suelos arenosos y arcillosos apunta hacia restricciones no hídricas en estas situaciones. Las restricciones al crecimiento de los árboles en suelos de textura gruesa y fina podrían estar asociadas a deficiencias de nutrientes o a un pobre suministro de oxígeno a las raíces, respectivamente. Se puede inferir una deficiente provisión nutritiva en suelos arenosos comparada con suelos mestizos a partir de sus diferencias en los contenidos de materia orgánica edáfica (~0,5% vs. ~3,3%, INTA 1993) y capacidad de intercambio catiónico (~1,2 vs. ~12 me/100 g, INTA 1993). Respuestas importantes en la producción de plantaciones de eucaliptos al agregado de fertilizantes (Dalla Tea 1993) también sugieren que la fertilidad del suelo juega un papel importante en el comportamiento de las forestaciones ubicadas en los suelos arenosos de la región. Teniendo en cuenta la sensibilidad de *E. grandis* a suelos pobremente drenados (Henri 2001), se puede especular que este aspecto puede estar restringiendo la productividad forestal en los suelos arcillosos. El efecto adverso del contenido de arcilla en el crecimiento de los árboles ha sido previamente sugerido a través de una relación positiva entre la producción aérea forestal y la profundidad de la capa arcillosa (Sepiarsky y Dalla Tea 1993). Las concreciones de hierro y manganeso que son comúnmente observadas en perfiles de suelos arcillosos (INTA 1993) indican períodos de bajo potencial oxígeno, lo cual podría estar afectando

negativamente el crecimiento de los árboles. De este análisis surge que si el agua no está restringiendo la productividad en los suelos arenosos y arcillosos, solucionando o atenuando estas limitantes mediante el uso de fertilizantes o especies más resistentes a la anoxia, por ejemplo, podría resultar en mayores tasas de producción forestal pero también mayores pérdidas evaporativas de agua.

Los cambios en la tasa de evapotranspiración con la edad de la plantación mostraron que las forestaciones utilizan más agua que los pastizales a los 2-3 años de ser plantados, ascendiendo rápidamente el uso de agua hasta los 4-5 años, para luego tener un aumento menor (Fig. 2.7). Esto es particularmente importante si se considera que aproximadamente el 85% de las parcelas forestadas de la región tienen más de 3 años de edad (SAGPyA 2002) y evidencia el fuerte impacto que pueden tener las forestaciones sobre las pérdidas evaporativas de agua a la escala de paisaje. Otra cuestión interesante que emerge del análisis de la edad de las plantaciones es que mientras que las tasas de ET mantuvieron un pequeño incremento luego de 4-5 años de edad, la radiación interceptada se estabilizó e incluso disminuyó luego de este período, lo cual sugiere una caída en la eficiencia en el uso del agua. Este patrón de FPAR coteja muy bien con estimaciones independientes de crecimiento en biomasa realizadas en la región (Marcó 1988b, Frangi et al. 2000) y confirma el proceso general de caída de la productividad de las forestaciones con la edad (Assmann 1970, Forrest y Ovington 1970, Binkley et al. 2002). Dado que el uso de agua no decrece a medida que las forestaciones envejecen, por el contrario aumenta, estos resultados sugieren que la caída en el crecimiento de estos árboles no estaría relacionada a un incremento en la resistencia hidráulica, como ha sido propuesto (Ryan et al. 1997). Por lo tanto, otras explicaciones, tales como una caída en la provisión de nutrientes del suelo (Binkley et al. 1995, Schulze et al. 1995) o cambios en la estructura de la parcela que afectan las relaciones de competencia (Binkley et al. 2002), tienen más probabilidad de ocurrencia. Resulta interesante remarcar en este punto que mantener las forestaciones jóvenes mediante rotaciones cortas, como se requiere para tener altos rendimientos económicos, en lugar de dejarlas envejecer, resultaría en cambios muy pequeños en los balances hídricos, como ha sido sugerido para otras regiones (Vertessy et al. 2001).

¿Cuáles serían los efectos de un proceso de forestación más masivo en el ciclo hidrológico regional? Argentina y Uruguay cuentan con ~37 millones de hectáreas aptas para forestar, pero solo el ~4% se encuentra actualmente forestado (SAGPyA 1999, Perez Arrarte 2000). Teniendo en cuenta las actuales políticas de subsidio a la forestaciones y un potencial mercado de secuestro de carbono (IGBP 1998, Wright et al. 2000); una expansión del área forestada se presente como un escenario altamente probable. El mayor uso de agua realizado por las forestaciones puede dar lugar a cambios benéficos y perjudiciales. Mientras que el control de la erosión e inundaciones asociado a menores flujos superficiales de agua son efectos positivos (Scott y Lesch 1997), la disminución en la recarga de los acuíferos y en los rendimientos de las cuencas son probablemente consecuencias negativas del proceso de forestación en pastizales (Bosch y Hewlett 1982, Heuperman 1999). En la región de estudio, el porcentaje de las cuencas que se encuentra forestado alcanza el ~10%. Si este valor aumentara al 50% (algo común en otras áreas intensamente forestadas del mundo), el rendimiento hídrico podría reducirse a menos del 2/3



de su valor original (462 vs. 723 mm año<sup>-1</sup>). Además de los cambios en la cantidad de agua, la forestación de pastizales también puede modificar la química del agua mediante modificaciones en la circulación de los elementos (Jobbágy y Jackson 2003).

Dado que el clima actual y la vegetación se encuentran en un equilibrio dinámico dictado por recíprocas influencias (Nobre 1991), cambios profundos en el uso del suelo, como el descrito aquí, podrían afectar el clima regional. Modelos que simulan la conversión de bosques en pastizales en el Amazonas predicen aumentos en la temperatura superficial, menor evapotranspiración y menores precipitaciones (Lean y Warrilow 1989, Shukla et al. 1990). Observaciones satelitales en la cuenca del Amazonas sugieren que por encima de un 20% de deforestación comienzan a manifestarse cambios en los patrones de nubosidad (Durieux et al. 2003). Es todavía incierto si la forestación masiva de pastizales va a reflejar estos cambios climáticos, pero sería posible de acuerdo a los resultados presentados. Cuestiones de escala, distribución de los parches forestados y patrones de viento serán probablemente cruciales en este proceso.

Capítulo 3

**Dinámica del agua en el suelo bajo forestaciones y pastizales  
en un gradiente de texturas edáficas**

### 3.1 Introducción

El avance de las forestaciones sobre los pastizales del Río de la Plata plantea dudas e interrogantes a cerca del impacto negativo de este cambio en el uso del suelo sobre la dinámica del agua en los ecosistemas y su posible impacto sobre la provisión de agua y la regulación hidrológica de los paisajes que ocupan. Emerge con claridad del capítulo anterior, el mayor uso de agua de las forestaciones de eucaliptos ubicadas en Entre Ríos, las cuales puede superar en ~80% la evapotranspiración de los pastizales nativos que reemplazan (Cap. 2). Como se menciona previamente, estas diferencias de uso de agua entre los dos tipos de vegetación estarían asociada a dos causas principales: comparados con la vegetación herbácea, los árboles tienen un mejor acceso al agua del suelo gracias a sus sistemas radicales más profundos y poseen a la vez una capacidad evaporativa mayor, como resultado de una estructura aérea más elevada y rugosa que facilita el intercambio gaseoso con la atmósfera (Canadell et al. 1996, Calder 1998). Por otra parte, el hecho de que las especies de mayor importancia forestal sean siempre-verdes añade un componente adicional, que es la capacidad de mantener niveles altos de intercambio de gases con la atmósfera durante la estación invernal cuando muchos sistemas de pastizal reducen sensiblemente su actividad.

Asumiendo que la lluvia precipitada en una determinada parcela se distribuye entre pérdidas líquidas (drenaje profundo y escurrimiento superficial) y gaseosas (evapotranspiración), la mayor evapotranspiración de las forestaciones estaría asociada en consecuencia, a una disminución en los flujos líquidos del ecosistema, los cuales alimentan los cuerpos superficiales (arroyos, ríos, lagunas) y subterráneos (acuíferos) de agua. En base a lo planteado, se podrían anticipar caídas en los caudales de arroyos/ríos y en la recarga de los acuíferos a medida que aumenta la proporción forestada de un paisaje. Una revisión bibliográfica con más de 26 sitios analizados en todo el mundo (Farley et al. 2005) muestra una caída generalizada del caudal de los arroyos tras la forestación, que en promedio alcanza el 39%. A partir del capítulo previo se desprende que un aumento del área forestada que cubra la mitad del paisaje podría provocar una caída de los caudales en un 36% respecto a su valor original bajo pastizal. Los datos de concentración de cloruros también muestran que con los actuales niveles forestados las caídas en los rendimientos hídricos de las cuencas forestadas podrían estar comenzando a hacerse evidentes (Cap. 2). Al margen de los efectos sobre el rendimiento hídrico de la cuenca y sus posibilidades de proveer agua para otros usos, mayores tasas de evapotranspiración en las forestaciones se traducirían también en perfiles edáficos más secos. Esto puede afectar procesos tan diversos como la actividad microbiana y la mineralización de la materia orgánica (Goncalves y Carlyle 1994, Leiros et al. 1999), la infiltración de agua en el suelo (Lin et al. 1998), la degradación de contaminantes (Gan et al. 1999), o hasta incluso los flujos de óxido nitroso desde el suelo (Cardenas et al. 1993).

Una aproximación ampliamente utilizada para estudiar el movimiento del agua edáfica consiste en el empleo de trazadores (Allison y Hughes 1978, Nobre 1991, Scanlon 2000, Haria et al. 2003). El principio detrás de esta metodología radica en inferir el movimiento del agua en el suelo a partir del movimiento de un determinado elemento. Bajo este criterio, un trazador debería ser entonces móvil y soluble, no ser retenido fuertemente en el suelo y no reaccionar químicamente, ni ser absorbido en forma intensa por la vegetación (Walker 1998). Existen

trazadores artificiales, aplicados directamente por el investigador en el campo (e.g. bromuro, tritio); naturales, de ocurrencia espontánea en el ambiente (e.g. cloruro); e históricos, depositados en el paisaje tras eventos generalmente discretos asociados a acción antrópica como pruebas nucleares o naturales como erupciones volcánicas (e.g.  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^3\text{H}$ ). Este conjunto de trazadores, ampliamente utilizados en estudios hidrológicos (Norris et al. 1987, Jabro et al. 1991, Thorburn et al. 1991), no ha tenido gran difusión en ecología, a pesar de su potencialidad. Debido a diferencias estructurales (partición raíz/tallo, profundidad y densidad radical) y en la capacidad evapotranspirativa entre forestaciones y pastizales sería esperable que el reemplazo de pastizales por forestaciones introduzca cambios significativos en los flujos de agua en el suelo, los cuales serían susceptibles de ser estudiados mediante la utilización de trazadores.

Si bien los experimentos y mediciones de campo proveen información muy valiosa para analizar y comprender los efectos de las forestaciones sobre la dinámica de agua, presentan el inconveniente de demandar considerable esfuerzo y tiempo para su ejecución. Por estas razones, muchas veces se complementan con modelos de simulación, los cuales ofrecen la posibilidad de obtener un mayor entendimiento del funcionamiento del sistema. La utilización de modelos que simulan los procesos del agua edáfica permite investigar los efectos de distintos usos de suelo y/o técnicas de manejo, realizar extrapolaciones en el tiempo y el espacio, permitir un análisis más riguroso de los datos experimentales y ayudar en la identificación de procesos biofísicos importantes, entre otros (Walker y Zhang 2002). Actualmente existe una gran variedad de modelos numéricos y analíticos que describen la dinámica del agua edáfica. La mayoría de los mismos resuelven la ecuación de Richards (Richards 1931), que describe el movimiento del agua en el suelo en respuesta a gradientes de potencial hídrico. Dentro de estos se encuentra HYDRUS-1D (Šimůnek et al. 2005), un modelo numérico de elementos finitos que simula el movimiento unidimensional del agua, calor y diversos tipos de solutos en medios porosos con distintos grados de saturación. Este modelo ha sido satisfactoriamente utilizado en una gran diversidad de estudios hidrológicos y bajo distintas condiciones climáticas, edáficas y agrícolas. Ha sido empleado, por ejemplo, para simular el flujo de agua bajo condiciones variables de saturación a campo (Jandl et al. 2002, Mermoud et al. 2005) y en condiciones de laboratorio (Pang y Šimůnek 2006), como así también para modelar el transporte de distintos elementos, incluyendo contaminantes, a través de la zona vadosa (Ventrella et al. 2000, Köhne et al. 2006, Heatwole y McCray 2007), entre otros.

En este capítulo se complementa la descripción de perfiles de humedad del suelo y la aplicación de trazadores en sitios pareados de forestación-pastizal con experimentos de simulación a fin de describir la dinámica del agua en suelos de distinta textura. Los resultados de este capítulo en combinación con los obtenidos en el capítulo previo permiten dar una visión más integradora sobre el efecto del establecimiento de forestaciones de *E. grandis* sobre los pastizales nativos de la zona de Concordia (Entre Ríos). Los objetivos específicos de este capítulo involucran: a) Describir los patrones de humedad edáfica en forestaciones y pastizales determinando la influencia de la textura del suelo y la edad de la forestación y b) Caracterizar el movimiento vertical del agua en el suelo (drenaje profundo y evapotranspiración) mediante la utilización de un trazador artificial (bromuro) y experimentos de simulación (modelo HYDRUS-1D).

## 3.2 Metodología y herramientas

### 3.2.1 Región y sitios de estudio

Se seleccionaron tres sitios de estudio comprendidos por pares de forestaciones de *Eucalyptus grandis* y pastizales naturales distribuidos a lo largo del gradiente textural de suelos de la misma zona de estudio donde se llevó a cabo la actividad anterior (ver Fig. 2.1 Cap. 2). Ambas parcelas en cada sitio estuvieron localizadas en la misma posición topográfica y compartieron el mismo tipo de suelo, confirmado por la observación directa de la secuencia de horizontes y por análisis granulométricos. Uno de los sitios, denominado de aquí en más sitio “arcilloso”, está ubicado en cercanías de la localidad de Los Charrúas (Dto. Concordia, Entre Ríos) (31,13° S; 58,11° O). El mismo presenta un suelo con alto contenido de arcilla en todo el perfil, alcanzando valores de 27% en las capas más superficiales (Textura franco-arcillosa) y superando el 50% en los horizontes más profundos (Textura arcillosa). Se destaca la presencia de concreciones calcáreas a partir de los 75-90 cm y concreciones de hierro-manganeso. El sitio “mestizo”, ubicado en las cercanías de la localidad de Clodomiro Ledesma (Dto. Concordia) (31,55° S; 58,11° O), presenta un suelo con una textura franco-arenosa en las capas superficiales (0-30 cm), aumentando en profundidad el contenido de arcilla (hasta 30%) y dando lugar a una textura franco-arcillo-arenosa. El sitio “arenoso”, próximo a la localidad de Puerto Yerú (Dto. Concordia) (31,51° S; 58,07° O), presenta un suelo con un contenido de arena superior al 75% en sus capas superficiales (<1m de profundidad; textura areno-franca) y está apoyado sobre materiales arcillo-arenosos rojizos con un contenido de cantos rodados de ~15-20%. En este último sitio la napa freática se encontraba a una profundidad de ~4 m en el momento de muestreo. Los tres sitios se caracterizaban por presentar pendientes menores a 0,5%.

Las tres forestaciones estudiadas fueron establecidas en 1996 y tenían ~10 años de edad al inicio de las mediciones. Ninguna de ellas fue fertilizada ni irrigada, pero si fueron sometidas a actividades de poda y raleo a la edad de 6-8 años. La densidad actual varió entre ~600 y ~900 árboles ha<sup>-1</sup> y el área basal entre 24 y 31 m<sup>2</sup> ha<sup>-1</sup>. El sotobosque estaba ausente, con carencia total de especies herbáceas y leñosas. Las parcelas de pastizal estaban dominadas por *Stipa neesiana*, *Bromus catharticus*, *Bothriochloa laguroides*, *Chloris sp.*, *Paspalum dilatatum*, *Eryngium paniculatum*, *Bacharis trimera*, y nunca fueron fertilizadas ni irrigadas aunque eran típicamente utilizadas para el pastoreo del ganado. A fin de caracterizar el contenido hídrico edáfico en etapas tempranas de la rotación forestal, se seleccionaron dos parcelas adicionales con forestaciones de *Eucalyptus grandis* localizadas sobre suelos mestizos. Las mismas se caracterizaban por presentar edades de 1,5 y 2,5 años. Las densidades alcanzaban los 970 y 1100 árboles ha<sup>-1</sup> y el área basal 7 y 10 m<sup>2</sup> ha<sup>-1</sup>, respectivamente.

### 3.2.2 Colección de datos

Para estudiar los efectos del establecimiento de árboles sobre la dinámica del agua en el suelo se utilizó una combinación de aproximaciones que involucró perfiles profundos de humedad edáfica, experimentos con un trazador artificial del agua (Br<sup>-</sup>) y la utilización de un modelo de simulación (HYDRUS-1D).

Los perfiles de humedad se establecieron hasta una profundidad de 4 m, con excepción del sitio arenoso, donde el alto contenido de cantos rodados impidió profundizar los muestreos por debajo de 2,5-3 m en la mayoría de los casos. Los muestreos se extendieron durante un año y se realizaron en 4 fechas (20-30 de diciembre de 2005, 20-22 de febrero de 2006, 4-6 de julio de 2006 y 26-28 de diciembre de 2006). Para evitar efectos de borde, las áreas de muestreo estuvieron alejadas ~40 m de límites y alambrados. En cada parcela, se localizaron aleatoriamente tres puntos de muestreo a lo largo de una transecta paralela al límite forestación-pastizal. Los puntos de muestreo estuvieron ubicados a más de 1 m del árbol más cercano y a por lo menos 10 m entre cada uno de ellos. Las muestras fueron obtenidas con un barreno de 10 cm de diámetro en intervalos comprendidos entre las siguientes profundidades (cm): 0, 10, 20, 30, 50, 100, 150, 200, 250, 300, 350, y 400. Para la determinación de humedad se sometieron las muestras a estufa (105 °C) durante 48 horas y el contenido gravimétrico se transformó a contenido volumétrico a partir de los valores de densidad aparente. Estos se determinaron para cada uno de los horizontes a partir de la extracción de un volumen conocido de suelo y la posterior determinación de su peso seco en estufa.

Para caracterizar el movimiento del agua en el suelo se utilizó el elemento bromuro como trazador. Este es uno de los trazadores artificiales más utilizados ya que presenta gran movilidad y solubilidad en agua, no es retenido de manera importante en la matriz del suelo, ni reacciona durante su movimiento en el mismo (Walker 1998). Además, no se encuentra presente en la mayoría de las rocas (Bowen 1966) y no es acumulado en forma significativa en la biomasa vegetal (Epstein 1972). Para el experimento de aplicación, se delimitaron, en cada parcela, 3 superficies de 1 m<sup>2</sup> (1m x 1 m) en las que se efectuó una aplicación de KBr a razón de 40 gr de Br<sup>-</sup> por m<sup>2</sup>. Para facilitar su administración, la sal se disolvió en agua destilada y se aplicó con un rociador manual (10 mm). Luego de la aplicación, efectuada el 28-30 de Diciembre de 2005, se dejó que el movimiento del trazador quede solamente sujeto a los eventos naturales de infiltración. Los muestreos para la determinación de bromuros se realizaron en las fechas especificadas anteriormente, 2, 6 y 12 meses después de la aplicación. Tras cada muestreo se procedió a rellenar los pozos. El contenido de bromuro se determinó en extractos suelo-agua con una relación 1:2,5 utilizando un electrodo de ión selectivo (Frankenberger et al. 1996). Tres métricas fueron obtenidas a partir de la distribución vertical de bromuros en el perfil: la profundidad modal, mediana y media. La profundidad modal representa al pico de la distribución y es la más ampliamente utilizada. A partir de estas métricas se obtuvo también un promedio de la velocidad del agua fluyendo a través del perfil a partir de considerar el tiempo transcurrido desde la aplicación del trazador hasta el momento de muestreo.

Se utilizó el modelo HYDRUS-1D para simular la dinámica del agua en el suelo. Este es un programa computacional que resuelve la ecuación de Richards y permite estimar tasas de evapotranspiración, ya que incorpora un término que considera la absorción de agua por parte de las raíces (Šimůnek et al. 2005). HYDRUS permite la utilización de distintas funciones analíticas que describen las propiedades hidráulicas del suelo. En este estudio se utilizó la función de van Genuchten (1980) y se definió un perfil edáfico de 4 metros. Los parámetros hidráulicos de los distintos horizontes fueron determinados a partir de funciones de pedo-transferencia con el programa Rosetta (Schaap et al. 2001) y utilizando

como datos de entrada los contenidos de arena, arcilla, limo y la densidad aparente de cada horizonte.

Se estableció como condición de borde superior la precipitación diaria y la evapotranspiración potencial. Esta última se estimó a partir de la evaporación de tanque afectada por un coeficiente de 1,1 y 0,52 en forestaciones y pastizales, respectivamente (Cap. 2 y Dunin y Reyenga 1978, Morris y Wehner 1987, Myers et al. 1996, Mclvor 2003, Allen et al. 2004). Tanto la precipitación diaria como la evaporación de tanque fueron obtenidas de la Estación Experimental INTA – Concordia (31.37° S; 58.12° O). En el caso de las forestaciones, se estableció una capacidad de interceptación del dosel de 1 mm, el cual fue sustraído de cada evento de precipitación para considerar la lluvia interceptada, mientras que en pastizales la interceptación fue considerada despreciable (Pook y Moore 1991, Díaz y Rébora 2002). Se definió una condición inferior de drenaje libre para los sitios arcilloso y mestizo, mientras que para el sitio arenoso se definió la presencia de una napa freática a 4 m de profundidad. Se asumió una distribución lineal de raíces en forma decreciente desde la superficie hasta la máxima profundidad observada (4 m en forestaciones y 2,5 en pastizales) y se utilizó el modelo Feddes de absorción de agua por las raíces (Feddes et al. 1978). Se definieron como condiciones iniciales los contenidos volumétricos de humedad registrados en Diciembre de 2005 y se corrió el modelo durante un período de 365 días. Los contenidos de humedad volumétrica obtenidos a partir de los muestreos en las tres fechas posteriores se utilizaron como fuente de validación del modelo. El período modelizado se caracterizó por presentar una temperatura media de 19,5 °C y se registraron siete heladas. La precipitación total acumulada fue de 1112 mm, 18% inferior a la media histórica (1352 mm año<sup>-1</sup>) y la evaporación de tanque alcanzó 1120 mm (Fig. 3.1).

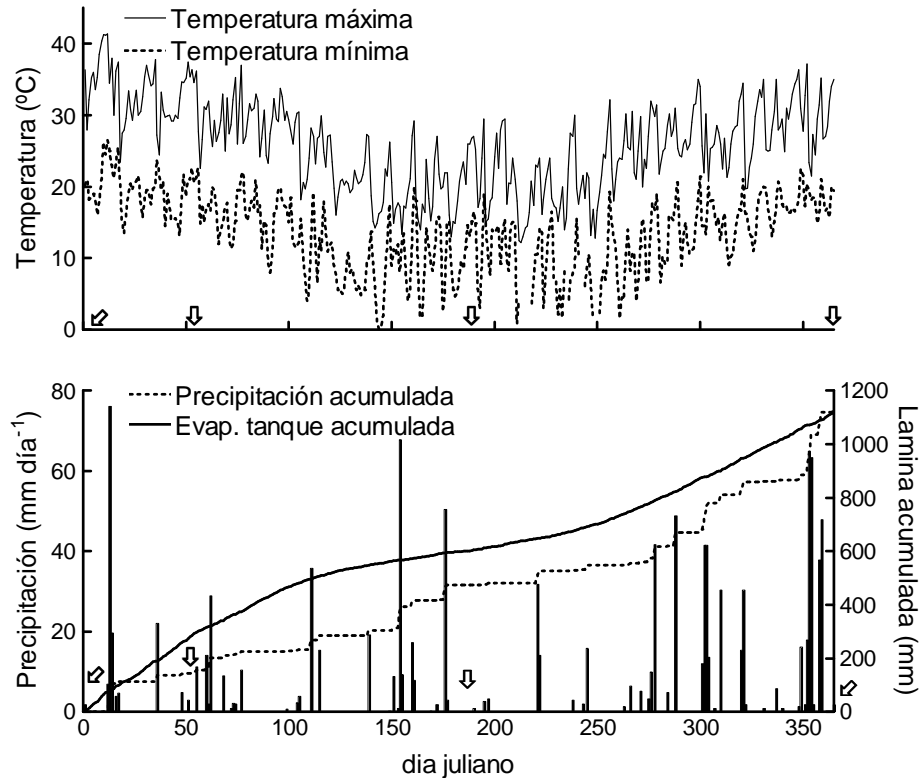


Figura 3.1. Características meteorológicas del año correspondiente al período analizado (2006). Los datos fueron obtenidos de la Estación Experimental INTA – Concordia. Se indican con flechas las cuatro fechas de muestreo.

### 3.3 Resultados

#### 3.3.1 Perfiles edáficos de humedad

Las forestaciones de eucalipto y los pastizales nativos presentaron patrones de humedad edáfica consistentemente diferentes en los tres sitios analizados y en todos los períodos de muestreo (Fig. 3.2). En las primeras dos fechas de muestreo (diciembre 2005 y febrero 2006), las cuales se caracterizaron por estar precedidas por períodos relativamente secos (<45 mm de precipitación en los 30 días antecedentes), las capas superficiales del suelo (0-100 cm) presentaron muy bajos contenidos de humedad, y se encontró escasa diferencia entre ambos tipos de vegetación, con una leve tendencia a menores contenidos hídrico bajo pastizal (Fig. 3.2). En cambio, en las otras dos fechas de muestreo (julio y diciembre 2006), caracterizadas por períodos previos más húmedos (>160 mm de precipitación en los 30 días antecedentes), las capas superficiales presentaron altos contenidos de humedad y con una tendencia hacia menores niveles bajo las forestaciones (Fig. 3.2). Por otra parte, en profundidad los patrones fueron más constantes y se observó que las forestaciones, en las tres texturas, presentaron un perfil significativamente más seco ( $p < 0,05$ ). En promedio para los tres sitios y todas las fechas analizadas, las



forestaciones presentaron 5,5% menos de humedad que los pastizales en el intervalo 100-400 cm. (20,4 vs. 25,9% de humedad).

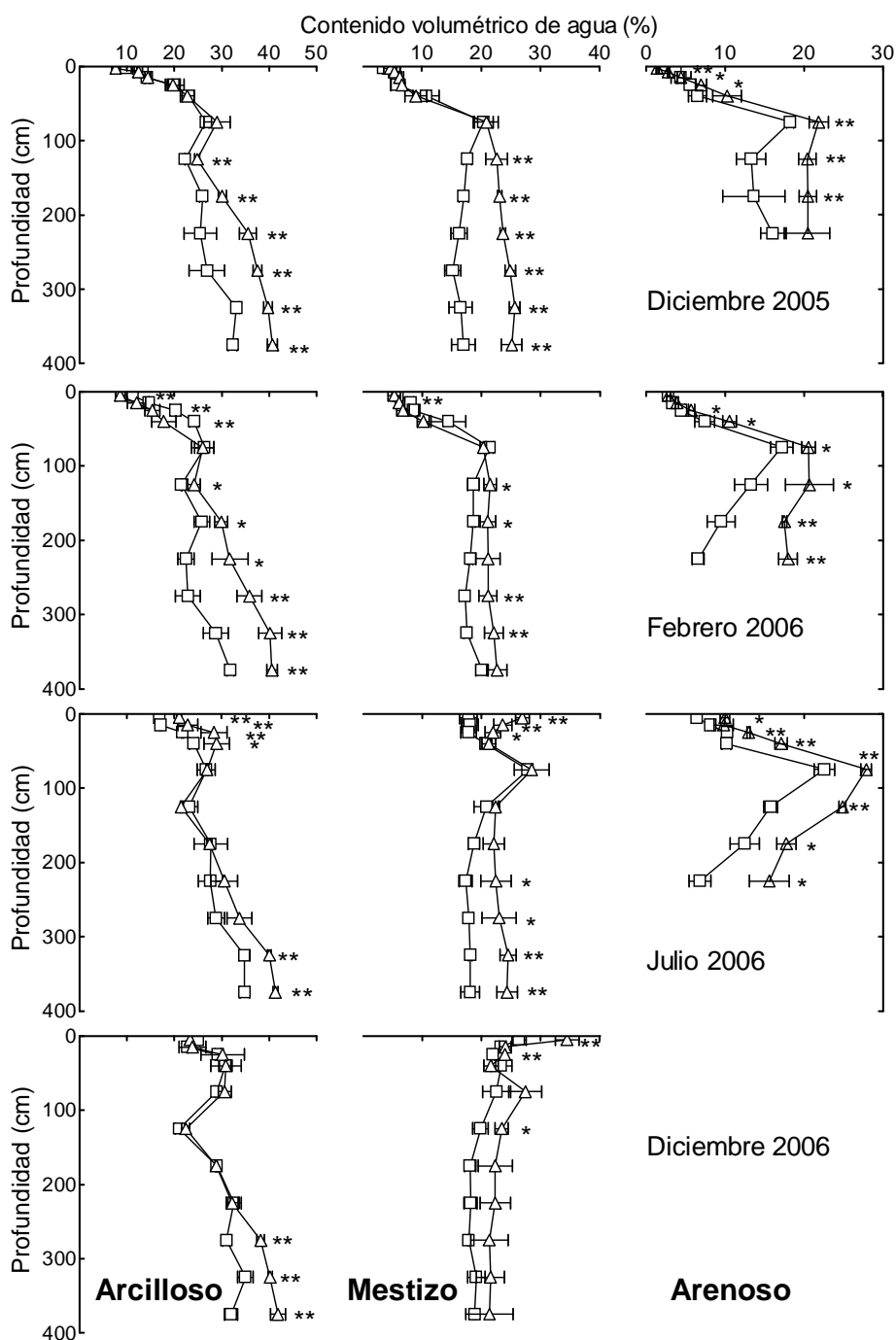


Figura 3.2. Perfiles de contenido volumétrico de agua bajo pastizales y forestaciones en los sitios arcilloso, mestizo y arenoso en cuatro fechas de muestreo (media  $\pm$  EE, n=3). Dos asteriscos indican diferencias significativas entre parcelas al nivel de  $p < 0,05$  y un asterisco al nivel de  $p < 0,10$ .

La lámina de agua almacenada, medida en Diciembre de 2005 en el sitio mestizo, mostró diferencias importantes entre el pastizal y las forestaciones de distintas edades (Fig. 3.3). El menor contenido correspondió al suelo bajo la forestación de 10 años, el cual contenía un volumen de agua 26% menor que en el pastizal. Las forestaciones de 1,5 y 2,5 años mostraron un almacenamiento 12 y 30% mayor que el del pastizal, sugiriendo menores tasas de evapotranspiración en etapas tempranas de la forestaciones y/o una recarga hídrica importante del perfil edáfico durante etapas culturales previas al establecimiento. La lámina de agua útil (diferencia entre lámina observada y esperada para un contenido hídrico de -1,5 MPa, Campbell 1974) disminuyó ~420 mm desde la forestación de 2,5 años de edad a la forestación adulta (Fig. 3.3).

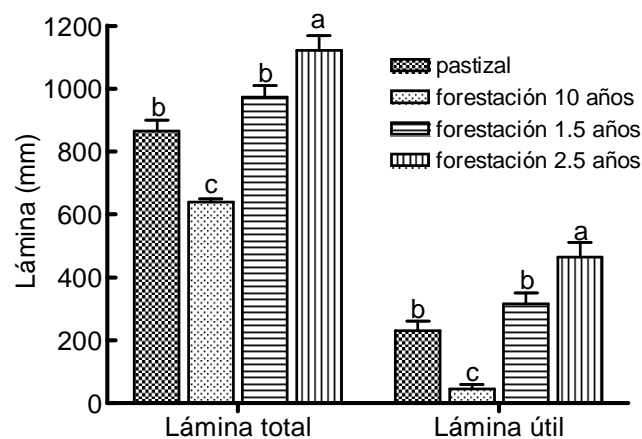


Figura 3.3. Lámina de agua total y útil (observada – esperada para un potencial de -1,5 MPa) acumulada hasta 4 m de profundidad bajo pastizal y forestaciones de distintas edades (1,5, 2,5 y 10 años de edad) (media  $\pm$  EE, n=3). Las parcelas estaban ubicadas sobre suelos mestizos. Letras muestran diferencias significativas al nivel de  $p < 0,05$ .

### 3.3.2 Dinámica de bromuros en el suelo

Los perfiles de bromuros en el suelo, a pesar de presentar una mayor variabilidad que los perfiles de humedad, permiten inferir diferencias en la dinámica del agua bajo forestaciones y pastizales en las distintas texturas edáficas (Fig. 3.4). Dos meses luego de la aplicación, se observaron diferencias significativas en los perfiles de bromuros en pastizales y forestaciones en los sitios arcilloso y arenoso. En el sitio arcilloso se observó una mayor profundización de bromuros en la forestación (Profundidad mediana 13,5 cm mayor en la forestación,  $p < 0,01$ , Tabla 3.1); mientras que en el sitio arenoso se detectó el patrón opuesto, con una mayor profundización en el pastizal (Profundidad mediana 15,6 cm mayor en el pastizal,  $p < 0,01$ , Tabla 3.1), tendencia que se mantuvo en la siguiente fecha de muestreo (Profundidad mediana 5,5 cm mayor en el pastizal,  $p < 0,10$ , Tabla 3.1). A los seis meses de realizada la aplicación de bromuros se observó que en los sitios arcilloso y mestizo el trazador alcanzó mayor profundidad ( $> 1,5$  m) bajo forestación que bajo pastizal (Fig. 3.4). En el sitio arcilloso, la profundidad mediana fue 11,2 cm superior en la forestación que en el pastizal ( $p < 0,10$ , Tabla 3.1). Luego de

transcurrido un año de la aplicación, no se manifestaron diferencias significativas en la profundidad media ni mediana entre pastizales y forestaciones. Sin embargo, se observó en el sitio arcilloso una mayor retención de bromuros en capas superficiales bajo pastizal y una mayor profundización bajo forestación; y en el sitio mestizo un pico más profundo en el pastizal que en la forestación (Fig. 3.4). La velocidad modal, media y mediana siguieron la misma tendencia que las métricas de profundidad. En el sitio arcilloso se observaron mayores valores en las forestaciones; mientras que en el sitio arenoso se registraron mayores velocidades en los pastizales (Tabla 3.2).

