

Circulación vertical del agua y su relación con la vegetación en zonas áridas y semiáridas

*Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires,
Área Ciencias Agropecuarias*

Celina Sofia Santoni

Lic. en Ciencias Biológicas - Universidad Nacional de San Luis - 2004

Lugar de trabajo: Grupo de Estudios Ambientales. Instituto de Matemática Aplicada
San Luis (CONICET – Universidad Nacional de San Luis)



FAUBA

Escuela para Graduados Ing. Agr. Alberto Soriano
Facultad de Agronomía – Universidad de Buenos Aires



COMITÉ CONSEJERO

Director de tesis

Esteban G. Jobbágy

Ingeniero Agrónomo (Universidad de Buenos Aires)

Ph.D. Biología (Duke University-EE.UU.)

Co-director

Ricardo Hugo Velasco

Licenciado en Física (Universidad Nacional de San Luis)

Doctor en Física (Universidad Nacional de San Luis)

Consejero de Estudios

Roberto Fernández Aldúncin

Ingeniero Agrónomo (Universidad de Buenos Aires)

Ph.D. Biología (Duke University-EE.UU.)

JURADO DE TESIS

Director de tesis

Esteban G. Jobbágy

Ingeniero Agrónomo (Universidad de Buenos Aires)

Ph.D. Biología (Duke University-EE.UU.)

JURADO

Guillermo H. Goldstein

Licenciado en Ciencias Biológicas (Universidad de Buenos Aires)

Ph.D. Ecofisiología y Ecología (Washington University-EEUU)

JURADO

Erik Daniel Zimmermann

Ingeniero Civil (Universidad Nacional de Rosario)

Doctor en Ciencias de la Ingeniería (Universidad Nacional de Córdoba)

JURADO

Alfonsina Tripaldi

Lic. en Ciencias Geológicas (Universidad de Buenos Aires)

Doctora en Ciencias Geológicas (Universidad de Buenos Aires)

Fecha de defensa de la tesis: 04 de Septiembre de 2012

Dedicado a...

mis padres, Sofia y Pedro

mis hermanos, Mariana y David

mi compañero, Sergio

Agradecimientos

Quiero agradecer de forma especial al Dr. Esteban Jobbágy, por la confianza depositada desde el comienzo de este proyecto. Por su esfuerzo, dedicación, paciencia y generosidad, poniendo a mi disposición todos los medios necesarios para la realización del trabajo. De igual modo agradezco al Dr. Hugo Velasco y al Dr. Roberto Fernández, quienes siempre me dieron su apoyo y me brindaron todo lo que estuviera a su alcance para poder concretar esto.

Gracias a las instituciones que apoyaron económicamente durante la elaboración de la tesis: el CONICET, la Facultad de Química, Bioquímica y Farmacia (UNSL), el SECyT, el InterAmerican Institute for Global Change Reserach (IAI) y la Fundación Antorchas. También quiero resaltar toda la colaboración aportada por los propietarios y habitantes de los campos y sitios de estudio, así como a los colegas del INTA EEA Villa Mercedes, que de forma desinteresada siempre pusieron a disposición todo material que pudiera ser de utilidad.

Gracias por la asistencia, colaboración y permanente contacto del personal de la Escuela para Graduados Alberto Soriano.

Agradezco al IMASL, y valoro especialmente las gestiones de Andrea Gomez y Lili Garro, que siempre me dieron una mano cuando los trámites se complicaban. Gracias también a los compañeros de “la casita” del Área de Ecología y a Graciela Molina, que me ha acompañado y apoyado durante muchos años. Les agradezco a los colegas del CEBAS (Murcia) y los amigos de España, que me “aguantaron” y me abrieron sus puertas en las últimas etapas de la tesis.

A Silvina Ballesteros, Marisa Puente, Esteban Crespo y Ricardo Paez, muchas gracias por el aguante, la paciencia y ayuda permanente en la logística, trabajo de campo y de laboratorio que involucró la tesis. Desde Villa Mercedes: Lucía, David y Ricardo, fue un placer trabajar con ustedes, gracias por ayudarme a descubrir el “Río Nuevo”. A los compañeros del GEA: Flavia, Carla, Vicki, Roxi, Eva, Patricio, Javier, Francisco, Jorge, Iván y Sergio Calderón, les agradezco por la colaboración y tantos momentos compartidos. Silvina, Marcelo y Germán, recuerdo especialmente todos estos años de “convivencia”... me brindaron compañía, apoyo, ayuda y experiencia. John Kim y Dush, aunque nos cruzamos sólo un par de veces, me ayudaron y aprendí mucho, un verdadero placer haber trabajado con ustedes. Muchas gracias a Gervasio, que colaboró con el empujoncito inicial para que esta tesis empezara a tomar forma.

También quiero agradecer a los amigos del eterno BOX6: Jimena, Ana, Ivana, Claudia, Norma, Nicolás, Agustín y Rosita... pasamos muy buenos momentos por muchos años, largas rondas de mate, medialunas y cosas ricas... era la segunda casa, inolvidable. Gracias a Eugenia, nos conocimos por su tesis y ya compartimos buena parte de nuestras vidas en San Luis. Ivana, Dietmar y Anna, su cariño, experiencia y calidez desde Austria fueron un sostén permanente. Ivana supo demostrarme que la

distancia no debilita ni enfría la amistad. Halimi y María Luz, mis amigas de siempre, gracias porque siempre estuvieron muy cerca, disfrutando, sufriendo y aprendiendo conmigo.

Muchas gracias a quienes se convirtieron en mi “familia de San Luis”: a Jimena, compañera incondicional, siempre dispuesta a escuchar en las malas y a festejar en las buenas. A Bárbara y Maxi, que ya me aguantaban en Buenos Aires, y ahora en San Luis, con el gran Ernesto y el “retoño” que viene en camino. A Ana y Lalo, los mejores vecinos, que con Iñaki y Amparito fueron excelente compañía y garantía de muy buenos asados... A Analía y sus tres hermosas niñas: Lucrecia, Iara y Guadalupe, que saben sacar una sonrisa incluso en momentos difíciles. Y a Beti, que siempre me tiende una mano cuando más difícil parece todo.

Agradezco a mi familia por su confianza y apoyo incondicional: mis padres, hermanos y todos los seres queridos que desde Mendoza han colaborado para que esto fuera posible, ellos son también protagonistas de este logro. A Alba, por el aguante en todo, y los lindos momentos en San Luis. También quiero agradecer a María Luisa, Pablo y Pablo (hijo), que me acompañan siempre y me hacen sentir parte de la familia.

Finalmente, gracias a Sergio por la confianza, el apoyo, la compañía y la paciencia. Por estar siempre a mi lado, ayudando a seguir adelante y concretar este proyecto.

Y un extra, que no puede faltar, gracias a la fiel Gala, que siempre me acompañó en todo, sin entender nada.

"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."

Publicaciones derivadas de la tesis

Contreras S., C.S. Santoni, E.G. Jobbágy. 2012. Abrupt watercourse formation in a semiarid sedimentary landscape of central Argentina: the roles of forest clearing, rainfall variability and seismic activity, *Ecohydrology*, DOI: 10.1002/eco.1302.

Jayawickreme, D.H., C.S. Santoni, J.H. Kim, E.G. Jobbágy, R.B. Jackson. 2011. Changes in hydrology and salinity accompanying a century of agricultural conversion in Argentina, *Ecological Applications*, 21 (7), 2367-2379.

Santoni, C.S., E.G. Jobbágy, S. Contreras. 2010. Vadose zone transport in dry forests of central Argentina: role of land use, *Water Resour. Res.*, 46, W10541, doi:10.1029/2009WR008784.

Jobbágy, E.G., M.D. Noretto, C.S. Santoni, G. Baldi. 2008. El desafío ecohidrológico de las transiciones entre sistemas leñosos y herbáceos en la llanura Chaco-Pampeana, *Ecol. Austral*, 18(3), 305–322.

Índice General

Dedicatoria.....	iii
Agradecimientos.....	iv
Declaración.....	vii
Publicaciones derivadas de la Tesis.....	viii
Índice General.....	ix
Índice de Tablas.....	xii
Índice de Figuras.....	xiv
Lista de Abreviaturas.....	xviii
Resumen.....	xix
Abstract.....	xx
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1. Introducción general.....	2
1.2. Vegetación semiárida y patrones de uso de agua.....	3
1.3. Dinámica de sales en ambientes semiáridos.....	4
1.4. Textura de los suelos: efectos en la hidrología y en el movimiento de sales.....	6
1.5. Manifestaciones hidrológicas en el paisaje derivadas de los cambios en el balance hídrico de bosques secos cultivados.....	6
1.6. Objetivos y organización de la Tesis.....	7
1.7. Áreas de estudio.....	9
Capítulo 2. Transporte en la zona vadosa de bosques semiáridos del centro de Argentina: el rol del cambio del uso del suelo.....	11
2.1. Introducción.....	12
2.2. Materiales y Métodos.....	14
2.2.1. Descripción regional.....	14
2.2.2. Sitios de estudio.....	15
2.2.3. Mediciones y análisis de datos.....	16
2.2.4. Balance de cloruros y estimaciones de recarga.....	17
2.3. Resultados.....	19
2.3.1. Perfiles de agua y cloruros.....	19
2.3.2. Sales de nitrato y carbonato.....	23

2.3.3. Estimaciones de recarga	25
2.4. Discusión.....	27
 Capítulo 3. Formación súbita de cursos de agua en un paisaje semiárido: historia y posible vinculación con aumentos de la precipitación, deforestación y actividad sísmica	31
3.1. Introducción	32
3.1.1. Alteraciones hidro-geomorfológicas en paisajes sedimentarios semiáridos.....	32
3.1.2. Cambios hidro-geomorfológicos en el centro de Argentina	34
3.1.3. Hipótesis	35
3.2. Materiales y Métodos	35
3.2.1. Área de estudio.....	36
3.2.2. Análisis histórico.....	39
3.2.3. Observaciones de campo	40
3.3. Resultados	41
3.3.1. Análisis histórico.....	41
3.3.2. Observaciones de campo	46
3.4. Discusión.....	51
 Capítulo 4. Aplicación de herramientas geoelectricas para evaluar efectos del uso de la tierra sobre la dinámica de agua y sales de la zona vadosa.....	57
4.1. Introducción	58
4.2. Materiales y Métodos	59
4.2.1. Región de estudio.....	60
4.2.2. Sitios seleccionados.....	60
4.2.3. Muestreo y análisis de suelos	60
4.2.4. Caracterización geofísica de la distribución de agua y sales ...	61
4.2.5. Respuesta de la resistividad a la humedad y salinidad	61
4.3. Resultados y Discusión	62
4.3.1. Resistividad estimada en laboratorio	63
4.3.2. Información de campo vs. información de laboratorio.....	66
4.3.3. Imágenes de Resistividad Eléctrica en dos dimensiones.....	68
 Capítulo 5. Modelización del drenaje profundo en ambientes sedimentarios semiáridos: efectos del uso de la tierra, la textura del suelo y la precipitación	73
5.1. Introducción	74
5.2. Metodología y herramientas.....	75
5.3. Resultados y Discusión	80
5.3.1. Validación del Modelo	87
 Capítulo 6. Discusión general y Conclusiones.....	89

6.1. Cambios de uso del suelo: estudio desde la ecohidrología.....	90
6.2. Cambios en el balance hídrico y movilización de sales	90
6.3. Herramientas y técnicas de estudio	93
6.4. Propuestas para la planificación y el manejo de tierras agrícolas en ambientes semiáridos	94
6.5. Futuras líneas de investigación	95
 Bibliografía	 97

Índice de Tablas

Tabla 2.1. Información de los sitios de estudio. Precipitación anual correspondiente al período 1960-1999. La deposición atmosférica de cloruro ($\text{g/m}^2\text{año}$) fue calculada a partir de las mediciones de concentración de cloruros en lluvias colectadas durante dos años en un sitio ubicado a 35-80 km de distancia de los sitios de estudio, y ajustado con mediciones adicionales en otro sitio del centro de Argentina (Piñeiro et al. 2007). La textura del suelo y el contenido de gravas en las muestras se presentan para cada capa de sedimento analizada.