### 3.3.3 Simulaciones HYDRUS-1D

Las simulaciones llevadas a cabo con el programa HYDRUS-1D sugieren, en acuerdo con las observaciones de campo, perfiles significativamente más secos bajo forestaciones que bajo pastizales en los tres sitios estudiados (Fig. 3.5). Los menores niveles de humedad edáfica bajo ambos tipos de vegetación fueron sugeridos por el modelo para mediados de Abril de 2006, período caracterizado por un déficit de 144 mm acumulados en los 45 días previos (precipitación= 32 mm, evaporación de tanque= 176 mm). A partir de esta fecha la humedad edáfica se habría recuperado alcanzando su máximo hacia mediados de Diciembre de 2006 (Fig. 3.5). Se observó un estrecho ajuste entre los valores observados y predichos de la lámina acumulada en todo el perfil ( $r^2=0,92$ ,  $n=16$ ,  $p<0,0001$ ; Fig. 3.6). Esta relación no se diferenció de la línea 1:1 ( $p<0,10$ ).

El drenaje profundo neto, es decir el flujo de agua que percola por debajo de 400 cm de profundidad, fue notoriamente mayor en pastizales y aumentó hacia texturas más gruesas (Figs. 3.5 y 3.7). En forestaciones el drenaje profundo se mantuvo en niveles bajos ( $< 25 \text{ mm año}^{-1}$ ) y en el caso del sitio arenoso, donde se simuló la presencia de una napa freática a 400 cm de profundidad, se observó un flujo ascendente neto de  $\sim 330 \text{ mm año}^{-1}$ , asociado al consumo de la humedad freática por parte de los árboles. En cambio en el pastizal arenoso se registró un flujo descendente de  $300 \text{ mm año}^{-1}$ . Al promediar los tres sitios, la evapotranspiración en las forestaciones alcanzó  $\sim 2,8 \text{ mm día}^{-1}$  superando a los pastizales ( $2,05 \text{ mm día}^{-1}$ ) en un 36%. La integración anual sugiere valores de 1030 y  $755 \text{ mm año}^{-1}$  en forestaciones y pastizales, respectivamente. La mayor diferencia se observó en el sitio arenoso donde la forestación evapotranspiró 68% más que el pastizal (Fig. 3.7).

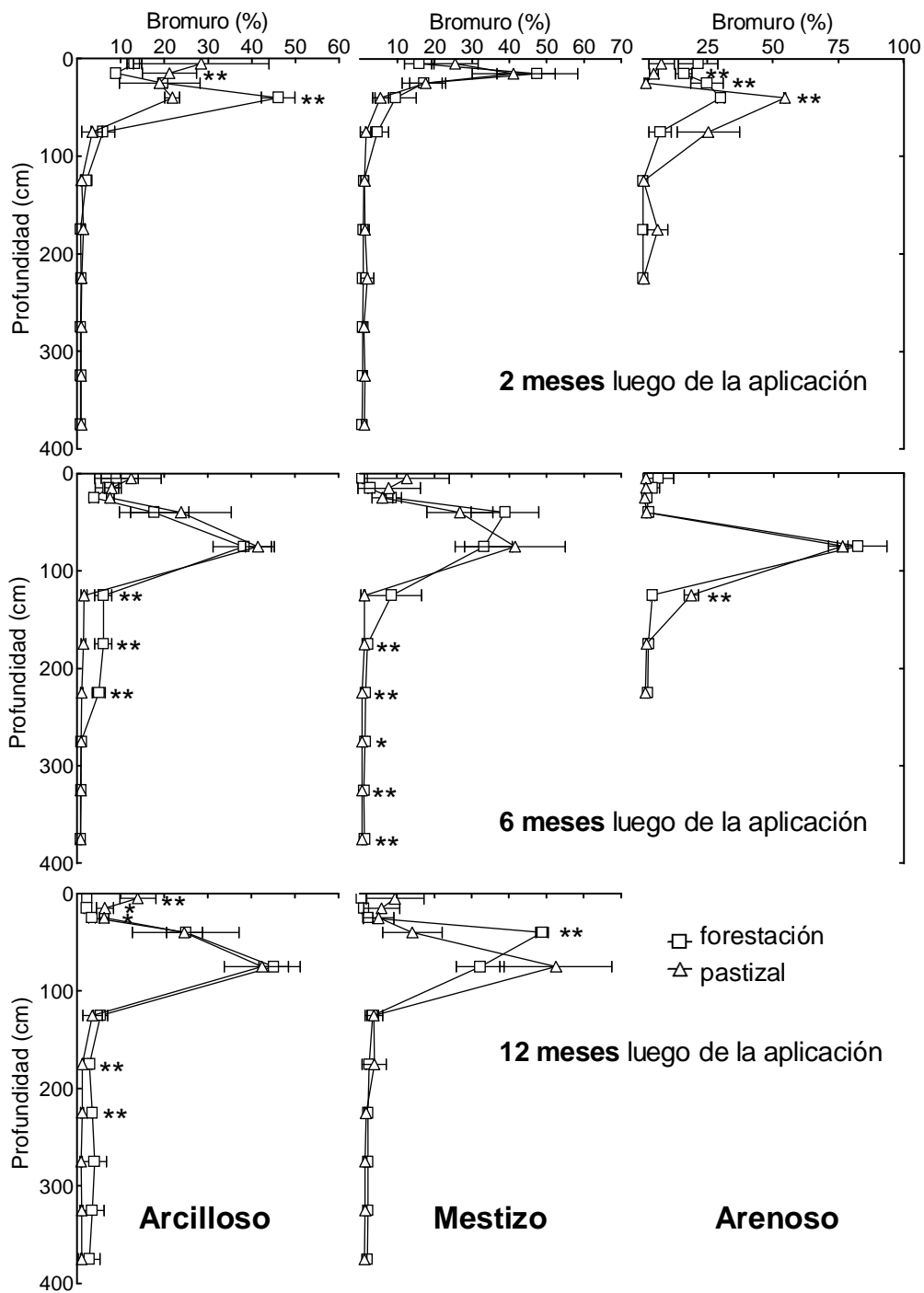


Figura 3.4. Distribución porcentual de bromuros en el perfil edáfico bajo pastizales y forestaciones en los sitios arcilloso, mestizo y arenoso en tres fechas de muestreo (media  $\pm$  EE, n=3). Dos asteriscos indican diferencias significativas entre forestación y pastizal al nivel de  $p < 0,05$  y un asterisco al nivel de  $p < 0,10$ .

Tabla 3.1. Profundidad modal, media y mediana de bromuros bajo pastizales y forestaciones en los sitios arcilloso, mestizo y arenoso en tres fechas de muestreo (media  $\pm$  EE, n=3).

		2 meses						6 meses						12 meses					
		Prof. modal (cm)		Prof. Media (cm)		Prof. Mediana (cm)		Prof. Modal (cm)		Prof. Media (cm)		Prof. Mediana (cm)		Prof. modal (cm)		Prof. Media (cm)		Prof. Mediana (cm)	
		Media	EE	Media	EE	Media	EE	Media	EE	Media	EE	Media	EE	Media	EE	Media	EE	Media	EE
Arcilloso	Forestación	40 *	0,0	43,7 *	2,1	27,7 **	0,5	75,0	0,0	78,7 *	3,0	50,6 *	2,0	75,0	0,0	97,3	25,1	52,3	8,4
	Pastizal	11,7	8,2	35,6	3,4	14,2	3,0	75,0	0,0	59,7	4,2	39,3	2,7	63,3	14,3	62,0	5,6	40,7	5,0
Mestizo	Forestación	15,0	0,0	31,8	2,0	11,8	2,3	63,3	14,3	74,5	9,0	44,0	6,5	40,0	0,0	79,6	6,1	39,5	1,2
	Pastizal	11,7	4,1	36,1	9,1	9,8	1,8	51,7	28,6	56,7	11,2	35,8	12,2	75,0	0,0	77,4	12,1	47,7	8,8
Arenoso	Forestación	23,3	12,4	30 **	2,1	19,5 **	1,2	75,0	0,0	73,3 *	6,3	55,9 *	2,6						
	Pastizal	40,0	0,0	54,2	0,4	35,1	1,5	75,0	0,0	84,3	1,4	61,4	0,8						

Dos asteriscos indican diferencias significativas entre forestación y pastizal dentro de cada sitio al nivel de  $p < 0,05$  y un asterisco al nivel de  $p < 0,10$ .

Tabla 3.2. Velocidad modal, media y mediana de bromuros bajo pastizales y forestaciones en los sitios arcilloso, mestizo y arenoso en tres fechas de muestreo (media  $\pm$  EE, n=3).

		Enero - Febrero						Febrero - Julio						Julio - Diciembre					
		Vel. Modal (cm día <sup>-1</sup> )		Vel. Media (cm día <sup>-1</sup> )		Vel. Mediana (cm día <sup>-1</sup> )		Vel. Modal (cm día <sup>-1</sup> )		Vel. Media (cm día <sup>-1</sup> )		Vel. Mediana (cm día <sup>-1</sup> )		Vel. Modal (cm día <sup>-1</sup> )		Vel. Media (cm día <sup>-1</sup> )		Vel. Mediana (cm día <sup>-1</sup> )	
		Media	EE	Media	EE	Media	EE	Media	EE	Media	EE	Media	EE	Media	EE	Media	EE	Media	EE
Arcilloso	Forestación	0,74 **	0,01	0,80 *	0,04	0,51 ***	0,01	0,56	0,00	0,58 *	0,02	0,37 *	0,01	0,43	0,00	0,56	0,15	0,30	0,05
	Pastizal	0,21	0,15	0,65	0,06	0,26	0,05	0,56	0,00	0,45	0,03	0,29	0,02	0,36	0,08	0,35	0,03	0,23	0,03
Mestizo	Forestación	0,27	0,00	0,58	0,03	0,21	0,04	0,47	0,11	0,55	0,07	0,33	0,05	0,23	0,00	0,46	0,03	0,23	0,01
	Pastizal	0,21	0,07	0,65	0,16	0,18	0,03	0,39	0,21	0,42	0,08	0,27	0,09	0,43	0,00	0,44	0,07	0,27	0,05
Arenoso	Forestación	0,42	0,22	0,53 **	0,04	0,35 **	0,02	0,56	0,00	0,55	0,05	0,42	0,02						
	Pastizal	0,71	0,00	0,97	0,01	0,63	0,03	0,56	0,00	0,63	0,01	0,46	0,01						

Las velocidades fueron calculadas teniendo en cuenta las profundidades y los días transcurridos desde la fecha de muestreo y el inicio del experimento (Enero – Febrero) o el muestreo anterior (Febrero – Julio y Julio – Diciembre). Dos asteriscos indican diferencias significativas entre forestación y pastizal dentro de cada sitio al nivel de  $p < 0,05$  y un asterisco al nivel de  $p < 0,10$ .

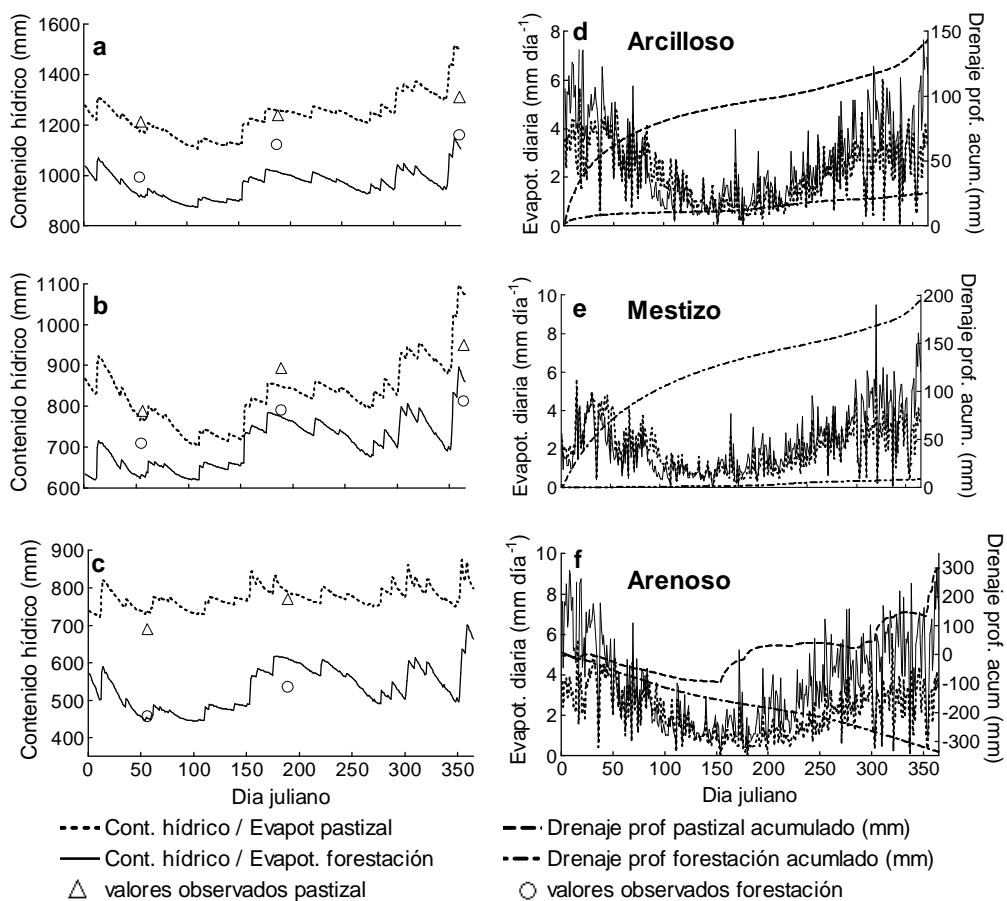


Figura 3.5. Dinámica del agua bajo forestaciones y pastizales en los sitios arcilloso, mestizo y arenoso durante el año 2006 obtenido a partir del modelo HYDRUS-1D. Se muestra la evolución del contenido hídrico acumulado en el perfil (0-4 m) predicho por HYDRUS-1D y los valores observados (a, b y c). Se presenta la evapotranspiración diaria y el drenaje profundo acumulado predichos por HYDRUS-1D (d, e y f). En los sitios arcilloso y mestizo se estableció un drenaje libre como condición de borde inferior, mientras que en el arenoso se simuló la presencia de una napa freática a ~4 m de profundidad. Valores negativos de drenaje profundo indica un flujo neto ascendente.

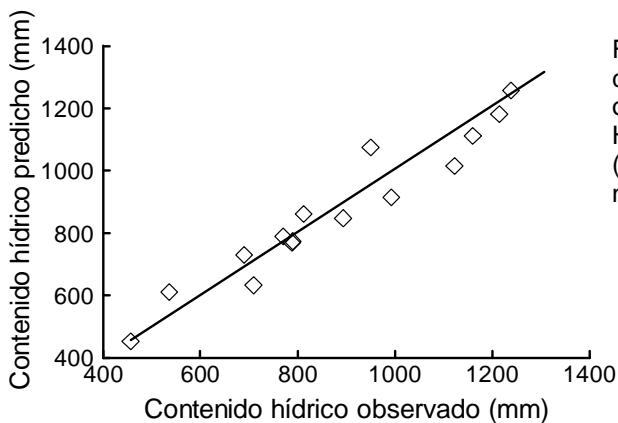


Figura 3.6. Relación entre el contenido hídrico (1-4 m) observado y predicho por HYDRUS-1D.  
 $(y = -5,7 + 1,013 x; r^2 = 0,92, n = 16, p < 0,0001)$ .

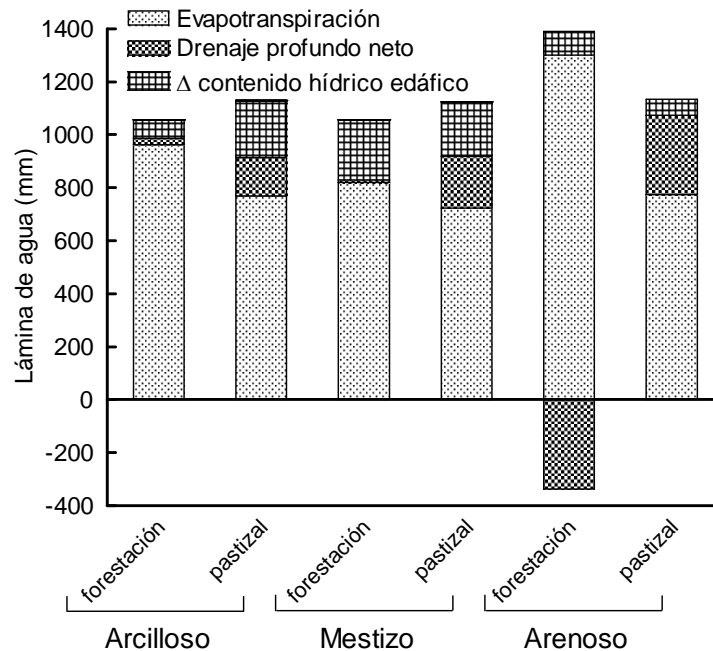


Figura 3.7. Evapotranspiración, drenaje profundo neto y cambio en el contenido hídrico del suelo para el año 2006 predichos por HYDRUS-1D bajo forestaciones y pastizales en los sitios arcilloso, mestizo y arenoso. Valores negativos de drenaje profundo indican un flujo neto ascendente.

### 3.4 Discusión

Los perfiles de humedad edáfica, significativamente más secos bajo forestaciones en las distintas texturas edáficas estudiadas (Fig. 3.2), y los patrones de evapotranspiración (Fig. 3.5) confirman el mayor potencial de las forestaciones de eucaliptos para evapotranspirar, posiblemente asociado a una mejor capacidad de intercambio gaseoso (Calder 1998) y a una mayor exploración radical de los estratos más profundos del suelo (Canadell et al. 1996). Los registros de evapotranspiración obtenidos a partir del modelo HYDRUS-1D mostraron un buen acuerdo con los derivados a partir de los modelos empíricos de balance hídrico desarrollados en el capítulo anterior en base al análisis de las imágenes satelitales (Cap. 2, Fig. 2.4C). Estos modelos sugieren, para el año 2006, una evapotranspiración anual de 1060 y 620 mm año<sup>-1</sup> en forestaciones y pastizales, respectivamente. Estos valores representarían un 3% más en forestaciones y un 18% menos en pastizales respecto a los valores obtenidos con HYDRUS. Estas estimaciones de evapotranspiración son similares a los valores reportados para una plantación de *E. grandis* de 11 años de edad sobre suelos mestizos de la zona de Concordia (~930 mm año<sup>-1</sup>, Diaz et al. 2006).

Asociado a las mayores pérdidas evaporativas, se registró una disminución significativa en los valores de drenaje profundo en las forestaciones (Figs. 3.5 y 3.7). Mientras que en los sitios sin napa freática cercana (arcilloso y mestizo) existió en las forestaciones drenaje profundo positivo; en el sitio arenoso, caracterizado por una napa freática cercana a la superficie (~4 m de profundidad), el drenaje profundo neto fue negativo indicando consumo neto de

agua freática por parte de los árboles (Fig. 3.7). Es de destacar que el año analizado (2006) fue relativamente seco ( $\sim 1110 \text{ mm año}^{-1}$ ) en comparación con la media histórica ( $1350 \text{ mm año}^{-1}$ ), por lo que sería esperable que en años normales el drenaje profundo aumente en los sitios sin napas cercanas y se equilibre con el consumo freático en los sitios con napas superficiales. En los últimos años ha habido en la zona de estudio una notoria tendencia creciente en las precipitaciones con una consecuente disminución en la demanda atmosférica (INTA 1993). En la última década (1997-2006) se registró una precipitación media de  $1470 \text{ mm año}^{-1}$  y una evaporación media de tanque de  $1040 \text{ mm año}^{-1}$  (Garín, R, com. pers.). Considerando esta tendencia y que en el sitio arenoso la evapotranspiración fue cercana a  $\sim 1300 \text{ mm año}^{-1}$  podría especularse que el balance hídrico para forestaciones adultas mantendría un signo positivo, aunque más próximo al equilibrio. Perfiles edáficos con muy bajos contenidos de cloruros (datos no mostrados) apoyarían esta especulación, a pesar de que un eventual consumo de agua freática pueda acontecer durante períodos de sequía.

Esta disminución en el drenaje profundo luego de forestar (Fig. 3.7) se traduciría en una caída en los niveles de recarga de los acuíferos lo cual podría eventualmente afectar a los consumidores de agua potable, localmente y a los de energía a nivel regional. Estudios preliminares de cuencas pareadas en las zonas de Lavalleja (Uruguay) y Córdoba (Argentina) sugieren reducciones de caudal cercanas al 50% luego del establecimiento de las forestaciones (Piñeiro, G et al. datos no publicados). Estudios realizados en una macrocuenca de pastizal en el norte de Uruguay muestran que el rendimiento hidrológico anual y principalmente el estival, disminuyeron luego del establecimiento de forestaciones de eucaliptos y pinos en un cuarto de su superficie (Silveira y Alonso 2004, Silveira et al. 2006). Consecuencias más severas, en términos relativos, sobre el rendimiento hidrológico de las cuencas serían esperables en regiones más áridas donde la mayor parte de la precipitación se pierde como evapotranspiración y solo una pequeña proporción de la misma es la que termina alimentando los acuíferos y formando los cursos de agua. En estas circunstancias pequeños aumentos de las pérdidas evaporativas podrían traducirse en una reducción completa del caudal de los arroyos, como ha sido documentado en pastizales sudafricanos que fueron forestados (Farley et al. 2004). Las sierras de la Provincia de San Luis o el NO de la Patagonia, dos regiones altamente promocionadas como centros forestales (Echeverría et al. 2006, Nosetto et al. 2006), encuadran bajo las características previas y podrían ser muy sensibles a un proceso de forestación de gran escala.

Si bien la textura edáfica tuvo baja influencia en la evapotranspiración de los pastizales; en las forestaciones, el modelo HYDRUS sugirió mayores valores para la forestación ubicada sobre suelo arenoso, a causa de la presencia de una napa freática superficial (Fig. 3.7). Este resultado, en acuerdo con el análisis satelital del capítulo anterior, mostrando mayores tasas de evapotranspiración en las forestaciones ubicadas sobre suelos arenosos y costeras (Cap. 2, Tabla 2.1), denota la importancia del agua freática como fuente adicional de agua. En este caso, el agua freática suplementaría en  $\sim 30\%$  el aporte de las precipitaciones. Consumos de hasta  $300 \text{ mm año}^{-1}$  de agua freática ya han sido documentados para *E. grandis* en Australia (Theiveyanathan et al. 2001) y para otras especies de eucaliptos en la región (Engel et al. 2005). Sin embargo, es de destacar que a pesar del mayor consumo de agua de la forestación del sitio arenoso respecto al sitio mestizo, su tasa de crecimiento ha sido inferior ( $31,4$  y  $28,5 \text{ m}^2 \text{ ha}^{-1}$  de área



basal a los 10 años en sitio mestizo y arenoso, respectivamente) lo cual sugiere menor eficiencia en el uso del agua de estas forestaciones (ver Cap. 2).

A pesar de que el modelo HYDRUS sugiere mayores tasas de drenaje profundo bajo pastizales que bajo forestaciones en los tres sitios (Fig. 3.7), los perfiles de bromuros muestran para el sitio arcilloso un flujo más profundo de este elemento bajo la forestación (Fig. 3.4). Esta aparente discrepancia entre ambos resultados podría ser causada por una mayor preponderancia de flujos preferenciales de agua bajo forestación que bajo pastizal, los cuales permitirían el movimiento de agua y solutos a través del suelo con poca o ninguna interacción con la matriz del mismo. Una mayor densidad de raíces (Jackson et al. 1996) y actividad de la microfauna del suelo (Munzbergova y Ward 2002) en las forestaciones favorecerían una mayor presencia de macroporos a través de los cuales el agua y sus solutos puede fluir a gran velocidad (Devitt y Smith 2002), como lo demuestran comparaciones entre sitios dominados por árboles o arbustos con sitios de pastizal (Dunkerly 2000, Eldridge y Freudenberg 2005). Por otro lado, se ha observado que los suelos bajo eucaliptos pueden presentar cierta repelencia al agua, lo cual dificultaría la infiltración conduciendo el agua hacia canales de flujos preferenciales (Burch et al. 1989). Los flujos preferenciales pueden tener importancia hasta profundidades mayores a los 10 m (Baxter 1985) por lo que podrían representar una avenida de rápida conexión entre el ecosistema superficial y el acuífero para el transporte de agua y diversas sustancias, incluidos contaminantes (Kung et al. 2000).

Mayores contenidos de agua edáfica en las forestaciones jóvenes (1,5 y 2,5 años de edad) respecto a los pastizales (Fig. 3.3) en el sitio mestizo, sugieren menores tasas de evapotranspiración en estas forestaciones respecto a los pastizales. Este patrón concuerda con el análisis de las distintas edades realizado en el capítulo anterior, el cual mostraba que recién a partir de los 2-3 años de edad las forestaciones comenzaban a evapotranspirar más que los pastizales, haciéndose las diferencias más notorias recién a partir de 4-5 años (Cap. 2, Fig. 2.7). Por otro lado, el período de barbecho comúnmente realizado previo a la plantación de los árboles (INTA 1995) durante el cual las tasas de evapotranspiración son mínimas, daría lugar a balances hídricos más positivos, mayores tasas de recarga y consecuentemente un perfil edáfico más húmedo al inicio del ciclo forestal. Este resultado denota la necesidad de considerar toda la rotación forestal para el cómputo de un balance hídrico de largo plazo, en la cual las actividades de poda y raleo también pueden tener un rol importante dado que la disminución temporal del área foliar traería aparejado una disminución en el uso de agua (Dillon et al. 2001). También emerge de este análisis la importancia de la diversificación de edades de las forestaciones a nivel de paisaje (a través de las fechas de plantación) a fin de minimizar los impactos hidrológicos sobre el rendimiento hídrico de la cuenca.

Los resultados presentados en este capítulo confirman los efectos del establecimiento de forestaciones de eucalipto sobre la dinámica de agua y su interacción con la textura edáfica en la zona de Entre Ríos. La combinación de aproximaciones utilizadas aquí ofreció la posibilidad de analizar los cambios hidrológicos introducidos por las forestaciones desde distintas perspectivas, lo cual, en combinación con los resultados del capítulo anterior, da una visión más integradora sobre los impactos eco-hidrológico de las forestaciones. Los resultados de este capítulo indican que una disminución en la recarga hidrológica es un resultado esperable de la forestación de pastizales en la zona

de Entre Ríos. Si bien actualmente los altos niveles de precipitación y la baja proporción forestada de las cuencas de la zona de estudio (~10%, Cap. 2) tenderían a minimizar los impactos hidrológicos negativos de las forestaciones, estos podrían hacerse más evidentes y acentuarse si la proporción forestada aumenta o si la expansión forestal se desplaza hacia zonas más áridas de la región.

## Capítulo 4

**Los efectos del establecimiento de árboles en la dinámica de agua y sales en pastizales salinos<sup>(\*)</sup>**

---

\* Este capítulo está basado en el artículo: **Nosetto, M.**, E. Jobbágy, T. Tóth and C. Dibella. 2007. The effects of tree establishment on water and salts dynamics in naturally salt-affected grasslands. *Oecologia* **152**:695-705.

## 4.1 Introducción

Las plantas ejercen una fuerte influencia en la dinámica del agua a través de sus diferencias en la capacidad para acceder, transportar y evaporar la humedad edáfica (Caps. 2 y 3). Los cambios de vegetación pueden resultar en cambios hidrológicos importantes que se manifiestan a las escalas de parcela, paisaje o región. Dado que la dinámica de sales está íntimamente relacionada con el transporte de agua a lo largo del continuo ecosistema-zona vadosa-acuífero, los cambios de vegetación también tienen el potencial de alterar los patrones de distribución y acumulación de sales a múltiples escalas. Los cambios en el uso del suelo que involucran transiciones entre coberturas dominadas por pastos y árboles presentan algunos de los efectos más importantes sobre la evapotranspiración (Cap. 2), escurrimiento superficial y drenaje profundo (Cap. 3), teniendo el potencial para la redistribución de sales. En este capítulo, se explora como la conversión de pastizales nativos en plantaciones forestales afecta la abundancia y distribución de sales en el continuo ecosistema-zona vadosa-acuífero en un paisaje salino ubicado en la Gran Llanura Húngara (Hungría), enfocando los mecanismos que explican los cambios en los patrones de salinización.

Los efectos de los cambios de vegetación sobre la acumulación de sales generalmente varían de acuerdo a las escalas espaciales y temporales consideradas. Por ejemplo, cambios en el uso del suelo causantes de aumentos del drenaje profundo, tales como el reemplazo de bosques xerófitos por cultivos o pasturas, pueden remover en pocos años las sales edáficas locales a través del lavado de las mismas (Scanlon et al. 2005, Santoni y Jobbágy 2006). Sin embargo a largo plazo, el mismo cambio de uso del suelo puede facilitar el transporte de sales hacia acuíferos, los cuales, debido a aumentos en la recarga y niveles freáticos más elevados, pueden transportar y liberar sales nuevamente en la superficie de las posiciones topográficas más bajas (George et al. 1997). Esta situación ha sido observada en el sur y oeste de Australia y en el Sahel (Wood 1924, Culf et al. 1993) donde los cambios de vegetación han tenido un alcance regional.

Si bien la mayor parte del conocimiento referido a los efectos de los cambios de vegetación sobre la dinámica de sales deriva de situaciones de deforestación, el cambio opuesto, es decir el reemplazo de pastizales por forestaciones, también tiene el potencial de modificar la dinámica de sales a través de al menos dos mecanismos. Por un lado, las mayores tasas de evapotranspiración de las forestaciones pueden dar lugar a descarga freática y acumulación de sales. Por otro lado, la mayor macroporosidad del suelo en sitios dominados por árboles puede causar un aumento en la infiltración de agua y lavado de sales. Comparados con los pastos, los árboles presentan mayor capacidad evaporativa, determinada por una mayor conductancia estomática y sistemas radicales más profundos (Kelliher et al. 1993, Canadell et al. 1996). Cuando esta mayor capacidad para evapotranspirar se expresa a expensas del uso de agua subterránea, el establecimiento de árboles sobre pastizales puede causar la salinización de suelos y acuíferos (Heuperman 1999, Jobbágy y Jackson 2004). Debido a una mayor densidad de raíces, acumulación de broza y actividad mesofáunica, los sitios dominados por árboles generalmente presentan mejores propiedades físicas para el movimiento del agua en comparación con sitios dominados por pastizales (Dunkerly 2000, Devitt y Smith 2002). Cuando estas mejoras edáficas se trasladan en un mejoramiento del movimiento vertical

del agua, el establecimiento de árboles puede aumentar la infiltración, favoreciendo el lavado de sales (Mishra et al. 2004, Eldridge y Freudenberger 2005).

Pastizales naturalmente salinos ocupan planicies sedimentarias en diversos lugares del mundo. Estos ecosistemas están localizados en climas húmedos y sub-húmedos y se encuentran en regiones tales como las Grandes Planicies del oeste de Canadá (FAO 1991), Pampa Deprimida y Bajos Submeridionales en Argentina (Morrás y Candioti 1982, Lavado y Taboada 1988), los Cárpatos ( Hungría, Rumania, Serbia y Eslovaquia) (Toth y Rajkai 1994) y las depresiones de Siberia occidental (Bazilevich 1965). Si bien las lluvias, que generalmente exceden las salidas a través de evapotranspiración de las comunidades de pastizal, serían suficientes para lavar las sales acumuladas en estas regiones, los bajos gradientes topográficos dejan los excesos hídricos dentro de la región. Este excedente de agua favorece comúnmente la presencia de niveles freáticos superficiales, favoreciendo la descarga localizada a través de transpiración, evaporación directa del suelo o evaporación de charcos en las posiciones topográficas más bajas del paisaje. Todas estas vías de evacuación hídrica llevan a la acumulación de sales. Medidas de recuperación orientadas a interrumpir el régimen de descarga mediante el descenso de los niveles freáticos y la construcción de canales de drenaje hacia los ríos, como ha sucedido en Hungría hace ~150 años, han demostrado no ser suficientes para resolver el problema, porque las pobres propiedades físicas del suelo restringen el lavado de sales (Szabolcs 1989, Schofield et al. 2001). El establecimiento de árboles en estas situaciones puede conducir a resultados contrastantes al modificar flujos de agua y procesos que operan en sentidos opuestos. Por un lado, los árboles, debido a la mayor profundidad de raíces comparados con los pastos (Canadell et al. 1996), pueden reestablecer el régimen de descarga interrumpido por las antiguas operaciones hidrológicas y conducir a una acumulación más profunda de sales. Pero por otro lado, la mejora en las propiedades físicas del suelo generada por los árboles (Devitt y Smith 2002) puede promover el lavado de sales de las capas edáficas superficiales (Mishra et al. 2004).

En este capítulo, se explora como el establecimiento de plantaciones de roble (*Quercus robur* L.) en pastizales salinos de la Gran Llanura Húngara (Hungría) afecta la distribución de sales en el suelo y agua subterránea. Conectando cambios en la dinámica de sales y agua se derivan las siguientes hipótesis: 1) Las forestaciones, mediante mejoras en las condiciones físicas del suelo, aumentan la infiltración y promueven el lavado de sales de las capas edáficas superficiales. 2) El sistema radical más profundo que poseen las forestaciones en comparación con los pastizales, les permite consumir agua freática, y promueven de este modo la acumulación de sales en capas profundas del suelo y acuíferos. Estas hipótesis son exploradas en siete pares (forestación-pastizal), combinando mediciones de salinidad basadas en técnicas de inducción electromagnética y muestreo de suelos con mediciones de infiltración, evaporación de tanque, profundidad de la napa freática y contenido de humedad edáfica.

## 4.2 Metodología y Herramientas

### 4.2.1 Región de Estudio

La Gran Llanura Húngara (Fig. 4.1) es una cuenca sedimentaria de origen cuaternario desarrollada a partir de sedimentos eólicos y fluviales y cubre una superficie de 47.000 km<sup>2</sup> del este de Hungría. Su topografía extremadamente plana y su pobre red de drenaje determinan la presencia de napas freáticas superficiales en la mayor parte del área (Szabolcs 1989). Previo a la regulación hídrica de la región, considerables partes de la planicie estaban temporal o permanentemente inundadas (Ábrahám y Bocskai 1971). Estas condiciones, juntamente con las pobres propiedades hidrofísicas del suelo, favorecieron el desarrollo de suelos afectados por las sales, principalmente solonetz y solonchak (Schofield et al. 2001). Los suelos solonchak se caracterizan por una alta concentración de sales solubles neutras, mientras que los solonetz están dominados por sales de sodio y tienen fuerte reacción alcalina (Schofield et al. 2001). La vegetación nativa del área está dominada por pastos de los géneros *Agrostis*, *Alopecurus*, *Hordeum*, *Festuca* y *Puccinellia* (Ábrahám y Bocskai 1971). La temperatura media anual se aproxima a 10,2 °C, siendo Enero (-2,1 °C) y julio (21,7 °C) los meses más fríos y cálidos, respectivamente. La precipitación media anual es de 540 mm y 60% de la misma ocurre entre primavera y verano (Abril-Septiembre). La evaporación media de tanque es de 840 mm y 80% de la misma ocurre entre primavera y verano (Béla 1972, Toth et al. 1991).

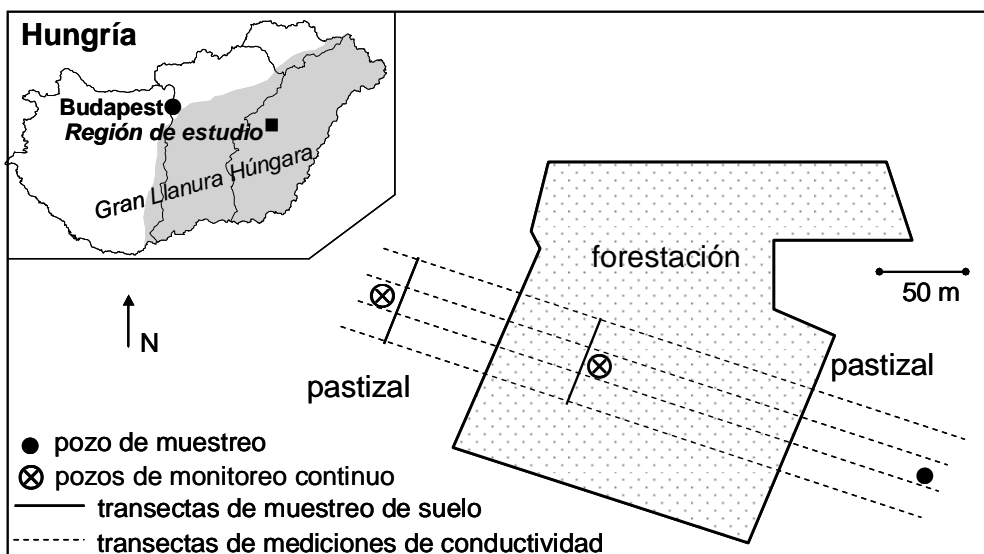


Figura 4.1. Región de estudio mostrando la Gran Llanura Húngara y el par forestación de roble – pastizal estudiado en mayor detalle (Sitio E). El muestreo de suelos fue realizado en transectas paralelas al borde de la forestación. La conductividad eléctrica aparente fue determinada en cuatro transectas que atravesaron la forestación. Los niveles del agua subterránea fueron monitoreados continuamente durante 2,5 meses en dos pozos.

Con el objetivo de expandir el área agrícola, promoviendo la desalinización y desalcalinización de los suelos y controlando las inundaciones, se iniciaron en el siglo XIX operaciones artificiales de drenaje en la Gran Llanura

Húngara. Estas acciones involucraron la regulación de los ríos más importantes de la región (Danubio y Tisza) y la construcción de canales de drenaje hacia ellos. Se construyeron más de 10.000 km de canales y 2,5 millones de hectáreas fueron liberadas de las inundaciones (Ábrahám y Bocskai 1971). Si bien esta gran operación permitió un descenso importante de los niveles freáticos, los resultados no fueron completamente satisfactorios dado que en la mayoría de los lugares, las sales aún permanecen en el perfil edáfico como resultado de las deficientes condiciones físicas de los suelos que impiden su lavado (Szabolcs 1989, Schofield et al. 2001). Las propiedades del suelo restringen las opciones del uso de la tierra a la cría de ganado sobre pastizales nativos (Ábrahám y Bocskai 1971). Sin embargo, distintas plantaciones forestales (*Quercus robur*, *Ulmus campestris*, *Eleagnus angustifolia*) han sido establecidas durante el último siglo en la región como uso alternativo de estos suelos, ofreciendo un útil escenario donde explorar los efectos del establecimiento de árboles en pastizales sobre la dinámica de agua y sales.

#### 4.2.2 Sitios de estudio

Los sitios de estudio estuvieron localizados en las cercanías de la ciudad de Püspökladany (47,33° N; 21,1° E), dentro del Parque Nacional Hortobágy (Hungría). Esta región protegida forma parte de la denominada Gran Llanura Húngara y se estableció en 1973 para resguardar el área de pastizales más extensa de Europa central (Toth y Kertész 1996). Para explorar los efectos del establecimiento de árboles sobre la dinámica de agua y sales en los pastizales salinos, se utilizó una aproximación basada en la sustitución del tiempo por el espacio (Pickett 1989) seleccionando siete pares de forestación-pastizal (Sitios A, B, C, D, E, F, G). El supuesto implícito en esta aproximación es que las variaciones edáficas iniciales entre las parcelas pareadas, previo al establecimiento de árboles, son despreciables. Diversos factores dan soporte a este supuesto. Las parcelas forestadas fueron plantadas siguiendo las líneas de alambrados y los límites de las propiedades (Csiha I, comunicación personal) y su establecimiento no estuvo sesgado hacia una determinada unidad en el paisaje o posición topográfica. Un detallado mapa topográfico del área y observaciones directas en el campo confirmaron que ambas parcelas en cada sitio fueron localizadas en la misma situación topográfica. Las diferencias en los niveles topográficos entre los sitios de muestreo fueron muy pequeñas (<0,25 m), lo cual reviste gran importancia en esta región ya que la profundidad del agua freática jugó un rol dominante en el desarrollo de estos suelos (Szabolcs 1989, Toth et al. 1991). Además, las transectas de muestreo de suelos en las parcelas pareadas estuvieron separadas menos de 80 m, lo cual, juntamente con la homogeneidad de los sedimentos loésicos de la región de estudio (Ábrahám y Bocskai 1971), impide variaciones pedogénicas iniciales importantes entre parcelas.

Las forestaciones seleccionadas tenían un tamaño de 2 a 5 ha, fueron plantadas entre 1930 y 1965 (40 a 75 años de edad al momento de las mediciones) y nunca fueron fertilizadas ni irrigadas. Tampoco fueron sometidas a actividades de raleo ni poda. La densidad actual varió entre ~450 y ~800 árboles ha<sup>-1</sup> y el área basal entre 25 y 40 m<sup>2</sup> ha<sup>-1</sup>. El sotobosque era escaso, generalmente careciente de especies herbáceas y estaba dominado por *Fraxinus sp.* Las parcelas de pastizal estaban dominadas por *Alopecurus pratensis*, *Agropyron repens*, *Limonium gmelini* y *Festuca pseudovina* y nunca

fueron fertilizadas ni irrigadas aunque eran típicamente cosechadas para la confección de rollos de heno. En tres sitios (E, F y G) donde se realizó una caracterización más detallada del perfil del suelo, la textura edáfica contribuyó a evaluar la homogeneidad inicial del suelo entre las parcelas pareadas dado que es poco probable que esta variable cambie en el período de tiempo involucrado en este estudio (Jenny 1941). Los contenidos de arena, limo y arcilla (método del hidrómetro, Bouyoucos 1962) no difirieron significativamente entre las parcelas de pastizal y de forestación en ninguno de los sitios ( $p > 0,10$  en la mayoría de los casos,  $n=3$ , Tabla 4.1). Sin embargo, algunas diferencias fueron observadas entre sitios ( $p < 0,10$ ,  $n=2$ , Tabla 4.1). El patrón de textura edáfica estuvo caracterizado por una textura franco limosa en las capas superficiales del suelo (0-10 cm de profundidad) y arcillo limosa en los horizontes más profundos, alcanzando contenidos de arcilla cercanos al 50% (Fig. 4.2).

Tabla 4.1. Evaluación de las diferencias de textura edáfica entre tipos de vegetación y sitios basado en los contenidos de arcilla, limo y arena en ocho capas. Los valores de probabilidad de la prueba t (efecto de la vegetación dentro del sitio,  $n=3$ ) y ANOVA (efecto del sitio,  $n=2$ ) están indicados. La distribución del tamaño de partículas fue determinado por el método del hidrómetro (Bouyoucos 1962).

Profundidad	Valor p del efecto vegetación									Valor p del efecto sitio		
	arcilla			limo			arena			arcilla	limo	arena
	E	F	G	E	F	G	E	F	G			
0-10	0,86	0,78	0,70	0,61	0,11	0,44	0,67	0,13	0,32	0,001	0,052	0,17
10-30	0,69	0,30	0,36	0,56	0,50	0,12	0,09	0,64	0,59	0,14	0,44	0,65
30-50	0,42	0,89	0,97	0,45	0,65	0,43	0,60	0,20	0,16	0,006	0,17	0,10
50-100	0,60	0,67	0,57	0,73	0,49	0,17	0,35	0,94	0,08	0,02	0,04	0,29
100-150	0,57	0,51	0,12	0,51	0,98	0,18	0,35	0,16	0,23	0,04	0,03	0,14
150-200	0,71	0,48	0,49	0,74	0,66	0,18	0,07	0,09	0,52	0,008	0,001	0,83
200-250	0,42	0,42	0,24	0,14	0,53	0,10	0,04	0,63	0,43	0,015	0,15	0,38
250-300	0,71	0,18	0,16	0,34	0,19	0,14	0,11	0,64	0,95	0,04	0,10	0,04



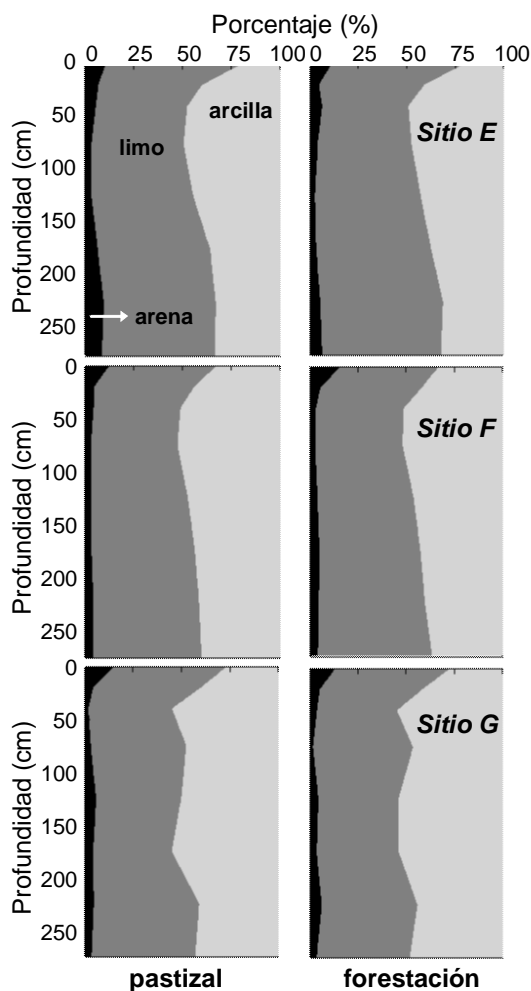


Figura 4.2. Distribución del tamaño de partículas en el perfil del suelo en tres sitios (Sitios E, F y G). La textura edáfica (% de arena, limo y arcilla) fue determinada mediante el método del hidrómetro (Bouyoucos 1962) (n=3 por parcela).

#### 4.2.3 Dinámica de sales

Para explorar los efectos de las forestaciones sobre la dinámica de sales se caracterizaron los patrones de acumulación de sales a través de dos procedimientos complementarios. La salinidad superficial (<1,5 m) fue evaluada utilizando una técnica de inducción electromagnética en los siete pares pastizal-forestación y en un subconjunto de tres de estos sitios se realizó una caracterización detallada del suelo en base al muestreo del mismo. La técnica de inducción electromagnética (EM) permite la medición de la conductividad eléctrica aparente del suelo (ECa), una medida directa de la salinidad del mismo, de una manera sencilla y económica. Esta técnica ha sido satisfactoriamente utilizada en diversos estudios, incluyendo mapeo de salinidad y agricultura de precisión (Cannon et al. 1994, Sudduth et al. 2001), cuantificación de tolerancia a la salinidad de distintas especies (McKenzie et al. 1997) y recuperación de áreas salinas (Bennett y George 1995). El instrumento que se utilizó presentaba un espaciado entre sensores de 1 m, lo que permite profundidades de penetración de ~1,5 m con el instrumento ubicado sobre el suelo. En cada parcela se efectuaron al menos 15 mediciones ubicadas a más de 5 m entre cada una de ellas. En el sitio E, se establecieron cuatro transectas paralelas,

atravesando la forestación y ubicadas a más de 10 m entre cada una de ellas. Las mediciones fueron tomadas cada 5 m en las cercanías de los límites forestación-pastizal y cada 10 m en el centro de la forestación. Se observó una correlación satisfactoria entre mediciones electromagnéticas y determinaciones de conductividad de suelo realizadas en extractos 1:2,5 de suelo y agua ( $r^2=0,91$ ,  $p<0,0001$ ,  $n=24$ ), confirmando de este modo la fiabilidad del instrumento electromagnético en la determinación de la salinidad edáfica.

Una caracterización más detallada de los patrones de salinización fue llevada a cabo en los sitios E, F y G donde el suelo mineral fue muestreado en los siguientes intervalos de profundidad: 0-10, 10-30, 30-50, 50-100, 100-150, 150-200, 200-250 y 250-300. En el sitio E, dos perforaciones de muestreo (una en el pastizal y otra en la forestación) se extendieron hasta 6 m de profundidad y el suelo fue muestreado en intervalos de 50 cm. Para evitar efectos de borde, las áreas de muestreo estuvieron alejadas ~40 m de límites y alambrados. En cada parcela, se localizaron aleatoriamente cuatro puntos de muestreo a lo largo de una transecta paralela al límite forestación-pastizal. Los puntos de muestreo estuvieron ubicados a más de 1 m del árbol más cercano y a más de 10 m entre cada uno de ellos. Las muestras fueron obtenidas con un barreno de 8 cm de diámetro y fueron tamizadas con una malla de 2 mm. La conductividad eléctrica, pH y el contenido de cloruros y sodio fueron determinados en extractos suelo-agua con una relación 1:2,5. La textura del suelo, determinada por el método del hidrómetro (Bouyoucos 1962), se utilizó para obtener una estimación grosera de la densidad del suelo (Stefanovits 1981). Para efectuar análisis de conductividad eléctrica, pH, cloruros y sodio se muestreó el agua subterránea en tres puntos a lo largo de una transecta que atravesó la forestación del sitio E (Fig. 4.1). La conductividad eléctrica fue medida con un conductímetro con corrección automática por temperatura (Orion Modelo 115, Orion Research, Inc., MA, USA). La concentración de sodio y cloruro fue determinada utilizando electrodos de ion selectivo (Talibudeen 1991, Frankenberger et al. 1996). El contenido de carbonatos fue determinado utilizando el método de Scheibler (Williams 1948) y el pH utilizando un electrodo (Thomas 1996).

#### 4.2.4 Dinámica del agua

A fin de explorar los mecanismos que dan forma a los patrones de salinización, se estudiaron los cambios en la dinámica del agua luego del establecimiento de las forestaciones caracterizando el contenido de humedad edáfica, la infiltración de agua en el suelo, la evaporación de tanque y los niveles freáticos. El contenido gravimétrico de agua y la infiltración fueron determinados en los mismos sitios donde se efectuó el muestreo de suelos (Sitios E, F y G), mientras que las tasas de evaporación y la dinámica del nivel freático fueron caracterizados solamente en el sitio E. La medición de infiltración se realizó utilizando infiltrómetros doble anillo (área interior 615-805 cm<sup>2</sup>) (Ahuja et al. 1976) con tres repeticiones por parcela. Los infiltrómetros fueron insertados ~5 cm en el suelo utilizando un martillo y un plato, para favorecer la penetración vertical. El nivel de agua en el interior de los anillos se mantuvo en ~10 cm y, mediante adiciones manuales de agua, las fluctuaciones se mantuvieron en valores menores a 5 cm. El período de medición se extendió hasta alcanzar tasas de infiltración cuasi-estables y comprendió al menos dos horas. A fin de comparar la demanda evaporativa a nivel del suelo en las parcelas forestadas y de pastizal, se llevaron a cabo mediciones de evaporación de tanque durante un

período de 10 días (29/08/2005 – 06/09/2005) utilizando micro-evaporímetros (10 cm de diámetro) ubicados sobre la superficie del suelo (Feng et al. 2004). Tres repeticiones por parcela fueron establecidas.

Se examinaron las fluctuaciones diarias en los niveles freáticos como un indicador de uso de agua subterránea por la vegetación (White 1932, Engel et al. 2005, Loheide et al. 2005). Con este propósito, se realizaron mediciones de los niveles freáticos durante un período de 72 días cubriendo la etapa de la caída de hojas (30/08/2005 – 09/11/2005). Dos pozos de monitoreo continuo fueron localizados a 40 m del límite forestación-pastizal (ver Fig. 4.1). Se registraron los niveles del agua subterránea con alta resolución vertical (<3 mm) y temporal (30 min) utilizando transductores de presión (Model PDCR 830, Druck Inc. Leicester, Inglaterra) conectados a colectores de datos (Level Tracker WLS-2109e, Telog Instruments, Inc. Rochester, NY, USA).

Para estimar el consumo de agua freática por la vegetación se utilizaron dos aproximaciones independientes: fluctuaciones diarias del nivel freático y balance de masa de cloruros. Las fluctuaciones del nivel freático han sido largamente utilizadas para cuantificar el consumo de agua subterránea por las plantas (White 1932, Farrington et al. 1990, Rosenberry y Winter 1997, Engel et al. 2005). Se utilizó el método propuesto por Engel et al. (2005) donde el consumo directo de agua subterránea para transpiración ( $E_{gw}$ ,  $\text{mm d}^{-1}$ ) es calculado como:

$$E_{gw} = (24 \delta z / \delta t - \delta z_{ref} + \delta z_{pl}) * SY \quad [4.1]$$

donde  $\delta z / \delta t$  es la tasa de ascenso del nivel freático ( $\text{mm hr}^{-1}$ ) desde medianoche hasta las 4 a.m. multiplicado por 24 para estimar los ingresos desde acuíferos superficiales de áreas de pastizal circundantes (flujos Darcianos),  $\delta z_{ref}$  representa las fluctuaciones regionales del nivel freático no asociadas con influencias locales y es estimada a partir del cambio neto diario ( $\text{mm d}^{-1}$ ) en el pozo de monitoreo de referencia del pastizal,  $\delta z_{pl}$  es el cambio neto en el nivel freático de la forestación en el período de 24 horas y SY es el rendimiento específico del acuífero ( $\text{m}^{-1} \text{mm}$ ), estimado como 0,026 de acuerdo con Loheide et al. (2005) para sedimentos limosos. La aproximación del balance de cloruros se basa en el comportamiento conservativo de este elemento (Walker 1998). El promedio anual de consumo de agua freática ( $aE_{gw}$ ) por la vegetación es calculado como:

$$aE_{gw} = \Delta Cl^-_{soil} / [Cl^-]_{gw} * n \quad [4.2]$$

donde,  $aE_{gw}$  ( $\text{mm año}^{-1}$ ) es el promedio de la tasa anual de consumo neto de agua freática ( $E_{gw}$  - drenaje profundo) a lo largo de la vida de la forestación ( $n = 43$  años),  $\Delta Cl^-_{soil}$  ( $\text{g m}^{-2}$ ) es la diferencia forestación-pastizal en el contenido de  $Cl^-$  acumulado en el perfil del suelo hasta la parte inferior de la zona radical (6 m en este estudio) y  $[Cl^-]_{gw}$  ( $\text{g l}^{-1}$ ) es la concentración de  $Cl^-$  del agua subterránea por debajo de la zona radical. Las diferencias en el contenido de  $Cl^-$  en biomasa y lo ingresos atmosféricos de  $Cl^-$  son considerados despreciables en esta

metodología. Aproximaciones similares han sido utilizadas por Jarrel y Virginia (1990) y Heuperman (1999).

### 4.3 Resultados

#### 4.3.1 Dinámica de sales

Los suelos bajo forestación y pastizal mostraron patrones de distribución de sales consistentemente diferentes. El establecimiento de árboles estuvo acompañado por pérdidas de sales en capas superficiales y ganancias en capas profundas. Los niveles de salinidad en los primeros ~1,5 m del suelo, estimados mediante inducción electromagnética, fueron significativamente superiores en las parcelas de pastizal en todos los pares forestación-pastizal considerados (2,2 X en promedio, rango 1,3 a 3 X)(Fig. 4.3a). Las transectas de conductividad realizadas en el sitio E mostraron un cambio abrupto de salinidad cercano al límite de la forestación y a una distancia de 10 m desde el límite las diferencias ya se hicieron evidentes (1,36 y 0,47 dS m<sup>-1</sup> en pastizales y forestaciones, respectivamente,  $p < 0,01$ )(Fig. 4.3b).

En concordancia con las mediciones electromagnéticas, los perfiles edáficos mostraron mayores valores de conductividad eléctrica en las capas edáficas superficiales de los pastizales, siendo los contrastes más evidentes en los sitios E y F (Fig. 4.4). Al integrar los primeros 2 m del perfil, la conductividad eléctrica de los suelos de pastizal duplicó, en promedio, la conductividad de los suelos de forestación (1,06 y 0,50 dS m<sup>-1</sup> en pastizales y forestaciones, respectivamente,  $p < 0,10$ ). Sin embargo, el patrón de conductividad se revirtió en capas profundas del suelo, donde las forestaciones mostraron los mayores valores (Fig. 4.4). En el intervalo 2,5 - 3 m de profundidad, los suelos bajo forestación mostraron 2,5 veces más conductividad que bajo pastizal ( $p < 0,05$ , Fig. 4.4).

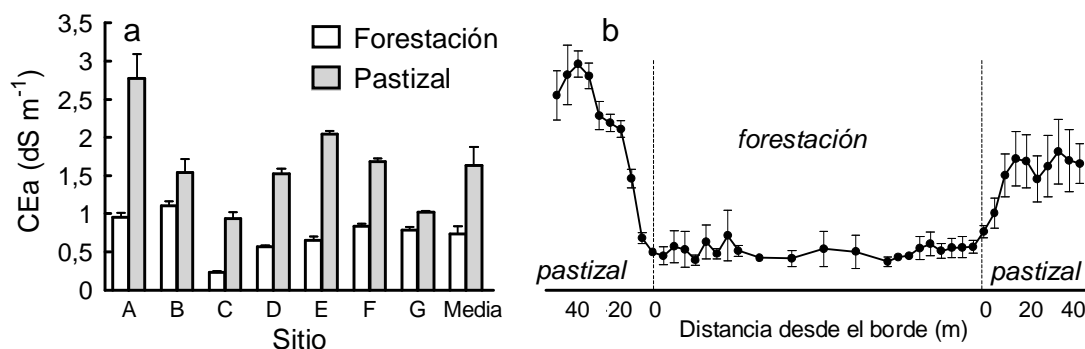


Figura 4.3. Mediciones de conductividad eléctrica aparente realizadas en los siete pares forestación – pastizal. Se indican los valores medios y desvíos estándares de cada sitio, como así también, el valor promedio de los siete sitios (a). Diferencias entre tipos de vegetación dentro y entre sitios fueron siempre significativas ( $p < 0,05$ ). El valor medio y el desvío estándar de las cuatro transectas que atravesaron el sitio E están representadas (b). Las mediciones fueron tomadas cada 5-10 m.

Los patrones de cloruros y sodio en el perfil edáfico siguieron a los de conductividad eléctrica. Mientras que en las capas superficiales se observaron mayores valores en pastizales, en capas profundas del suelo las forestaciones fueron las que mostraron los mayores registros (Fig. 4.4). Integrando los primeros 50 cm del perfil edáfico, los suelos de pastizal almacenaron 2,8 veces más cloruro ( $40,7$  y  $14,3$   $\text{g m}^{-2}$  en pastizales y forestaciones, respectivamente,  $p < 0,05$ ) y 6,1 veces más sodio ( $478,1$  y  $77,9$   $\text{g m}^{-2}$  en pastizales y forestaciones, respectivamente,  $p < 0,10$ ) que los suelos bajo forestación. En el intervalo 2,5 - 3 m de profundidad, las forestaciones mostraron 5,6 veces más cloruro que los pastizales ( $48,8$  y  $275,6$   $\text{g m}^{-2}$  en pastizales y forestaciones, respectivamente,  $p < 0,05$ ), mientras que las diferencias en los contenidos de sodio desaparecieron en esta profundidad ( $256$  y  $291,3$   $\text{g m}^{-2}$  en pastizales y forestaciones, respectivamente,  $p = 0,23$ ). Si bien el patrón en el sitio G no fue tan claro, también siguió la tendencia general (Fig. 4.4) con pérdida de sales en las capas superficiales (60 y 40% de pérdida de Cl y Na, respectivamente, en el rango de 0 - 0,5 m de profundidad) y ganancia de sales en capas profundas (67 y 27% de ganancia de Cl y Na, respectivamente, en el rango de 2,5 - 3 m de profundidad). Los perfiles de  $\text{CaCO}_3$  en el suelo mostraron mayor variabilidad y la integración de todo el perfil (0 - 3 m) resultó en una mayor acumulación en las parcelas de pastizal ( $245,2$  y  $158,9$   $\text{kg m}^{-2}$  en pastizales y forestaciones, respectivamente,  $p < 0,10$ ).

El pH del suelo bajo forestaciones y pastizales mostró contrastes significativos a lo largo de todo el perfil. Las diferencias máximas alcanzaron  $\sim 1,1$  unidades de pH y se observaron en el intervalo de 30 - 50 cm de profundidad (Fig. 4.4) ( $8,3$  y  $7,2$  en pastizales y forestaciones, respectivamente,  $p < 0,10$ ). Al integrar todo el perfil (0 - 3 m), el pH del suelo fue  $\sim 0,7$  unidades menor bajo forestaciones ( $8,82$  y  $8,13$  en pastizales y forestaciones, respectivamente,  $p < 0,10$ ).

La transecta de muestreo de agua subterránea realizada en el sitio E (ver Fig. 4.1), mostró que el agua freática bajo forestación se encontraba más salada en comparación con los dos pozos de pastizal. En la forestación, la conductividad eléctrica del agua freática se aproximó a  $4,9$   $\text{dS m}^{-1}$ , y las concentraciones de cloruros y sodio alcanzaron valores de  $14,8$  y  $23,5$   $\text{meq l}^{-1}$ , respectivamente. En los pastizales circundantes el contenido de sales del agua freática disminuyó substancialmente, como lo ponen en evidencia los valores promedio de conductividad eléctrica ( $2$   $\text{dS m}^{-1}$ ) y los contenidos de cloruros y sodio ( $4,8$  y  $9,4$   $\text{meq l}^{-1}$ , respectivamente).

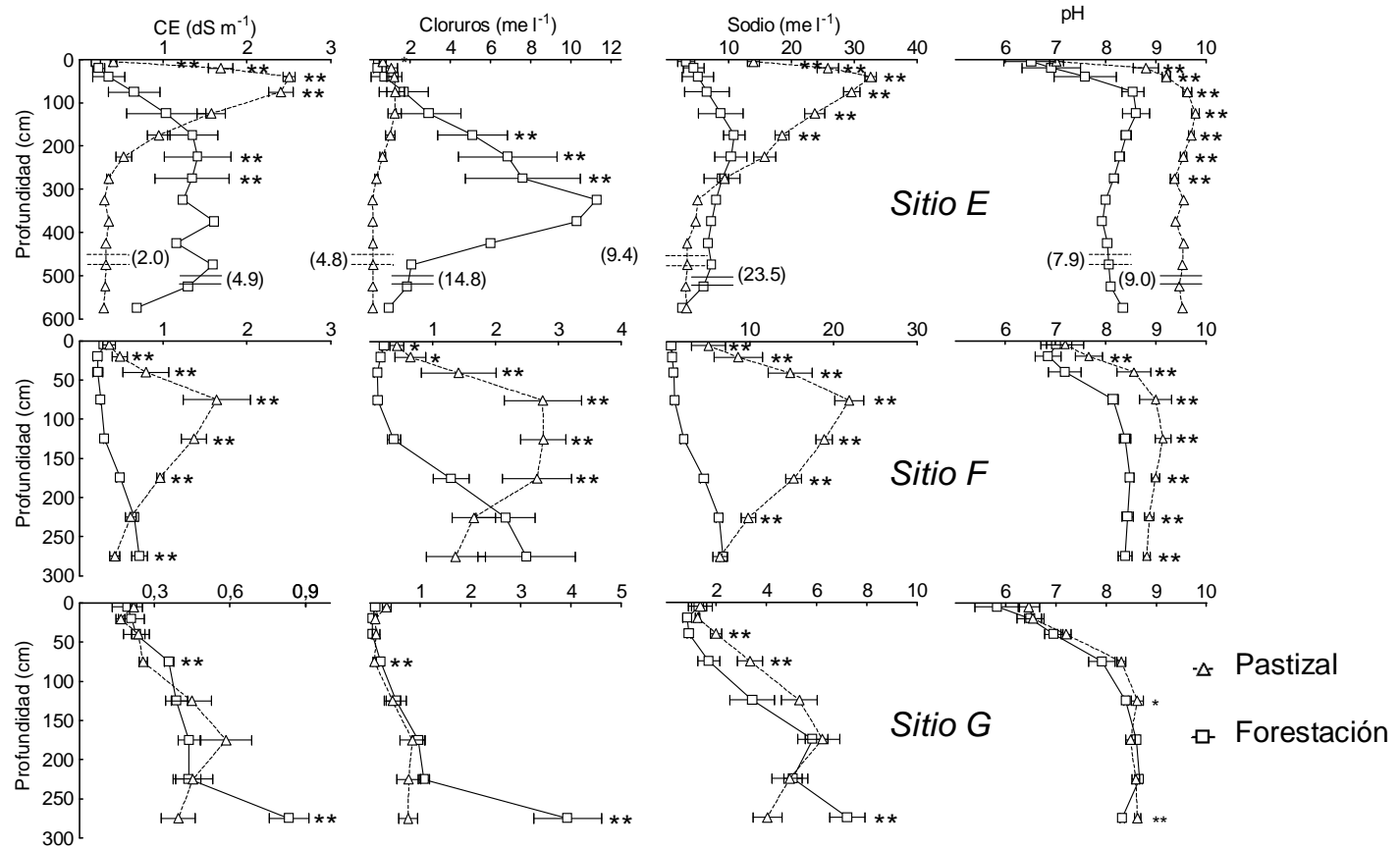


Figura 4.4. Propiedades edáficas bajo pastizales nativos y forestaciones de roble en tres sitios. La conductividad eléctrica ( $\text{dS m}^{-1}$ ), cloruros ( $\text{meq l}^{-1}$ ), sodio ( $\text{meq l}^{-1}$ ) y pH fueron determinados en extractos suelo-agua con una relación 1:2,5 (media  $\pm$  EE,  $n=4$  para 0-3 m). En el sitio E, dos perforaciones fueron extendidas hasta la profundidad de 6 m ( $n=1$  para 3-6 m). Los niveles freáticos durante el período de mediciones están indicados con líneas horizontales y sus valores medidos entre paréntesis. Dos asteriscos indican diferencias significativas entre parcelas al nivel de  $p < 0,05$  y un asterisco al nivel de  $p < 0,10$ .

### 4.3.2 Dinámica del agua

Se identificaron patrones contrastantes de contenido de humedad edáfica, infiltración, evaporación de tanque y dinámica de los niveles freáticos entre pastizales y forestaciones de roble. Los perfiles de humedad mostraron suelos significativamente más secos bajo las forestaciones que bajo pastizales (Fig. 4.5), sugiriendo mayor uso de agua en los primeros. En promedio, los perfiles edáficos de los pastizales tuvieron ~3% más humedad gravimétrica que los de las forestaciones (18,5 vs. 15,7,  $p < 0,05$ ). Las diferencias en el contenido total de agua almacenada hasta la profundidad de 3 m variaron entre 44 mm (Sitio E, 662 vs 706 mm) y 139 mm (Sitio F, 626 vs. 765), promediando ~100 mm. El contenido de agua disponible (diferencia entre el contenido de agua almacenada observado y el esperado para un potencial hídrico de  $-1,5$  Mpa, Campbell 1974) fue ~74 mm inferior en las forestaciones respecto a los pastizales (141 vs 215 mm), siendo el sitio F el que mostró la mayor diferencia (139 mm).

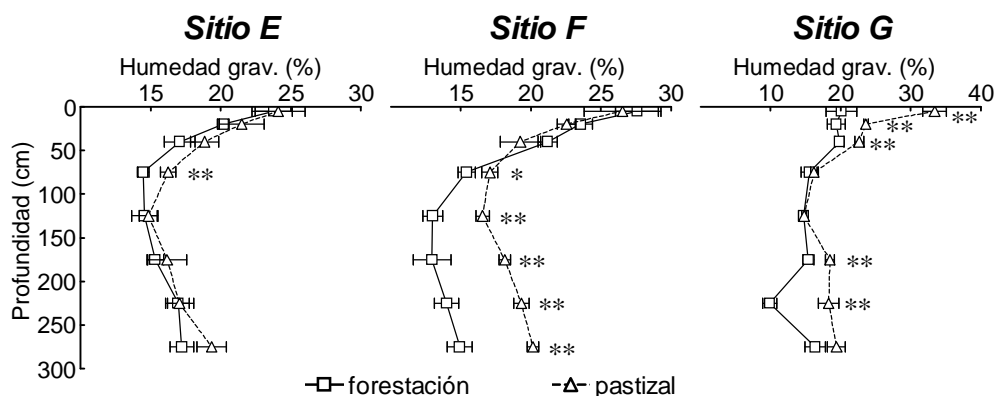


Figura 4.5. Perfiles de humedad edáfica bajo pastizales nativos y forestaciones de roble en tres sitios (media  $\pm$  EE,  $n=4$ ). Dos asteriscos indican diferencias significativas entre parcelas al nivel de  $p < 0,05$  y un asterisco al nivel de  $p < 0,10$ .