Tabla 2.2. Acumulación de agua, almacenamiento de cloruros y estimaciones de recarga. La vegetación característica es bosque semiárido (BS), bosque semiárido sobrepastoreado (BS_{sp}) y agricultura (A). El tiempo desde la aparición de la agricultura se muestra entre paréntesis (en años). El almacenamiento de agua y cloruros corresponde a lo acumulado desde la superficie hasta los 6 m de profundidad en los perfiles (\pm DS). La recarga fue estimada utilizando dos métodos: Flujo de Humedad Residual (FHR, ver en Phillips 1994) y Frente de Desplazamiento de Cloruros (FDC, como la mínima recarga cuando el pico no aparecía en el perfil en los casos de agricultura de secano) (Walker et al. 1991).

Tabla 3.1. Factores involucrados en la formación de los nuevos cauces y las improntas esperadas para cada uno de ellos, en relación al lixiviado de sales en los perfiles de suelo/sedimento, dinámica temporal y distribución espacial de los ascensos freáticos, y probabilidad de ocurrencia de los factores causales durante los últimos ~9000 años (edad del sedimento superficial) en tiempos prehistóricos o previos a la ocupación europea de la región.

Tabla 3.2. Mecanismos de apertura de nuevos cauces y predicciones respecto a su correlación o sincronía con lluvias y sismos, magnitud del caudal base y salinidad de las aguas.

Tabla 3.3. Períodos analizados a partir de fotografías aéreas (1962, sólo parte central de la cuenca) e imágenes Landsat (resto de las fechas) donde se muestra para el final de cada período el número de cauces nuevos y su tasa de cambio anual, densidad de drenaje y su tasa de aumento anual, precipitación anual y precipitación anual aportada por eventos de más de 30 mm, porcentaje de la cuenca cubierto por bosque semiárido al final del período y tasa de deforestación anual, cantidad total de sismos cercanos (epicentro en un radio de 100 km, con magnitud $\geq 4^\circ$ según escala de Richter) y más alejados (epicentro en un radio entre 100 y 300 km, con magnitud $\geq 5^\circ$) de la cuenca en estudio, con las respectivas tasas anuales para cada período.

Tabla 3.4. Niveles freáticos históricos y actuales, profundidad desde la superficie y ascenso medio anual de los niveles (m/año). Se compararon pozos vecinos con información histórica y actual y los valores de nivel freático están corregidos por la cota del terreno. Para los casos N3, N3', N8, N9 y N10 (resaltados en negrita) corresponden a comparaciones en el mismo pozo, mientras que los restantes son pozos vecinos.

Tabla 3.5. Sitios de muestreo a lo largo de la cuenca de El Morro (A-I), entre los que se incluye el cauce principal. Los valores corresponden a la media (\pm DS) de conductividad eléctrica (CE, dS/m) y concentración de cloruros (mg/L). Las mediciones fueron realizadas el 09 de junio y 05 de octubre de 2008 y el 24 de abril de 2009. En los sitios B y C sólo se pudieron muestrear conductividad y cloruros en junio y octubre/2008.

Tabla 3.6. Valores medios y desvíos estándar del agua y cloruro acumulados en perfiles de suelo a los tres metros y de tres a seis metros de profundidad (o hasta el límite superior de la napa) para bosques semiáridos (BS) y agricultura (A) en cada uno de los sitios de estudio (n=3). Se muestra en cada caso la profundidad de la napa y la concentración de cloruros del agua subterránea. La recarga media se estimó para cada situación a partir del método del flujo de agua residual (muestreo correspondiente al año 2008) (Phillips 1994).

Tabla 5.1. Resumen de las simulaciones y tratamientos para cada uno de los usos del suelo: bosque semiárido, agricultura y alfalfa. Se presentan los valores promedio de lluvias (P) y los contenidos porcentuales de arena limo y arcilla en cada caso. Para las situaciones Arena 1, Arena 2, P+15% y P+30% el perfil de 6 m de suelo se dividió en 2 capas entre los 0 a 4 metros y de los 4 a 6 metros de profundidad.

Tabla 5.2. Valores medios de recarga para cada uno de los tratamientos después de 48 años de simulación en los diferentes usos del suelo: BS (bosque semiárido), A (agricultura) y Alf (alfalfa). También se muestra el porcentaje de lluvia (P) que resultó evapotranspirada (ET).

Índice de Figuras

Figura 2.1. Región de estudio, con círculos blancos se indican los sitios de muestreo: S1, S2, S3, S4 y S5. Se indican ciudades (cuadrados), rutas (líneas continuas) y ríos (líneas discontinuas) principales. También se muestran embalses artificiales de agua (triángulos). En detalle se describe el muestreo por stand para lotes vecinos de bosque semiárido (BS) y agricultura (A), y las perforaciones (1, 2, 3) realizadas en cada uno de los sitios.

Figura 2.2. Deposición húmeda de cloruro (mg/m^2) de cada uno de los eventos medidos en la Ciudad de La Punta (33.18° S , 69.32° W) durante dos años de muestreo (octubre de 2005 a septiembre de 2007). El ajuste lineal de la ecuación ($y=0.3x$, $R^2=0.69$) fue utilizado para calcular las tasas de deposición anual a partir de los registros históricos de precipitaciones. Las barras verticales indican error de medición en las concentraciones de cloruro.

Figura 2.3. Concentración de cloruro en el agua de los poros del suelo (mg/L) en los perfiles para todos los pozos ($n=3$) realizados en stands con bosques semiáridos típicos (BS), agricultura (A) y bosque semiárido sobrepastoreado (BSsp). Las escalas en la concentración de cloruros son diferentes para los stands con BS y A (S2-A también diferente escala entre gráficos de A). Los gráficos internos más pequeños muestran la misma información pero en detalle para las concentraciones más bajas en BS y A. Se muestra con línea más gruesa el valor promedio de los 3 pozos de cada sitio.

Figura 2.4: Contenido gravimétrico de agua (%) para todos los pozos ($n=3$) en los perfiles de stands de bosque semiárido (BS), agricultura (A) y bosque semiárido sobrepastoreado (BS_{sp}). Las líneas grises indican el límite de capacidad de campo. Se muestra con línea más gruesa el valor promedio de los 3 pozos de cada sitio.

Figura 3.1. Localización de la cuenca (sombreado verde) y sitios de estudio. Con círculos negros y letras (A-I) se identifican los diez puntos de muestreo en el cauce principal de la cuenca. Con cruces e identificados con números (1-3), los tres sitios de muestreo de perfiles vadosos y estimación de recarga. Las líneas continuas celestes fuera de la cuenca marcan ríos que han existido históricamente, mientras que las líneas discontinuas celestes dentro de la cuenca muestran algunos de los cauces principales surgidos en los últimos 30 años. Las curvas de nivel se grafican con líneas punteadas negras. Con cuadros negros se identifican las ciudades más importantes y con un triángulo se indica el dique principal cercano a la zona de estudio.

Figura 3.2. Fotografías de nuevos cauces y la remoción de sedimentos asociada. Entre a) y b), fotografías correspondientes al mismo sitio pero en diferentes momentos, pueden detectarse hasta 2.5 metros de remoción de sedimentos. En a) tramo de cauce nuevo, durante la estación seca de 2009 y b) mismo tramo durante la estación húmeda de 2009-2010. En c) se visualizan dos episodios de acumulación de sedimentos (diferentes colores y líneas de división entre estratos), y la posterior remoción (pared expuesta) que ha formado una importante cárcava de casi 10 metros de profundidad que ha dejado el sistema de raíces expuesto.

Figura 3.3. Fotografías que ilustran los cambios del paisaje en la región incluyendo a) acumulación de sales y destrucción de obras civiles y b) nuevos cauces con cárcavas de 30 metros de ancho y 15 metros de profundidad.

Figura 3.4. Registros de información regional: a) precipitación anual (mm/año) para el período 1903-2010 (línea continua gris) y media móvil a 10 años (línea continua azul). También se muestran los eventos ≥ 30 mm (mm) durante el período 1962-2010 (rombos verdes); b) densidad de drenaje (km/km^2) de los nuevos cauces en la cuenca (círculos con línea continua azul) y porcentaje de cobertura con bosque semiárido (cuadros rojos) estimadas desde 1976; c) Sismos con epicentro en un radio de 100 km (círculos negros) y entre los 100 y 300 km (círculos grises) de la zona de estudio, desde el año 1900. El tamaño de los círculos indica la magnitud, según escala de Richter. Para los sismos de hasta 300 km de distancia, sólo se incluyeron aquéllos con una magnitud $\geq 5^\circ$ (Ritcher). El asterisco indica el porcentaje de cobertura con bosque semiárido, estimado sólo para el centro de la cuenca.

Figura 3.5. Características químicas del agua del río y del acuífero freático bajo bosque semiárido (BS) y agricultura (A) a lo largo de un año. Las mediciones se realizaron en los sitios D y 1 (Figura 3.1), según fueran muestras de agua de río o agua subterránea, respectivamente. a) Precipitaciones diarias medidas localmente (cuadros, en mm) y concentraciones de cloruros en aguas (líneas discontinuas, en mg/L); y b) Conductividad eléctrica (líneas continuas, en dS/m) y pH (círculos) de aguas y caudal (triángulos, en mm/mes) del río.

Figura 4.1. Relaciones entre suelo saturado, concentración de sales y mediciones de resistividad en laboratorio, en muestras de suelo provenientes de los sitios de estudio. También se presentan los parámetros n, a y b utilizados para las ecuaciones 4.1 y 4.2. a) Se observan las líneas de ajuste (y las ecuaciones de cada recta) para mediciones de resistividad de suelos saturados con concentraciones variables de sales ($\sigma_1= 3086$ mg/L, $\sigma_2= 1016$ mg/L, $\sigma_3= 310$ mg/L, $\sigma_4= 147$ mg/L. b) Se muestra la dependencia del coeficiente m en la función potencial de la ecuación 4.1, ante diferentes concentraciones de sal en el suelo.

Figura 4.2. Isolíneas de resistividad (ohm m) para diferentes contenidos de sales y agua estimadas para los sedimentos en estudio. Se muestran a) tres ejemplos hipotéticos modelo, y la información obtenida a campo correspondiente a los sitios b) NF1 y c) NF2. Los ejemplos hipotéticos representan respuestas a la resistividad ante situaciones comunes observadas a campo, entre las que se incluyen la zona no saturada expuesta a “lavado” (lixiviado) de sales y el pasaje de contenidos de humedad cercanos a marchitez permanente hasta capacidad de campo (Caso 1), la zona saturada con valores variables de sales (Caso 2) y la zona capilar donde se pasa de un estado de marchitez permanente a otro de saturación, con valores decrecientes de sales a medida que se incrementa el contenido de agua (Caso 3). Los valores de agua-sales para agricultura (A) se representan con cuadros, mientras que para bosque semiárido (BS) se representan con círculos. Para NF1, la agricultura es de ~70 años, mientras que en NF2 es de 6 años de antigüedad. Se muestran los datos para diferentes rangos de profundidades con colores, azul de 0 a 2 m, morado de 2 a 4 m y verde de 4 a 6 m (ó 7 m, para NF1). Las flechas indican la trayectoria del cambio en

el contenido de agua-sales, y por lo tanto en resistividad, al pasar de BS a A para un mismo rango de profundidad.

Figura 4.3. Humedad del suelo (contenido gravimétrico de agua, g/g) para el sitio a) NF1 y c) NF2. Se muestra también la masa de sales presentes (mg/kg) para el sitio b) NF1 y d) NF2. La información corresponde a stands con diferentes usos del suelo, bosque semiárido (BS) y agricultura (A). En NF1 la agricultura tiene ~70 años de uso, mientras que para NF2 la agricultura es de 6 años y en este caso se indica con línea punteada la profundidad del nivel freático. Observar las diferentes escalas para los gráficos de humedad.

Figura 4.4. Valores de resistividad para los usos del suelo: bosque semiárido (BS) y agricultura (A). Se muestran para el sitio NF1 (A ~70 años) valores de resistividad a) esperada y b) observada. Para el sitio NF2 (A de 6 años), resistividad c) esperada y d) observada.