Las forestaciones tuvieron mayores tasas de infiltración y menor demanda evaporativa al nivel del suelo en comparación con los pastizales. En promedio para los tres sitios, las tasas de infiltración obtenidas a partir de los infiltrómetros doble anillo fueron 15 veces superiores bajo las forestaciones ( $p < 0,05$ ), con diferencias absolutas que variaron entre 12 (Sitio E) y 70  $\text{mm h}^{-1}$  (Sitio F) (Fig. 4.6). La demanda evaporativa al nivel del suelo fue cinco veces superior en la parcela de pastizal (Sitio E, Fig. 4.6,  $p < 0,001$ ). La integración del período de 10 días de medición (29/08/2005 - 06/09/2005) arrojó una diferencia de 18 mm de agua evaporada en favor de los pastizales.

Una depresión en el nivel freático bajo la plantación respecto a los pastizales adyacentes conjuntamente con un claro patrón de fluctuaciones diarias del nivel freático sugiere el consumo de agua subterránea por parte de los árboles en el sitio E (Fig. 4.7). Las diferencias absolutas de los niveles freáticos (NF) medidos en Septiembre de 2005 se aproximaron a 26 cm ( $NF_{\text{forestación}} = 504$  cm,  $NF_{\text{pastizal1}} = 478$  cm,  $NF_{\text{pastizal2}} = 480$  cm), indicando la presencia de un cono de depresión bajo la forestación. El monitoreo permanente

en dos de estos pozos indicó que la depresión se magnificó hasta >60 cm hacia finales del verano (una mayor depresión podría haber tenido lugar dado que el nivel freático descendió por debajo de la parte inferior de pozo realizado durante unos pocos días) y mostró una reducción continua luego de la caída de las hojas (Fig. 4.7).

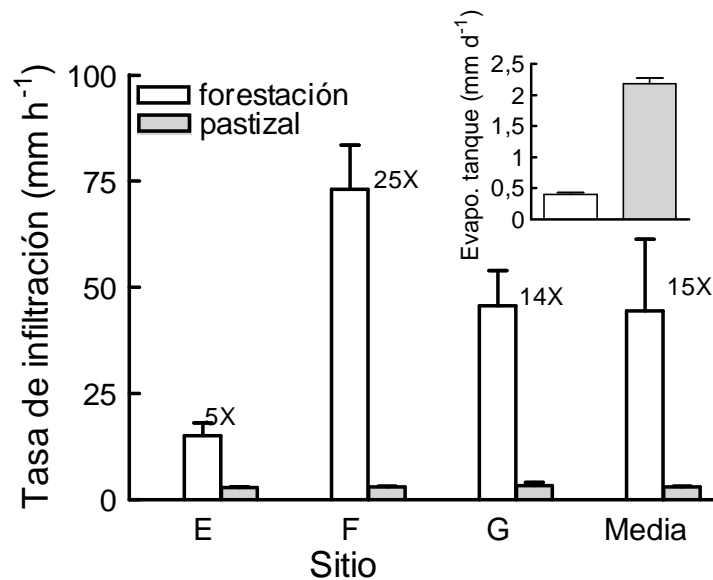


Figura 4.6. Tasas de infiltración de agua y evaporación de tanque bajo pastizales nativos y forestaciones de roble (media  $\pm$  EE). Las tasas de infiltración ( $\text{mm h}^{-1}$ ) fueron medidas en tres pares (Sitios E, F y G) utilizando infiltrómetros doble anillo ( $n=3$  por parcela). Las tasas de evaporación de tanque ( $\text{mm d}^{-1}$ ) fueron medidas en el sitio E ( $n=3$  por parcela) utilizando micro-evaporímetros (10 cm de diámetro) durante 10 días (29/08/2005 – 06/09/2005). Las diferencias fueron siempre significativas ( $p<0,05$ ).

Fluctuaciones diarias del nivel freático de al menos 10 mm fueron observadas en el 87% de los 46 días previos a la caída de las hojas, indicando descarga directa de agua subterránea por parte de los árboles (Fig. 4.7). En este período, las fluctuaciones promediaron 55 mm. El descenso diario del nivel freático comenzaba a las 8:30 – 9:30 h, probablemente asociado a la descarga transpirativa de los árboles. La recuperación del nivel freático comenzaba a las 17:30 – 18:30 h, sugiriendo la predominancia de flujos hidráulicos de estabilización una vez que cesaba la transpiración. Los eventos de lluvia interrumpieron las fluctuaciones y causaron ascensos continuos en el nivel freático tanto de día como de noche en la forestación pero no en el pastizal, indicando un cese en el consumo de agua subterránea por parte de los árboles (Fig. 4.7). Al final del período de medición, cuando las hojas ya habían caído casi completamente, las fluctuaciones desaparecieron.



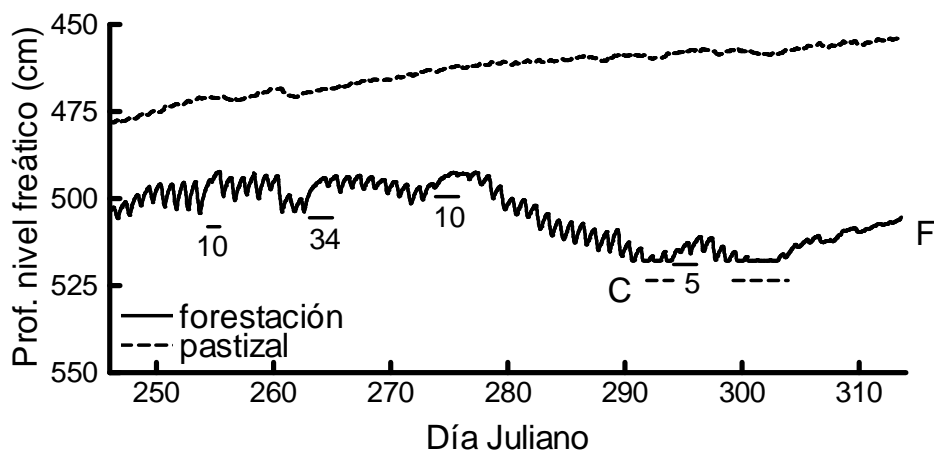


Figura 4.7. Dinámica de la napa freática bajo un pastizal nativo y una forestación de roble en el sitio E. Los niveles freáticos fueron medidos desde el 30/08/2005 al 09/11/2005 en pozos de monitoreo continuo ubicados a 40 m del límite forestación-pastizal (ver Fig. 4.1). Los niveles corresponden a la elevación absoluta de la napa freática respecto al nivel del suelo y fueron medidos con alta resolución vertical (<3 mm) y temporal (30 min). Los eventos de lluvia registrados durante el período de monitoreo están indicados con líneas llenas y la cantidad precipitada está indicada debajo de la misma. El comienzo (C) y el final (F) del período de caída de hojas están indicados. Las líneas punteadas indican el período en el cual se secó el pozo de la forestación.

El balance de masas de cloruro y las fluctuaciones de nivel freático aportaron estimaciones convergentes de consumo de agua subterránea por los árboles de roble en el sitio E. Considerando toda la columna de suelo hasta 6 m de profundidad (a esta profundidad las concentraciones de cloruros en ambas parcelas convergieron), las forestaciones mostraron una ganancia neta de cloruros de  $3,06 \text{ kg Cl}^- \text{ m}^{-2}$  o aproximadamente  $71,1 \text{ g Cl}^- \text{ m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ . Considerando una concentración promedio de cloruros en el agua subterránea de  $183 \text{ mg l}^{-1}$  a 6 m de profundidad, se hubiera requerido un consumo anual de agua freática de  $\sim 388 \text{ mm año}^{-1}$  para transportar la masa total de cloruros acumulada en la forestación. Las fluctuaciones diarias del nivel freático sugieren un consumo promedio de agua subterránea de  $1,87 \text{ mm d}^{-1}$  (rango  $0,55 - 3,19 \text{ mm d}^{-1}$ ) durante el período previo a la caída de hojas. Si se considera que los árboles mantienen sus hojas por seis meses, una integración anual grosera de estas mediciones se aproximaría a  $341 \text{ mm año}^{-1}$ . Estas estimaciones independientes mostraron un buen acuerdo y sugieren que la contribución del agua freática puede complementar los ingresos de agua por precipitación ( $540 \text{ mm año}^{-1}$ ) en dos tercios.

#### 4.4 Discusión

El establecimiento de forestaciones en los pastizales salinos de la Gran Llanura Húngara cambió substancialmente la dinámica del agua a diversas escalas, alterando los patrones de transporte y almacenaje de sales a lo largo del continuo ecosistema-zona vadosa-acuífero. Los contrastes en los flujos de agua entre los pastizales y las forestaciones dejaron su impronta en la distribución de sales mediante el lavado de las sales superficiales acumuladas previo a las regulaciones hídricas y el desarrollo de una nueva y más fuerte zona de salinización en capas más profundas del suelo.

Al modificar el movimiento vertical del agua, el establecimiento de árboles provocó la desalinización y desalcalinización de las capas superficiales del suelo, algo que el antiguo descenso de los niveles freáticos no pudo cumplir por sí solo. A pesar de que más de un siglo ha pasado desde que la intervención humana en la hidrología regional de la Gran Llanura Húngara desacopló la fuente de sales (i.e. agua subterránea) de la superficie del suelo en la mayoría de sus ecosistemas nativos, los pastizales aún presentan grandes acumulaciones de sales en sus capas edáficas más superficiales (Ábrahám y Bocskai 1971, Figs. 4.3 y 4.4). La distribución vertical de sales en los suelos bajo pastizal, con un pico a 50-150 cm, sugiere que las mismas provienen desde la época pre-drenaje cuando el nivel freático estaba más superficial. Probablemente, estas sales han permanecido sin ser lavadas a causa del alto contenido de sodio y la textura fina, los cuales interactúan dificultando el movimiento vertical de agua y sales (Szabolcs 1979, Schofield et al. 2001, Figs. 4.2, 4.4 y 4.6). Sin embargo, la remoción de este pico de sales luego del establecimiento de árboles fue confirmado en los siete sitios evaluados (Fig. 4.3). Este resultado, conjuntamente con las mediciones de infiltración y la observación de la formación de charcos en los pastizales pero no en las forestaciones luego de intensos eventos de lluvias (60 mm el 22-29 de Agosto de 2005), apoyan la hipótesis de que los árboles favorecieron el lavado de sales en estos suelos mediante cambios en sus propiedades físicas. Estas diferencias en el movimiento vertical del agua concuerda con otras observaciones que comparan sitios dominados por árboles o arbustos con sitios de pastizal (Greene 1992, Deuchards et al. 1999, Devitt y Smith 2002, Eldridge y Freudenberger 2005) y podrían ser el resultado de una mayor densidad radical (Jackson et al. 1996), actividad mesofáunica (Munzbergova y Ward 2002) y/o mayores contenidos de materia orgánica y broza (Grieve 1980) de los sitios forestados, los cuales actúan mejorando la porosidad y la capacidad de transporte de agua de los suelos. El lavado de sales solubles que comúnmente sigue al establecimiento de árboles en los suelos sódicos de la región del mar Caspio y de India (Sizemskaya y Romanenkov 1992, Mishra y Sharma 2003) podrían también ser explicado por los mecanismos observados en la Gran Llanura Húngara.

Si bien la conversión de pastizales en forestaciones claramente promovió la remoción de sales de las capas superficiales del suelo, lo opuesto tuvo lugar a mayor profundidad, donde se dio una acumulación de sales en la zona vadosa y acuífero (Fig. 4.4). La acumulación neta de sales que se dio en las forestaciones fue probablemente ocasionada por el reestablecimiento del régimen de descarga freática que había sido interrumpido ~150 años atrás por las operaciones artificiales de drenaje. Sin embargo, existen ciertas diferencias entre el proceso de salinización original y este nuevo proceso desencadenado por los árboles. Mientras que la salinización en los pastizales nativos tuvo lugar en las capas superficiales del suelo y acompañado de alcalinización (Schofield et al. 2001 y Fig 4.4), el nuevo proceso de salinización mediado por los árboles tuvo lugar a mayor profundidad, en la zona de ascenso capilar, y no estuvo acompañado de alcalinización (valores similares de pH y ausencia de ganancia neta de sodio, Fig. 4.4). Además, los árboles llevaron a un proceso de salinización más intenso, en comparación con los pastizales originales, como lo sugiere el pico más agudo de cloruros que ellos generaron (Fig. 4.4). Estos contrastes probablemente resultan de la mayor capacidad evaporativa de los conopeos arbóreos comparados con pastizales (Capítulo 2), como consecuencia de su mayor conductancia aerodinámica (Kelliher et al. 1993, Calder 1998).

Cambios de vegetación, interactuando con las intervenciones hidrológicas, produjeron modificaciones profundas en la hidrología regional de la Gran Llanura Húngara que se trasladaron en nuevos y contrastantes patrones de distribución y acumulación de sales. Previo a las regulaciones hidrológicas, la pobre red de drenaje de la región determinaba la presencia de una napa freática superficial en la mayor parte del paisaje. Esto favorecía un régimen de descarga en el cual, la transpiración juntamente con la evaporación de suelo y de charcos balanceaba los ingresos por precipitación, conduciendo a una acumulación superficial de sales (Schofield et al. 2001, Fig. 4.8, panel a). Con el proceso de regulación hídrica, la red de drenaje regional fue mejorada significativamente y descendió la napa freática, desacoplándola del ecosistema superficial (Szabolcs 1979, Fig. 8 panel b). Si bien la descarga de agua subterránea fue interrumpida, y como consecuencia, se detuvo el proceso de acumulación de sales, las mismas permanecieron sin ser lavadas a causa de las pobres condiciones del suelo. Luego del establecimiento de los árboles, el movimiento vertical de agua mejoró notoriamente (Fig. 4.8 panel c) y como consecuencia, las sales superficiales del suelo fueron lavadas y la formación de charcos y el flujo de agua superficial fueron eliminados. Sin embargo, a mayor profundidad, las raíces de los árboles, mediante el consumo de agua subterránea, descendieron la napa freática generando flujos Darcianos desde los pastizales circundantes que suministraron agua y sales a la forestación. De esta manera se reestableció un nuevo régimen de descarga evaporativa de agua subterránea, en el cual la transpiración (contrariamente a la evaporación de suelo y charcos) es el componente más importante, y se dio lugar a que se inicie un nuevo proceso de acumulación de sales.

El establecimiento de árboles en ecosistemas de pastizal, tanto mediados por el hombre como en forma natural, está teniendo lugar en todo el mundo a tasas crecientes (Rudel y Ropel 1996, Geary 2001, Jackson et al. 2002) y puede intensificarse en el futuro cercano motivado por un posible mercado de bonos de carbono (Wright et al. 2000). Consecuencias benéficas y problemáticas pueden resultar de este cambio en el tipo de vegetación. En este capítulo se ha mostrado que los árboles, al modificar las propiedades físicas del suelo, pueden mejorar la infiltración de agua y ayudar a recuperar suelos con problemas de salinidad. Al mismo tiempo, forestaciones en gran escala pueden conducir a un significativo descenso de los niveles freáticos, lo cual puede ser benéfico en aquellos lugares en los que la superficialidad del agua freática restringe la producción agrícola (e.g. Argentina Taboada y Lavado 1988, Australia Barret-Lennard 2002), pero contraproducente si el mayor uso de agua de los árboles (Capítulo 2 y 3) se traslada en menores rendimientos hídricos (Farley et al. 2005) y una menor renovación del agua subterránea (Jobbágy y Jackson 2004), poniendo eventualmente en peligro otros usos del agua. Además, el uso de agua subterránea por los árboles podría aumentar su productividad, pero al mismo tiempo, conducir a una rápida salinización secundaria de zonas vadasas y acuíferos comprometiendo la sustentabilidad de la actividad forestal en el largo plazo, si bien los controles y escalas de tiempo involucradas en estos procesos permanecen relativamente inciertos.

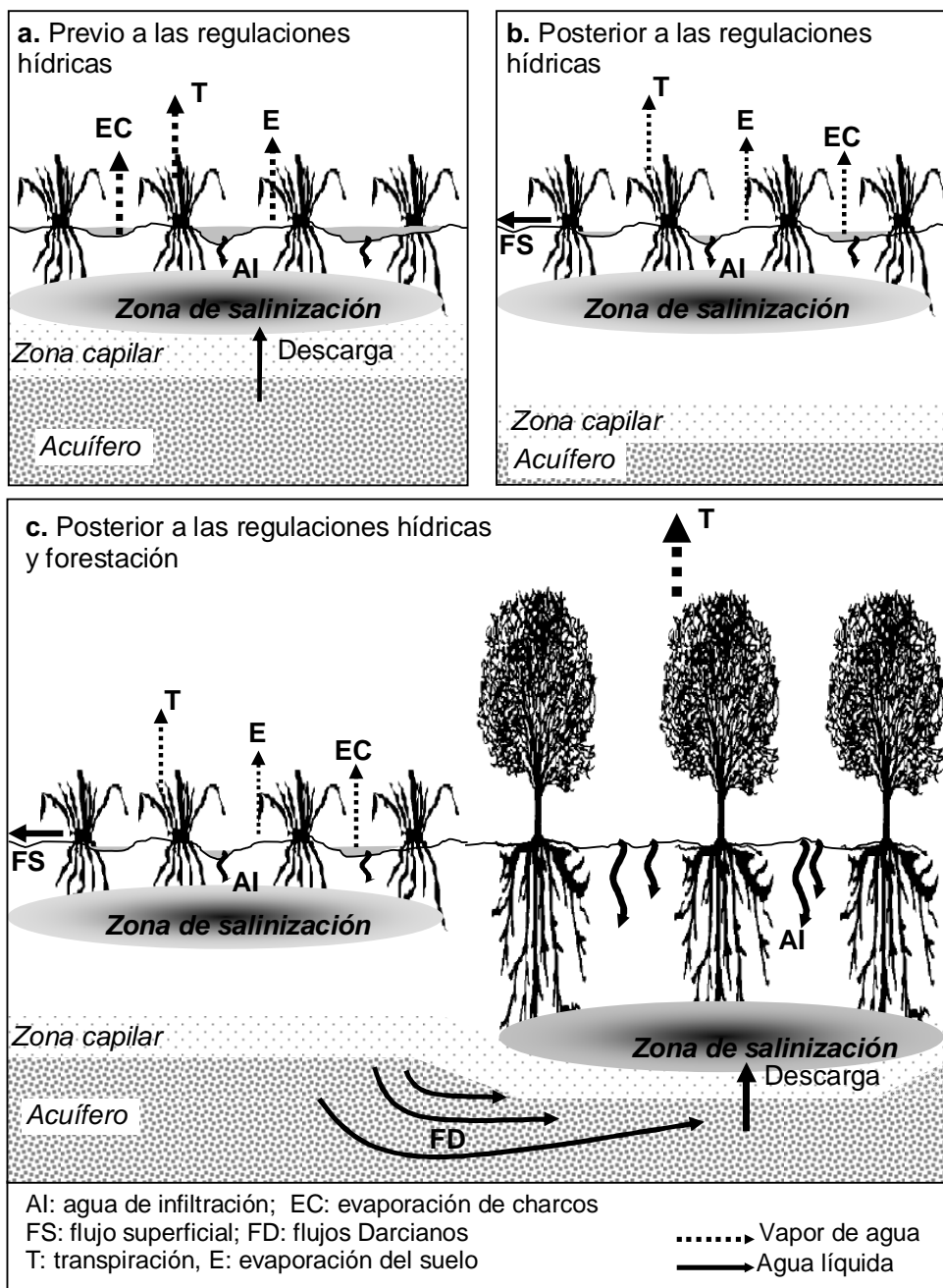


Figura 4.8. Mecanismos hipotéticos que originan los patrones de salinización observados en los pastizales y forestaciones de la Gran Llanura Húngara. Previo a las regulaciones hídricas la napa freática estaba lo suficientemente superficial como para favorecer un régimen de descarga sostenido por transpiración y evaporación de suelo y charcos, ocasionando acumulación de sales en las capas superficiales del suelo (Panel a). Luego de las regulaciones hídricas, la napa freática desciende y se interrumpe el régimen de descarga, pero las sales permanecen a causa de las pobres propiedades físicas del suelo que evitan su lavado (Panel b). Con las forestaciones las sales fueron lavadas de las capas edáficas superficiales pero se reestableció el régimen de descarga que condujo a una acumulación de sales más fuerte y profunda (Panel c).

Más allá de probar que los cambios de vegetación pueden tener un efecto importante en la dinámica del agua con consecuencias que se trasladan a los patrones de acumulación y distribución de sales, este capítulo demuestra la importancia de enfocar todo el continuo ecosistema-zona vadosa-acuífero a fin de comprender los procesos de salinización que operan a distintas escalas espaciales y temporales. Es interesante notar que si se hubiera enfocado solo el ecosistema superficial (hasta 1 m de profundidad del perfil edáfico), como sucede en la mayoría de los estudios en ecología, se habría concluido que forestar favorece la desalinización del ecosistema, lo cual está lejos de la situación real. Por otro lado, herramientas comúnmente utilizadas en estudios hidrológicos, tales como los balances de sales o análisis de fluctuaciones freáticas, pueden suplementar las técnicas ecológicas, permitiendo alcanzar un mejor entendimiento de los procesos ecosistémicos. Una perspectiva eco-hidrológica más amplia que considere explícitamente la influencia de la vegetación en la hidrología subterránea será necesaria a fin de anticipar las consecuencias de los cambios en el uso del suelo sobre los recursos hídricos y edáficos.

## Capítulo 5

**Patrones y controles de la salinización asociada al establecimiento de árboles en un gradiente de lluvias <sup>(\*)</sup>**

---

\* Este capítulo esta basado en el artículo: **Nosetto, M.**, E. Jobbágy, T. Tóth and R. Jackson. 2008. Regional patterns and controls of ecosystem salinization with grassland afforestation along a rainfall gradient. doi:10.1029/2007GB003000. Global Biogeochemical Cycles.

## 5.1. Introducción

Como se demuestra en los capítulos previos, la vegetación terrestre es un control principal del ciclo hidrológico con la capacidad de modificar los recursos hídricos, la productividad del ecosistema y la salinidad de la zona vadosa y acuíferos desde la escala de parcela a la de paisaje. Los efectos de la vegetación sobre los flujos de agua, y sus solutos asociados, a lo largo del continuo ecosistema-zona vadosa-acuífero pueden modificar la dirección e intensidad del intercambio de sales entre el ecosistema y el agua subterránea (Cap. 4, Schofield et al. 2001). Como resultados de estas influencias sobre los flujos de agua, los cambios de vegetación que alteran fuertemente la evapotranspiración, tales como conversiones entre vegetación herbácea y leñosa (Cap. 2, Zhang et al. 2001) pueden dejar una importante impronta en los patrones de acumulación y distribución de sales con potenciales procesos de retroalimentación en el funcionamiento del ecosistema. En este capítulo se caracteriza el patrón regional de salinización que acompaña el establecimiento de forestaciones sobre pastizales nativos y su relación con el consumo de agua freática, profundizando sobre los controles biofísicos de este proceso a lo largo de un amplio gradiente climático en el sur de Sudamérica.

En base al mayor uso de agua realizado por los árboles respecto a la vegetación herbácea (Cap. 2), la forestación ha sido propuesta como una opción de manejo plausible de ser utilizada con el objetivo de promover el descenso de la napa freática en aquellas regiones con napas superficiales (Schofield 1992). Si bien el establecimiento de árboles puede aumentar la productividad primaria y proveer un benéfico “bio-drenaje” en áreas donde napas salinas superficiales restringen la producción agrícola, el continuo uso de agua subterránea por los árboles puede introducir una retroalimentación negativa de largo plazo sobre el crecimiento de los árboles. La misma está asociada a la acumulación de sales resultante de la exclusión de las mismas durante la absorción de agua por las raíces (Heuperman 1999, Jobbágy y Jackson 2004, Jobbágy y Jackson 2007). El proceso de salinización de suelos y agua subterránea descrito en el capítulo previo ha sido informado en diversas regiones del mundo, bajo distintas especies de árboles (deciduos y siempreverdes, coníferas y latifoliados) y en un amplio rango de climas (George et al. 1999, Heuperman 1999, Sapanov 2000, Vertessy et al. 2000, Jobbágy y Jackson 2004). Sin embargo, los controles de este proceso de salinización y el contexto en el cual es probable que ocurra permanecen pobremente estudiados. Una mayor comprensión es altamente necesaria para un mejor planeamiento de la actividad forestal, principalmente si se considera que el establecimiento de forestaciones es probable que continúe su expansión en Sudamérica y en otras regiones, parcialmente motivado por el rol de las forestaciones como sumideros de carbono (Wright et al. 2000, Noretto et al. 2006).

### 5.1.1 El contexto de la salinización: mecanismos y predicciones

Aquí se propone un sistema jerárquico de factores climáticos, hidrogeológicos y biológicos que ayudan a predecir los desencadenantes y la intensidad de acumulación de sales en pastizales forestados (Fig. 5.1). En base a esta jerarquía se identifican los mecanismos de salinización de suelos y agua y se pueden anticipar patrones a los niveles de parcela, paisaje y región que

pueden ser evaluados en el campo. Este esquema puede ser aplicado a otros cambios de vegetación que afectan las tasas de evapotranspiración.

A la escala regional, el balance hídrico climático (precipitación - evapotranspiración potencial) emerge como un factor de primer orden definiendo las posibilidades de salinización (Fig. 5.1). Si este balance es positivo, contribuciones ocasionales del agua subterránea a la evapotranspiración (descarga) serán contrarrestadas por los aportes de precipitación al agua subterránea (recarga). En este caso, un flujo neto descendente de agua implica que la salinización es improbable que ocurra, a pesar de que un uso transitorio de agua freática y acumulación de sales pueda ocurrir durante períodos de sequía. Por otro lado, si el balance hídrico es negativo y el agua subterránea tiene el potencial para compensar este déficit, su contribución puede exceder la recarga, causando un flujo neto ascendente de agua con sus solutos acompañantes. La salinización sucederá a tasas más rápidas cuando el balance hídrico sea más negativo y el agua subterránea más salada (Schofield et al. 2001).

Factores hidrogeológicos también afectan la salinización desde la escala de paisaje a la regional (Fig. 5.1). El clima interactúa con la litología y la geomorfología determinando la presencia y profundidad de las napas freáticas y sus sales acompañantes. En paisajes montañosos con lechos de rocas es menos probable el acceso al agua subterránea de manera extendida en comparación con planicies sedimentarias. La litología, a través de su influencia en la conductividad hidráulica de los sedimentos, dicta las tasas máximas a las cuales el agua subterránea puede fluir hacia las plantas. Mientras que los sedimentos arcillosos pueden suministrar agua subterránea a tasas que son ordenes de magnitud menores que la demanda de la vegetación, incluso con gradientes piezométricos de varios metros, los sedimentos arenosos pueden corresponder esta demanda con pequeñas depresiones freáticas (Sapanov 2000, Jobbágy y Jackson 2004). Por lo tanto, la litología y la geomorfología actúan como filtros sobre el clima, restringiendo la extensión del proceso de salinización a áreas donde el agua subterránea está accesible y puede ser utilizada a tasas significativas por las plantas.

Factores biológicos, en interacción con los factores de mayor escala mencionados anteriormente, dictan la intensidad de la salinización y su ubicación en el paisaje al influenciar las tasas de evapotranspiración y la tolerancia a la salinidad (Fig. 5.1). Cuando coberturas vegetales con baja capacidad para evapotranspirar, tales como los pastizales, son reemplazadas por coberturas con alto potencial de pérdida de agua, como las forestaciones, el balance hídrico real puede cambiar de positivo a negativo, abriendo la posibilidad para que ocurra descarga freática neta y acumulación de sales. La vegetación también define los máximos valores de salinidad que pueden ser alcanzados donde ocurre descarga neta de agua subterránea. La combinación de absorción de agua subterránea y exclusión de sales por las raíces puede aumentar la salinidad del agua subterránea hasta niveles que impidan la absorción de agua freática (Morris y Collopy 1999). Este umbral de salinidad dependerá de la habilidad de la especie para continuar absorbiendo agua subterránea a medida que su salinidad se incrementa y puede implicar diferentes niveles de salinidad máxima, dependiendo de la tolerancia a la salinidad de la especie involucrada. Una vez que el umbral de salinidad es alcanzado, el uso de agua freática ulterior es mínimo para los árboles de esa especie.



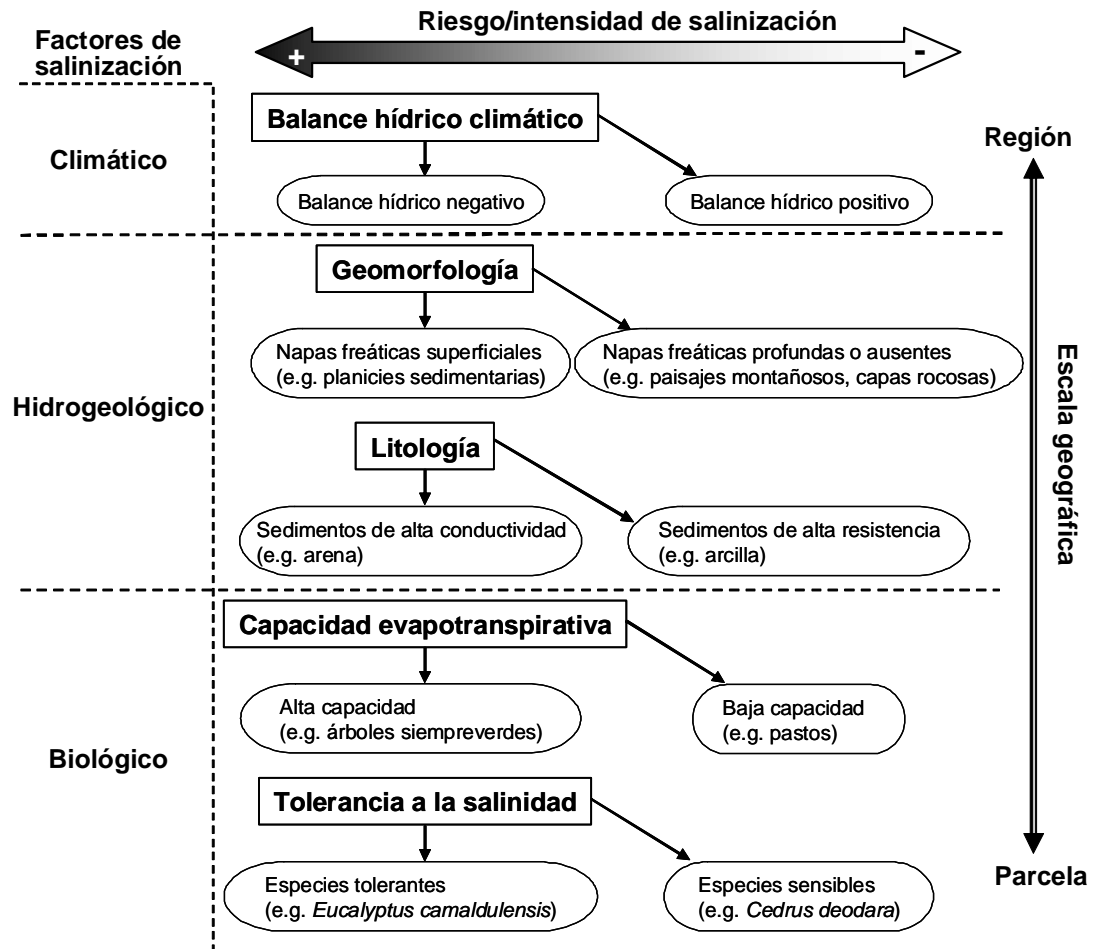


Figura 5.1. Modelo jerárquico para predecir la salinización luego de cambios de vegetación. El balance hídrico climático define la posibilidad de salinización a la escala regional. Cuando la lluvia no es suficiente para abastecer las necesidades de la vegetación y el agua subterránea tiene el potencial para suplir este déficit, la salinización puede acontecer. Factores hidrológicos (geomorfología y litología) afectan la salinización a las escalas de paisaje y región, restringiendo la salinización a aquellas áreas donde el agua subterránea está disponible y puede ser utilizada a tasas significativas por las plantas. Factores biológicos dictan la intensidad de la salinización a la escala de parcela a través de la regulación de las tasas de evapotranspiración y umbrales de tolerancia a la salinidad.

En este capítulo se caracteriza el proceso de salinización que acompaña el establecimiento de forestaciones en los Pastizales del Río de la Plata y se utiliza este sistema para evaluar el esquema propuesto anteriormente. Dado que los factores hidrológicos fueron testeados en un trabajo previo (Jobbágy y Jackson 2004), este análisis enfoca los controles climáticos y biológicos de la salinización. La región de los Pastizales del Río de la Plata ofrece un escenario ideal para poner a prueba este modelo, ya que la misma expande un extenso gradiente climático y ofrece vastas áreas con napas freáticas superficiales y sedimentos altamente conductivos, garantizando el acceso al agua subterránea y su provisión a la vegetación (Tricart 1973, Soriano et al. 1991, Zarate 2003). En base al modelo teórico delineado previamente se derivan las siguientes

predicciones: 1) A medida que el balance hídrico se hace más negativo, la salinidad del suelo de las forestaciones muestra valores crecientes comparados con los pastizales adyacentes. En zonas húmedas, la salinización será impedida por un balance hídrico positivo que no puede ser revertido por los árboles, pero debajo de un cierto umbral de balance hídrico las forestaciones serán capaces de revertir el balance y conducir a la salinización. 2) Las especies arbóreas ejercen una fuerte influencia sobre los niveles de salinidad del agua subterránea a través de sus respectivas tolerancias a la salinidad. Bajo condiciones homogéneas, especies con mayor tolerancia a la salinidad conducirán a mayores niveles de salinización que especies menos tolerantes a la salinidad.

Estas predicciones son puestas a prueba en 32 sitios que expanden un gradiente de  $\sim 550 \text{ mm año}^{-1}$  de balance hídrico. La influencia del clima en la salinización fue explorada en pares adyacentes de pastizal-forestación de eucalipto y el efecto de la especie arbórea fue evaluado en diez parcelas experimentales contiguas en uno de los sitios estudiados. Estas mediciones fueron complementadas por un estimador de los flujos de carbono y agua en pastizales y forestaciones basado en un índice de vegetación derivado satelitalmente.