Figura 4.5. Imagen de resistividad eléctrica en dos dimensiones (ohm m) mostrando el perfil de una transecta con bosque semiárido-agricultura-bosque semiárido en el sitio NF1. La parte central de la transecta (entre los ~360 m hasta los 900 m) presenta agricultura de ~70 años de uso (A). La zona continua y delgada con bajos valores de resistividad entre los ~3-13 m de profundidad bajo bosque semiárido (BS, entre 0-360 m y 900-1100 m de largo) representan áreas con elevada concentración de sales que han desaparecido bajo la zona agrícola. La zona saturada se ubicó entre los ~35-40 m de profundidad. Las ondulaciones topográficas fueron mínimas a lo largo de la transecta, con < 3 m de diferencia de altura entre el inicio y fin de la misma, a la vez que se evitaron las zonas de borde de cada uno de los lotes.

Figura 4.6. Perfiles de resistividad (ohm m) para bosque semiárido (BS) y agricultura (A) para los sitios a) NF1 y b) NF2. En el caso de NF1, A corresponde a uso agrícola de ~ 70 años, mientras que para NF2 existen 2 casos de A: de 6 años de uso (línea verde) y ≥ 48 años de uso (línea azul). Las líneas horizontales indican los desvíos estándar a diferentes profundidades.

Figura 4.7. Imagen de resistividad eléctrica en dos dimensiones (ohm m) mostrando el perfil de la transecta para el sitio NF2. Se observan cada uno de los usos del suelo a lo largo de la transecta, bosque semiárido (BS), agricultura de 6 años de uso (A 6 años) y agricultura de más de 48 años ($A \geq 48$ años). a) Primer tramo de la transecta que incluye situaciones de BS-A (6 años)-BS, b) Segundo tramo de la transecta, con agricultura ≥ 48 años de uso. Se detecta una zona saturada entre los ~3-7 m de profundidad. Obsérvese una leve pendiente de ~2%.

Figura 4.8. Imagen de resistividad eléctrica en dos dimensiones (ohm m) mostrando en detalle (hasta 3-4 m de profundidad) el perfil del primer tramo de la transecta en el sitio NF2 (Figura 4.7a). Los usos del suelo bosque semiárido (BS) y agricultura (A) presentan diferentes valores de resistividad en superficie, siendo menor bajo A (entre los 96 y 192 m de largo). Se pueden detectar detalles de cambios en la resistividad en superficie en respuesta a cambios en la vegetación de bosque semiárido, como en pequeños claros que no presentan árboles, indicados con flechas rojas.

Figura 5.1. Dinámica estacional de EVI (percentil 50) y Kcb para diferentes coberturas de vegetación. Los valores de Kcb fueron obtenidos por escalado de los valores de EVI elaborados a partir de imágenes MODIS (período julio/2004 hasta junio/2010, según tipo de vegetación), con 0.1 y 1.09 como valores mínimo y máximo, respectivamente. Los valores de EVI se obtuvieron en lotes ocupados por bosque semiárido (BS, n=5), agricultura (A, n=5) y alfalfa (Alf, n=3). Las líneas verticales indican el error estándar.

Figura 5.2. Simulaciones de recarga anual para los diferentes usos del suelo: BS (bosque semiárido), A (agricultura) y Alf (alfalfa) y con condiciones variables y crecientes de arena (Tabla 5.1): a) Arena 1, b) Arena 2, c) Arena 3 y d) Arena 4. Con línea gris se muestra el registro de precipitación anual para el período de simulación, obtenidos por EEA INTA Villa Mercedes.

Figura 5.3. Recarga generada para los diferentes usos del suelo BS (bosque semiárido), A (agricultura) y Alf (alfalfa) tras la simulación con suelos de tipo textural Arena 1 (Tabla 5.1) y con un aumento de las precipitaciones del a) 15% (P +15%), y b) 30% (P +30%). Se muestra con línea gris la precipitación anual para el período en estudio.

Figura 5.4. Comparación de las estimaciones de recarga mediante datos de campo (cuadros) y el modelo HYDRUS-1D (círculos) para a) bosque semiárido (BS) y b) agricultura (A).

Lista de Abreviaturas

A	Agricultura
Alf	Alfalfa
kyr BP	del inglés kiloyears before the present, miles de años antes del presente
BS	Bosque semiárido
BS _{sp}	Bosque semiárido sobrepastoreado
CE	Conductividad eléctrica
Cl	Cloruro
DEM	del inglés Digital Elevation Model
DS	Desvío estándar
ERI	del inglés Electrical Resistivity Imaging
ET	Evapotranspiración
ET _o	Evapotranspiración potencial de referencia
EVI	del inglés Enhanced Vegetation Index
FDC	Frente de desplazamiento de cloruros
FHR	Flujo de humedad residual
K _{cb}	Coefficiente basal de los cultivos
K _e	Coefficiente de evaporación
MODIS	del inglés Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NDVI	del inglés Normalized Differences Vegetation Index
NF	Nivel freático
OSL	del inglés Optically Stimulated Luminescence
P	Precipitación
R	Recarga
REM	Red de Estaciones Meteorológicas
SRTM	del inglés Shuttle Radar Topography Mission
ΔS	Cambios en el almacenamiento de agua en el suelo

Resumen

Los cambios de vegetación, especialmente aquellos que involucran transiciones de vegetación leñosa a herbácea afectan el ciclo hidrológico, modificando los flujos de agua y sales. En esta tesis se explora cómo la conversión de bosques semiáridos a tierras agrícolas afecta la dinámica de agua y sales en las planicies semiáridas intensamente deforestadas del centro-oeste de la región del Espinal (San Luis, Argentina). El estudio abarcó diferentes escalas espaciales (stand, paisaje y cuenca) y diferentes aproximaciones metodológicas: muestreos de la zona no saturada/saturada, modelización hidrológica, obtención de perfiles geoeléctricos, medición de caudales y análisis de imágenes e información histórica. A escala de stand, los análisis de suelo no saturado y los resultados obtenidos de los modelos hidrológicos confirmaron que los bosques semiáridos evapotranspiran prácticamente la totalidad de la precipitación anual, generando recarga nula y una elevada acumulación de sales en sus perfiles (0.15 a 9 kg/m² hasta 6 m de profundidad), a pesar del aumento regional de las precipitaciones registrado en los últimos 50 años. En parcelas agrícolas, más de un 4% de la precipitación anual escapa del alcance y absorción de las raíces, generando recarga y lixiviación de más del 75% del stock de cloruro existente originalmente bajo vegetación natural. Estas diferencias en las tasas de recarga y acumulación de sales entre ambos tipos de vegetación se incrementaron en suelos con mayor contenido de arena (la recarga es hasta dos órdenes de magnitud superior bajo agricultura y llega hasta un 99% de lixiviación de sales). Además, la modelización hidrológica sugiere que la generación de recarga bajo agricultura durante el periodo de estudio se asoció a eventos muy intensos o años especialmente húmedos. La caracterización de la resistividad en suelos, mediante técnicas geoeléctricas a escala de paisaje, confirmaron los patrones de acumulación de agua y sales descritos a nivel de stand para bosques y agricultura, demostrándose la utilidad de estas técnicas para el estudio de la dinámica espacial del agua y las sales, con continuidad horizontal. Finalmente, a escala de cuenca, se han registrado grandes transformaciones hidrogeomorfológicas, con fuertes disecciones en el paisaje y aparición repentina de cursos de agua, como resultado de la modificación de la condición de recarga nula y el ascenso continuado de los niveles freáticos. Estos cambios se asocian principalmente al reemplazo de los bosques nativos por cultivos anuales, acompañado por el aumento regional de las precipitaciones; mientras que la actividad sísmica se ha demostrado despreciable como agente causal de los excesos hídricos en la cuenca en estudio. Paralelamente, se ha descrito el inicio de un proceso de salinización secundaria, similar al referido como “dryland salinity” en paisajes agrícolas del suroeste y sur de Australia. Las estrategias de uso y/o recuperación de estas tierras incluirían la aplicación de sistemas mixtos que conserven parches de bosque natural, pasturas perennes y cultivos anuales, así como la optimización de estrategias de producción agrícola en concordancia con las condiciones climáticas imperantes en el corto plazo.

Palabras clave: deforestación, expansión agrícola, ecohidrología, cambio de uso del suelo, planicies sedimentarias semiáridas, balance hídrico, recarga subterránea, movilización de sales.

Abstract

Vegetation changes, particularly those ones that involve transitions from woody to herbaceous/crop vegetation, affect the hydrological cycle modifying water and salt fluxes. In this thesis, it is explored how the conversion from semiarid forests to dryland agriculture impacts the water and salt dynamics of an intensively deforested semiarid plain located in the central-west sector of the Espinal region (San Luis, Argentina). The study ranged different spatial scales (stand, landscape and catchment) and methodological approaches: non saturated/saturated zone sampling, hydrological modeling, geoelectrical profiling, stream flow measurements, and remote sensing and historic database analyses. At the stand scale, results from non saturated soil analyses and hydrological modeling confirmed that semiarid forests evapotranspire almost all annual precipitation, generating negligible recharge and a high accumulation of salts through the soil profiles (0.15 to 9 kg/m² up to 6 m in depth), despite the regional precipitation positive trend observed in the region in the last 50 years. By contrast, in agriculture stands, more than 4% of annual precipitation cannot be tapped by roots, generating recharge and leaching more than 75% of chloride stocks existing originally under natural vegetation. These differences on recharge rates and salt accumulation between both types of vegetation even increase as soils become sandier (recharge were two orders of magnitude higher at agriculture, with a salt leakage up to 99%). Furthermore, hydrological modeling results suggests that recharge events in agriculture stands took place during short intense rainfall events or years particularly wet. At landscape scale, the characterization of soil resistivity through geoelectrical techniques confirmed the spatial patterns of salt and water accumulation found at the stand level in semiarid forest and agriculture stands, proving the usefulness of this technique for studying the vertical water and salt dynamics along horizontal transects. Finally, an intense landscape dissection resulting from acute soil erosion/deposition events and the abrupt appearance of new watercourses has been observed in a small catchment located in the study region. These strong hydrogeomorphological changes have proved to be associated with a general rise of the water table accounted at regional scale resulting from the long-term precipitation increase and the disruption of the non recharge condition driven by the replacement of semiarid forests by annual crops. By contrast, seismic activity has been proved not to play a primary role in triggering the landscape dissection. The increase in groundwater recharge has also promoted the mobilization of salts to the surface generating an incipient process of secondary salinization similar to the “dryland salinity” phenomenon accounted in agricultural lands in the southwest and south of Australia. Land use or recovery strategies could range the adoption of land cover management systems which keep mixed patches of natural forests, perennial pastures and annual crops, as well as the optimization of crop production strategies in concordance with the local meteorological conditions.

Keywords: deforestation, agricultural expansion, ecohydrology, land use change, semiarid sedimentary plains, water balance, groundwater recharge, salts mobilization.

CAPÍTULO 1

Introducción

1.1. Introducción general

Los patrones de circulación de agua y nutrientes y el flujo de energía han sido moldeados por millones de años de evolución biológica, y en el caso de las latitudes medias a altas por miles de años de sucesión ecológica tras la última glaciación. Estos aspectos funcionales del planeta han sido transformados de forma exponencial en los últimos 100 años por la actividad antrópica (UNESCO 2000).

En lo que se refiere a recursos hídricos, uno de los efectos más serios que ha producido la actividad del hombre es la redistribución y acumulación de sales y nutrientes en suelos, aguas subterráneas y aguas superficiales. Actualmente es un desafío importante mantener o recuperar los ciclos hidrológicos y biogeoquímicos, adaptándolos a las nuevas condiciones de altas densidades de población. Esto requiere comprender el rol que la biota y las intervenciones humanas tienen sobre estos ciclos (UNESCO 2000).

A nivel mundial los recursos hídricos superficiales son escasos y su consumo se ha incrementado exponencialmente en los últimos años (Alley et al. 2002). El agua dulce constituye sólo el 2,5% del volumen total de agua en la Tierra, y dos tercios de esta agua dulce están almacenados en glaciares y casquetes de hielo. Por otro lado, en acuíferos, poros del suelo, lagos, ríos, vegetación y atmósfera se acumulan solamente el 0,77% de toda el agua (10.665.000 km³) (Postel et al. 1996). Satisfacer el consumo de agua de la población mundial representa un desafío para los años futuros, donde se advierte que más del 15% de esta población no tiene acceso a fuentes de agua potable (Scanlon et al. 2006).