## 5.2 Metodología y herramientas

### 5.2.1 La región

Los Pastizales del Río de la Plata en Argentina y Uruguay se extienden entre las latitudes  $28,3^\circ \text{ S}$  y  $39,08^\circ \text{ S}$  y longitudes  $56,03^\circ \text{ O}$  y  $64,8^\circ \text{ O}$  (Fig. 5.2) y presentan elevaciones menores a 300 msnm en la mayor parte del área (Soriano et al. 1991). El clima es templado con temperaturas medias anuales que varían entre  $15$  y  $21^\circ \text{ C}$ . La precipitación varía desde  $\sim 600 \text{ mm año}^{-1}$  en el SO a  $1600 \text{ mm año}^{-1}$  en el NE y la evapotranspiración potencial desde  $600 \text{ mm año}^{-1}$  a  $1000 \text{ mm año}^{-1}$  (New et al. 2002), definiendo climas de tipo húmedo y subhúmedo seco (Burgos y Vidal 1951). La mayor parte de la región es una planicie vasta y continua con áreas totalmente planas, aunque pueden encontrarse afloramientos rocosos y sierras en forma aislada (Soriano et al. 1991). Los suelos, desarrollados a partir de sedimentos loésicos, son principalmente Molisoles y están asociados con Alfisoles y Vertisoles hacia el este y con Entisoles hacia el oeste. Actualmente, la mayor parte de este territorio, originalmente carente de árboles, está dominado por una combinación de pastizales nativos, pasturas y cultivos anuales. Sin embargo, forestaciones de distintas especies exóticas (eucaliptos, pinos, álamos, entre otros), establecidas originalmente con objetivos de sombra, protección contra el viento y ornamental, están presentes en la región. Al presente, las forestaciones con propósitos comerciales están aumentando rápidamente y es esperable que continúen su expansión en las próximas décadas (Wright et al. 2000).

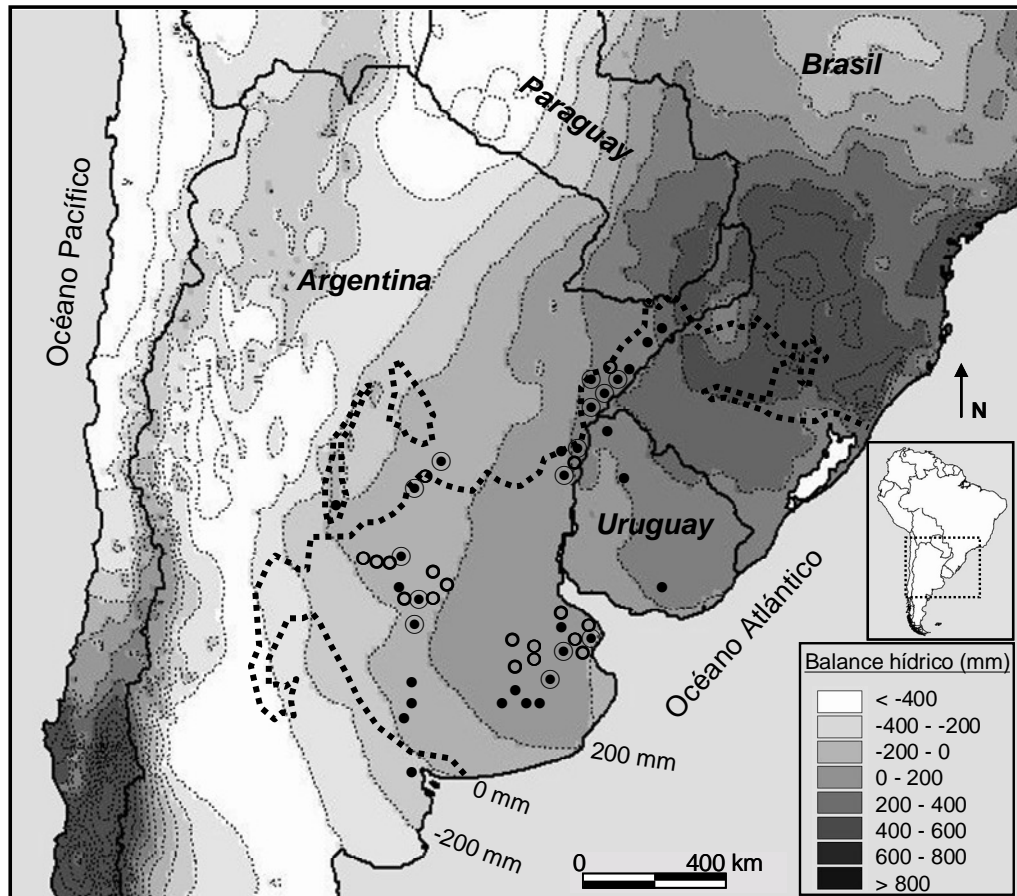


Figura 5.2. Región de estudio mostrando los sitios donde se realizó el análisis de salinidad (círculos) y satelital (puntos). Se muestra también el balance hídrico climático ( $\text{mm año}^{-1}$ ), calculado como precipitación media anual – evapotranspiración potencial de Thornthwaite. La línea de puntos delimita el área original de los Pastizales del Río de la Plata.

### 5.2.2 Sitios de estudio y trabajo de campo

Para estudiar el efecto del clima sobre la salinización se evaluó la salinidad del suelo en 32 sitios con parcelas adyacentes de forestaciones de *Eucalyptus camaldulensis* y pastizales en un gradiente de  $\sim 720 \text{ mm año}^{-1}$  ( $770 - 1490 \text{ mm año}^{-1}$ ) de lluvia anual y  $\sim 550 \text{ mm año}^{-1}$  ( $25 - 575 \text{ mm año}^{-1}$ ) de balance hídrico climático (Fig. 5.2). Las forestaciones tenían un tamaño mayor a 0,5 ha y nunca fueron fertilizadas ni irrigadas. Ambas parcelas de cada par estuvieron localizadas en la misma posición topográfica y compartían el mismo tipo de suelo, confirmado por observaciones directas en el campo. Las parcelas de pastizal nunca fueron fertilizadas ni irrigadas, pero eran típicamente pastoreadas. Para remover los posibles efectos de la edad de la forestación durante su período de establecimiento (Cap. 2), se seleccionaron forestaciones con edades superiores a los 15 años. Todos los sitios presentaban napas freáticas superficiales ( $< 2,5 \text{ m}$  de profundidad) y sedimentos de textura media, ambos confirmados por observaciones de campo, lo cual representa la situación más común para la región.

La salinidad del suelo fue evaluada mediante la técnica de inducción electromagnética y se utilizó el mismo instrumento descrito en el capítulo anterior. En cada parcela se realizaron entre 10 y 20 determinaciones distribuidas a lo largo de un transecta de 20 a 40 m de largo. Las transectas estuvieron localizadas a ~40 metros del límite forestación-pastizal. En doce parcelas de calibración se muestreó el suelo mineral a intervalos de 0-10, 10-20, 20-30, 30-50, 50-100, 100-150 cm para análisis de conductividad eléctrica. Se obtuvo una correlación satisfactoria entre las mediciones electromagnéticas y las determinaciones de conductividad de suelo realizadas en extractos con relación suelo-agua 1:2 ( $r^2=0,91$ ,  $p<0,01$ ).

A fin de aislar la influencia de la especie arbórea sobre la salinización del agua subterránea, también se compararon diez forestaciones de distintas especies dentro de una estación experimental (Estación Forestal y Vivero Francisco P. Moreno, Buenos Aires, Argentina). Las parcelas tenían entre 0,5 y 4 ha de tamaño y estaban localizadas a menos de 1000 m unas de otras en un paisaje homogéneo con suelos molisoles de textura media, napa freática superficial (~2,5 m de profundidad) y clima subhúmedo (780 mm año<sup>-1</sup> de precipitación y 60 mm año<sup>-1</sup> de balance hídrico). Las especies arbóreas seleccionadas para este estudio expandieron un amplio rango de tolerancia a la salinidad (5 – 35 dS m<sup>-1</sup>, Tabla 5.1) e incluyeron latifoliadas siempreverdes (*Eucalyptus camaldulensis*, *E. cinerea* y *E. melliodora*), latifoliadas deciduas (*Quercus robur*, *Maclura pomifera* y *Populus deltoides*), coníferas (*Pinus radiata*, *Cedrus deodara* y *Cupressus sempervirens*) y una especie no conífera con hojas escamiformes (*Casuarina cunninghamiana*). La edad de estas forestaciones varió entre 40 y 54 años y su área basal entre 40 y 66 m<sup>2</sup> ha<sup>-1</sup>. Nunca fueron fertilizadas ni irrigadas y nunca fueron sometidas a actividades de poda o raleo. Mientras que el sotobosque estaba prácticamente ausente bajo las especies de coníferas y latifoliadas siempreverdes, las especies latifoliadas deciduas albergaban un sotobosque ralo dominado por *Ligustrum lucidum*. Las especies herbáceas estaban generalmente ausentes en el sotobosque. La salinización se evaluó muestreando el agua subterránea para análisis de salinidad, cloruros y sodio. Los pozos, ubicados ~40 m hacia el interior de la forestación, fueron realizados con un barreno manual (10 cm diámetro). La conductividad eléctrica fue medida con un conductímetro con corrección automática por temperatura (Orion Model 115, Orion Research, Inc., MA, USA). Las concentraciones de sodio y cloruros fueron determinadas utilizando electrodos de ión selectivo (Talibudeen 1991, Frankenberger et al. 1996).

### 5.2.3 Análisis de índices de vegetación

También se evaluó la influencia del tipo de vegetación (forestación vs. pastizal) y acceso al agua subterránea utilizando información satelital. Para esto, se analizó el índice EVI (del inglés Enhanced Vegetation Index) del satélite MODIS, un indicador de la productividad primaria (Xiao et al. 2005) y consecuentemente de uso de agua (Monteith 1988), en 32 pares de pastizales naturales y forestaciones de eucaliptos. Estos sitios se distribuyeron a lo largo de un gradiente de ~1000 mm año<sup>-1</sup> (580 – 1600 mm año<sup>-1</sup>) de lluvia anual y ~800 mm año<sup>-1</sup> (-95 – 713 mm año<sup>-1</sup>) de balance hídrico climático (Fig. 5.2). Catorce de estos sitios coincidieron con aquellos utilizados en el análisis previo sobre salinización. Se incluyeron seis nuevos sitios localizados en áreas con lechos rocosos a ~2-3 m debajo de la superficie previniendo de esta manera el acceso

al agua freática y doce que estuvieron localizados en zonas planas con napas freáticas superficiales, confirmado por mapas topográficos y observaciones de campo. En dos casos no se encontraron parcelas de pastizal apropiadas, por lo tanto se utilizaron pasturas cultivadas para la comparación.

Comparado con el NDVI (del inglés Normalized Differences Vegetation Index), el índice de vegetación más comúnmente utilizado, el EVI fue desarrollado para optimizar la señal de la vegetación, aumentando la sensibilidad en regiones con altos niveles de biomasa y reduciendo la influencia de la atmósfera (Huete et al. 2002). En bosques con alta biomasa el NDVI tiende a saturar mientras que el EVI permanece sensible a variaciones en el canopy (Huete et al. 2002). El EVI combina información espectral de las bandas del rojo, azul e infrarrojo cercano (Huete et al. 1994, Huete et al. 2002). El análisis involucró el período 2000-2005. Se utilizó el producto MOD13Q1 el cual se deriva del producto de reflectancia superficial (serie MOD09), con correcciones de dispersión molecular, absorción de ozono y aerosoles (Vermote et al. 2002). Representa un compuesto de 16 días con una resolución espacial de 250 m. El algoritmo MODIS aplica un filtro a los datos en base a la calidad, nubosidad y ángulo de observación y solo aquellos datos filtrados con alta calidad y libres de nubes son retenidos para elaborar el compuesto (Huete et al. 2002).

#### 5.2.4 Análisis de datos

Para evaluar el control climático sobre la salinización asociada al consumo de agua freática se exploró la relación entre la salinidad del suelo y el balance hídrico climático (BH), calculado como la diferencia entre la precipitación media anual y la evapotranspiración potencial según Thornthwaite (Thornthwaite y Mather 1957). Los datos climáticos fueron obtenidos de la base de datos CRU CL 2.0 (1961-1990) elaborada por la Unidad de Investigación Climática del Reino Unido con una resolución espacial de 10 minutos (New et al. 2002). Se relacionó la salinización del suelo con el BH mediante modelos de regresión lineal y se compararon con modelos umbral [ $y=(a+b*x)*(x\leq c)+(a+b*c)*(x>c)$ ], utilizando el Criterio de Información de Akaike (Akaike 1974). Donde  $y$  y  $x$  representan la salinidad del suelo y el BH, respectivamente y  $a$ ,  $b$ , y  $c$  describen la intercepción, la pendiente y el punto de inflexión de la curva, respectivamente. Los términos  $x\leq c$  y  $x>c$  enuncian condiciones que, si se confirma, el termino devuelve 1, o 0 si no se cumple la condición.

El control de la especie arbórea sobre la salinización fue evaluado explorando la asociación entre la salinidad medida del agua subterránea y el máximo valor de salinidad tolerado por la especie, de acuerdo a una revisión bibliográfica realizada (Tabla 5.1). Cuando estos valores fueron obtenidos a partir de extractos de suelo, fueron convertidos a valores equivalentes de salinidad del agua subterránea según Tanji y Kielen (2003). También se agruparon las especies arbóreas como eucaliptos, coníferas y deciduas y sus salinidades asociadas se compararon utilizando ANOVA de una vía.

Los efectos del acceso al agua freática y tipo de vegetación sobre el EVI se exploraron pareando sitios cercanos con y sin acceso al agua subterránea y utilizando un ANOVA de dos vías. Se analizó la relación espacial entre la media anual del EVI para el período 2000-2005 y el balance hídrico climático. En un sitio (Tandil) se calcularon los valores medios mensuales de EVI y se evaluó su

asociación temporal con registros mensuales de precipitación (2000-2005) considerando distintos períodos de integración (1 a 12 meses).

Tabla 5.1. Lista de especies arbóreas incluidas en el análisis y sus respectivos valores de tolerancia a la salinidad derivados de un análisis de la literatura.

Especie arbórea	Máxima salinidad reportada (dS m <sup>-1</sup> )	Referencia
<i>Eucalyptus camaldulensis</i>	35	House et al. (1998)
<i>Eucalyptus melliodora</i>	33,6	House et al. (1998)
<i>Eucalyptus cinerea</i>	15	Taws (2003)
<i>Pinus radiata</i>	18,9	Stirzaker et al. (2002)
<i>Cedrus deodara</i>	5,8	Wu et al. (2001)
<i>Cupressus sempervirens</i>	17,7	Benito et al. (2005)
<i>Casuarina cunninghamiana</i>	25,7	House et al. (1998)
<i>Quercus robur</i>	18,9	Spennemann y Marcar (1999)
<i>Populus deltoides</i>	10	Stirzaker (2002)
<i>Maclura pomifera</i>	10	Swift (1997)

Los valores obtenidos de extractos de suelo fueron transformados a valores equivalentes de salinidad del agua subterránea de acuerdo a Tanji y Kielen (2003).

### 5.3 Resultados

#### 5.3.1 Patrones y controles de la salinización

Como se predijo inicialmente, los suelos fueron crecientemente salinos en las forestaciones en comparación con los pastizales nativos y fueron fuertemente influenciados por el balance hídrico climático. La conductividad eléctrica de los suelos (0-150 cm de profundidad) de las forestaciones casi duplicó la de los pastizales (1,84 vs. 0,96 dS m<sup>-1</sup>,  $p < 0,0001$ ,  $n = 32$ , Fig. 5.3A). La salinidad del suelo disminuyó linealmente con el balance hídrico climático en ambos tipos de vegetación ( $y = 3,36 - 0,0059 * BH$ ,  $r^2 = 0,82$ ,  $p < 0,0001$ ;  $y = 1,34 - 0,0018 * BH$ ,  $r^2 = 0,4$ ,  $p < 0,001$ , en forestaciones y pastizales, respectivamente,  $n = 32$ ). Sin embargo, la pendiente de la relación fue significativamente mayor en las forestaciones ( $p < 0,0001$ ). El mismo análisis utilizando a la precipitación como variable explicativa mostró una relación similar pero menor ajuste ( $r^2 = 0,71$  y  $0,38$  para forestaciones y pastizales, respectivamente).

Como era de esperar en base al modelo teórico planteado, se observaron distintas tasas de salinización por parte de las forestaciones a lo largo del gradiente de balance hídrico climático. El establecimiento de árboles ocasionó una substancial salinización edáfica donde el balance hídrico climático fue menor a  $\sim 350$  mm año<sup>-1</sup> y la intensidad de la salinización (diferencia de salinidad entre la forestación y el pastizal vecino) aumentó hacia el extremo más árido del gradiente climático (Fig. 5.3b). Por debajo de este umbral de balance hídrico, la salinidad del suelo de las forestaciones duplicó a la de los pastizales (2,34 vs. 1,14 dS m<sup>-1</sup>,  $p < 0,0001$ ,  $n = 24$ ), mientras que no se observaron diferencias por

encima de este umbral (0,34 vs. 0,39  $\text{dS m}^{-1}$ ,  $p > 0,10$ ,  $n=8$ ). Al utilizar un modelo estadístico umbral, el balance hídrico climático explicó el 64% de la variabilidad de la salinización en el gradiente climático, aunque el ajuste fue similar al modelo lineal, el cual explicó el 63% de la variabilidad (relación de probabilidades entre los modelos lineal y umbral = 2,2, Criterio de Información de Akaike).

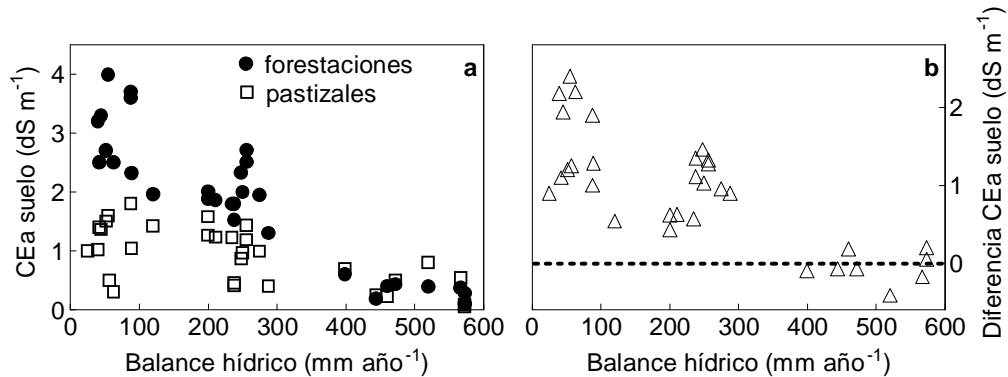


Figura 5.3. Patrones de salinidad edáfica en forestaciones y pastizales a lo largo del gradiente climático regional. Se muestra la asociación entre la conductividad eléctrica aparente del suelo en pastizales y forestaciones (a) como así también la diferencia entre ambos tipos de vegetación (b) con el balance hídrico climático. La conductividad eléctrica aparente del suelo (CEa) fue determinada utilizando un instrumento de inducción electromagnética con una profundidad de integración de  $\sim 1,5$  m ( $n=10-20$  por parcela). El balance hídrico climático fue calculado como la diferencia entre la precipitación media anual y la evapotranspiración potencial de Thornthwaite.

Las diferentes especies forestales afectaron fuertemente la salinidad del agua subterránea, lo cual da sustento a la segunda predicción (Tabla 5.2). A pesar de que las parcelas forestadas tenían similar edad, área basal y régimen de manejo, la conductividad eléctrica del agua subterránea varió más de un orden de magnitud entre las distintas especies (desde 2,15 a 27,1  $\text{dS m}^{-1}$ , para *M. pomifera* y *E. camaldulensis*, respectivamente) y mostró una asociación significativa con los niveles de tolerancia a la salinidad de las mismas (Fig. 5.4A). Los eucaliptos desarrollaron una salinización más intensa que coníferas y árboles deciduos ( $p < 0,05$ , Fig. 5.4B). Las concentraciones de cloruros en el agua subterránea mostraron aún mayores diferencias entre las distintas especies y variaron desde 312 ppm en *M. pomifera* a 11.425 ppm en *E. camaldulensis* (Tabla 5.2). Similarmente, la concentración de sodio varió entre 299 ppm (*M. pomifera*) y 5710 ppm (*E. camaldulensis*). Es interesante notar, que aun la especie que mostró la salinización más débil (*M. pomifera*) aumentó la concentración de cloruros  $\sim 100x$  en comparación con un pastizal vecino (312 vs. 3,8 ppm, Tabla 5.2).

Tabla 5.2. Química del agua subterránea bajo diferentes especies arbóreas y una parcela de pastizal en América (35.5° S, 62.9° O, Prov. de Bs. As.).

Especie arbórea	CE dS m <sup>-1</sup>	Cloruros ppm	Sodio ppm
<i>Eucalyptus camaldulensis</i>	27,1	11.425	5710
<i>Eucalyptus melliodora</i>	25,6	9566	4098
<i>Eucalyptus cinerea</i>	15	5632	3225
<i>Pinus radiata</i>	6,2	2585	354
<i>Cedrus deodara</i>	5,4	2060	467
<i>Cupressus sempervirens</i>	6,4	2175	521
<i>Casuarina cunninghamiana</i>	14,9	5460	2219
<i>Quercus robur</i>	17,5	7299	850
<i>Populus deltoides</i>	4,2	1362	408
<i>Maclura pomifera</i>	2,15	312	299
pastizal	1,5	3,8	244

Las muestras fueron tomadas al nivel freático a partir de pozos ubicados a ~40 m hacia el interior de cada parcela. La conductividad eléctrica fue medida utilizando un conductímetro con corrección automática de temperatura y las concentraciones de sodio y cloruros utilizando electrodos de ión selectivo.

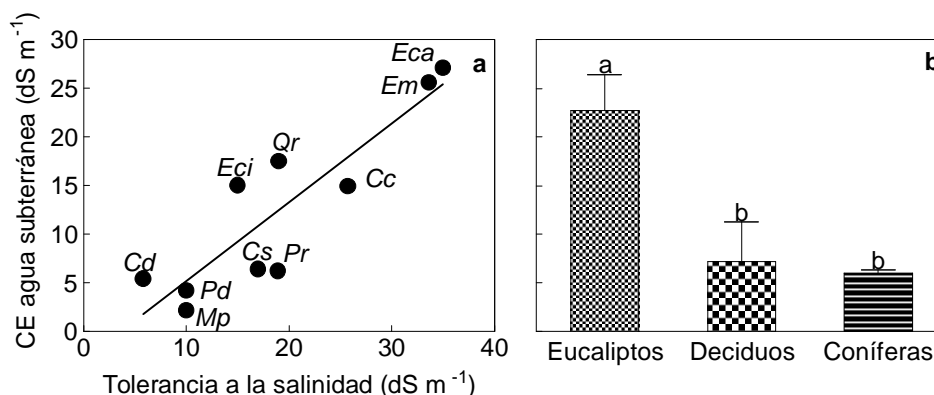


Figura 5.4. Patrones de salinidad del agua subterránea bajo parcelas con distintas especies forestales. Se muestra la relación entre la tolerancia a la salinidad y la conductividad eléctrica del agua subterránea de la especie (panel a,  $r^2=0,79$ ,  $p<0,001$ ,  $n=10$ ). Los valores fueron agrupados como eucaliptos ( $n=3$ ), deciduos ( $n=3$ ) y coníferas ( $n=3$ ) y comparados utilizando ANOVA de una vía seguido por la prueba de Tukey (letras muestran diferencias significativas a  $p<0,05$ ) (b). Las especies analizadas fueron: *Eucalyptus camaldulensis* (Eca), *E. melliodora* (Em), *E. cinerea* (Eci), *Quercus robur* (Qr), *Maclura pomifera* (Mp), *Populus deltoides* (Pd), *Pinus radiata* (Pr), *Cedrus deodara* (Cd), *Cupressus sempervirens* (Cs) y *Casuarina cunninghamiana* (Cc).



### 5.3.2 Patrones de la productividad primaria

Las forestaciones mostraron mayor productividad que los pastizales, como lo sugieren sus valores de EVI consistentemente superiores (Fig. 5.5A). En sitios con acceso al agua subterránea, el promedio anual del EVI de las forestaciones fue 29% mayor que el de los pastizales (0,45 vs. 0,35;  $p < 0,0001$ ,  $n=26$ ) y las diferencias se ampliaron hacia los extremos del gradiente climático (Fig. 5.5A). Cuando el agua subterránea no estaba disponible las diferencias declinaron y el EVI de las forestaciones superó al de los pastizales en un 13% (0,43 vs. 0,38;  $p < 0,05$ ,  $n=6$ ). Si bien el balance hídrico climático explicó una gran proporción de la variabilidad del EVI, los mejores modelos explicativos difirieron entre ambos tipos de vegetación. Mientras que en las forestaciones el EVI anual aumentó linealmente con el balance hídrico, en los pastizales, el EVI tendió a alcanzar una meseta y el uso de un modelo de saturación resultó en un mejor ajuste (relación de probabilidades entre los modelos de saturación y lineal = 27,5, Criterio de Información de Akaike).

Si bien los valores anuales de EVI no difirieron entre sitios con y sin disponibilidad de agua subterránea en ningún tipo de vegetación ( $p > 0,05$ ,  $n=6$ ), las diferencias emergieron cuando se separó entre sitios relativamente semiáridos ( $BH < 350 \text{ mm año}^{-1}$ ) y húmedos ( $BH > 350 \text{ mm año}^{-1}$ ). Las forestaciones con disponibilidad de agua subterránea tuvieron mayores valores de EVI que las forestaciones sin acceso al agua subterránea en los sitios semiáridos ( $p < 0,05$ ,  $n=3$ ), pero no en los sitios húmedos ( $p > 0,05$ ,  $n=3$ ). El análisis temporal en Tandil mostró que los cambios en los valores mensuales de EVI en forestaciones y pastizales estuvieron mejor explicados por la lluvia registrada en los 3-6 meses previos, observándose una mayor asociación en el sitio sin acceso al agua subterránea (Fig 5.5B).

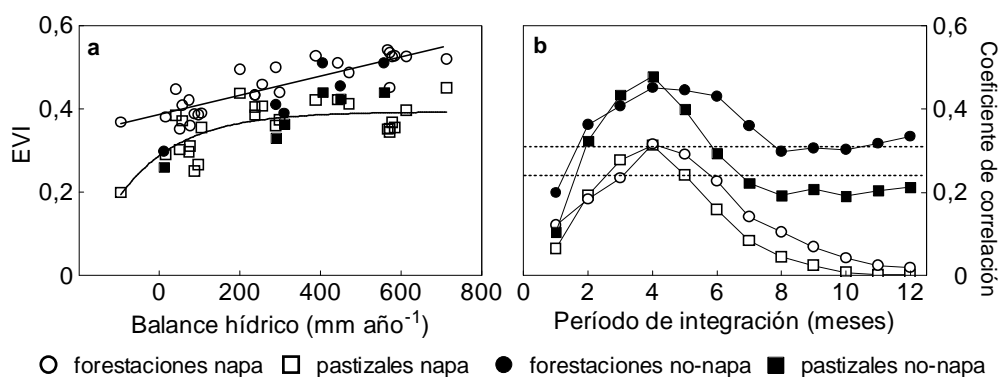


Figura 5.5. Relación espacial entre el balance hídrico y el índice EVI (a) y asociación temporal entre precipitación y valores de EVI en forestaciones y pastizales para distintos periodos de integración en el sitio Tandil (b). Los datos de EVI fueron extraídos y promediados de imágenes MODIS para los años 2000-2005. Modelos lineales y curvilíneos fueron ajustados en forestaciones ( $r^2=0,76$ ,  $n=26$ ) y pastizales ( $r^2=0,54$ ,  $n=26$ ) con acceso al agua subterránea. En el panel b se muestra el coeficiente de correlación de Spearman de los modelos lineales que relacionan los valores mensuales de EVI ( $n=70$ ) y la precipitación acumulada para distintos periodos de integración previo a la adquisición de la imagen. Los valores de correlación que corresponden a niveles de significancia de  $p=0,05$  y  $p=0,01$  están indicados con líneas horizontales.

## 5.4 Discusión

### 5.4.1 El contexto de la salinización en los pastizales del Río de la Plata

En base a los resultados de este análisis, se ha demostrado cómo a la escala regional el clima dicta el comienzo de un proceso de salinización en los pastizales forestados. Los solutos se acumulan cuando la lluvia es insuficiente para cubrir los requerimientos hídricos de la vegetación y el agua subterránea suple este déficit, actuando como una fuente neta de agua y sales hacia el ecosistema. El patrón que se observa en los pastizales forestados no mostró signos de salinización por encima de un balance hídrico climático de 350 mm año<sup>-1</sup>; pero debajo de este umbral, la salinización se incrementó linealmente (Fig. 5.3). Este patrón sugiere que alrededor de esta frontera climática los árboles estarían realmente alcanzando un balance hídrico nulo en donde cambian el régimen hidrológico de una situación de recarga a otra de descarga, desencadenando la salinización. En base a este análisis, la lluvia estaría equiparando la demanda evaporativa de las forestaciones de la región cuando se aproxima a ~1100 mm año<sup>-1</sup>, lo cual estaría en acuerdo con estimaciones independientes de evapotranspiración de ~1100-1200 mm año<sup>-1</sup> en plantaciones de eucaliptos con napas cercanas en la región (Cap. 2 y 3, Jobbágy y Jackson 2004). Estas observaciones apuntan hacia una limitación hídrica debajo de 350 mm año<sup>-1</sup> de balance hídrico la cual es parcialmente sorteada cuando el agua subterránea se encuentra disponible (Fig. 5.5A), pero con el costo inevitable de la salinización.

Los patrones de salinización del agua subterránea bajo parcelas de distintas especies arbóreas mostraron que la tolerancia a la salinidad es un factor biológico clave de la salinización a la escala de parcela, influyendo sobre los niveles de acumulación de sales en el sistema zona vadosa-acuífero (Fig. 5.4). Mediante el uso de agua freática y la exclusión de sales por las raíces, los árboles acumulan sales en la zona vadosa y agua subterránea (Morris y Collopy 1999, Jobbágy y Jackson 2007). Si no existe un mecanismo que ayude a remover estas sales, su concentración puede elevarse hasta niveles que restringen el uso de agua subterránea por los árboles (Thorburn et al. 1995). La relación observada, mostrando que el agua subterránea estaba más salada bajo especies que son más tolerantes a la salinidad que bajo especies más sensibles (Fig. 5.4A), sugiere que la tolerancia de la especie a la salinidad define el máximo nivel de salinidad que puede ser alcanzado en el suelo y agua subterránea.

Esporádicos eventos de lavado de sales juntamente con flujos laterales de agua subterránea pueden ayudar a remover las sales acumuladas en algunos ecosistemas, permitiendo de este modo un uso sostenido de agua subterránea por parte de la vegetación (Thorburn et al. 1995, Morris y Collopy 1999). Si bien algo de lavado puede existir en la región de los Pastizales del Río de la Plata asociado con períodos de lluvias intensas, la exportación lateral ocurriría lentamente a causa de los bajos gradientes topográficos y piezométricos de la región (Soriano et al. 1991). Además, estos sutiles gradientes regionales son neutralizados por las depresiones del nivel freático generados por la descarga realizada por la plantación, lo cual dirige los movimientos laterales de agua hacia el interior de la forestación evitando la remoción de sales (Fig 4.8 Cap. 4, Jobbágy y Jackson 2007). Además de los Pastizales del Río de la Plata, otras regiones de pastizales con napas freáticas cercanas a la superficie,

particularmente aquellas ubicadas en planicies sedimentarias como Siberia Occidental (Bazilevich 1965), las Grandes Planicies del oeste de Canadá (FAO 1991) o los Cárpatos ( Hungría, Rumania, Serbia y Eslovaquia) (Toth y Rajkai 1994), también podrían ser vulnerables a un proceso de salinización inducido por las forestaciones.

La difusión de solutos, un proceso que es comúnmente ignorado en este tipo de análisis (e.g. Thorburn et al. 1995), puede representar una vía alternativa de remoción de sales (Morris 1999). Dado que la tasa a la cual este proceso tiene lugar está dictada por el gradiente de concentración de sales (Ley de Fick, Bresler et al. 1982), especies tolerantes a la salinidad que pueden soportar altas concentraciones de sales desarrollarían gradientes salinos más abruptos, y consecuentemente, mayores tasas de difusión. Por ejemplo, si la concentración de sales se equilibra con la salinidad de base un metro por debajo del nivel freático (Cap. 4, Jobbágy y Jackson 2004), *E. camaldulensis*, la especie más tolerante a la salinidad de las evaluadas en este estudio, desarrollaría un gradiente que promueve un flujo difusivo descendente de solutos de  $0,98 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . Este flujo descendente sería balanceado por un flujo convectivo ascendente (i.e. uso de agua subterránea) de  $\sim 1 \text{ mm día}^{-1}$ . Con el mismo razonamiento, *M. pomifera* generaría un flujo ascendente de agua subterránea de solo  $< 0,1 \text{ mm día}^{-1}$ . En base a este análisis, especies más tolerantes a la salinidad conducirían a una mayor acumulación de sales y degradación de suelos, pero también serían capaces de mantener tasas relativamente altas de uso de agua subterránea y producción primaria.

En concordancia con estudios previos (Jobbágy y Jackson 2004, Engel et al. 2005), las observaciones realizadas apuntan a un uso significativo de agua freática por las forestaciones de la región, sin embargo, sus productividades mostraron una fuerte respuesta a la precipitación lo cual sugiere alguna limitación hídrica (Fig. 5.5). Una causa posible de esta discrepancia puede ser el alto contenido de sales del agua subterránea (e.g.  $\text{EC}_{\text{AS}}=27,1 \text{ dS m}^{-1}$  para la plantación de *E. camaldulensis*, Tabla 5.2). A causa de potenciales hídricos crecientemente negativos, el uso de agua subterránea por los árboles puede ser incapaz de compensar completamente las deficiencias hídricas, restringiendo el uso de agua subterránea a medida que se incrementa su salinidad. Una disminución en el consumo de agua subterránea a medida que aumenta su salinidad (Thorburn et al. 1995) e importantes respuestas de la tasa de transpiración a eventos de precipitación observados en forestaciones con napas superficiales (Cramer et al. 1999, Engel et al. 2005), soportan esta observación y sugieren que aún con acceso al agua subterránea, la vegetación puede experimentar periódicas deficiencias hídricas. Adicionalmente, el efecto benéfico de las precipitaciones en plantaciones subsidiadas con agua subterránea puede estar asociado con la disponibilidad de nutrientes edáficos, dado que mayores niveles de precipitación y contenidos de humedad edáfica pueden mejorar las tasas de descomposición y mineralización de la materia orgánica (Kladivko y Keeney 1987).

#### 5.4.2. Implicancias de manejo e interacciones con el clima

Este estudio sugiere que el consumo de agua freática ofrece oportunidades y riesgos para la actividad forestal y el manejo de tierras. Por un lado, la productividad es mejorada con el consumo de agua freática; por otro

lado, la acumulación de sales puede amenazar la productividad en el largo plazo como así también la integridad de los recursos hídricos y edáficos. Una combinación de estrategias de manejo y planeamiento desde la escala de parcela a la regional están disponibles para aprovechar los beneficios del consumo de agua subterránea disminuyendo al mismo tiempo los riesgos de salinización. A escala regional, el balance hídrico climático es una variable crucial definiendo las tasas esperables de producción como así también los riesgos de salinización y podría ser incorporado en la zonificación forestal. Forestaciones ubicadas hacia regiones semi-áridas y con aguas subterráneas salinas posiblemente incrementen la intensidad de salinización. Esto acortaría el plazo en el cual la especie alcanza su umbral de salinidad y llevaría a una declinación más rápida de las tasas de crecimiento (Fig. 5.3 y Thorburn et al. 1995, Schofield et al. 2001). Si bien la remoción de sales es poco probable que ocurra si permanece un balance hídrico negativo en la forestación, la remoción puede ser promovida implementando rotaciones de forestaciones con pasturas o cultivos (Stirzaker et al. 2002), lo cual permitiría lavar las sales acumuladas luego de la cosecha de la forestación y alcanzar un balance hídrico menos negativo a la escala de paisaje. A la escala de parcela, la selección de especies con menor capacidad evaporativa, por ejemplo árboles deciduos o coníferas (Myers et al. 1996, Farley et al. 2005), también puede disminuir los riesgos de salinización. Por el contrario, técnicas de manejo que incrementen las tasas de producción (e.g. fertilización, altas densidades de plantación, Hubbard et al. 2004) también incrementarán las tasas de uso de agua y los riesgos de salinización.

Las conclusiones derivadas en este capítulo surgen de observaciones realizadas en forestaciones aisladas ( $< 1 \text{ km}^2$ ) establecidas en una matriz de vegetación herbácea (pastizales nativos, pasturas, cultivos anuales). Forestaciones cubriendo grandes áreas ( $> 10 \text{ km}^2$ ) pueden presentar patrones diferentes de uso de agua subterránea y salinización si tienen lugar mecanismos de retroalimentación con el clima y la hidrología. Por ejemplo, la forestación masiva de pastizales puede reducir significativamente el reabastecimiento del agua subterránea a la escala de paisaje, conduciendo a depresiones generalizadas de la napa freática y restringiendo el consumo de agua subterránea por las forestaciones. Esta posibilidad es sugerida por observaciones en regiones reforestadas del SO de Australia, donde una depresión generalizada de la napa freática es alcanzada cuando más del 70-80% de la cuenca es reforestada (George et al. 1999). Forestaciones a gran escala también pueden influenciar el clima regional, como es sugerido por observaciones y experimentos de modelación del cambio opuesto en el uso del suelo (i.e. reemplazo de forestaciones por pasturas y cultivos) en los ecosistemas del Amazonas y Cerrado (Shukla et al. 1990, Hoffmann y Jackson 2000, Durieux et al. 2003). Dado que las forestaciones muestran usualmente mayores tasas de evapotranspiración que la vegetación herbácea (Caps. 2 y 3), una atmósfera más húmeda sería un resultado factible asociado a este cambio en el uso del suelo. Este forzante puede disminuir los riesgos de salinización si se traduce en un mayor nivel de precipitaciones y/o menor déficit de presión de vapor, lo cual conduciría a un balance hídrico más positivo.

Agentes de gran escala del cambio climático, como el calentamiento global asociado a los gases de efecto invernadero, también pueden modificar las áreas de pastizal sensibles de experimentar un proceso de salinización. De acuerdo con el umbral de balance hídrico climático definido en este estudio, un aumento de  $3 \text{ }^\circ\text{C}$  de la temperatura expandiría el área con riesgo de salinización

en 1/3 (Fig. 5.6), absorbiendo zonas donde se están experimentando las mayores tasas de expansión forestal (e.g. provincia de Corrientes y Rep. O. del Uruguay). Si este aumento en la temperatura es acompañado por un incremento de 10% en las precipitaciones, el área bajo riesgo de salinización se incrementaría solo un 8% (Fig. 5.6). Experimentos de modelación que explícitamente consideren interacciones entre distintas escalas y mecanismos de retroalimentación ayudarán a descifrar las relaciones recíprocas entre el clima, la hidrología y la vegetación. Una continua actualización del clima regional permitirá reconsiderar las áreas bajo riesgo.

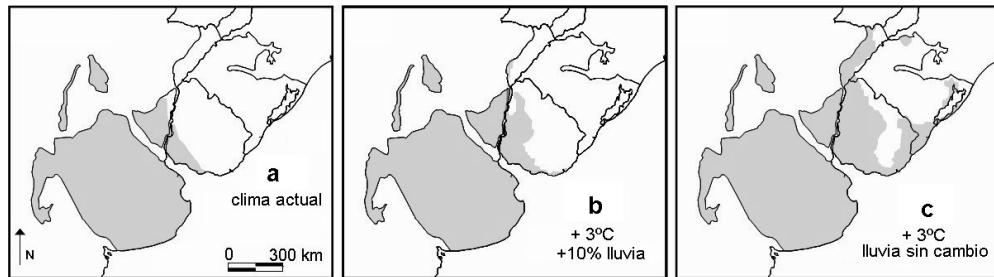


Figura 5.6. Áreas de pastizal que son potencialmente propensas a salinizarse luego de ser forestadas teniendo en cuenta el clima actual (a) y escenarios climáticos plausibles (b y c) para la década del 2080 (Barros et al. 2006). Un valor de 350 mm año<sup>-1</sup> de balance hídrico fue considerado como umbral debajo del cual la forestación de pastizales produce salinización (ver Fig. 5.3). Los escenarios climáticos incluyen (b): aumento de 3 °C en la temperatura anual y aumento de 10% en la lluvia anual; (c): aumento de 3 °C en la temperatura anual y sin cambios en la lluvia anual. Factores hidrogeológicos que restringen el uso de agua freática no fueron considerados para la definición de las áreas.

En este capítulo se ha demostrado cómo la vegetación interactuando con el clima dicta la salinización desde la escala de parcela a la regional alterando la dirección e intensidad de los flujos de agua a lo largo del continuo ecosistema-agua subterránea. El consumo de agua subterránea, raramente estudiado en sistemas ecológicos, emerge como un proceso clave explicando la acumulación de sales y los cambios en productividad luego del establecimiento de árboles sobre los pastizales nativos del Río de la Plata. Una comprensión general de la relación entre la vegetación y el agua subterránea ayudará a los tomadores de decisión y planificadores a maximizar la productividad forestal al mismo tiempo de minimizar las consecuencias negativas del consumo de agua subterránea.

Capítulo 6

**Conclusiones y Discusión General**

En este capítulo final se sintetizan y discuten los principales aportes realizados por esta tesis. Si bien cada capítulo de resultados presenta individualmente una sección de discusión, se revisan aquí los hallazgos considerados más relevantes en el marco general planteado en el capítulo introductorio. También se introduce en este capítulo una sección referida a las implicancias de manejo, sugiriendo alternativas que minimicen los impactos negativos del establecimiento de forestaciones. Finalmente, se plantean algunos interrogantes emergidos a lo largo de esta tesis y se proponen futuras líneas de investigación para avanzar en el conocimiento de las interacciones recíprocas entre la vegetación, la hidrología y los ciclos biogeoquímicos.

### **6.1. Importancia de las forestaciones en pastizales y la aproximación eco-hidrológica**

El establecimiento de forestaciones en distintos pastizales del mundo se incrementa como consecuencia de una demanda creciente de productos forestales y la posibilidad de un eventual mercado de bonos de carbono (Wright et al. 2000, Geary 2001). En el caso particular de los países del sur de Sudamérica, el apoyo fiscal a la actividad forestal ha sido sin dudas otro fuerte aliciente. Dado las diferencias estructurales y funcionales que presentan estos tipos funcionales de vegetación, es válido pensar que esta clase de transformación conducirá a cambios substanciales en el funcionamiento del ecosistema. Esto determinó el objetivo general de esta tesis, el cual giró en torno a la dinámica del agua y las sales en los ecosistemas. Más específicamente, se trató de explorar como la transformación de pastizales en forestaciones afecta las salidas evaporativas de agua del ecosistema, como interactúa con la textura edáfica y la variabilidad climática y como se ve afectada la dinámica del agua en el suelo (Caps. 2 y 3). Asimismo, y dada la estrecha conexión existente entre la dinámica de agua y solutos, se estudiaron como los cambios hidrológicos introducidos por los árboles dejan su impronta en los patrones de salinización de suelos y acuíferos a distintas escalas espaciales, echando luz sobre los mecanismos y controles que operan en este proceso (Caps. 4 y 5).

La primera sección de esta tesis estuvo centrada en los cambios en la dinámica del agua introducidos por el establecimiento de árboles. La combinación de aproximaciones utilizada para caracterizar la evapotranspiración tanto en forma directa [estimación satelital (Cap. 2), modelado del agua edáfica (Cap. 3)] como en forma indirecta [concentración de cloruros en arroyos (Cap. 2), fluctuaciones freáticas (Cap. 4), patrón regional de salinización (Cap. 5)] aportó claras evidencias sobre el mayor uso de agua de las forestaciones respecto a los pastizales nativos que reemplazan. El enfoque eco-hidrológico aplicado, caracterizando la evapotranspiración en un gradiente de texturas edáficas, su evolución a lo largo del ciclo forestal y su comportamiento en relación con las condiciones meteorológicas constituyen un avance en el conocimiento, proveyendo al mismo tiempo herramientas de ayuda en la planificación forestal. La mayoría de los estudios previos en este campo se han basado en trabajos puntuales observándose una carencia de estudios con trascendencia regional, lo cual limita su alcance y dificulta la implementación de planes de acción a dicha escala. El enfoque regional que se le ha dado a esta tesis ha contribuido a generar un mejor marco teórico para comprender y predecir en que contextos (región, posición en el paisaje, textura edáfica) serían esperables las mayores diferencias en el uso del agua entre pastizales y forestaciones y bajo que

condiciones estos contrastes pueden trasladarse hacia los patrones de distribución de sales.

La segunda parte de esta tesis se enfocó en la salinización, un problema medioambiental de preocupación mundial (Williams y Balling 1996) que ha sido abordado por la ciencia con gran diversidad de aproximaciones y finalidades (e.g. Lavado 1983, Toth et al. 1991, Cisneros et al. 1999). En el caso del establecimiento de árboles, experiencias previas indicaban que los mismos podían afectar los patrones de salinización en distintos sentidos, a diferentes escalas y a través de diversos mecanismos. Esta diversidad de situaciones, muchas veces contradictorias (ver George et al. 1999), y la carencia de un marco conceptual, dificultaba un entendimiento general del proceso de salinización, su pronóstico y el diseño de efectivas estrategias de manejo. En el marco complejo de este proceso, se han descrito los cambios en los patrones de acumulación de sales luego de forestar, dilucidando los mecanismos operantes a través del estudio de la dinámica del agua (Cap. 4) y se han sintetizado los principales controles de la salinización asociada al fenómeno de uso de agua freática, proponiendo un modelo jerárquico evaluado a campo (Cap. 5). Este modelo, desarrollado en un marco eco-hidrológico que reconoce las múltiples interacciones entre la vegetación, el clima, la hidrología y la geomorfología, provee un marco más general al problema de salinización asociado al uso de agua freática y suministra al mismo tiempo herramientas de predicción y estrategias de manejo.

## **6.2. Forestaciones en pastizales y la dinámica del agua**

Los resultados de esta tesis sugieren que forestaciones adultas de eucaliptos estarían utilizando aproximadamente 40-80% más de agua que los pastizales que reemplazan en la zona del Río de la Plata. Las mayores diferencias de evapotranspiración entre ambos tipos de vegetación se observaron en sitios con napas freáticas superficiales (Caps. 2 y 3), trasladándose estos contrastes a los patrones de productividad, como lo sugiere el comportamiento del índice espectral EVI (Cap. 5). Estas diferencias podrían estar explicadas por un mejor acceso de las forestaciones al agua freática y/o por la emergencia de limitantes en los pastizales que les impide usufructuar esta fuente adicional de agua de un modo similar al que lo hacen las forestaciones. Si bien la mayor profundidad de raíces que los árboles poseen respecto a la vegetación herbácea (Canadell et al. 1996, Jackson et al. 1996) les permitiría tener un mejor acceso al agua subterránea, la escasa profundidad de la napa freática en la mayoría de los sitios de estudio sugiere que los pastos habrían tenido acceso a la misma. El aumento en la salinidad de los pastizales hacia el extremo semiárido de la transecta regional de estudio apoya esta noción, indicando una tendencia creciente de uso de agua subterránea por los mismos en ese gradiente (Cap. 5). Estos patrones restan importancia a la explicación basada en el acceso al agua y sugieren un control biofísico ejercido por la demanda atmosférica de vapor de agua. La mayor conductancia aerodinámica de los canopyes arbóreos (Kelliher et al. 1993) juntamente con una mayor posibilidad de captura de energía advectiva (Calder 1998) y radiativa (a través de su menor albedo, Cap. 2) les habría permitido mantener altas tasas de evapotranspiración a medida que aumenta la disponibilidad hídrica ampliando las diferencias con los pastizales en estas circunstancias, los cuales se mantienen más dependientes de la energía radiativa disponible (Calder 1998).



Es interesante notar que en los pastizales, tanto el comportamiento de la evapotranspiración en el tiempo (Cap. 2) como del EVI en el espacio (Cap. 5) mostraron una respuesta similar de saturación ante aumentos en la disponibilidad hídrica, sugiriendo la posibilidad de controles similares en ambos procesos y dimensiones de análisis.

Las mayores pérdidas evaporativas en las forestaciones de la zona de Concordia (Entre Ríos) se tradujeron en perfiles edáficos significativamente más secos y en caídas en los niveles de drenaje profundo (Cap. 3). Este es el flujo hídrico que alimenta los acuíferos y termina en la mayoría de los casos formando parte del flujo basal de arroyos y ríos (Dingman 1993). Si bien los actuales niveles de forestación en la zona (< 20% de las cuencas, Cap. 2) permanecen aún relativamente bajos en comparación con otras regiones del mundo más intensamente forestadas (Bosch y Hewlett 1982), el patrón de concentraciones crecientes de cloruros en los arroyos a medida que aumenta el área forestada (Cap. 2) sugiere que los impactos hidrológicos de las forestaciones a nivel regional comienzan a manifestarse. Aún así, se mantiene en las forestaciones de la zona de Concordia un drenaje profundo positivo (Cap. 3), lo cual estaría indicando que las mismas no alcanzan a utilizar toda el agua de lluvia. El patrón regional de salinización (Cap. 5), mostrando a las forestaciones de este sector afuera del área bajo riesgo de salinización, sustenta esta afirmación. Esta situación se modifica en regiones menos húmedas donde se infiere, a partir del aumento en la salinización (Cap. 5), un balance hídrico crecientemente negativo en las forestaciones y donde por lo tanto se esperaría un impacto más fuerte sobre el balance hidrológico. Si bien esta disminución en la recarga de los acuíferos y el rendimiento hídrico de las cuencas puede comprometer otros usos del agua, constituyendo esto un claro efecto negativo de las forestaciones, también podría representar un beneficio en zonas afectadas por inundaciones o donde la escasa profundidad del agua freática restringe las actividades agrícolas.

### **6.3. Forestaciones en pastizales y la dinámica de sales**

Los cambios en la dinámica del agua generados por el establecimiento de forestaciones en pastizales alteraron los patrones de salinización a través de dos mecanismos. Por un lado, los árboles cambiaron las propiedades físicas del suelo aumentando la infiltración (Cap. 4) y el movimiento del agua en el mismo (Cap. 3), lo cual promovió el lavado de sales acumuladas superficialmente en tiempos pasados (Cap. 4). Por otro lado, a través de su mayor capacidad evaporativa y profundidad radical, los árboles favorecieron un proceso intenso y más profundo de acumulación de sales asociado al uso de agua freática (Caps. 4 y 5). Si bien algunos aspectos de estos mecanismos habían sido previamente identificados, la ocurrencia en forma simultánea de estos procesos así como su velocidad y magnitud, constituyen un resultado novedoso que extiende las perspectivas en cuanto a los impactos eco-hidrológicos de las forestaciones y provee herramientas de valoración y manejo.

A partir del modelo jerárquico propuesto que vincula el uso de agua freática con la salinización (Cap. 5), se identifica al clima, a través del balance hídrico climático, como un factor de primer orden definiendo el riesgo e intensidad de salinización a escala regional. Cuando la lluvia no es suficiente para abastecer los requerimientos hídricos de la vegetación y el agua

subterránea es capaz de suplir este déficit, la salinización procede, aumentando su intensidad a medida que el balance hídrico se hace más negativo. Si bien esta variable ha sido ampliamente reconocida como un factor importante de la salinización (Schofield et al. 2001), la demostración explícita de su influencia e interacción con la vegetación en un gradiente regional constituye un significativo aporte, con directas implicancias de manejo. Este análisis daría parcialmente explicación a resultados ambiguos encontrados en Australia, donde se observaba que el establecimiento de árboles en regiones semiáridas (Stole et al. 1997) conducía a una salinización intensa del agua freática, mientras en sitios con mayor nivel de precipitaciones este fenómeno no ocurría o lo hacía a menor intensidad (Schofield et al. 1989).

A la escala de paisaje y parcela, la vegetación influyó sobre los patrones de salinización a través de las diferencias en la capacidad de evapotranspirar y tolerar la salinidad. Por un lado, la mayor capacidad evapotranspirativa de los árboles (Caps. 2 y 3) habría definido un balance hídrico real más negativo que los pastizales, dando lugar a una mayor acumulación de sales en el ecosistema (Caps. 4 y 5). Por otro lado, en ausencia de un mecanismo efectivo que ayude a remover las sales acumuladas, la absorción de agua freática y exclusión de solutos por las raíces eleva la concentración salina del agua subterránea hasta un punto en el que la vegetación ya no es capaz de seguir haciendo uso de dicha fuente de agua (Morris y Collopy 1999). La estrecha asociación observada entre los niveles de salinidad del agua freática bajo distintas especies arbóreas y su respectiva tolerancia a la salinidad (Cap. 5), sugiere que esta variable, intrínsecamente asociada a la especie, definiría los máximos niveles de acumulación de sales en suelos y acuíferos.

Es necesario mencionar sin embargo, que otros factores, no considerados en el modelo jerárquico de salinización, podrían tener importancia bajo ciertas circunstancias. Por ejemplo, la concentración inicial de solutos del agua freática o el tipo de material originario (Schofield et al. 2001), podrían tener cierta relevancia, explicando parte de la variabilidad no explicada por el balance hídrico climático. Asimismo, en determinadas situaciones, el descenso freático generado por los árboles podría favorecer la intrusión de agua más profunda y salada (Sapanov 2000), lo cual conduciría a una tasa de salinización más alta que la simplemente esperada por el déficit hídrico. Por otro lado, cabe mencionar que existen especies que, en lugar de excluir las sales durante la absorción de agua como las especies analizadas en este trabajo, las absorben, acumulan en los tejidos y finalmente las liberan en superficie (e.g. *Tamarix sp.*, Flowers et al. 1977). Esta estrategia, además de ser una efectiva forma de competencia e invasión con resultados exitosos en algunos lugares de Argentina (Zalba y Villamil 2002), abriría la posibilidad de un uso indefinido de agua freática y originaría patrones de salinización diferentes de los generados por aquellas especies cuya estrategia de tolerancia se basa en la exclusión de solutos por las raíces.

#### **6.4. Implicancias para la planificación y el manejo forestal**

A partir de los resultados obtenidos en esta tesis se pueden identificar diferentes avenidas de acción para minimizar los impactos negativos generados por el establecimiento de forestaciones, maximizando al mismo tiempo los beneficios. A nivel regional, el ordenamiento territorial de las forestaciones

debería orientarse hacia las regiones más húmedas (con balances hídricos más positivos) ya que esto no solo redundará en mayores tasas de crecimiento (Cap. 5), sino que también se minimizarán los impactos hidrológicos negativos (Farley et al. 2005) y los riesgos de salinización (Cap. 5). Si bien en estas áreas las forestaciones conducirían a una reducción, en términos absolutos, del rendimiento hídrico de las cuencas mayor que zonas menos húmedas, en términos relativos la tendencia es opuesta, aumentando la probabilidad de que cursos de agua se sequen periódica o permanentemente (Scott y Lesch 1997, Farley et al. 2005).

Otro aspecto importante a considerar consiste en el contexto ecológico en el cual se plantea un esquema forestal, ya que puede generar cambios de diferente sentido y magnitud según se establezca reemplazando pastizales, tierras agrícolas degradadas o bosques naturales que han sido deforestados en el pasado. En esta tesis se enfocó el establecimiento de forestaciones sobre pastizales ya que es donde se está concentrando la expansión forestal de las últimas décadas en las naciones rioplatenses (Baldi 2007). Esto implica impactos de las forestaciones sobre algunas propiedades de los ecosistemas, diferentes a los que podrían esperarse en regiones naturalmente boscosas o selváticas que son reforestadas. Por ejemplo, una mayor partición de las precipitaciones hacia salidas evaporativas en lugar de salidas líquida a ríos y acuíferos puede ser beneficioso en sistemas que, habiendo sido originalmente boscosos, han sufrido severas alteraciones hidrológicas tras ser deforestados. El caso más conocido a nivel mundial en este sentido es el del reemplazo de grandes áreas del bosque seco australiano por pasturas y cultivos, lo cual provocó un aumento abrupto en la recarga de los acuíferos y un lento ascenso de los niveles freáticos (George et al. 1997). Este proceso condujo a que los acuíferos, originalmente muy profundos, se acerquen a la superficie del suelo trayendo consigo una alta carga de sales. A causa de esto, hoy Australia ha perdido una gran cantidad de tierras agrícolas y la reforestación se plantea e implementa como una de las pocas soluciones a este problema (Stirzaker et al. 1999). Si este proceso está teniendo lugar en países de Sudamérica (e.g. Argentina, Paraguay), los cuales ven reemplazar sus áreas de bosques secos por agricultura en forma más reciente, es aún incierto, pero posible de acuerdo a algunas mediciones hidrológicas aisladas (Nitsch 1995, Santoni y Jobbágy 2006). En estas circunstancias, las forestaciones, por las mismas razones que las vuelven cuestionables en pastizales, podrían resultar beneficiosas, ayudando a establecer un régimen hidrológico más parecido a las condiciones prístinas, previas al desmonte.

A la escala de paisaje existen diversas estrategias que se pueden adoptar a fin de reducir los impactos de las forestaciones. En principio, se debería evitar forestar las zonas riparias, debido a que por un lado, las mismas son una gran fuente de biodiversidad, y por otro lado, la presencia cercana de cursos de agua podría facilitar la invasión de especies exóticas (Le Maitre et al. 1999). Asimismo, la escasa profundidad de la napa freática en las zonas riparias favorecería un mejor acceso de los árboles al agua subterránea, aumentando de este modo el impacto hidrológico negativo de las forestaciones (Cap. 3, Bond et al. 2002). En la costa del río Uruguay, las forestaciones ubicadas sobre suelos con texturas arenosas, generalmente cercanos a cursos de agua, fueron las que utilizaron más agua y en forma menos eficiente (Cap. 2), por lo que estos sitios deberían ser evitados, en la medida de lo posible. La diversificación de edades a la escala de cuenca constituye otra estrategia tendiente a minimizar el impacto hidrológico negativo de las forestaciones (ver Cap. 2 y 3).

El porcentaje a forestar de una cuenca es otra variable clave del paisaje que se debe tener en cuenta en combinación con el nivel de precipitaciones de la región. Un simple ejercicio comparando las cuencas del río Miriñay (Corrientes) y Trapiche (San Luis) ayuda a clarificar esta cuestión (Fig. 6.1). La cuenca del río Miriñay (-29,83° S, -57,68° O) presenta una precipitación media de 1400 mm año<sup>-1</sup>, de los cuales el 36% (507 mm año<sup>-1</sup>, período 1969-2003, Subsecretaría de Recursos Hídricos 2004) se transforma en escurrimiento. La precipitación media de la cuenca del río Trapiche (-33,1° S, -66,07° O) se aproxima a 600 mm año<sup>-1</sup>, y el rendimiento hídrico de la misma es de 174 mm año<sup>-1</sup> (período 1952-1983, Subsecretaría de Recursos Hídricos 2004). Si se plantea un escenario en el que el 50% de estas cuencas es forestado con eucaliptos y/o pinos y se supone que los mismos causan una reducción en el rendimiento hídrico de ~40 mm por cada 10% de aumento en la superficie forestada (Bosch y Hewlett 1982), esta transformación reduciría el escurrimiento del río Miriñay a ~307 mm año<sup>-1</sup> (un 60% del valor pre-forestación, Fig. 6.1). En la cuenca del río Trapiche, esta misma transformación podría conducir a una reducción total del caudal del río (Fig. 6.1). Si bien este ejemplo está sujeto a un margen considerable de incertidumbre, muestra claramente la importancia de considerar en forma combinada el porcentaje del área forestada de la cuenca y la precipitación.

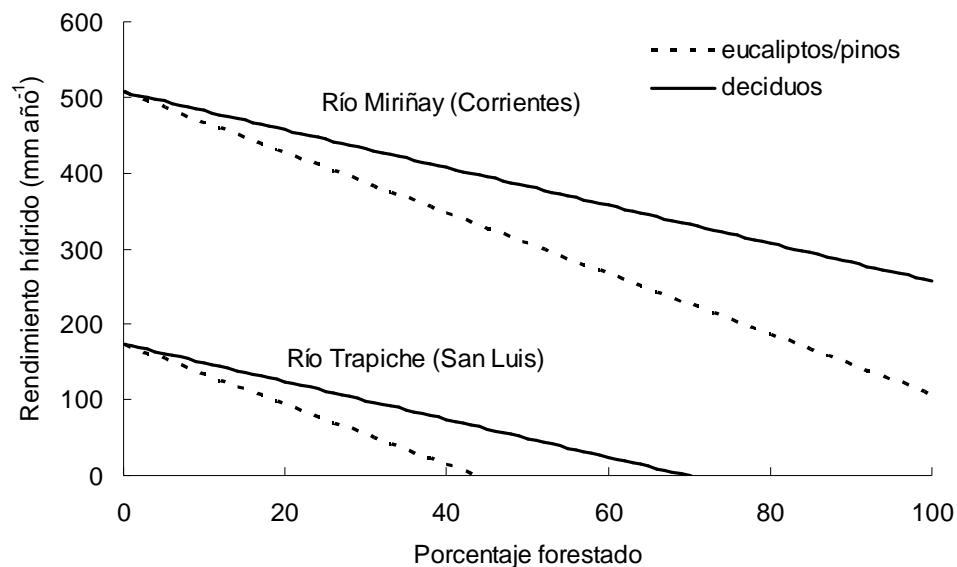


Figura 6.1. Cambios proyectados en el rendimiento hídrico de las cuencas de los ríos Miriñay (Corrientes) y Trapiche (San Luis) ante aumentos de la superficie forestada con eucaliptos/pinos y especies deciduas. Se consideró una disminución de 40 mm y 25 mm en el rendimiento por cada 10% de aumento de la superficie forestada con eucaliptos/pinos y árboles deciduos, respectivamente (Bosch y Hewlett 1982).

A nivel de parcela las estrategias involucran la elección de las especies a utilizar y técnicas de manejo. En cuanto a las especies a utilizar, la elección de las mismas, como así también de los clones y cultivares, debería estar orientado a maximizar la eficiencia en el uso del agua. La elección de especies caducas también sería una alternativa válida ya que las mismas se caracterizan por presentar un menor uso de agua que las siempreverdes (Bosch y Hewlett 1982).

Si seguimos con el ejemplo anterior y consideramos que el 50% de las cuencas es forestado con especies caducas, las cuales causarían una reducción en el rendimiento hídrico de ~25 mm por cada 10% de aumento en la superficie forestada (Bosch y Hewlett 1982), esta transformación reduciría el escurrimiento del río Miriñay a ~380 mm año<sup>-1</sup> (un 75% del valor pre-forestación) y el del río Trapiche a ~50 mm año<sup>-1</sup> (un 29% del valor pre-forestación)(Fig. 6.1). Desde el punto de vista del manejo del rodal, la ejecución de actividades de raleo en forma periódica, eliminando árboles dominados, permitiría mantener una estructura de tamaños más eficiente en el uso de los recursos, incluyendo al agua (Binkley et al. 2002).

El problema de acumulación de sales asociado al uso de agua subterránea es un proceso difícilmente evitable, pero que puede ser minimizado combinando diversas estrategias. En lugares semiáridos, donde se esperaría un mayor uso de agua subterránea y por lo tanto un aumento más rápido de su concentración salina (Cap. 5), sería conveniente la elección de especies con alta tolerancia a la salinidad (e.g. *Eucalyptus camaldulensis*). De esta manera se alargaría el plazo en el cual la especie alcanza su umbral de tolerancia, retrasando de este modo potenciales caídas de la productividad. La implementación de rotaciones forestales que involucren cultivos herbáceos es una estrategia para disminuir el déficit hídrico a la escala del establecimiento promoviendo al mismo tiempo el lavado de sales en los períodos con ausencia de árboles. Por otro lado, la incorporación de especies de hoja caduca, podría favorecer un mayor drenaje de agua en el suelo durante el período sin hojas y el lavado de las sales acumuladas más superficialmente (Cap. 4). Cabe mencionar sin embargo que, si bien se indica que la remoción de sales de la zona radical mediante eventos de inundaciones, lluvias o fluctuaciones del nivel freático es plausible en determinadas regiones (George et al. 1999), es difícil anticipar la efectividad de estos mecanismos en un paisaje con gradientes topográficos tan sutiles como es el caso de la Pampa (Soriano et al. 1991). La difusión de los solutos acumulados, un proceso pobremente caracterizado, podría tener relevancia en la remoción de sales (Morris 1999). Sin embargo, existen incertidumbres en cuanto a la aplicación de las leyes de la física de difusión y dispersión en condiciones de campo, por ejemplo, al definir los coeficientes de difusión apropiados (Thorburn 1999). Mejorar el entendimiento de estos procesos posiblemente permita un uso más sustentable del agua subterránea.

### **6.5. Interacción drenaje-forestación en planicies sedimentarias. Inferencias en Pampa Deprimida**

El estudio realizado en Hungría (Cap. 4) ejemplifica como cambios de vegetación y su interacción con intervenciones humanas sobre el medio, puede conducir a alteraciones profundas en los flujos hídricos de planicies sedimentarias abriendo la posibilidad de nuevos patrones de distribución y acumulación de sales. Las planicies sedimentarias cuaternarias, especialmente aquellas de origen eólico, expuestas a climas húmedos y sub-húmedos, como la Gran Llanura Húngara, ocupan diversas regiones del mundo tales como las Grandes Planicies del oeste de Canadá (FAO 1991), Pampa Deprimida y Bajos Submeridionales en Argentina (Morras y Candiotti 1982, Lavado y Taboada 1988) y las depresiones de Siberia occidental (Bazilevich 1965). Estos ambientes, con sus pobres redes de escurrimiento superficial que favorecen la evacuación evaporativa de los excesos hídricos (y no líquida hacia ríos), propician la

acumulación de sales en el paisaje (Bazilevich 1965, Tricart 1973). La Pampa Deprimida es un ejemplo en este sentido, en donde el relieve extremadamente plano y un clima húmedo promueven la ocurrencia de una napa freática superficial, con el consecuente desarrollo de suelos salinos/sódicos en las posiciones más bajas del paisaje (Lavado 1983, Lavado y Taboada 1988).

Los resultados obtenidos en la Gran Llanura Húngara (Cap. 4), en cuanto a los efectos combinados de las regulaciones hídricas y el establecimiento de árboles, y la estrecha similitud entre esta región y la Pampa Deprimida (Tabla 6.1) permiten realizar sobre esta última algunas inferencias sobre los potenciales impactos de intervenciones similares. Por un lado, podría esperarse que la baja infiltración de los suelos sódicos, especialmente los de textura media a fina, limite el alcance de las mejoras que se obtendrían en el caso de realizar obras de canalización a gran escala. La combinación de canalización con forestaciones sería una alternativa posible. En este caso la acumulación de sales se desplazaría desde zonas superficiales (donde domina la evaporación) hacia zonas más profundas (donde domina la transpiración), con tasas crecientes de acumulación hacia regiones menos húmedas (Cap. 5). Finalmente, solo se lograría mejorar la aptitud el suelo si el frente capilar (la zona más intensa de acumulación de sales) descendiera por debajo de la zona arable (niveles piezométricos < -3 m de profundidad). Si bien estas son especulaciones emergidas a partir del trabajo realizado en Hungría que merecerían ser puestas a prueba, la conexión explícita entre mecanismos y patrones que fue alcanzada, avala este tipo de inferencias.

Tabla 6.1. Comparación entre la Pampa Deprimida (Argentina) y la Gran Llanura Húngara (Hungría) en cuanto a sus características climáticas, topográficas, edáficas y de vegetación.