Esta tendencia es mucho más evidente en ambientes áridos y semiáridos, donde el agua es un recurso escaso y de circulación estacional y/o intermitente. Un aumento en la demanda de agua en estas regiones limitadas en el recurso hídrico constituye un estado crítico para la calidad del agua subterránea y su tasa de recarga, más aún considerando que estas regiones representan en la actualidad el 30% de la superficie terrestre (Scanlon et al. 2006).

Por otro lado, se experimenta un incremento en el uso de agua para la producción de alimentos, que se estima deberá responder a las necesidades de una población mundial que aumentará en un 50% (de 6 mil millones a 9 mil millones de habitantes) para el 2050 (Scanlon et al. 2007a). La producción agrícola es responsable del consumo de buena parte del agua dulce. De todo el consumo mundial de agua dulce, durante el último medio siglo, el 90% se ha destinado a la producción agrícola (Scanlon et al. 2006), tanto para agricultura de riego como de secano. Es primordial para este trabajo reconocer los cambios en el balance hídrico y en la circulación del agua ante situaciones de agricultura de secano en ambientes semiáridos.

Los cambios de vegetación, y en particular las transiciones entre sistemas leñosos y herbáceos, pueden alterar significativamente el balance de agua y dinámica de sales de los ecosistemas. Comparados con cultivos herbáceos, los bosques naturales y las plantaciones forestales presentan mayores tasas de transpiración, dadas por canopyes más altos y rugosos y por sistemas radicales generalmente más profundos (Kelliher et al. 1993, Canadell et al. 1996, Calder 1998, Jackson 1999, Schenk y Jackson 2002). Estas diferencias a menudo son capaces de afectar las tasas de evapotranspiración (Kelliher et al. 1993, Zhang et al. 2001, Noretto et al. 2005), el contenido de humedad en el suelo (Calder et al. 1993, 1997) y el flujo de agua hacia napas y cursos superficiales (Le Maitre et al. 1999, Farley et al. 2005). Por otro lado, y dada la estrecha conexión entre dinámica de agua y sales, estas alteraciones

hidrológicas pueden también modificar los patrones de acumulación y distribución de sales desde la escala de parcela a paisaje (Nosetto et al. 2008, Santoni et al. 2010, Jayawickreme et al. 2011).

La deforestación de bosques y su reemplazo por pasturas o cultivos, en distintas regiones del mundo, ha puesto en evidencia la fuerte y contrastante influencia del tipo de vegetación sobre la hidrología y la química del suelo (Walker et al. 1993, Clarke et al. 2002). Algunas de las consecuencias de esta transformación son: aumento en la escorrentía, mayor ingreso de agua a los acuíferos, ascenso de napas y movilización de sales hacia la superficie (Schofield 1992, Pierce et al. 1993). Más allá 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).

Con este proyecto de tesis se busca explorar las consecuencias del establecimiento de cultivos, en paisajes inicialmente ocupados por vegetación natural de bosques semiáridos, sobre la dinámica del agua y las sales como consecuencia de cambios en el balance hidrológico. Se caracterizó el movimiento de agua en el suelo en sistemas dominados por cultivos y bosques semiáridos y se cuantificaron las pérdidas de agua por drenaje profundo. Siendo el agua el agente fundamental en la dinámica de solutos, se estudian en consecuencia los patrones y determinantes de la acumulación de sales en suelos y zonas vadosas (zona no saturada del perfil de rocas/sedimentos), ponderando el efecto del tipo de vegetación sobre estos procesos. Asimismo, y considerando que la textura edáfica ejerce una marcada influencia en la dinámica del agua, se evalúa su efecto sobre los patrones de uso y movimiento del agua y dinámica de sales.

1.2. Vegetación semiárida y patrones de uso de agua

La evapotranspiración (ET) constituye un componente importante del ciclo hidrológico, explicando un buen porcentaje de las precipitaciones. Las plantas, mediante su capacidad de absorber, transportar y evaporar el agua, ejercen un fuerte control sobre la ET (Calder 1998); y los cambios de vegetación, en particular aquellos que involucran transiciones entre sistemas leñosos y herbáceos, generalmente modifican los patrones de ET (Zhang et al. 2001). Esta variación de la ET con el tipo de vegetación ocurre por el efecto que ejercen las plantas sobre la demanda y abastecimiento 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, variando según el tipo de vegetación presente (Calder 1998). En los casos de sequía, el agua disponible en el suelo constituye el control principal de la ET, variando las tasas de ET según la capacidad de las plantas para acceder al agua, generalmente dictada por la profundidad de sus raíces (Calder 1998). Los árboles habitualmente presentan raíces más profundas que las plantas herbáceas (Canadell et al. 1996) lo cual les permitiría mantener mayores tasas de ET cuando disminuye la disponibilidad hídrica en las capas superficiales del suelo (Calder et al. 1997, Sapanov 2000).

En los ambientes áridos y semiáridos, la ET constituye el principal componente del balance hídrico, generando típicamente más del 95% de las pérdidas del agua de las precipitaciones (Scanlon et al 2005b). Es por ello que reducciones en los niveles de ET, aún siendo sutiles, generan fuertes aumentos en los restantes componentes del

balance hídrico, especialmente en el escurrimiento superficial y en el drenaje profundo (Noy Meir 1973, Scanlon et al. 2006). En paisajes planos, este cambio produce un creciente drenaje profundo y recarga del agua subterránea y, por lo general, ascensos graduales del nivel freático (George et al. 1997).

La evidencia más directa de la importancia de la vegetación de zonas semiáridas en la regulación del estado hídrico de los suelos surge de numerosos estudios en Australia, donde el desmonte de los bosques naturales de eucaliptos para uso del suelo con fines agrícolas, dio como resultado un aumento de la recarga y por consiguiente niveles freáticos cercanos a la superficie (Cook et al. 1989, George et al. 1997, Eberbach 2003). Estos ascensos de los niveles freáticos estuvieron acompañados en muchos casos por una extensiva salinización de los suelos (Salama et al. 1999). Se estima que el reemplazo de bosques de eucaliptos por pastos y cultivos, resultó en un claro aumento en la tasa de recarga y en nuevas dinámicas de distribución de sales (Le Maitre et al. 1999).

Siguiendo a Le Maitre et al. (1999), algunas de las características diferenciales que presenta la vegetación árida o semiárida en relación con el drenaje profundo podrían resumirse en:

-Distribución de las raíces: zonas radicales amplias y profundas que funcionan como “buffer”, reducen el drenaje y la recarga. Cuanto más amplia y profunda sea la zona radical, el agua de las precipitaciones se utiliza de forma más exhaustiva, maximizando el tiempo de contacto entre raíces y agua, y por lo tanto la absorción.

-Presencia de especies perennes: plantas perennes utilizan más agua que las plantas anuales, ya que mantienen el proceso de transpiración durante todo el año, y por lo tanto de uso del agua del suelo.

-Área foliar: la cantidad de agua que una planta transpira está relacionada directamente con su área foliar. El índice de área foliar influye en la intercepción de la luz y de las precipitaciones y determina el área de canopeo disponible para transpiración. En regiones donde el agua es un recurso limitado, las plantas presentan áreas foliares pequeñas, por lo que transpiran menos y presentan menores pérdidas por intercepción.

-Acceso al agua subterránea: en algunas áreas, la vegetación semiárida natural puede acceder al agua en suelo profundo e incluso hasta el agua subterránea. Este proceso puede ser común para la vegetación de zonas con niveles freáticos cercanos a la superficie, pero en el caso de plantas de regiones con aguas subterráneas profundas (generalmente ambientes áridos y semiáridos), sólo algunas especies acceden a esta fuente de agua alternativa. Por otro lado, la posibilidad de utilizar esta agua en muchos casos está limitada por su calidad y contenido salino.

1.3. Dinámica de sales en ambientes semiáridos

El principal aporte de sales al sistema hidrológico proviene de las lluvias y la erosión de las rocas (Brady y Weil 1996). Las sales presentes en las capas subterráneas del suelo tienen diversos orígenes, así por ejemplo el calcio y el magnesio tienen su principal origen en la meteorización de rocas, otros como los carbonatos y bicarbonatos pueden tener una fuente principal en la respiración y por último elementos como el cloro son aportados en forma casi exclusiva por la atmósfera (Schlesinger 1997). La presencia de sales procedentes de la deposición

húmeda o seca de la atmósfera decrece a medida que nos alejamos de los océanos, y su acumulación en los perfiles de suelo es un proceso que lleva miles de años, dependiendo del tipo de suelo y la precipitación media anual. Los principales iones disueltos presentes en suelos salinos son: cloruros, sulfatos y bicarbonatos como aniones y sodio, calcio y magnesio como cationes (Salama et al. 1999).

El agua juega un papel importante mediando el transporte, redistribución y acumulación de sales en los suelos (Rhoades et al. 1990). De esta forma, la concentración de sales en solución será determinante en el uso del agua por las plantas. Cuando la concentración de sales supera ciertos valores, disminuye la capacidad de obtener agua por limitantes osmóticos y se afecta el crecimiento vegetal. Esta situación de retroceso de la cobertura vegetal puede iniciar un proceso conocido como salinización. La salinización de suelos, un problema medioambiental antiguo, constituye actualmente uno de los principales mecanismos conducentes a la desertificación y degradación de tierras (Kassas 1987).

Los países afectados por procesos de salinización se localizan especialmente en regiones áridas y semiáridas e incluyen áreas en el norte y sur de América, en Australia, China, India, regiones del Mediterráneo y del Oriente Medio. En el mundo se pierden cerca de 10 ha. de tierras cultivables por cada minuto, y 3 de esas hectáreas son perdidas por procesos de salinización (Salama et al. 1999).

En estas regiones con baja disponibilidad de agua, el escaso drenaje profundo lleva a los sistemas a acumular en sus amplias zonas no saturadas la diluida pero continua carga de solutos aportados por la atmósfera a través de la precipitación y la deposición seca. (Scanlon et al. 2005b). Estos solutos, sumados a los producidos por la meteorización de las rocas, son transportados hacia el límite inferior de la zona de actividad de las raíces, en donde el consumo total de la humedad impide su posterior lavado y genera su acumulación, la que puede alcanzar niveles de más de 50 kg/m² (Cook et al. 1989). Esta acumulación de sales puede ser tan antigua como los sedimentos que la hospedan, o haberse iniciado tras el pasaje de climas más húmedos a climas actuales más secos (Tyler et al. 1996, Edmunds y Tyler 2002).

La gran cantidad de sales acumuladas en la zona no saturada del perfil de sistemas semiáridos representa una zona de muy baja actividad radical y escasa circulación y movimiento, dando como resultado un mínimo o nulo intercambio con el ecosistema. Esta acumulación de sales constituye, sin embargo, un potencial riesgo si cambios en el uso del suelo o el clima inducen su movilización en los perfiles y el paisaje. La aparición de drenaje profundo en estos ambientes semiáridos se asocia directamente con el cambio en la vegetación natural por agricultura de secano (Scanlon et al. 2006). En estos casos, el inicio de la circulación vertical de agua lleva al ascenso de los niveles freáticos y movilización de sales acumuladas en los sedimentos hacia la zona saturada, con la posibilidad de que las aguas subterráneas y las sales que las alcanzaron queden expuestas en la superficie (Salama et al. 1999, Rengasamy 2006).

Los efectos perjudiciales de esta removilización a menudo resultan evidentes cuando se traducen en deterioros severos del suelo superficial y cuando los mecanismos de recuperación se vuelven generalmente difíciles y costosos (Schofield et al. 2001). Identificar los mecanismos que operan en un proceso de salinización en forma incipiente resulta de gran importancia a fin de anticipar y remediar el posible deterioro edáfico.

1.4. Textura de los suelos: efectos en la hidrología y en el movimiento de sales

Las características texturales edáficas afectan la distribución y permanencia del agua en el suelo, y de esta forma influyen en la distribución y estructura de la vegetación, especialmente en regiones con escasas precipitaciones (Noy Meir 1973, Sala et al. 1988). La textura, mediante su efecto en el transporte y almacenamiento de agua, tiene una clara influencia en la dinámica hídrica, interactuando con la vegetación a través de diversos mecanismos (Noy Meir 1973, Hillel 1998). Según la textura que presenten los suelos, pueden mostrar diferentes respuestas en el balance hídrico, concretamente en la relación evaporación-transpiración de la vegetación. Así, en suelos de texturas finas, al dificultarse la infiltración, aumenta la evaporación directa o el escurrimiento superficial (cuando la topografía es propicia), quedando menos agua disponible para las plantas y disminuyendo la transpiración. En el caso opuesto, con texturas gruesas, la elevada infiltración y percolación del agua a capas profundas lleva a pérdidas por drenaje profundo, bajando los valores de evaporación directa/escurrimiento superficial, y facilitando el uso del agua por las plantas (Noy Meir 1973, Fernandez Illescas et al. 2001, Sperry et al. 2002). En estas situaciones, la vegetación que crece en suelos de textura gruesa deberá desarrollar sistemas radicales densos y profundos para poder utilizar el agua de las precipitaciones (Jackson et al. 2000, Schenk y Jackson 2002, Sperry et al. 2002, English et al. 2005).

Algo similar ocurre con la movilización de sales. Aquellas sales que se encuentran en solución en el agua del suelo, tendrán menor o mayor movilización en las capas del suelo según sean texturas finas (escaso lixiviado) o gruesas (lixiviado o “lavado” de sales a capas más profundas) (Szabolcs 1989, Cisneros et al. 1999). Al analizar el movimiento de sales, las texturas más finas evitarían la llegada de agua de mala calidad (agua salada) a los acuíferos, mientras que las texturas más gruesas podrían facilitar la circulación de agua salada a capas más profundas, especialmente en casos donde no existe vegetación capaz de utilizar el agua en profundidad. Así, las texturas más gruesas sin una cobertura vegetal típica de ambiente semiárido, se vuelven notablemente perjudiciales, ya que favorecen el incremento del drenaje con aguas saladas que llegan al acuífero (Kennett-Smith et al. 1994, Petheram et al. 2000). Por lo tanto, la textura de los sedimentos junto con la cubierta vegetal constituyen factores determinantes en el grado de salinización de napas y sedimentos.

1.5. Manifestaciones hidrológicas en el paisaje derivadas de los cambios en el balance hídrico de bosques secos cultivados

El estudio de áreas con vegetación natural transformada y la relación vegetación-drenaje profundo-escorrentía, puede ser analizada desde una perspectiva regional. Procesos que han sido estudiados localmente en parcelas es importante que sean analizados a nivel de cuenca, a fin de integrar las diferentes escalas y comprender los efectos que el cambio en el uso del suelo, más específicamente la deforestación de bosques semiáridos y su reemplazo por agricultura de secano, tienen sobre calidad y cantidad de agua y sus efectos sobre el suelo. A la vez, que se pueden detectar posibles sinergismos que surgen a medida que aumenta la escala de trabajo.

Los ecosistemas fluviales se encuentran altamente conectados con los ecosistemas terrestres adyacentes, tanto en la regulación de sus caudales como en las características de sus aguas. Las propiedades del suelo y el tipo de vegetación juegan un rol fundamental en la conformación, estructura y funcionamiento de una cuenca hidrográfica (Stanford 1996). La vegetación aumenta la rugosidad superficial del

paisaje, por lo que reduce a su vez la tasa de escorrentía con respecto a los suelos desnudos. En los sistemas forestales, la escorrentía superficial es pequeña, pero aumenta notablemente cuando desaparecen las especies leñosas (Bosch y Hewlett 1982, Sahin y Hall 1996). A su vez, al quitar la vegetación leñosa con el incremento del drenaje profundo, el contenido de agua del suelo aumenta, generando mayores caudales de ríos y arroyos que constituyen la cuenca (Schlesinger 1997). Tendencias inversas se han registrado en ambientes dominados por especies de pastos, arbustos o herbáceas que se han transformado a forestaciones, con claras disminuciones en los caudales y cambios cualitativos en las aguas, según la precipitación media anual que reciba el sistema (Farley et al. 2005)

Existen antecedentes de incrementos en la circulación de agua en ríos y arroyos, asociados a situaciones de deforestación. Los sitios más afectados incluyen el sudoeste de Australia, donde además de los cambios en la cantidad de agua que circula también aumentó su contenido en sales (Ruprecht y Schofield 1989, Sivapalan et al. 1996, Callow y Smetten 2007). Estos incrementos en el caudal o aparición de arroyos se debieron principalmente a una clara disminución en la interceptación y la transpiración y un incremento de la recarga, lo que generó aguas subterráneas cada vez más cercanas a la superficie. Este proceso trajo aparejado la formación de nuevos canales de circulación del agua en superficie, con transporte variable según las características de los suelos y la presencia de barreras vegetales de contención, las que desaparecieron en su mayoría debido a la alta salinidad de las aguas (Callow y Smetten 2007). De este modo, las características del suelo y la topografía del terreno (pendiente, zonas bajas) resultan determinantes en las tasas de infiltración y el contenido hídrico del suelo. La textura del suelo, y en particular su porosidad, son propiedades fundamentales en la conformación de ríos y arroyos en una cuenca. En condiciones de alta humedad, el agua entra más rápidamente en los suelos con una proporción elevada de arenas que en suelos dominados por arcillas, volviendo a estos terrenos de texturas gruesas altamente conductores de agua y particularmente vulnerables a inundaciones en zonas bajas del paisaje (Schlesinger 1997).

1.6. Objetivos y organización de la Tesis

Los objetivos generales de esta tesis de doctorado consisten en evaluar el efecto hidrológico y geoquímico del establecimiento de cultivos en bosques naturales de ambientes semiáridos. Se analizan los siguientes aspectos: (a) patrones de uso de agua en el ecosistema, con énfasis en los procesos biológicos (vegetación) y físicos (textura) que controlan el movimiento del agua en el suelo: drenaje profundo y recarga de agua subterránea; (b) dinámica de sales en el ecosistema, considerando los controles y procesos que determinan la distribución y acumulación de las mismas; (c) consecuencias que los usos de la tierra tienen sobre el agua subterránea almacenada y posibles estrategias de remediación que permitan proteger los recursos hídricos y edáficos.

Los objetivos específicos buscan: (a) caracterizar el intercambio hidrológico y biogeoquímico de las zonas no saturadas con los ecosistemas y acuíferos de ambientes áridos y semiáridos; (b) explorar a partir de observaciones y modelización, el papel que juegan distintos atributos del suelo, cambios en las precipitaciones y la vegetación natural de ambientes áridos y semiáridos, definiendo cuán exhaustivo es el uso del agua (evapotranspiración-precipitación) y qué participación tiene el drenaje profundo/recarga subterránea en el balance hídrico bajo diferentes situaciones; (c)

determinar consecuencias de cambios en el uso del suelo sobre el balance hídrico a nivel de cuenca, y sus efectos sobre el paisaje, y (d) proponer estrategias de monitoreo, planificación y manejo del uso de la tierra tendientes a proteger los suelos y los recursos hídricos de los ambientes estudiados.

Las hipótesis guía de este estudio podrían resumirse en:

a) Los bosques semiáridos naturales utilizan toda el agua disponible en el suelo (drenaje profundo nulo), porque presentan al menos tres características distintivas que facilitan el aprovechamiento máximo del recurso limitado: 1-raíces profundas con mayor capacidad de acceder al agua del suelo, 2-diversidad de especies (capaces de explotar diferencialmente los recursos) y 3-presencia de especies perennes (capaces de explotar el recurso en diferentes momentos del año). En conclusión, en bosques semiáridos de planicies sedimentarias, el balance hídrico se presenta:

$$P = ET$$

donde P es la precipitación y ET es la evapotranspiración.

b) Los cultivos en zonas semiáridas utilizan sólo parte del agua disponible, generando cambios en el balance hídrico (drenaje profundo/recarga subterránea) y en la dinámica de sales, dado que los cultivos no poseen las características fisiológicas ni fenológicas que les permitirían usar toda el agua que ingresa al sistema por precipitaciones. La evapotranspiración disminuye levemente, por lo que aparece recarga y se inicia la movilización de sales en el perfil. El balance hídrico ahora cambia a:

$$P = ET + R + \Delta S$$

donde P es la precipitación, ET es la evapotranspiración, R es la recarga y ΔS representa los cambios en el almacenamiento de agua en el suelo.

c) La textura del suelo juega un papel clave en la dinámica del agua y sales en ambientes semiáridos naturales y transformados, ya que suelos de texturas más gruesas facilitan procesos de drenaje profundo y lixiviado de sales. La textura toma un rol importante en potenciar o amortiguar los procesos propuestos en a) y b).

d) Un incremento en las precipitaciones puede generar respuestas diferenciales en la humedad del suelo según el tipo de cobertura vegetal, dado que los bosques semiáridos utilizan toda el agua que les llega de las precipitaciones, ante incrementos en las precipitaciones y mayor agua disponible en el suelo, los bosques aumentan también su consumo, manteniendo situaciones de drenaje/recarga nulos o cercanos a ~ 1 mm/año, como se propuso en a). Cuando la cobertura vegetal cambia a agricultura de secano, el drenaje se ve potenciado, manteniéndose lo propuesto en b) pero con mayores valores de recarga y activo lixiviado de sales de la zona no saturada.

Los capítulos están orientados al estudio de los cambios en el uso del suelo y su efecto sobre el drenaje profundo y la recarga hidrológica, asociados con el tipo de vegetación, específicamente la transformación de vegetación leñosa (bosques secos) a vegetación herbácea (cultivos de secano). El plan de tesis comprende seis capítulos:

Capítulo 1. Es un capítulo introductorio y presenta una revisión del problema y sus antecedentes. Se definen también los objetivos de esta tesis (capítulo actual).

Capítulo 2. Se aprovechan contrastes entre áreas adyacentes actualmente ocupadas por vegetación natural y tierras cultivadas a lo largo de un gradiente textural de suelos para explorar el papel del cambio de vegetación sobre la dinámica vertical de agua y sales.

Capítulo 3. Se presenta un caso de estudio a nivel de cuenca, donde por medio de estudios de campo y una revisión histórica de diferentes variables en juego, entre las que se incluye el cambio en la cubierta vegetal, se analiza una nueva situación hidrológica asociada a la movilización de sales y ascensos de niveles freáticos.

Capítulo 4. Se explora la confiabilidad de la geoeléctrica para cuantificar la distribución y transporte de agua y sales en profundidad a escala de paisaje. Se describen perfiles no saturados bajo diferentes usos del suelo y se analiza la capacidad de esta técnica para reconocer diferencias en las zonas no saturadas y saturadas.

Capítulo 5. Se combina la información de humedad de suelos, textura, tipo de vegetación dominante y precipitaciones, descritas en los Capítulos 2 y 3, para realizar simulaciones durante largos períodos de tiempo (~50 años). Las simulaciones buscan explorar cambios en el balance hídrico ante modificaciones en la cubierta vegetal. También se analizan diferentes escenarios probables que incluyen variabilidad edáfica (gradiente textural) y aumento en las precipitaciones.

Capítulo 6. Se realiza una discusión general y se sintetizan los resultados más relevantes. Se presentarán algunas pautas para el manejo de tierras vulnerables a cambios hidrológicos y de recuperación de aquellas tierras ya afectadas.

1.7. Áreas de estudio

A fin de comprender los efectos principales de las transformaciones de bosques semiáridos naturales a cultivos sobre la dinámica del agua y sus efectos secundarios sobre los procesos de salinización, se utiliza una combinación de sitios de estudio, buscando aprovechar al máximo el valor experimental que ofrecen cada uno de ellos. Se realizan estudios a diferentes escalas y con mediciones en campo, en laboratorio y modelización.