	<i>Pampa Deprimida</i>	<i>Gran Llanura Húngara</i>
Ubicación	34,6° - 38° S 56,72° - 63,43° O	46° - 48,42° N 19° - 22,92° E
Superficie (km <sup>2</sup> )	90.000	47.000
Temp. media anual (°C)	13,8 – 15,9	10 - 12
Pp. media anual (mm)	850 - 900	525 - 585
Topografía	extremadamente plana 0 - 30 m snm	extremadamente plana 75 - 125 m snm
Vegetación nativa	pastizales ( <i>Sporobolus</i> , <i>Stipa</i> , <i>Panicum</i> , <i>Paspalum</i> , <i>Agrostis</i> )	pastizales ( <i>Agrostis</i> , <i>Alopecurus</i> , <i>Hordeum</i> , <i>Artemisia</i> , <i>Festuca</i> )
Suelos	natracuoles, natracualfes y natralboles argiudoles y hapludoles (en lomas)	haplacuoles, haplacueptes, natrustoles haplustoles (en lomas)
Prof. napa freática (m)	1 - 3	1 - 3 (en el pasado) 4 – 5,5 (actualmente)

## 6.5. Futuras líneas de investigación

Las actividades realizadas en esta tesis permitieron identificar distintos puntos que merecen atención en el futuro. Una cuestión relevante resulta el

escalamiento de los resultados observados al nivel de parcela a la escala de paisaje o regional. Todas las actividades realizadas en esta tesis se basaron en la comparación de pastizales y forestaciones aisladas ( $< 1 \text{ km}^2$ ) establecidas en una matriz de vegetación herbácea (pastizales, pasturas y cultivos anuales). Si las forestaciones se expanden cubriendo grandes áreas ( $>10 \text{ km}^2$ ) sería dificultoso inferir su impacto a partir de los resultados observados al nivel de parcela, ya que posibles mecanismos de retroalimentación podrían dar lugar a respuestas no lineales.

Ante incrementos del área forestada se pueden identificar al menos dos retroalimentaciones atmosféricas negativas sobre la evapotranspiración de las forestaciones. Por un lado, un aumento del área forestada implicaría que un mayor volumen de agua sea volcado a la atmósfera (Caps. 2 y 3), lo cual podría traducirse en una caída en el déficit de presión de vapor y consecuentemente en la demanda atmosférica de vapor de agua. Por otro lado, un aumento de la cobertura forestal daría lugar a un paisaje térmicamente más frío (Cap. 2), lo cual dificultaría el desarrollo de corrientes de energía advectiva hacia las forestaciones, limitando de este modo la energía disponible para evapotranspirar (Calder 1998). Estas alteraciones pueden tener efectos ambiguos y difíciles de predecir sobre el clima regional ya que los resultados netos son altamente dependientes de las condiciones climáticas locales. En principio, podría esperarse que una atmósfera más húmeda se tradujera en mayores precipitaciones, como es sugerido por modelos climáticos que simulan el reemplazo de los bosques amazónicos por cultivos y pasturas (Lean y Warrilow 1989). Pero por otro lado, la menor temperatura superficial podría reducir la disponibilidad de energía para convección, impidiendo de esta manera que la humedad atmosférica adicional se eleve lo suficiente como para favorecer la condensación y formación de nubes (Jackson et al. 2005).

Desde el punto de vista hidrológico, se puede inferir que un aumento del área forestada podría conducir a una disminución generalizada de los niveles freáticos (George et al. 1999), con una consecuente caída en el uso de agua subterránea y evapotranspiración de las forestaciones. Sin embargo, las respuestas de estas variables a los cambios de nivel freático son al momento inciertas y posiblemente altamente dependientes de factores como la especie, la textura de los sedimentos y la salinidad del agua freática. Esta compleja red de interacciones entre la vegetación, el clima y la hidrología dificultan una aproximación bivariada, obligando recurrir a la utilización de modelos de simulación. ¿Cómo responde la vegetación a cambios en el nivel freático? ¿Cuánto cambia el uso de agua freática por la vegetación ante aumentos en su salinidad? ¿Cuál es la relación entre la evapotranspiración y eficiencia en el uso del agua con el déficit de presión de vapor? ¿Cómo responden los niveles freáticos y la superficie de agua libre en el paisaje a la precipitación o balance hídrico? ¿Cómo cambian los perfiles atmosféricos de humedad en áreas con distintos tipos de coberturas? Estas son algunas preguntas a ser respondidas mediante estudios tanto observacionales como experimentales (de campo y laboratorio) previo a la utilización de modelos complejos de simulación. La utilización de modelos climáticos globales acoplados con modelos de vegetación e hidrológicos constituye una herramienta incipiente pero muy valiosa. Sin embargo, la grosera resolución espacial de estos modelos obliga a su regionalización (i.e. anidar un modelo climático regional) para mejorar la representación de los procesos superficiales, lo cual adiciona dificultad, costo y tiempo de simulación. Si bien esta temática reviste de gran complejidad ya que

se debe combinar información de áreas muy diversas (e.g. física, hidrología, ecología, climatología), su abordaje en forma multidisciplinaria resulta fundamental para comprender las influencias recíprocas entre la vegetación, el clima y la hidrología.

En esta tesis se estudió un cambio extremo de vegetación (i.e. el reemplazo de pastizales por forestaciones) a fin de comprender el rol de la vegetación como modelador de la hidrología. Otros cambios de uso del suelo más sutiles o incluso tan intensos como el de las forestaciones están teniendo lugar en diversas regiones de Argentina y Sudamérica. El avance de la agricultura tanto sobre pastizales nativos (Baldi 2007) como reemplazando bosques secos (Zak et al. 2004) merece especial atención por su magnitud y sus potenciales impactos sobre la dinámica del agua y sales. A partir de lo desarrollado en esta tesis, podría anticiparse que el impacto de la agriculturalización sobre estos procesos sería más notorio cuando se desplazan bosques que pastizales. De todos modos, estas especulaciones deben ser puestas a prueba. El hecho de que la agricultura sea usualmente subsidiada con nutrientes añade complejidad al sistema, principalmente en aquellas áreas en que las deficiencias de nutrientes, en lugar del agua, limitan la productividad. Cambios en la estructura del ecosistema, por ejemplo, aquellos asociados al sobrepastoreo (Villamil et al. 2001) o a fuegos (Renison et al. 2002, Rostagno et al. 2006) también son capaces de modificar la dinámica del agua y deberían ser abordados en el futuro. Un enfoque eco-hidrológico amplio que explícitamente considere las múltiples influencias entre la vegetación, la hidrología y los ciclos biogeoquímicos será necesario a fin de anticipar y manejar las consecuencias de los cambios en el uso del suelo sobre los recursos hídricos y edáficos.



## BIBLIOGRAFIA

- Ábrahám, L., y J. Bocskai. 1971. The utilization and amelioration of Solonetz soils in Hungary. Páginas 61-97 en I. Szabolcs, editor. European solonetz soils and their reclamation. Akadémiai Kiadó, Budapest, Hungary.
- Ahuja, L. R., S. A. El-Swaify, y A. Rahman. 1976. Measuring Hydrologic Properties of Soil with a Double-Ring Infiltrometer and Multiple-Depth Tensiometers. *Soil Science Society of America Journal* **40**:494-499.
- Akaike, H. 1974. A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control* **19**:716-723.
- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes, y M. D. Smith. 2004. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO.
- Allison, G. B., y M. W. Hughes. 1978. The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unconfined aquifer. *Australian Journal of Soil Research* **16**:181-195.
- Assmann, E. 1970. *The Principles of Forest Yield Study*. Pergamon Press, Oxford.
- Auge, M., y M. Santi. 2002. Disponibilidad de agua subterránea para la producción arrocerá de la provincia de Entre Ríos: Inventario a nivel de reconocimiento. Consejo Federal de Inversiones, Buenos Aires.
- Baldi, G. 2007. Cambios en la estructura del paisaje en la región de los Pastizales del Río de la Plata (período 1985-2005). Tesis de Maestría (en preparación). Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires.
- Barbagallo, J. F. 1987. Las áreas inundables de la "Pampa Deprimida". Un planteo agrohidrológico para su solución. Páginas 33-43 *Inundaciones y Manejo de Cuencas*. CADIA, Buenos Aires.
- Barret-Lennard, E. G. 2002. Restoration of saline land through revegetation. *Agricultural Water Management* **53**:213-226.
- Barros, V., A. Menéndez, y G. Nagy, editors. 2006. El cambio climático en el Río de la Plata. Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA), Buenos Aires.
- Baxter, K. M. 1985. The effects on groundwater quality of the introduction of secondary sewage treatment to an effluent recharge site on the chalk of southern England. *Journal of Hydrology* **77**:333-359.
- Bazilevich, N. I. 1965. *The Geochemistry of Soda Soils*, Jerusalem, Israel.
- Béla, T. 1972. Szikesek Fásítása (*Afforestation on salt affected soils*). Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Benito, M., A. Masaguer, R. De Antonio, y A. Moliner. 2005. Use of pruning waste compost as a component in soilless growing media. *Bioresource Technology* **96**:597-603.
- Bennett, D. L., y R. J. George. 1995. Using the EM38 to measure the effect of soil salinity on *Eucalyptus globulus* in south-western Australia. *Agricultural Water Management* **27**:69-86.
- Bharati, L., K. H. Lee, T. M. Isenhardt, y R. C. Schultz. 2002. Soil-water infiltration under crops, pasture, and established riparian buffer in Midwestern USA. *Agroforestry Systems* **56**:249-257.
- Binkley, D., F. W. Smith, y Y. Son. 1995. Nutrient supply and declines in leaf area and production in lodgepole pine. *Canadian Journal of Forest Research* **25**:621-628.
- Binkley, D., J. L. Stape, M. G. Ryan, H. R. Barnard, y J. Fownes. 2002. Age-related decline in forest ecosystem growth: An individual-tree, stand-structure hypothesis. *Ecosystems* **5**:58-67.

- Bond, B. J., J. A. Jones, G. Moore, N. Phillips, P. Post, y J. J. McDonnell. 2002. The zone of vegetation influence on baseflow revealed by diel patterns of streamflow and vegetation water use in a headwater basin. *Hydrological Processes* **16**:1671-1677.
- Bosch, J. M., y J. D. Hewlett. 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology* **55**:3-23.
- Bouyoucos, G. J. 1962. Hydrometer method improved for making particle size analysis of soils. *Agronomy Journal* **54**:464-465.
- Bowen, H. J. M. 1966. Trace elements in biochemistry. Academic Press, London.
- Brady, N. C., y R. R. Weil. 1996. The Nature and Properties of Soils. 11th edition. Macmillan Publishing Co., NY.
- Brasa Ramos, A., F. Martín de Santa Olalla, y V. Caselles. 1996. Maximum and Actual Evapotranspiration for Barley (*Hordeum vulgare* L.) through NOAA Satellite Images in Castilla-La Mancha, Spain. *Journal of Agricultural Engineering Research* **63**:283-294.
- Breshears, D. D., J. W. Nyhan, C. E. Heil, y B. P. Wilcox. 1998. Effects of woody plants on microclimate in a semiarid woodland: soil temperature and evaporation in canopy and intercanopy patches. *International Journal of Plant Sciences* **159**:1010-1017.
- Bresler, E., B. L. McNeal, y D. L. Carter. 1982. Saline and Sodic Soils. Principles-Dynamics-Modeling. Springer-Verlag, Berlin.
- Brizuela, A., S. Milera, y J. Mestres. 2003. Plantaciones de Eucaliptos y Pinos en los departamentos del este de Entre Ríos. en XVIII Jornadas Forestales de Entre Ríos, Concordia, Argentina.
- Brutsaert, W. 1986. Catchment-scale evaporation and atmospheric boundary layer. *Water Resources Research* **22**:39-46.
- Burch, G. J., I. D. Moore, y J. Burns. 1989. Soil hydrophobic effects on infiltration and catchment runoff. *Hydrological Processes* **3**:211-222.
- Burgos, J. J., y A. L. Vidal. 1951. Los climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thornthwaite. *Meteoros* **1**:3-32.
- Calder, I. R. 1992. Hydrologic effects of land use change. en D. R. Maidment, editor. *Handbook of Hydrology*. Mc Graw-Hill.
- Calder, I. R. 1998. Water use by forests, limits and controls. *Tree Physiology* **18**:625-631.
- Calder, I. R., M. J. Hall, y K. T. Prasanna. 1993. Hydrological impact of *Eucalyptus* plantation in India. *Journal of Hydrology* **150**:635-648.
- Calder, I. R., P. T. W. Rosier, K. T. Prasanna, y S. Parameswarappa. 1997. *Eucalyptus* water use greater than rainfall input - a possible explanation from southern India. *Hydrology and Earth System Science* **1**:249-256.
- Campbell, G. S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science* **117**:311-314.
- Campbell, G. S., y J. M. Norman. 1998. An introduction to Environmental Biophysics. Springer-Verlag, New York.
- Canadell, J., R. B. Jackson, J. R. Ehleringer, H. A. Mooney, O. E. Sala, y E. D. Schulze. 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia* **108**:583-595.
- Cannell, M. G. R. 1999. Environmental impacts of forest monocultures: water use, acidification, wildlife conservation, and carbon storage. *New Forests* **17**:239-262.
- Cannon, M. E., R. C. McKenzie, y G. Lachapelle. 1994. Soil salinity mapping with electromagnetic induction and satellite-based navigation methods. *Canadian Journal of Soil Science* **74**:335-343.

- Cardenas, L., E. Sanhueza, A. Rondon, y C. Johansson. 1993. Effects of soil moisture, temperature, and inorganic nitrogen on nitric oxide emissions from acidic tropical savannah soils. *Journal of Geophysical Research* **98**:14783-14790.
- Carlson, T., W. Capehart, y R. Gillies. 1995. A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration. *Remote Sensing of Environment* **54**:161-167.
- Carlson, T. N., y M. J. Buffum. 1989. On estimating total daily evapotranspiration from remote surface temperatures measurements. *Remote Sensing of Environment* **29**:197-207.
- Caselles, V., M. M. Artigao, E. Hurtado, C. Coll, y A. Brasa. 1998. Mapping actual evapotranspiration by combining Landsat TM and NOAA-AVHRR images: Application to the Barrax Area, Albacete, Spain. *Remote Sensing of Environment* **63**:1-10.
- Cisneros, J. M., J. J. Cantero, y A. Cantero. 1999. Vegetation, soil hydrophysical properties, and grazing relationships in saline-sodic soils of Central Argentina. *Canadian Journal of Soil Science* **79**:399-409.
- Cramer, V., F. Fraser, y P. Thorburn. 1999. Tree water use and root zone salt accumulation in saline farm forest plots in southeast Queensland: I. Tree water use. Páginas 44-45 en P. Thorburn, editor. *Agroforestry Over Shallow Water Tables: The Impact of Salinity on Sustainability*. RIRDC Publication.
- Croft, A. R. 1950. A water cost of runoff control. *Journal of Soil and Water Conservation* **5**:13-15.
- Culf, A. D., S. J. Allen, J. H. C. Gash, C. R. Lloyd, y J. S. Wallace. 1993. Energy and water budgets of an area of patterned woodland in the Sahel. *Agricultural and Forest Meteorology* **66**:65-80.
- Chavez, P. S., Jr. 1989. Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper multispectral images. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* **55**:1285-1294.
- Choudhury, B. J. 1987. Relationships between vegetation indices, radiation absorption, and net photosynthesis evaluated by a sensitivity analysis. *Remote Sensing of Environment* **22**:209-233.
- Dalla Tea, F. 1993. Evaluación temprana de herbicidas y fertilizantes en plantaciones de *Eucalyptus grandis*. en Congreso Forestal Argentino y Latinoamericano, Paraná, Argentina.
- Dawson, T. E. 1993. Woodland water balance. *Trends in Ecology and Evolution* **8**:120-121.
- Deregibus, V. A., M. Oesterheld, R. Boc-Ho, J. Aranguren, y M. Landi. 1987. Producción forrajera y de carne en pastizales naturales de la Provincia de Entre Ríos pastoreados en forma alternativa y planificada. *Revista CREA* **125**:63-70.
- Deuchards, S. A., J. Townend, M. J. Aitkenhead, y E. A. Fitzpatrick. 1999. Changes in soil structure and hydraulic properties in regenerating rain forest. *Soil Use and Management* **15**:183-187.
- Devitt, D. A., y S. D. Smith. 2002. Root channel macropores enhance downward movement of water in a Mojave Desert ecosystem. *Journal of Arid Environments* **50**:99-108.
- Diaz, D., N. Tesón, y M. A. García. 2006. Efectos ambientales de las forestaciones de eucaliptos en el noreste de Entre Ríos. en XXI Jornadas Forestales de Entre Ríos, Concordia.
- Diaz, R. A., y M. G. Rébora. 2002. Intercepción de la lluvia en un monte de *Eucalyptus dunnii*. en XVII Jornadas Forestales de Entre Ríos.

- Dillon, P., R. Benyon, P. Cook, T. Hatton, S. Marvanek, y J. Gillooly. 2001. Review of Research on Plantation Forest Water Requirements in Relation to Groundwater Resources in the Southeast of South Australia. Centre for Groundwater Studies Report No 99. Department for Water Resources, South Australia.
- Dingman, S. L. 1993. Physical hydrology. Prentice Hall, New Jersey.
- Dodd, M. B., y W. K. Lauenroth. 1997. The influence of soil texture on the soil water dynamics and vegetation structure of a shortgrass steppe ecosystem. *Plant Ecology* **133**:13-28.
- Dunin, F. X. 2002. Integrating agroforestry and perennial pastures to mitigate water logging and secondary salinity. *Agricultural Water Management* **53**:259-270.
- Dunin, F. X., y W. Reyenga. 1978. Evaporation from a Themeda grassland. I Controls imposed on the process in a sub-humid environment. *Journal of Applied Ecology* **15**:317-325.
- Dunkerly, D. 2000. Hydrologic effects of dryland shrubs: defining the spatial extent of modified soil water uptake rates at an Australian desert site. *Journal of Arid Environments* **45**:159-172.
- Durieux, L., L. A. T. Machado, y H. Laurent. 2003. The impact of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation. *Remote Sensing of Environment* **86**:132-140.
- Dye, P. J., A. G. Poulter, S. Soko, y D. Maphanga. 1997. The determination of the relationship between transpiration rate and declining available water for *Eucalyptus grandis*. 441/1/97, Water Research Commission.
- Eastman, R. J. 1999. IDRISI 32 Guide to GIS and Image Processing. Clark Labs, Worcester.
- Echeverría, J. C., E. G. Jobbágy, y A. D. Collado. 2006. Aptitud Forestal de la Provincia de San Luis. INTA - Gobierno de la Provincia de San Luis, San Luis, Argentina.
- Eldridge, D. J., y D. Freudenberger. 2005. Ecosystem wicks: Woodland trees enhance water infiltration in a fragmented agricultural landscape in eastern Australia. *Austral Ecology* **30**:336-347.
- Engel, V., E. G. Jobbágy, M. Stieglitz, M. Williams, y R. B. Jackson. 2005. The hydrological consequences of *Eucalyptus* afforestation in the Argentine Pampas. *Water Resources Research* **41**:W10409, doi:10.11029/12004WR003761.
- Epstein, E. 1972. Mineral nutrition of plants: principles and perspectives. Wiley and Sons, New York.
- FAO. 1991. World Soil Resources. An Explanatory Note on the FAO World Soil Resources Map at 1:25.000.000 scale. Soil Resources Rep. 66. Food and Agriculture Organization, Rome, Italy.
- FAO. 2001. Proyecto Regional GCP/RLA/133/EC "Información y análisis para el manejo forestal sostenible". en Recursos forestales y cambio en el uso de la tierra en el Uruguay, Santiago de Chile. Chile.
- Farley, K. A., E. G. Jobbágy, y R. B. Jackson. 2004. Conversion of grasslands to tree plantations: Land use effects on water quantity and quality. Ecological Society of America - Annual meeting, Portland, USA.
- Farley, K. A., E. G. Jobbágy, y R. B. Jackson. 2005. Effects of afforestation on water yield: a global synthesis with implications for policy. *Global Change Biology* **11**:1565-1576.
- Farquhar, G. D., H. O. O'Leary, y J. A. Berry. 1982. On the relationship between carbon isotope discrimination and the intercellular carbon dioxide concentration in leaves. *Australian Journal of Plant Physiology* **9**:121-137.

- Farquhar, G. D., y R. A. Richards. 1984. Isotopic composition of plant carbon correlates with water use efficiency of wheat genotypes. *Australian Journal of Plant Physiology* **11**:539-552.
- Farrington, P., G. D. Watson, G. A. Bartle, J. D. Beresford, y E. A. N. Greenwood. 1990. Evaporation from dampland vegetation on a groundwater mound. *Journal of Hydrology* **115**:65-75.
- Feddes, R. A., P. J. Kowalik, y H. Zaradny. 1978. *Simulation of Field Water Use and Crop Yield*. John Wiley & Sons Inc., New York, NY.
- Feng, S., Q. Hu, y W. Qian. 2004. Quality control of daily meteorological data in China, 1951-2000: a new dataset. *International Journal of Climatology* **24**:853-870.
- Flowers, T. J., P. F. Troke, y A. R. Yeo. 1977. The Mechanism of Salt Tolerance in Halophytes. *Annual Review of Plant Physiology* **28**:89-121.
- Foley, J., R. DeFries, G. P. Asner, C. Barford, G. Bonan, S. R. Carpenter, S. Chapin, M. T. Coe, G. C. Daily, H. K. Gibbs, J. H. Helkowski, T. Holloway, E. A. Howard, C. J. Kucharik, C. Monfreda, J. A. Patz, I. C. Prentice, N. Ramankutty, y P. K. Snyder. 2005. Global Consequences of Land Use. *Science* **309**:570-574.
- Forrest, W. G., y J. D. Ovington. 1970. Organic matter changes in an age series of *Pinus radiata* plantations. *Journal of Applied Ecology* **7**:177-186.
- Frangi, J. L., J. F. Goya, F. Bianchini, A. M. Luy, M. Larocca, y M. A. Marcó. 2000. Ciclo de nutrientes en plantaciones de *Eucalyptus grandis* (Hill ex Maiden) de distintas edades en la provincia de Entre Ríos. SAGPyA-BIRF, Concordia. Entre Ríos.
- Frank, D. A., y R. S. Inouye. 1994. Temporal variation in actual evapotranspiration of terrestrial ecosystems: patterns and ecological implications. *Journal of Biogeography* **21**:401-411.
- Frankenberger, W. T., M. A. Tabaitabai, D. C. Adriano, y H. E. Doner. 1996. Bromine, chlorine and fluorine. Páginas 883-868 en S. L. Sparks, A. L. Page, P. A. Helmke, R. H. Loeppert, P. N. Soltanpour, M. A. Tabaitabai, C. T. Johnson, y M. E. Sumner, editors. *Methods of Soil Analysis - Part 3 Chemical Methods*. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin.
- Gan, J., S. K. Papiernik, S. R. Yates, y W. A. Jury. 1999. Temperature and moisture effects on fumigant degradation in soil. *Journal of Environmental Quality* **28**:1436-1441.
- Geary, T. F. 2001. Afforestation in Uruguay - Study of a changing landscape. *Journal of Forestry* **99**:35-39.
- George, R. J., D. J. McFarlane, y R. A. Nulsen. 1997. Salinity threatens the viability of agriculture and ecosystems in Western Australia. *Hydrogeology Journal* **5**:6-21.
- George, R. J., R. A. Nulsen, R. Ferdowsian, y G. P. Raper. 1999. Interactions between trees and groundwaters in recharge and discharge areas - A survey of Western Australian sites. *Agricultural Water Management* **39**:91-113.
- Goncalves, J. L. M., y J. C. Carlyle. 1994. Modelling the influence of moisture and temperature on net nitrogen mineralization in a forested sandy soil. *Soil biology and biochemistry* **26**:1557-1564.
- Goya, J. F., J. L. Frangi, y F. Dalla Tea. 1997. Relación entre biomasa aérea, área foliar y tipos de suelos en plantaciones de *Eucalyptus grandis* del NE de Entre Ríos, Argentina. *Revista de la Facultad de Agronomía, La Plata* **102**:11-21.
- Granger, R., y D. M. Gray. 1990. A net radiation model for calculating daily snowmelt in open environments. *Nordic Hydrology* **21**:217-234.

- Granier, A. 1985. Une nouvelle methode pour la mesure du flux de seve brute dans le tronc des arbres. *Annales des Sciences Forestieres* **42**:81-88.
- Greene, R. S. B. 1992. Soil physical properties of three geomorphic zones in a semi-arid mulga woodland. *Australian Journal of Soil Research* **30**:55-69.
- Greenwood, E. A. N., L. Klein, J. D. Beresford, y G. D. Watson. 1985. Differences in annual evaporation between grazed pasture and *Eucalyptus* species in plantations on a saline farm catchment. *Journal of Hydrology* **78**:261-278.
- Grieve, I. C. 1980. Some contrasts in soil development between grassland and deciduous woodland sites. *Journal of Soil Science* **31**:137-145.
- Grove, A. T. 1996. The historical context: before 1850. Páginas 13-28 en J. Brandt y J. B. Thornes, editors. *Mediterranean Desertification and Land Use*, Wiley, Chischester, UK.
- Guerschman, J. P., J. M. Paruelo, C. M. di Bella, M. C. Giallorenzi, y F. Pacín. 2003. Land cover classification in the Argentine Pampas using multi-temporal Landsat TM data. *International Journal of Remote Sensing* **24**:3381-3402.
- Hall, A. J., C. M. Rebella, C. Ghera, y J. Culot. 1992. Field crop systems of the Pampas. Páginas 413-450 en C. J. Pearson, editor. *Ecosystems of the World, Field Crop Ecosystems*. Elsevier, Amsterdam.
- Haria, A. H., M. G. Hodnett, y A. C. Johnson. 2003. Mechanisms of groundwater recharge and pesticide penetration to a chalk aquifer in southern England. *Journal of Hydrology* **275**:122-137.
- Heal, K. V. 2001. Manganese and land-use in upland catchments in Scotland. *Science of the total environment* **265**:169-179.
- Heatwole, K. K., y J. E. McCray. 2007. Modeling potential vadose-zone transport of nitrogen from onsite wastewater systems at the development scale. *Journal of Contaminant Hydrology* **91**:184-201.
- Hedin, L. O., J. Armesto, J. Johnson, y H. Arthuer. 1995. Patterns of nutrient loss from unpolluted, old-growth temperate forests: Evaluation of biogeochemical theory. *Ecology* **76**:493-509.
- Henri, C. J. 2001. Soil-site productivity of *Gmelina arborea*, *Eucalyptus urophylla* and *Eucalyptus grandis* forest plantations in western Venezuela. *Forest Ecology and Management* **144**:255-264.
- Heuperman, A. 1999. Hydraulic gradient reversal by trees in shallow water table areas and repercussions for the sustainability of tree-growing systems. *Agricultural Water Management* **39**:153-167.
- Hillel, D. 1998. *Environmental Soil Physics*. Academic Press, San Diego.
- Hodnett, M. G., L. P. da Silva, H. R. da Rocha, y R. Cruz Senna. 1995. Seasonal soil water storage changes beneath central Amazonian rainforest and pasture. *Journal of Hydrology* **170**:233-254.
- Hoffmann, W. A., y R. B. Jackson. 2000. Vegetation-Climate Feedbacks in the Conversion of Tropical Savanna to Grassland. *Journal of Climate* **13**:1593-1602.
- Hong, S., y J. M. Hendrickx. 2002. Soil salinity in arid riparian areas. en AGU - Fall Meeting, San Francisco.
- Horton, R. E. 1919. Rainfall interception. *Monthly Weather Review* **47**:603-623.
- Horton, R. E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin* **56**:275-370.
- House, S., M. Nester, D. Taylor, J. King, y D. Hinchley. 1998. Selecting trees for the rehabilitation of saline sites in south-east Queensland. Technical Paper 52. Department of Primary Industry Queensland, Gympie Qld.

- Hubbard, R. M., M. G. Ryan, C. P. Giardina, y H. Barnard. 2004. The effect of fertilization on sap flux and canopy conductance in a *Eucalyptus saligna* experimental forest. *Global Change Biology* **10**:427-436.
- Huete, A., K. Didan, T. Miura, E. P. Rodriguez, X. Gao, y L. G. Ferreira. 2002. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote Sensing of Environment* **83**:195-213.
- Huete, A., C. Justice, y H. Liu. 1994. Development of vegetation and soil indices for MODIS-EOS. *Remote Sensing of Environment* **49**:224-234.
- Hurtado, E., M. M. Artigao, y V. Caselles. 1994. Estimating maize (*Zea mays*) evapotranspiration from NOAA-AVHRR thermal data in the Albacete area, Spain. *International Journal of Remote Sensing* **15**:2023-2037.
- IGBP, T. C. W. G. 1998. The terrestrial carbon cycle: implications for the Kyoto Protocol. *Science* **280**:1393-1394.
- INTA. 1984. Plan Mapa de Suelos de la Provincia de Entre Ríos. Convenio INTA-Gobierno de Entre Ríos. Suelos y erosión de la provincia de Entre Ríos. INTA-EEA, Paraná.
- INTA. 1993. Carta de Suelos de la República Argentina. Departamento Concordia. Entre Ríos.
- INTA. 1995. Manual para productores de Eucaliptos de la Mesopotamia Argentina.
- Jabro, J. D., E. G. Lotse, K. E. Simmons, y D. E. Baker. 1991. A field study of macropore flow under saturated conditions using a bromide tracer. *Journal of Soil and Water Conservation* **46**:376-380.
- Jackson, R. B., J. L. Banner, E. G. Jobbágy, W. T. Pockman, y D. H. Wall. 2002. Ecosystem carbon loss with woody plant invasion of grasslands. *Nature* **418**:623-626.
- Jackson, R. B., J. Canadell, J. R. Ehleringer, H. A. Mooney, O. E. Sala, y E. D. Schulze. 1996. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia* **108**:389-411.
- Jackson, R. B., E. G. Jobbágy, R. Avissar, S. B. Roy, D. Barret, C. W. Cook, K. A. Farley, D. C. Le Maitre, B. A. McCarl, y B. C. Murray. 2005. Trading water for carbon with biological carbon sequestration. *Science* **310**:1944-1947.
- Jackson, R. B., H. J. Schenk, E. G. Jobbágy, J. Canadell, G. D. Colello, R. E. Dickinson, C. B. Field, P. Friedlingstein, M. Heimann, K. A. Hibbard, D. W. Kicklighter, A. Kleidon, R. P. Neilson, W. J. Parton, O. E. Sala, y M. T. Sykes. 2000. Belowground consequences of vegetation change and their treatment in models. *Ecological Applications* **10**:470-483.
- Jackson, R. D., R. J. Reginato, y S. B. Idso. 1977. Wheat canopy temperature: A practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Research* **13**:651-656.
- Jandl, R., H. Spögl, J. Šimůnek, y L. K. Heng. 2002. Simulation of soil hydrology and establishment of a nitrogen budget of a mountain forest. *Environmental science and pollution research international* **2**:42-45.
- Jarrel, W. M., y R. A. Virginia. 1990. Response of mesquite to nitrate and salinity in a simulated phreatic environment: water use, dry matter and mineral nutrient accumulation. *Plant and Soil* **125**:185-196.
- Jenny, H. 1941. Factors of soil formation. McGraw-Hill, New York, USA.
- Jobbágy, E. G., y R. B. Jackson. 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications* **10**:397-398.

- Jobbágy, E. G., y R. B. Jackson. 2003. Patterns and mechanisms of soil acidification in the conversion of grasslands to forests. *Biogeochemistry* **64**:205-229.
- Jobbágy, E. G., y R. B. Jackson. 2004. Groundwater use and salinization with grassland afforestation. *Global Change Biology* **10**:1299-1312.
- Jobbágy, E. G., y R. B. Jackson. 2007. Groundwater and soil chemical changes under phreatophytic tree plantations. *Journal of Geophysical Research - Biogeosciences* **112**:G02013, doi: 02010.01029/02006JG000246.
- Jobbágy, E. G., M. Vasallo, K. A. Farley, G. Piñeiro, M. F. Garbulsy, M. D. Noretto, R. B. Jackson, y J. M. Paruelo. 2006. Forestación en pastizales: hacia una visión integral de sus oportunidades y costos ecológicos. *Agrociencia* **10**:109-124.
- Johansson, P. O. 1986. Diurnal groundwater level fluctuations in sandy till -a model analysis. *Journal of Hydrology* **87**:125-134.
- Kassas, M. 1987. Seven paths to desertification. *Desertification Control Bulletin* **15**:24-26.
- Kelliher, F. M., R. Leuning, y E. D. Schulze. 1993. Evaporation and canopy characteristics of coniferous forests and grasslands. *Oecologia* **95**:153-163.
- Kladivko, E. J., y D. R. Keeney. 1987. Soil nitrogen mineralization as affected by water and temperature interactions. *Biology and Fertility of Soils* **5**:248-252.
- Köhne, J. M., S. Köhne, y J. Šimůnek. 2006. Multi-process herbicide transport in structured soil columns: Experiments and model analysis. *Journal of Contaminant Hydrology* **85**:1-32.
- Kung, K. J. S., E. J. Kladivko, T. J. Gish, T. S. Steenhuis, G. Bubenzer, y C. S. Helling. 2000. Quantifying Preferential Flow by Breakthrough of Sequentially Applied Tracers: Silt Loam Soil. *Soil Science Society of America Journal* **64**:1296-1304.
- Lagouarde, J. P., y Y. Brunet. 1989. Spatial integration of surface latent heat flux and evaporation mapping. *Advances in Space Research* **9**:259-264.
- Landi, M., M. Oesterheld, y V. A. Deregibus. 1987. Manual de especies forrajeras de los pastizales naturales de Entre Ríos. AACREA.
- Lauenroth, W. K., y D. G. Milchunas. 1991. Short-grass steppe. Páginas 183-226 en R. T. Coupland, editor. *Ecosystems of the World 8A. Natural Grasslands. Introduction and Western Hemisphere*. Elsevier, Amsterdam.
- Lavado, R. S. 1983. Evaluación de la relación entre composición química del agua de lluvia y el grado de salinidad y alcalinidad de distintos suelos. *Revista de la Facultad de Agronomía* **4**:135-139.
- Lavado, R. S., y M. A. Taboada. 1988. Water, salt and sodium dynamics in a natraquoll in Argentina. *CATENA* **15**:577-594.
- Le Maitre, D. C., D. F. Scott, y C. Colvin. 1999. A review of information on interactions between vegetation and groundwater. *Water SA* **25**:137-152.
- Lean, J., y D. A. Warrilow. 1989. Climatic impact of Amazon deforestation. *Nature* **342**:411-413.
- Leiros, M. C., C. Trasar-Cepeda, S. Seoane, y F. Gil-Sotres. 1999. Dependence of mineralization of soil organic matter on temperature and moisture. *Soil biology and biochemistry* **31**:327-335.
- Leon, R. J. C., G. M. Rusch, y M. Oesterheld. 1984. Pastizales pampeanos - impacto agropecuario. *Phytocoenologia* **12**:201-218.
- Liang, S. 2000. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo. I Algorithms. *Remote Sensing of Environment* **76**:213-238.