Los estudios se focalizan en el centro y sureste de la Provincia de San Luis. Esta región, originalmente dominada por bosques semiáridos naturales, dentro del Espinal, resulta representativa de una tendencia en varias regiones semiáridas de Sudamérica, donde estos bosques son reemplazados por agricultura, en la mayoría de los casos por agricultura de secano (Menéndez y La Rocca 2007a). A su vez, un sector de la región en estudio ha registrado importantes cambios hidrológicos y movilización de sales/sedimentos en los últimos años, convirtiéndose en una posible señal de alarma que precisa urgente estudio y análisis de los efectos del cambio del uso del suelo sobre la movilización de agua y sales en planicies semiáridas.

Se espera que los efectos de la transformación en la cubierta vegetal sobre el balance hídrico sean claramente identificados en esta región de estudio y los resultados puedan ser útiles y extrapolables a otros sitios con características similares, con el fin de aportar antecedentes y herramientas para la planificación en el manejo de tierras semiáridas con fines agropecuarios en Sudamérica.

CAPÍTULO 2

Transporte en la zona vadosa de bosques semiáridos del centro de Argentina: el rol del cambio del uso del suelo¹

¹ Capítulo basado en la publicación:

Santoni, CS, EG Jobbágy, S Contreras. 2010. Vadose zone transport in dry forests of central Argentina: Role of land use. *Water Resources Research* (46) W10541.

2.1. Introducción

Las actividades antrópicas pueden dejar una fuerte impronta en el ciclo hidrológico de regiones áridas y semiáridas, no sólo por el consumo humano u otros usos que se le pudiera dar al recurso hídrico (Postel et al. 1996, Alley et al. 2002), sino también por sus efectos en la estructura y funcionamiento de la vegetación (Vörösmarty et al. 2000, Alley et al. 2002, Baron et al. 2002, Eberbach 2003, Scanlon et al. 2007a, Baldi y Jobbágy 2011). La vegetación regula el balance de agua en los ecosistemas terrestres, influenciando la partición de la precipitación incidente en a) vapor de agua (intercepción, evaporación del suelo y transpiración de la vegetación) y b) en forma de líquido (escurrimiento y drenaje profundo por debajo de la zona de las raíces) (Wainwright et al. 2002, Seyfried et al. 2005). Los cambios en la vegetación pueden tener un fuerte efecto en los recursos hídricos subterráneos, a través de su impacto en las tasas de recarga y el transporte vertical de solutos, afectando tanto la cantidad como la calidad del agua (Seyfried et al. 2005). En este capítulo se explora cómo el reemplazo de los bosques semiáridos nativos por cultivos anuales bajo régimen de secano, en planicies del centro de Argentina, afecta el ciclo hidrológico, prestando especial atención en la acumulación de agua y sales en la zona no saturada (o zona vadosa) y su posible transporte gradual a capas más profundas.

En las regiones áridas y semiáridas, donde el agua es el principal recurso limitante para el desarrollo de la vegetación, los ecosistemas naturales tienden a maximizar la productividad neta y las plantas realizan un uso exhaustivo de agua, reduciendo las pérdidas de agua líquida (Specht 1972, Hatton et al. 1997, Eagleson 2002). Bajo estas condiciones, particularmente donde las plantas leñosas perennes con raíces profundas son las especies dominantes (y los suelos por su parte no presentan barreras para el crecimiento en profundidad de las raíces), las pérdidas por evapotranspiración igualan los ingresos por precipitaciones, siendo el drenaje profundo despreciable (es decir, el flujo de agua por debajo de la zona de las raíces es prácticamente nulo). La recarga de agua subterránea en paisajes sujetos a estas condiciones está a veces restringida a situaciones especiales, como una lluvia intensa acompañada por eventos de escurrimiento superficial, que resultan en recarga focalizada en las zonas bajas del terreno, ambientes de playa o encharcamientos (Wood y Sanford 1995, Wilcox et al. 2003, Seyfried et al. 2005, Small 2005). Valores de drenaje profundo extremadamente bajos han sido descritos en varios ecosistemas de bosques semiáridos y pastizales de África, Asia, Australia y Estados Unidos. Estos estudios estaban basados en observaciones de suelo y sedimentos en capas profundas (Rambal 1995, Eberbach 2003, Scanlon et al. 2005b, Seyfried et al. 2005, Scanlon et al. 2006), en el análisis de la zona saturada (Leaney y Allison 1986, Salama et al. 1993) o en la aplicación de modelos y de trazadores isotópicos como ^3H , ^{14}C y ^{36}Cl (Favreau et al. 2002, Harrington et al. 2002). En estos sistemas, teniendo en cuenta un continuo aporte de sales desde la atmósfera por largos períodos, los perfiles de humedad y el movimiento y concentración de sales, sugieren que no existe lixiviado por debajo de la zona de las raíces (Cook et al. 1989, Allison et al. 1990, Edmunds y Gaye 1994, Phillips 1994, Walvoord et al. 2003, Scanlon et al. 2006).

El inicio del proceso de recarga y los cambios asociados, tanto en los niveles freáticos como en la calidad del agua, pueden tener lugar en sitios con vegetación semiárida natural que ha sido reemplazada por cultivos de secano (Scanlon et al. 2006, 2007a). Un patrón observado, es el inicio del proceso de drenaje y el aumento gradual, pero constante, de los niveles de agua, acompañado por la salinización de los suelos como sucedió al sudeste y sudoeste de Australia, donde se ha expandido ampliamente

la agricultura de secano por más de 100 años (Cook et al. 1989, George et al. 1997), y en las planicies del Sahel (pero sin un claro proceso de salinización en este caso) (Leduc et al. 2001, Leblanc et al. 2008). Posiblemente en el sur de las Altas Llanuras de Norteamérica (Texas) se estén registrando los primeros estadios de este proceso (Scanlon et al. 2005b, 2006, 2007a, 2007b).

Los sistemas radicales superficiales, la baja diversidad en la vegetación, los cambios en la fenología y/o las repetidas alteraciones de los ciclos luego del establecimiento de los sistemas de cultivos, son algunas de las causas más comunes asociadas a la modificación del ciclo hidrológico (Hatton y Nulsen 1999, Schenck y Jackson 2002, Jobbágy et al. 2008). Pequeños descensos en la evapotranspiración pueden ser suficientes para generar este cambio hidrológico y el supuesto general de estado de “drenaje nulo”, observado para los bosques semiáridos, puede revertirse con unos pocos episodios esporádicos de drenaje profundo, que representa un porcentaje relativamente pequeño en el registro de ingreso de agua por precipitaciones en el corto plazo (Cook y Walker 1990, Kennett-Smith et al. 1994). En cada uno de los casos descritos anteriormente, el aumento en la recarga del agua profunda ocurrió bajo condiciones donde no se registraron incrementos en la precipitación o cambios en el balance climático del agua, apuntando como causa principal el cambio de uso del suelo (George et al. 1999, Leduc et al. 2001).

La textura del suelo puede ser un factor modulador de la respuesta hidrológica cuando ocurre el reemplazo de los bosques semiáridos por cultivos, debido a su influencia en la retención de agua, el intercambio y las tasas de transporte vertical (Hillel 1998, Fernandez-Illescas et al. 2001). Bajo condiciones climáticas similares, el incremento en el contenido de arena da como resultado frentes de humedad más profundos y una matriz más conductiva en la zona no saturada, por lo que serán necesarios sistemas radicales aún más profundos y densos para utilizar el agua de las precipitaciones (Jackson et al. 2000, Schenk y Jackson 2002, Sperry et al. 2002, English et al. 2005). Se han realizado estudios sobre el comportamiento del drenaje profundo y la acumulación de sales/lixiviado bajo bosques semiáridos y cultivos a lo largo de gradientes texturales (Kennett-Smith et al. 1994, Petheram et al. 2000), y la textura constituye un factor clave a tener en cuenta a la hora de analizar el riesgo de degradación del agua subterránea provocada después del avance de la agricultura.

Se han utilizado múltiples aproximaciones para analizar el impacto de la vegetación en el drenaje profundo y en la recarga de agua subterránea (Walker 1998, Scanlon et al. 2007b, 2008). El cloruro es un trazador natural de origen atmosférico y que llega a los ecosistemas por deposición húmeda y seca. Salvo situaciones especiales, generalmente no existe cloruro mineral en los suelos y el intercambio por parte de las plantas es relativamente bajo, por lo que constituye un marcador muy valioso para describir el movimiento del agua. Una vez en el suelo, el cloruro tiende a incrementarse en profundidad en respuesta a los efectos acoplados a la absorción de agua y exclusión de cloruros por las raíces. De acuerdo a este proceso, los picos de concentración de cloruros dan información acerca de la fracción de precipitación que se transforma en drenaje profundo (Allison y Hughes 1978).

La producción agrícola se está expandiendo actualmente a tasas muy rápidas en Sudamérica como resultado de diferentes factores, entre ellos: cambios tecnológicos, políticas y planificación en el uso del suelo, y niveles crecientes en las precipitaciones. Los bosques semiáridos constituyen uno de los biomas más afectados por la expansión agrícola (PNUMA 2003, Grau et al. 2005); y el centro de Argentina es un claro ejemplo de esto, donde los ecosistemas leñosos semiáridos conocidos

como “Chaco” y “Espinal” están siendo reemplazados por agricultura de secano (Solbrig 1999, Zak et al. 2004, Paruelo et al. 2005, Grau et al. 2008). Según el trabajo de Grau et al. (2008), en las áreas más cultivadas la región se ha perdido en los últimos 30 años ~20% de su cobertura boscosa original. La expansión agrícola en el centro de Argentina ha acompañado (y en parte ha respondido) a un período de aumento en las precipitaciones, del orden del 30% durante el último siglo, que se aceleró especialmente durante los '70 y finales de los '90 (Barros et al. 2008). Además, los cambios en el uso del suelo a lo largo de gradientes texturales del suelo podrían ser determinantes en la generación del drenaje profundo.

Comprender cómo la rápida expansión de los cultivos sobre estos bosques semiáridos altera las tasas de recarga de agua subterránea y los depósitos de sales, en diferentes texturas de suelo, permitirá formular estrategias de protección para el corto, mediano y largo plazo de los recursos hídricos y edáficos.

Los objetivos principales de este capítulo son: a) testear la asunción de “drenaje nulo” y evaluar la cantidad de sales acumuladas en la zona vadosa bajo los bosques semiáridos del Espinal, y b) cuantificar el impacto del reemplazo de los bosques semiáridos por cultivos anuales sobre el drenaje profundo y la recarga subterránea, así como sobre el transporte de sales hacia los acuíferos.

El trabajo se centraliza en la descripción de la circulación vertical de humedad y solutos a lo largo de perfiles profundos de sedimentos. Se analiza un conjunto de sistemas pareados ocupados por bosques semiáridos y cultivos anuales de secano. Con el aporte de información de la deposición atmosférica para la región, se utiliza la abundancia natural del cloruro en los suelos como un trazador para estimar drenaje profundo/recarga de agua subterránea.

2.2. Materiales y Métodos

2.2.1. Descripción regional

El trabajo se focalizó en los bosques semiáridos del centro de Argentina, en la provincia de San Luis (Figura 2.1). La región se encuentra en el límite oeste de un gran sistema loessico con algunos depósitos aluviales del Pleistoceno tardío al Holoceno temprano. Los sedimentos están compuestos por arenas finas a muy finas de colores amarillos a marrones amarillentos. Los minerales principales son los feldespatos, vidrios volcánicos y cuarzos (Strasser 1982, Sánchez y Blasarín 1987, Iriando 1997, Zárate 2003, Tripaldi 2010). Markgraf (1989) revisó las características paleoclimáticas de este cinturón (30°-34° W), sugiriendo condiciones más frías y precipitaciones concentradas en el invierno durante el período comprendido entre 18 y 12 kyr BP, luego se produjeron incrementos sustanciales en la temperatura y un cambio a precipitaciones estivales. Una reducción en la humedad efectiva sugerida por la dominancia de vegetación xérica ocurrió a los 9 kyr BP, mientras que la vegetación moderna comenzó a dominar después de los 3 kyr BP. Prieto (1996), sin embargo, asocia períodos de mayor humedad entre los 10 y 7 kyr BP, y a partir de los 5 kyr BP las condiciones de humedad disminuirían hasta alcanzar características de clima subhúmedo a seco, con vegetación xerofítica similar a la predominante en el presente.

En el área de estudio, las planicies poseen numerosos abanicos aluviales (con \geq 25 kyr BP de edad) que se originaron en las sierras de San Luis, las cuales están parcialmente intercaladas y cubiertas por depósitos loessicos más recientes (Zárate 2003, Tripaldi y Forman 2007). El clima es semiárido, con áreas más cálidas hacia el

oeste. El promedio de temperaturas tiene rangos entre 22.5°C y 25.5°C durante el mes más cálido (enero) y entre 6.5°C y 9.5°C para el mes más frío (julio) (Echeverría y Bertón 2006). La precipitación media anual presentó rangos de oeste a este entre 350 y 600 mm/año, para el período 1960-1999 (datos colectados de la estación meteorológica del INTA en San Luis). Buena parte de los eventos de precipitaciones (80%) tienen lugar durante las estaciones de verano, de noviembre a marzo. Los eventos grandes (≥ 60 mm) son inusuales para la región, sin embargo se producen en algunos meses y se han incrementado desde 1970 (Giulietti et al. 2003). Estas condiciones de mayor humedad han favorecido el avance de la agricultura, desapareciendo buena parte de los bosques semiáridos naturales de esta región (Viglizzo et al. 1995).

El área de estudio corresponde a la provincia fitogeográfica del Espinal (Cabrera 1976) caracterizada por la dominancia de árboles bajos (≤ 8 metros de altura), siendo predominantes las leguminosas *Prosopis caldenia*, *P. flexuosa* y *Geoffroea decorticans*. Dependiendo de la historia de pastoreo y de los incendios, entre otras posibles causas, estas especies pueden formar sabanas abiertas o bosques cerrados (Dussart et al. 1998). Un estrato más bajo de arbustos está compuesto por *Condalia microphylla*, *Capparis atamisquea* y *Larrea divaricata*, entre las especies más abundantes. *L. divaricata* se caracteriza por ser la especie dominante en áreas perturbadas (Prose et al. 1987, Baez y Collins 2008). Los pastos y plantas herbáceas forman el estrato más bajo.

El bosque de Espinal que se encuentra en San Luis representa el límite más occidental y árido de Argentina donde se desarrolla agricultura de secano. Desde el comienzo del siglo XX, estos bosques han sido gradualmente reemplazados por cultivos, con altas tasas de transformación durante las últimas tres décadas, en parte en respuesta a un sostenido aumento en las precipitaciones en la región (Viglizzo et al. 1997). Actualmente, cerca del 30% del área con bosque original de Espinal está cultivado (Menéndez y La Rocca 2007a), con soja, maíz, girasol y centeno como los principales, y en algunos casos trigo. Existen también áreas con plantaciones de forrajes perennes como alfalfa (*Medicago sativa*) y el pasto tropical *Eragrostis curvula*, las cuales fueron muy comunes en la zona hasta el comienzo de la década del '80, y gradualmente han sido reemplazadas por los cultivos anuales (mencionados anteriormente) (Viglizzo et al. 1995). Si bien la agricultura con riego (que se abastece de agua subterránea) se está expandiendo en varias áreas, hasta el momento sólo representa $< 1\%$ del área cultivada (INDEC 2002).

2.2.2. Sitios de estudio

Se seleccionaron cinco sitios pareados (Figura 2.1) con parcelas vecinas ocupadas por agricultura de secano y bosque semiárido, a lo largo de un gradiente textural de NW-SE, típico en la región (desde franco arenoso a arenoso franco). Las parcelas pareadas elegidas para cada sitio se encontraban en la misma posición topográfica y con el mismo tipo de suelo. Se evitaron microdepresiones topográficas, pendientes, áreas interfluviales, caminos o bordes con otras coberturas. En todos los sitios, al momento del estudio los niveles freáticos se encontraban a más de 15 metros de profundidad (entre 15 y 45 metros). Los stands agrícolas fueron cultivados por 30-90 años, dependiendo del sitio. Un stand con cobertura de bosque semiárido sobrepastoreado fue incluido también en el estudio, pero sólo para uno de los sitios (S4, Figura 2.1).

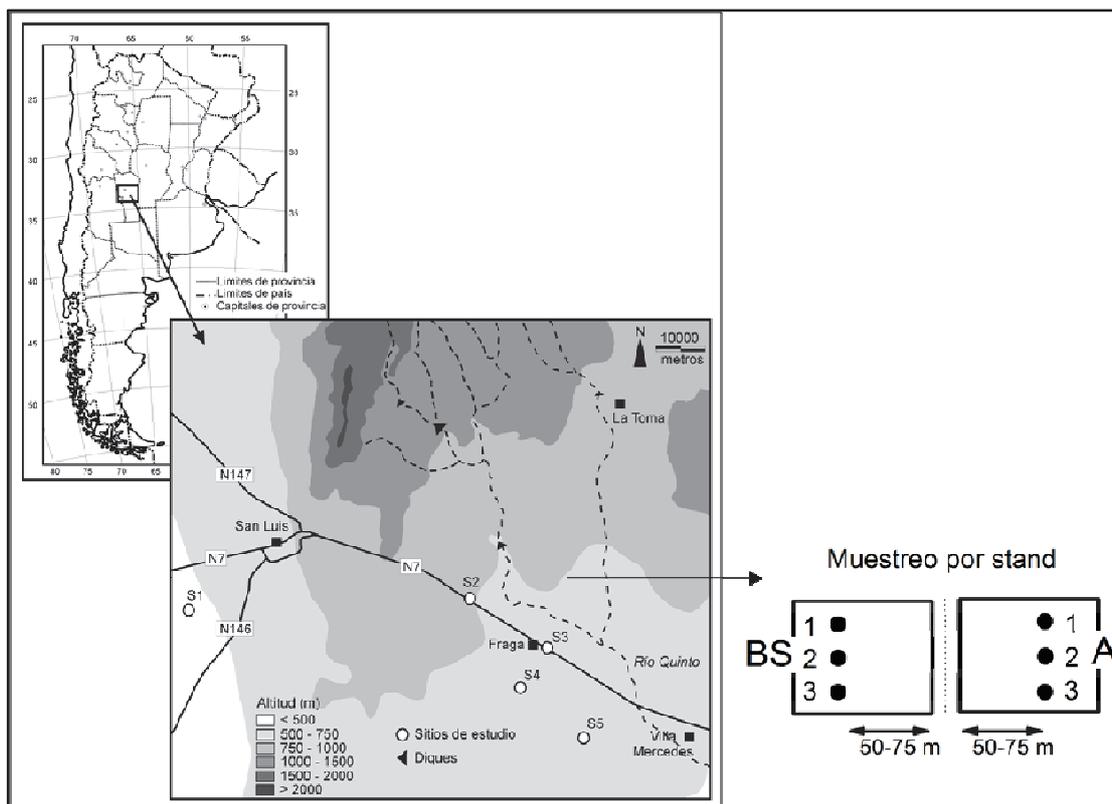


Figura 2.1. Región de estudio, con círculos blancos se indican los sitios de muestreo: S1, S2, S3, S4 y S5. Se indican ciudades (cuadrados), rutas (líneas continuas) y ríos (líneas discontinuas) principales. También se muestran embalses artificiales de agua (triángulos). En detalle se describe el muestreo por stand para lotes vecinos de bosque semiárido (BS) y agricultura (A), y las perforaciones (1, 2, 3) realizadas en cada uno de los sitios.

2.2.3. Mediciones y análisis de datos

Los perfiles de suelo/sedimentos en cada uno de los sitios se obtuvieron a partir de tres perforaciones realizadas en cada stand durante los meses de enero a agosto (fin estación húmeda) (años 2006, 2007 y 2008). Se realizaron pozos pareados, ubicados a lo largo de una transecta paralela a la línea de contacto entre los tipos de cobertura de suelo. A partir de esta transecta se recorrieron entre 50-75 m hacia el interior de la parcela, con el fin de obtener sitios vecinos de muestreo con condiciones ambientales similares, pero que diferían en su cobertura (Figura 2.1). A su vez se respetó la distancia necesaria a la línea de contacto para evitar efectos de borde. Las muestras de sedimentos fueron colectadas con un barreno de 10 cm de diámetro, a intervalos de 50 cm y hasta los 6-7.5 m de profundidad. En cada uno de los pozos, las muestras a diferentes intervalos fueron homogeneizadas e inmediatamente guardadas en bolsas de polietileno (bolsas dobles para cada muestra). Se obtuvieron dos submuestras, una de ellas fue secada al aire y utilizada para análisis físicos y químicos; mientras que la otra fue reservada para medir contenido gravimétrico de agua, tomando peso fresco y peso seco (estufa a 105°C hasta peso constante).

Se colectaron un total de 390 muestras de sedimentos. Previo a realizar los estudios físicos y químicos de los suelos secados al aire, se tamizaron las muestras, se destruyeron los agregados y se removieron las partículas de suelo y fragmentos de plantas mayores a los 2 mm de diámetro. Las partículas grandes y las gravas sólo

fueron encontradas en algunos sitios y a profundidades ≥ 4 m (segunda capa de sedimentos) (Tabla 2.1). La textura del suelo tamizado (fracción < 2 mm diámetro) fue medida utilizando el método de Bouyoucos (Elliot et al. 1999). El contenido de cloruros se obtuvo de extractos de suelo y agua (1:2, relación suelo-agua), donde se midió con un electrodo de estado sólido selectivo para ión cloruro (Frankenberger et al. 1996) y una curva de calibración con cinco puntos estándar de valores de concentración de cloruro conocidas que incluían diferentes órdenes de magnitud (se incluyeron extremos mínimos y máximos de concentración detectables por el electrodo). Los estándares fueron calibrados con equipos de cromatografía iónica de alta precisión, con un límite de detección de 0.3 ppm y un rango de precisión de 5% a 2%. Se midieron nitratos y carbonatos a intervalos de profundidad de 0.5–1–3–5 m. La medición de nitratos se realizó con espectrofotómetro (Marban y Ratto 2005); mientras que los carbonatos fueron estimados por diferencias volumétricas en un calcímetro de Scheibler (Allison y Moodie 1965). Dada la dificultad para la toma de muestras en profundidad sin alteraciones para medir densidad aparente, se utilizó una pared expuesta de un barranco cercano a la ciudad de Fraga (Figura 2.1), de donde se tomaron muestras cuidadosamente con un barreno especial que mantenía la estructura del suelo, a intervalos de un metro y hasta los cinco metros de profundidad. Se obtuvo como valor promedio (\pm DS) 1.2 g/cm^3 (± 0.027), y se utilizó como número de referencia para estimar el contenido volumétrico de agua y la capacidad de campo de los diferentes sedimentos en estudio (Saxton y Rawls 2006).

Para ajustar los balances de cloruros, se realizaron estimaciones de la edad de los sedimentos en los primeros metros mediante dataciones con luminiscencia ópticamente estimulada (OSL; Aitken 1998). Se utilizó la misma pared donde se midió densidad aparente para realizar dataciones de los sedimentos en diferentes estratos (entre los 0 y 4 m de profundidad). Se obtuvieron tres muestras del estrato superficial más homogéneo (0-4 m), que puede correlacionarse litológicamente con el encontrado por debajo de los dos a cuatro metros de profundidad en los sitios S2, S3, S4 y S5 (Tabla 2.1). Se utilizaron tubos opacos de ABS, de 5 cm de diámetro y 15 cm de largo. El muestreo se realizó siguiendo los lineamientos de Forman (1989) y Tripaldi y Forman (2007). La edad del estrato sedimentario a ~ 4 m de profundidad fue de ~ 9890 (± 1125) años. Estos sedimentos corresponderían a un sedimento loessico arenoso indicando un dominio de deposición eólica (Forman et al. 2011).