- Lima, W., M. J. B. Zakia, P. L. Libardi, y F. A. 1990. Comparative evapotranspiration of eucalyptus, pine and natural "cerrado" vegetation measured by the soil water balance method. *IPEF International Piricaba* **1**:5-11.
- Lin, H. S., K. J. McInnes, L. P. Wilding, y C. Hallmark. 1998. Macroporosity and initial moisture effects on infiltration rates in vertisols and vertic intergrades. *Soil Science* **163**:2-8.
- Loheide, S. P. I., J. J. J. Butler, y S. M. Gorelick. 2005. Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: A saturated-unsaturated flow assessment. *Water Resources Research* **41**:W07030, doi:07010.01029/02005WR003942.
- Marcó, M. A. 1988a. Crecimiento del *Eucalyptus grandis* en diferentes suelos de Concordia. Resultados a los 10.5 años. Páginas 510-511 en VI Congreso Forestal Argentino, Santiago del Estero. Argentina.
- Marcó, M. A. 1988b. Incidencia del origen de la semilla y el sitio en el crecimiento de *Eucalyptus grandis* en el Nordeste de Entre Ríos. en III Jornadas Forestales de Entre Ríos, Concordia. Argentina.
- Martens, S. N., D. D. Breshears, y C. W. Meyer. 2000. Spatial distributions of understory light along the grassland/forest continuum: effects of cover, height, and spatial pattern of tree canopies. *Ecological Modeling* **126**:79-93.
- McGrath, D. A., C. K. Smith, H. L. Gholz, y F. D. Oliveira. 2001. Effects of land-use change on soil nutrient dynamics in Amazonia. *Ecosystems* **4**:625-645.
- McIvor, J. 2003. Competition affects survival and growth of buffel grass seedlings - is buffel grass a coloniser or an invader? *Tropical Grasslands* **37**:176-181.
- McKenzie, R. C., R. J. George, S. A. Woods, M. E. Cannon, y D. L. Bennett. 1997. Use of the Electromagnetic-Induction Meter (EM38) as a Tool in Managing Salinisation. *Hydrogeology Journal* **5**:37-50.
- Mermoud, A., T. D. Tamini, y H. Yacouba. 2005. Impacts of different irrigation schedules on the water balance components of an onion crop in a semi-arid zone. *Agricultural Water Management* **77**:282-295
- Mishra, A., y S. D. Sharma. 2003. Leguminous trees for the restoration of degraded sodic wasteland in eastern Uttar Pradesh, India. *Land Degradation & Development* **14**:245-261.
- Mishra, A., S. D. Sharma, y M. K. Gupta. 2003. Soil Rehabilitation through Afforestation: Evaluation of the Performance of *Prosopis juliflora*, *Dalbergia sissoo* and *Eucalyptus tereticornis* Plantations in a Sodic Environment. *Arid Land Research and Management* **17**:257-269.
- Mishra, L., A. Mishra, S. D. Sharma, y R. Pandey. 2004. Amelioration of a highly alkaline soil by trees in northern India. *Soil Use and Management* **20**:325-332.
- Monteith, J. L. 1988. Does transpiration limit the growth of vegetation or vice versa? *Journal of Hydrology* **100**:57-68.
- Morras, H., y L. Candioti. 1982. Relación entre permeabilidad, ciertos caracteres analíticos y situación topográfica de algunos suelos de los bajos submeridionales (Santa Fé). *Revista de Investigaciones Agropecuarias* **26**:23-32.
- Morris, J. 1999. Salt accumulation beneath plantations using saline groundwater: Lessons from the Kyabram plantation study. Páginas 26-28 en P.

- Thorburn, editor. *Agroforestry Over Shallow Water Tables: The Impact of Salinity on Sustainability*. RIRDC Publication. RIRDC Publication.
- Morris, J. D., y J. J. Collopy. 1999. Water use and salt accumulation by *Eucalyptus camaldulensis* and *Casuarina cunninghamiana* on a site with shallow saline groundwater. *Agricultural Water Management* **39**:205-227.
- Morris, J. D., y B. A. Wehner. 1987. Daily and annual water use by four eucalypt species irrigated with wastewater at Robinvale. Research Report N° 329. Dept. of Conservation, Forests and Lands (Victoria).
- Munzbergova, Z., y D. Ward. 2002. *Acacia* trees as keystone species in Negev desert ecosystems. *Journal of vegetation science* **13**:227-231.
- Myers, B. J., S. Theiveyanathan, N. D. O. O'Brien, y W. J. Bond. 1996. Growth and water use of *Eucalyptus grandis* and *Pinus radiata* plantations irrigated with effluent. *Tree Physiology* **16**:211-219.
- New, M., D. Lister, M. Hulme, y I. Makin. 2002. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research* **21**:1-25.
- Nitsch, M. 1995. El desmonte en el Chaco central del Paraguay. Influencia sobre el agua subterránea y salinización de suelos. 2° Simposio sobre aguas subterráneas y perforación de pozos en el Paraguay, San Lorenzo, Paraguay.
- Nobre, C. A. 1991. Possible climatic impacts of amazonia deforestation. en B. P. Braga y C. A. Fernández-Jáuregui, editors. *Water Management of the Amazon Basin*, Montevideo.
- Norris, A. E., K. Wolfsberg, S. K. Gifford, H. W. Bentley, y D. Elmore. 1987. Infiltration at yucca mountain, nevada, traced by <sup>36</sup>Cl. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research* **B29**:376-379.
- Nosetto, M. D., E. G. Jobbágy, y J. M. Paruelo. 2006. Carbon sequestration in semiarid rangelands: Comparison of *Pinus ponderosa* plantations and grazing exclusion in NW Patagonia. *Journal of Arid Environments* **67**:142-156.
- Noy-Meier, I. 1973. Desert ecosystems: environment and producers. *Annual Review of Ecology and Systematics* **4**:25-51.
- Pang, L., y J. Šimůnek. 2006. Evaluation of bacteria-facilitated cadmium transport in gravel columns using the HYDRUS colloid-facilitated solute transport model. *Water Resources Research* **42**:10.1029/2006WR004896.
- Paruelo, J. M., J. P. Guerschman, y S. R. Verón. 2005. Expansión agrícola y cambios en el uso del suelo. *Ciencia Hoy* **15**:14-23.
- Peck, A. J., y D. R. Williamson. 1987. Effects of forest clearing on groundwater. *Journal of Hydrology* **94**:47-66.
- Perez Arrarte, C. 2000. Uruguay's destructive plantation model. *Seedling* **17**:14-22.
- Phillip, J. R. 1957. Evaporation, moisture and heat fields in the soil. *Journal of Meteorology* **14**:354-366.
- Pickett, S. T. A. 1989. Space-for-time substitution of as an alternative to long-term studies. Páginas 110-135 en G. E. Likens, editor. *Long-term studies in ecology: approaches and alternatives*. Springer-Verlag, New York.
- Pierce, L. L., J. Walker, T. I. Dowling, T. R. McVicar, T. J. Hatton, S. W. Running, y J. C. Coughlan. 1993. Ecohydrological changes in the Murray-Darling basin. III. A simulation of regional hydrological changes. *Journal of Applied Ecology* **30**:283-294.
- Piñeiro, G., J. M. Paruelo, y M. Oesterheld. 2006. Potential long-term impacts of livestock introduction on carbon and nitrogen cycling in grasslands of Southern South America. *Global Change Biology* **12**:1267-1284.

- Pook, E. W., y P. H. R. Moore. 1991. Rainfall interception by trees of *Pinus radiata* and *Eucalyptus viminalis* in a 1300 mm rainfall area of southeastern New South Wales: I. Gross losses and their variability. *Hydrological Processes* **5**:127-141.
- Qin, Z., A. Karnieli, y P. Berliner. 2001. A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region. *International Journal of Remote Sensing* **22**:3719-3746.
- Renison, D., A. M. Cingolani, y R. Suarez. 2002. Efectos del fuego sobre un bosquecillo de *Polylepis australis* (Rosaceae) en las montañas de Córdoba, Argentina. *Revista Chilena de Historia Natural* **75**:719-727.
- Reynolds, J. F., P. R. Kemp, y J. D. Tenhunen. 2000. Effects of long-term rainfall variability on evapotranspiration and soil water distribution in the Chihuahuan Desert: A modeling analysis. *Plant Ecology* **150**:149-159.
- Rhoades, J. D., S. M. Lesch, P. J. Shouse, y W. J. Alves. 1990. Locating sampling sites for salinity mapping. *Journal of the Soil Society of America* **54**:1799-1803.
- Richards, L. A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous media. *Physics* **1**:318-333.
- Richardson, D. M. 1998. Forestry trees as invasive aliens. *Conservation Biology* **12**:18-26.
- Ritchie, J. T. 1973. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resources Research* **8**:1204-1213.
- Rosenberry, D. O., y T. C. Winter. 1997. Dynamics of water table fluctuations in an upland between two prairie-pothole wetlands in North Dakota. *Journal of Hydrology* **19**:266-289.
- Rostagno, C. M., G. E. Defossé, y H. F. del Valle. 2006. Postfire Vegetation Dynamics in Three Rangelands of Northeastern Patagonia, Argentina. *Rangeland Ecology and Management* **59**:163-170.
- Rudel, T., y J. Ropel. 1996. Regional patterns and historical trends in tropical deforestation, (1976-1990): A qualitative comparative analysis. *AMBIO* **25**:160-166.
- Ruimy, A., B. Saugier, y G. Dedieu. 1994. Methodology for the estimation of terrestrial net primary production from remotely sensed data. *Journal of Geophysical Research* **99**:5263-5283.
- Ryan, M. G., D. Binkley, y J. Fownes. 1997. Age related decline in forest productivity: Patterns and Process. *Advances in Ecological Research* **27**:213-262.
- SAGPyA. 1999. Argentina, oportunidades de inversión en bosques cultivados.
- SAGPyA. 2002. Primer inventario nacional de plantaciones forestales en macizo. *SAGPyA Forestal* **20**.
- Sahin, V., y M. J. Hall. 1996. The effects of afforestation and deforestation on water yields. *Journal of Hydrology* **178**:293-309.
- Salama, R. B., P. Farrington, G. A. Bartle, y G. D. Watson. 1993a. The chemical evolution of groundwater in a first-order catchment and the process of salt accumulation in the soil profile. *Journal of Hydrology* **143**:233-258.
- Salama, R. B., P. Farrington, G. A. Bartle, y G. D. Watson. 1993b. Salinity trends in the wheatbelt of Western Australia: Results of water and salt balance studies from Cuballing catchment. *Journal of Hydrology* **145**:41-63.
- Sanchez, J. M., y V. Caselles. 2004. Determining actual evapotranspiration in a boreal forest. *Recent Research Developments in Geophysics* **6**:59-80.

- Santoni, C., y E. G. Jobbágy. 2006. Efectos de la agricultura y el sobrepastoreo sobre el balance hídrico de zonas semiaridas. *en* Congreso de la Asociación Argentina de Ecología, Córdoba, Argentina.
- Sapanov, M. K. 2000. Water uptake by trees on different soils in the Northern Caspian region. *Eurasian Soil Science* **33**:1157-1165.
- Saurer, M., R. T. W. Siegwolf, y F. H. Schweingruber. 2004. Carbon isotope discrimination indicates improving water-use efficiency of trees in northern Eurasia over the last 100 years. *Global Change Biology* **10**:2109-2120.
- Scanlon, B. R. 2000. Uncertainties in estimating water fluxes and residence times using environmental tracers in an arid unsaturated zone. *Water Resources Research* **36**:395-409.
- Scanlon, B. R., R. C. Reedy, D. A. Stonestrom, D. E. Prudic, y K. F. Dennehy. 2005. Impact of land use and land cover change on groundwater recharge and quality in the southwestern US. *Global Change Biology* **11**:1577-1593.
- Scott, D. F., y W. Lesch. 1997. Streamflow responses to afforestation with *Eucalyptus grandis* and *Pinus patula* and to felling in the Mokobulaan experimental catchments, South Africa. *Journal of Hydrology* **199**:360-377.
- Scott, R. L., W. James Shuttleworth, D. C. Goodrich, y T. Maddock III. 2000. The water use of two dominant vegetation communities in a semiarid riparian ecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology* **105**:241-256.
- Schaap, M. G., F. J. Leij, y M. T. van Genuchten. 2001. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology* **251**:163-176.
- Schenk, H. J., y R. B. Jackson. 2002. The global biogeography of roots. *Ecological Monographs* **72**:311-328.
- Schlesinger, W. H. 1997. *Biogeochemistry. An analysis of global change.* Academic Press.
- Schofield, J. J., I. C. Loh, P. R. Scott, J. R. Bartle, P. Ritson, R. W. Bell, H. Borg, B. Anson, y R. Moore. 1989. Vegetation strategies to reduce stream salinity of water resource catchments in south-west Western Australia. Water Authority of Western Australia Report no. WS33
- Schofield, N. J. 1992. Tree-planting for dryland salinity control in Australia. *Agroforestry Systems* **20**:1-23.
- Schofield, R., D. S. G. Thomas, y M. J. Kirby. 2001. Causal processes of soil salinization in Tunisia, Spain and Hungary. *Land Degradation & Development* **12**:163-181.
- Schulze, E. D., W. Schulze, F. M. Kelliher, N. N. Vyodskaya, W. Ziegler, K. I. Kobak, H. Koch, A. Ameth, W. A. Kusnetsova, A. Sogatchev, A. Issajev, G. Bauer, y D. Y. Hollinger. 1995. Aboveground biomass and nitrogen nutrition in a chronosequence of pristine Dahurian *Larix* stands in eastern Siberia. *Canadian Journal of Forest Research* **25**:943-960.
- Seguin, B., S. Baelz, J. M. Monget, y V. Petit. 1982. Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évaporation régionale. I. Mise au point méthodologique sur la site de la Crau. *Agronomie* **2**:7-16.
- Seguin, B., y B. Itier. 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing* **4**:371-383.
- Sellers, P. J. 1985. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *International Journal of Remote Sensing* **6**:1335-1372.

- Sepliarsky, F., y F. Dalla Tea. 1993. Crecimiento de *Eucalyptus grandis* en relación con factores edáficos. en Congreso Forestal Argentino y Latinoamericano, Paraná. Argentina.
- Sharda, V. N., P. Samraj, J. S. Samra, y V. Lakshmanan. 1998. Hydrological behaviour of first generation coppiced bluegum plantations in the Nilgiri sub-watersheds. *Journal of Hydrology* **211**:50-60.
- Shukla, J., C. A. Nobre, y P. Sellers. 1990. Amazonia deforestation and climate change. *Science* **247**:1322-1325.
- Sikka, A. K., J. S. Samra, V. N. Sharda, P. Samraj, y Lakshmanan. 2003. Low flow and high flow responses to converting natural grassland into bluegum (*Eucalyptus globulus*) in Nilgiris watersheds of South India. *Journal of Hydrology* **270**:12-26.
- Silveira, L., y J. Alonso. 2004. Modificación de los coeficientes de escorrentía producto del desarrollo forestal en una macrocuenca del Uruguay. en XXI Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Sao Pedro, Brasil.
- Silveira, L., J. Alonso, y L. Martinez. 2006. Efecto de las plantaciones forestales sobre el recurso agua en el Uruguay. *Agrociencia* **10**:75-93.
- Šimůnek, J., M. T. van Genuchten, y M. Šejna. 2005. The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media, Version 3.0, HYDRUS Software Series 1. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA.
- Sizemskaya, M. L., y V. A. Romanenkov. 1992. The Evaluation of the Desalinization Rate of Solonchakous Solonchets in their Northern Caspian Region under Agroforestry Practice. *Pochvovedenie* **6**:83-91.
- Soriano, A., R. J. C. Leon, O. E. Sala, R. S. Lavado, V. A. Deregibus, M. Cahuepe, O. A. Scaglia, C. A. Velázquez, y J. H. Lemcoff. 1991. Río de la Plata Grasslands. Páginas 367-407 en R. T. Coupland, editor. *Natural Grasslands: Introduction and Western Hemisphere. Ecosystems of the World 8A*. Elsevier, Amsterdam.
- Spennemann, D., y N. E. Marcar. 1999. Urban and Heritage Landscapes. Under the Saline Threat. *Journal of the Australian Association of Natural Resource Management* **2**:14-17.
- Stefanovits, P. 1981. *Mezőgazdasági Kiadó (Soil Science)*, Budapest.
- Stirzaker, R., R. Vertessy, y A. Sarre, editors. 2002. *Trees, Water and Salt: An Australian guide to using trees for healthy catchments and productive farms*, Canberra.
- Stirzaker, R. J., F. J. Cook, y J. H. Knight. 1999. Where to plant trees on cropping land for control of dryland salinity: some approximate solutions. *Agricultural Water Management* **39**:115-133.
- Stole, W. J., D. J. McFarlane, y R. J. George. 1997. Flow systems, tree plantations and salinisation in a West Australian catchment. *Australian Journal of Soil Research* **35**:1213-1229.
- Subsecretaría de Recursos Hídricos. 2004. *Estadística Hidrológica de la República Argentina*.
- Sudduth, K. A., S. T. Drummond, y N. R. Kitchen. 2001. Accuracy issues in electromagnetic induction sensing of soil electrical conductivity for precision agriculture. *Computers and Electronics in Agriculture* **31**:239-264.
- Swift, C. E. 1997. *Salt tolerance of various temperate zone ornamental plants*. Colorado State University Cooperative Extension Tri River Area, Grand Junction, CO.
- Szabolcs, I. 1979. *Review of research on salt-affected soils*. UNESCO, Paris.

- Szabolcs, I. 1989. Salt-affected Soils. CRC Press, Florida.
- Taboada, M. A., y R. S. Lavado. 1988. Grazing effects of the bulk density in a Natraquoll of the Flooding Pampa of Argentina. *Journal of Range Management* **41**:500-503.
- Talibudeen, O. 1991. Ion-selective electrodes. Páginas 111-182 *en* K. A. Smith, editor. *Soil Analysis. Modern Instrumental Techniques* vol. 3. Marcel Dekker, Inc, New York.
- Tanji, K. L., y N. C. Kielen. 2003. Agricultural drainage water management in arid and semi-arid areas. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- Taws, N. 2003. Woodland Remnants and Dryland Salinity. Final report to the NSW National Parks and Wildlife Service. Greening Australia ACT & SE NSW, Canberra.
- Theiveyanathan, S., R. Benyon, P. Polglase, R. A. Falkiner, y B. J. Myers. 2001. Tree plantations for controlling water tables in irrigation districts of the southern Murray-Darling Basin. *en* Proceedings of the 7<sup>o</sup> National PURSL Conference on Productive Use and Rehabilitation of Saline Lands, Launceston, Australia.
- Thomas, D. S. G., y N. J. Middleton. 1993. Salinization: new perspectives on a major desertification issue. *Journal of Arid Environments* **24**:95-105.
- Thomas, G. W. 1996. Soil acidity and soil pH. Páginas 475-490 *en* S. L. Sparks, A. L. Page, P. A. Helmke, R. H. Loeppert, P. N. Soltanpour, y M. A. Tabaitabai, editors. *Methods of Soil Analysis – Part 3 Chemical Methods*. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin.
- Thorburn, P., G. Walker, y I. Jolly. 1995. Uptake of saline groundwater by plants: An analytical model for semi-arid and arid areas. *Plant and Soil* **175**:1-11.
- Thorburn, P. J. 1999. Agroforestry over shallow water tables. The impact of salinity on sustainability. Rural Industries Research and Development Corporation.
- Thorburn, P. J., B. A. Cowie, y P. A. Lawrence. 1991. Effect of land development on groundwater recharge determined from non-steady chloride profiles. *Journal of Hydrology* **124**:43-58.
- Thornthwaite, C. W., y J. R. Mather. 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Publications in Climatology **10**:185-311.
- Toth, T., F. Csillag, L. L. Biehl, y E. Michéli. 1991. Characterization of Semivegetated Salt-Affected Soils by Means of Field Remote Sensing. *Remote Sensing of Environment* **37**:167-180.
- Toth, T., y M. Kertész. 1996. Application of Soil-Vegetation Correlation to Optimal Resolution Mapping of Solonetzic Rangeland. *Arid Soil Research and Rehabilitation* **10**:1-12.
- Toth, T., y K. Rajkai. 1994. Soil and plant correlations in a solonetzic grassland. *Soil Science* **157**:253-262.
- Tricart, J. L. 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida. Base para los estudios edafológicos y agronómicos. Vol. XII. Colección Científica, INTA, Buenos Aires.
- Turner, B. L., W. C. Clark, R. W. Kates, J. F. Richards, J. T. Mathews, y W. B. Meyer. 1990. *The Earth as transformed by human action*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- van Genuchten, M. T. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* **44**:892-898.

- Ventrella, D., B. P. Mohanty, J. Šimůnek, N. Losavio, y M. T. van Genuchten. 2000. Water and chloride transport in a fine-textured soil: field experiments and modeling. *Soil Science* **165**:624-631.
- Vermote, E. F., N. Z. El Saleous, y C. O. Justice. 2002. Atmospheric correction of MODIS data in the visible to middle infrared: first results. *Remote Sensing of Environment* **83**:97-111.
- Vertessy, R., L. Connell, J. Morris, R. Silberstein, A. Heuperman, P. Feikema, L. Mann, M. Komarzynski, J. Callopy, y D. Stackpole. 2000. Sustainable hardwood production in shallow watertable areas. RIRDC publication 00-163, Rural Industries Research and Development Corporation, Barton.
- Vertessy, R. A., F. G. R. Watson, y S. K. O'Sullivan. 2001. Factors determining relations between stand age and catchment water balance in mountain ash forests. *Forest Ecology and Management* **143**:13-26.
- Vidal, A., Y. Kerr, J. P. Lagouarde, y B. Seguin. 1987. Teledetection et bilan hydrique: Utilisation combinee d'un modele agrometeorologique et des donnees de l'IR thermique du satellite NOAA-AVHRR. *Agricultural and Forest Meteorology* **39**:155-175.
- Viglizzo, E. F., F. Lértora, A. J. Pordomingo, J. Bernardos, Z. E. Roberto, y H. F. del Valle. 2001. Ecological lessons and applications from one century of low external-input farming in the Pampas of Argentina. *Agriculture, Ecosystems & Environment* **83**:65-81.
- Villamil, M. B., N. M. Amiotti, y N. Peinemann. 2001. Soil degradation related to overgrazing in the semi-arid southern caldenal area of Argentina. *Soil Science* **166**:441-452.
- Vitousek, P. M. 1977. The regulation of element concentrations in mountain streams in the northeastern US. *Ecological Monographs* **47**:65-87.
- Walker, G. R. 1998. Using soil water tracers to estimate recharge. *en* L. Zhang y G. R. Walker, editors. *Studies in Catchment Hydrology. The Basics of Recharge and Discharge*. CSIRO Publishing, Collingwood.
- Walker, G. R., y L. Zhang. 2002. Plot-scale models and their application to recharge studies. *en* L. Zhang y G. R. Walker, editors. *Studies in Catchment Hydrology. The Basics of Recharge and Discharge*. CSIRO Publishing, Collingwood.
- Walker, J., F. Bullen, y B. G. Williams. 1993. Ecohydrological changes in the Murray-Darling basin. I. The number of trees cleared over two centuries. *Journal of Applied Ecology* **30**:265-273.
- White, W. N. 1932. A method of estimating groundwater supplies based on discharge by plants and evaporation from soil. USGS Water-Supply Paper 659-A, Washington.
- Wilcox, B. P., M. S. Seyfried, y D. D. Breshears. 2003. The water balance on rangelands. Páginas 791-794 *en* B. A. Stewart y T. A. Howell, editors. *Encyclopedia of water science*. Marcel Dekker, New York.
- Williams, A. J., y R. C. Balling. 1996. *Interactions of Desertification and Climate*. Edward Arnold, London.
- Williams, D. E. 1948. A rapid manometric method for the determination of carbonate in soils. *Soil Science Society of America Proceedings* **13**:127-129.
- Wood, W. E. 1924. Increase of salt in soil and streams following the destruction of native vegetation. *Journal of the Royal Society of Western Australian* **10**:35-47.
- Wright, J. A., A. DiNicola, y E. Gaitan. 2000. Latin American forest plantations - Opportunities for carbon sequestration, economic development and financial returns. *Journal of Forestry* **98**:20-23.

- Wu, L., X. Guo, K. Hunter, E. Zagory, R. Waters, y J. Brown. 2001. Studies of Salt Tolerance of Landscape Plant Species and California Native Grasses for Recycled Water Irrigation. Slosson Report:1-14.
- Xiao, X., Q. Zhang, D. Hollinger, J. Aber, y B. Moore. 2005. Modelling gross primary production of an evergreen needleleaf forest using MODIS and climate data. *Ecological Applications* **15**:954-969.
- Zak, M. R., M. Cabido, y J. G. Hodgson. 2004. Do subtropical seasonal forests in the Gran Chaco, Argentina, have a future? *Biological Conservation* **120**:589-598.
- Zalba, S. M., y C. B. Villamil. 2002. Woody Plant Invasion in Relictual Grasslands. *Biological Invasions* **4**:55-72.
- Zarate, M. A. 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* **22**:1987-2006.
- Zhang, L., W. R. Dawes, y G. R. Walker. 2001. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research* **37**:701-708.



## APENDICE I

### Estimación de radiación neta

La radiación neta ( $R_n$ ), la cual puede ser separada en radiación de onda corta ( $C_n$ ) y de onda larga ( $L_n$ ), se estimó en base a cálculos de radiación solar y estimaciones satelitales del albedo superficial. La radiación total incidente en onda corta ( $C_t$ ) se calculó según Shuttleworth (1993):

$$C_t = (a + b m/M) C_o \quad [1]$$

donde  $m$  es el brillo solar diario (hr),  $M$  es la duración del día (hr),  $a$  y  $b$  son constantes para las que se asumen valores fijos de 0.25 y 0.50, respectivamente. La radiación solar extraterrestre ( $C_o$ ) ( $\text{mm d}^{-1}$ ) se calculó como:

$$C_o = 15.392 d_r (\omega \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \omega) \quad [2]$$

donde  $d_r$  es la distancia relativa entre el sol y la tierra,  $\omega$  el ángulo solar horario,  $\phi$  la latitud y  $\delta$  representa la declinación solar. La radiación neta en onda corta se calculó como:

$$C_n = C_t (1 - \alpha) \quad [3]$$

donde el albedo superficial ( $\alpha$ ) se estimó a partir de las bandas 1, 3, 4, 5 y 7 de las imágenes Landsat ETM+ siguiendo la metodología propuesta por Liang (2000).

La radiación neta en onda larga se estimó empíricamente de acuerdo con Granger y Grey (1990). Para coberturas naturales, las fluctuaciones de las temperaturas de superficie y atmosférica y, en gran medida, la de la humedad, son accionadas por la energía suministrada a la superficie, por lo tanto, para condiciones de cielo despejado, los valores diarios de  $L_n$  pueden ser estimados a partir de la radiación solar incidente en onda corta como:

$$L_n = -4.25 - 0.24 C_t \quad [4]$$

La radiación total neta ( $R_n$ ) resulta entonces de la suma de sus componentes de onda corta y larga (Ecuaciones [3] y [4]).

### Estimación de la temperatura del aire y superficial

Se utilizó el algoritmo desarrollado por Qin et al. (2001) para obtener la temperatura de superficie ( $T_s$ ) a partir de imágenes Landsat ETM+. El algoritmo tiene la siguiente forma:

$$T_s = [h(1 - C - D) + (k(1 - C - D) + C + D) T_b - D T_{at}]/C \quad [5]$$

donde  $T_{at}$  es la temperatura media atmosférica efectiva, la cual puede ser estimada a partir de la temperatura del aire (~2 m de altura) por el método de Qin et al. (2001),  $T_b$  es la temperatura efectiva registrada por el satélite,  $h$  y  $k$  son constantes necesarias para linealizar la ecuación de radiación de Planck, que

asumen valores de  $h=-67.35535$  y  $k=0.45861$ ; y los parámetros C y D son definidos como:

$$C = \varepsilon \tau \quad [6]$$

$$D = (1 - \tau) [1 + (1 - \varepsilon) \tau] \quad [7]$$

donde  $\varepsilon$  representa a la emisividad, la cual puede ser calculada a partir del NDVI según Van de Griend y Owe (1993), y  $\tau$  es la transmitancia atmosférica estimada a partir del contenido de humedad según Qin et al. (2001). La temperatura registrada por el satélite fue calculada para cada píxel utilizando la siguiente relación, la cual es similar a la ecuación de Planck con dos parámetros libres (Schott y Volchok 1985):

$$T_b = [K_2 / \ln (K_1/L + 1)] \quad [8]$$

donde L es la radiancia de un cuerpo negro para la temperatura  $T_b$ , integrada para la banda 6 del sensor ETM+,  $K_1= 666.09 \text{ W.m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ mm}^{-1}$  y  $K_2= 1282,71 \text{ K}$  (Irish 2000).

En la aproximación original Carlson et al. (1995) utilizaron la diferencia de temperatura ( $T_s - T_a$ ) cercana al mediodía (13:00). Dado que las imágenes Landsat ETM+ son adquiridas en un momento más temprano del día (10:30), se evaluó la posibilidad de utilizar  $(T_s - T_a)_{10:30}$  como un sustituto de  $(T_s - T_a)_{13:00}$ . Para esto, se compararon los valores registrados sobre distintas coberturas (pastos, árboles, suelo desnudo) en condiciones de cielo despejado, realizando mediciones con un termómetro infrarrojo portátil (Raytek ST20, Raytek Co., Santa Cruz, CA, USA) y un medidor de temperatura del aire y viento (Kestrel 2000, Nielsen-Kellerman Co., Boothwyn, PA, USA). Las mediciones en ambos momentos del día estuvieron estrechamente correlacionadas ( $r^2=0.95$ ,  $n=72$ ). La pendiente y el origen de la relación no fueron estadísticamente diferentes de uno ( $p=0.92$ ) ni de cero ( $p=0.95$ ), respectivamente. Inoue y Moran (1997) arribaron a similares resultados comparando mediciones realizadas en cultivos entre las 10:30 y las 14:00.

### **Coefficiente de intercambio y corrección de estabilidad**

El coeficiente de intercambio (B) en la ecuación de evapotranspiración representa la conductancia media para el flujo de calor sensible integrado a lo largo del día. El coeficiente n es una corrección para condiciones estáticas no neutrales y asume generalmente valores cercanos a uno (Seguin y Itier 1983). El valor B depende de la rugosidad y velocidad del viento, por lo tanto es inapropiado asignar un valor único para distintos tipos de vegetación. Carlson y Buffum (1989) indicaron que el coeficiente B es muy sensible a la cantidad de vegetación, la cual puede ser precisamente estimada a partir de un índice de vegetación escalado (NDVI\*, del inglés Normalized Differences Vegetation Index) donde:

$$\text{NDVI}^* = (\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\min}) / (\text{NDVI}_{\max} - \text{NDVI}_{\min}) \quad [9]$$

$$\text{NDVI} = (\rho_{\text{NIR}} - \rho_{\text{RED}}) / (\rho_{\text{NIR}} + \rho_{\text{RED}}) \quad [10]$$

$\rho_{\text{NIR}}$  y  $\rho_{\text{RED}}$  representan la reflectancia en el infrarrojo cercano y en el rojo, respectivamente. El  $\text{NDVI}_{\min}$  consiste en el NDVI del suelo desnudo y el  $\text{NDVI}_{\max}$

representa el NDVI de la vegetación densa. Posteriormente, Carlson et al. (1995), en base a trabajos realizados con un modelo de transferencia suelo-vegetación-atmósfera (SVAT), propusieron las siguientes ecuaciones para el cálculo de los coeficientes B y n:

$$n = 1.067 - 0.372 (\text{NDVI}^*) \quad [11]$$

$$B = 0.0109 + 0.051 (\text{NDVI}^*) \quad [12]$$

En base a estas relaciones se obtuvo un valor medio de B de  $0.56 \text{ mm d}^{-1} \text{ K}^{-1}$  para las forestaciones y de  $0.27 \text{ mm d}^{-1} \text{ K}^{-1}$  para pastizales, los cuales muestran un buen acuerdo con trabajos previos (Seguin y Itier 1983, Sanchez et al. 2003).

### Bibliografía

- Carlson, T., W. Capehart, y R. Gillies. 1995. A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration. *Remote Sensing of Environment* **54**:161-167.
- Carlson, T. N., y M. J. Buffum. 1989. On estimating total daily evapotranspiration from remote surface temperatures measurements. *Remote Sensing of Environment* **29**:197-207.
- Granger, R., y D. M. Gray. 1990. A net radiation model for calculating daily snowmelt in open environments. *Nordic Hydrology* **21**:217-234.
- Inoue, Y., y M. S. Moran. 1997. A simplified method for remote sensing of daily canopy transpiration - a case study with direct measurements of canopy transpiration in soybean canopies. *International Journal of Remote Sensing* **18**:139-152.
- Irish, R. R. 2000. Landsat 7 science data user's handbook. Report 430-15-01-003-0. National Aeronautics and Space Administration.
- Liang, S. 2000. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo. I Algorithms. *Remote Sensing of Environment* **76**:213-238.
- Qin, Z., A. Karnieli, y P. Berliner. 2001. A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region. *International Journal of Remote Sensing* **22**:3719-3746.
- Sanchez, J. M., V. Caselles, R. Niclós, y T. Laurila. 2003. Cálculo de la evapotranspiración en un bosque boreal. *Revista de Teledetección* **20**:53-57.
- Schott, J. R., y W. J. Volchok. 1985. Thematic Mapper thermal infrared calibration. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* **51**:1351-1357.
- Seguin, B., y B. Itier. 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing* **4**:371-383.
- Shuttleworth, W. J. 1993. *Evaporation*. McGraw-Hill, New York.
- Van de Griend, A. A., y M. Owe. 1993. On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing* **14**:1119-1131.