2.2.4. Balance de cloruros y estimaciones de recarga

Con el fin de estimar las tasas de deposición de cloruros en los sitios de estudio, se combinaron mediciones directas de deposición húmeda con ajustes y procedimientos de escalado, basados en registros meteorológicos y mediciones de deposición total (húmeda y seca) en otro sitio. La precipitación media anual para cada sitio fue calculada según series del período 1960-1999 de Villa Mercedes (EEA-INTA Villa Mercedes, 33.65° S, 65.43° W). La deposición húmeda de cloruro fue medida en San Luis por un período de dos años, utilizando un conjunto de tres embudos con colectores, colocados cuando comenzaba el evento de lluvia, a un metro por encima del suelo (para evitar contaminación desde el suelo) y retirados al finalizar el evento. Para cada evento se utilizaron colectores y embudos limpios. Se muestrearon un total de 25 eventos de lluvia, incluyendo eventos entre 1 a 65 mm, constituyendo un 26% de los milímetros caídos en la región de estudio durante los dos años de muestreo. La concentración de cloruros en el agua de lluvia fue analizada utilizando cromatografía iónica. La concentración de cloruro en lluvia alcanzó valores entre 0.03 mg/L a 1.14

mg/L con un promedio (\pm DS) de 0.39 mg/L (\pm 0.29). Aunque no se midió la deposición seca de forma directa, un año de mediciones de deposición húmeda y seca en la ciudad de Pergamino (33.89° S, 60.60° W) indicó que la deposición húmeda en relación con la seca es 1.6 veces mayor (Piñeiro et al. 2007); valor que fue utilizado en este estudio para las estimaciones de recarga. Basándose en la relación lineal positiva encontrada entre deposición húmeda y tamaño del evento en San Luis (Figura 2.2), se estimaron tasas de deposición basadas en los registros de precipitación diaria para 1960-1999 en Villa Mercedes (Figura 2.1). Las estimaciones de deposición a largo plazo para los sitios de estudio fueron finalmente ajustadas en proporción a la precipitación media anual medida en Villa Mercedes (Tabla 2.1).

Con esta aproximación se asumió que la deposición fue directamente proporcional a la precipitación (esto es, el mismo promedio de concentración de cloruro), lo cual puede ser fundamentado por los registros de deposición húmeda del sitio más cercano que ha registrado datos (Pergamino, aunque presenta una precipitación media anual mayor, de 900 mm/año), y que mostró valores de concentración de cloruro en precipitación similares a los encontrados en este estudio (0.27 mg/L, Piñeiro et al. 2007).

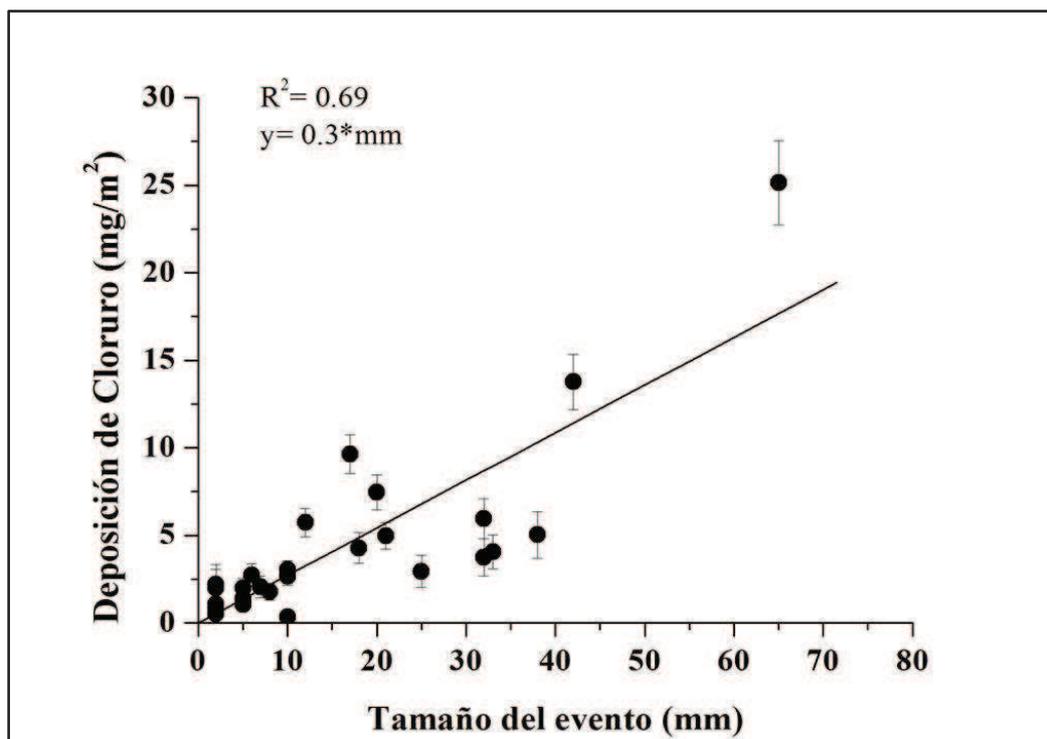


Figura 2.2. Deposición húmeda de cloruro (mg/m^2) de cada uno de los eventos medidos en la Ciudad de La Punta (33.18° S, 69.32° W) durante dos años de muestreo (octubre de 2005 a septiembre de 2007). El ajuste lineal de la ecuación ($y = 0.3x$, $R^2 = 0.69$) fue utilizado para calcular las tasas de deposición anual a partir de los registros históricos de precipitaciones. Las barras verticales indican error de medición en las concentraciones de cloruro.

Las estimaciones de recarga de agua subterránea a partir de datos de cloruros se basaron en tres supuestos: (1) el transporte de cloruro se basa en el modelo de “flujo pistón” (asume que las líneas de flujo tienen la misma velocidad y que la dispersión hidrodinámica y la difusión de las moléculas de agua son nulas, además

que el movimiento del agua en la zona de recarga funciona como si una parcela estuviera siendo presionada por un pistón, Hillel 1998), (2) la única fuente de ingreso de cloruros al ecosistema es la deposición atmosférica, mientras que el aporte por minerales y/o rocas es despreciable, y (3) el intercambio con plantas o acumulación en la biomasa y la materia orgánica son componentes nulos en el balance de cloruro (Allison et al. 1985). Bajo estas condiciones, es posible calcular el flujo de humedad residual (FHR) (Phillips 1994) o recarga:

$$R = \frac{D_{Cl}}{Cl_{sw}} \quad (2.1)$$

donde R es la recarga a la profundidad de muestreo, D_{Cl} es la tasa de deposición de cloruros por año (ver cálculos en la sección Materiales y Métodos de este capítulo, y los valores utilizados en la Tabla 2.1), y Cl_{sw} es la concentración de cloruro medido en el volumen de agua del suelo. Los valores de Cl_{sw} fueron estimados graficando el contenido de cloruros acumulado (masa de cloruro por unidad de área de suelo) a una determinada profundidad versus el contenido de agua acumulado (volumen de agua por unidad de área de suelo) a la misma profundidad. La pendiente de estos gráficos fue utilizada como el valor de Cl_{sw} en la ecuación (2.1) (Phillips 1994). En todos los casos, se observaron los segmentos de línea recta por debajo de la zona de mayor influencia de las raíces (0-2.5 y 0-1 m en bosques secos y agricultura, respectivamente). Este método fue usado para estimar recarga tanto en stands de bosques semiáridos como en stands de agricultura.

En sitios convertidos a agricultura de secano, se estimó también la recarga utilizando el método del frente de desplazamiento de cloruros (FDC) (Walker et al. 1991), donde se analiza la velocidad (v) de movimiento del frente de cloruros, como se indica en la ecuación:

$$R = v\theta = \theta \frac{z_1 - z_2}{t_1 - t_2} \quad (2.2)$$

donde R es la recarga, θ es el contenido volumétrico de agua promedio a lo largo del intervalo de profundidad analizado, y z_1 y z_2 son las profundidades de los frentes de cloruro correspondientes a los tiempos t_1 y t_2 relacionado con el nuevo (t_1 : agricultura de secano) y antiguo (t_2 : bosque semiárido) uso del suelo (ver Tabla 2.2 con edad de la agricultura). Cuando no existían picos de cloruros en el perfil, se utilizaron valores de 1 y 6 metros para z_1 y z_2 , respectivamente, en la ecuación (2.2) (recarga mínima estimada).

2.3. Resultados

2.3.1. Perfiles de agua y cloruros

Para todos los stands de bosque semiárido se encontró una zona consistentemente seca y salada por debajo de los 2 m de profundidad, sugiriendo un muy bajo drenaje subterráneo bajo este tipo de vegetación (Figura 2.3). En los stands de bosque semiárido el cloruro presente en el agua de los poros del suelo alcanzó

picos de concentración entre 1080 a 19400 mg/L en las profundidades (en promedio entre los 3 pozos del lote) de 1.5 m (S1), 2.5 m (S3), 4 m (S5), 5.5 m (S4) o en la base del perfil de los pozos realizados en S2 (Figura 2.3). El almacenamiento máximo de cloruro a los 6 metros de profundidad alcanzó los $\sim 9 \text{ kg/m}^2$ en S1 (Tabla 2.2).

La humedad gravimétrica en los bosques secos mostró bajos valores, desde 2.4% a 15.5% (promedio de los 3 pozos de cada lote) (Figura 2.4). En sitios bajo cobertura de bosque semiárido, la acumulación de agua en el suelo hasta los 6 m fue entre 233 y 756 mm (Tabla 2.2). Los valores de contenido gravimétrico de agua en los bosques semiáridos fueron menores al 50% de la capacidad de campo en la mayoría de las situaciones (Figura 2.4). En los bosques semiáridos, las zonas de alta acumulación de cloruros coincidieron en profundidad con bajos contenidos de agua (Figuras 2.3 y 2.4).

El stand sobrepastoreado en S4 mostró menores concentraciones de cloruro en el agua de los poros del suelo en comparación con su par no pastoreado, con picos a 5 m (promedio: 2040 mg/L), pero las diferencias no fueron estadísticamente significativas ($p > 0.05$). Las concentraciones de cloruro fueron menores en este perfil hasta los 3.5 m de profundidad (entre 50 y 400 mg/L) y se incrementó por debajo de los 3.5 m, aproximándose a los 5000 mg/L en la base del perfil. En comparación con el bosque semiárido en buenas condiciones, en este stand sobrepastoreado el almacenamiento de cloruros fue más variable, mientras que la acumulación de agua en el perfil de 6 m fue algo mayor (Tabla 2.2).

Tabla 2.1. Información de los sitios de estudio. Precipitación anual correspondiente al período 1960-1999. La deposición atmosférica de cloruro ($\text{g}/\text{m}^2\text{año}$) fue calculada a partir de las mediciones de cloruros en lluvias colectadas durante dos años en un sitio ubicado a 35-80 km de distancia de los sitios de estudio, y ajustado con mediciones adicionales en otro sitio del centro de Argentina (Piñeiro et al. 2007). La textura del suelo y el contenido de gravas en las muestras se presentan para cada capa de sedimento analizada.

Sitio	Precipitación (mm)	Deposición Cl ($\text{g}/\text{m}^2\text{año}$)	Ubicación	Prof. (m)	Textura			
					Arena (%)	Limo (%)	Grava (%)	
S1	447	0.22	-33.439°	0 - 6	63	25	12	-
			-66.538°					
S2	538	0.26	-33.419°	0 - 6*	68	25	7	-
			-65.940°					
S3	502	0.24	-33.505°	0 - 3	66	24	10	-
			-65.772°	3 - 6*	74	17	9	-
				6 - 7.5	22.5	7.5	-	70
S4	518	0.25	-33.584°	0 - 4*	68	32	-	-
			-65.839°	4 - 6	73	26	1	-
S5	542	0.26	-33.670°	0 - 4*	75	18	7	-
			-65.693°	4 - 6	79	14	7	-

*Zona de contacto aproximado entre diferentes tipos de sedimentos

En contraste con los bosques semiáridos, los stands agrícolas mostraron perfiles más húmedos y menores concentraciones de cloruro en el agua de los poros del suelo ($p < 0.05$) con picos de 2.7 a 2510 mg/L (promedios para S5 y S2, respectivamente). Las concentraciones se diferenciaron en al menos un orden de magnitud en relación a los valores encontrados en los bosques semiáridos, excepto para S2, que mostró elevados valores de cloruros por debajo de los 4.5 m de profundidad (Figura 2.3). Los perfiles agrícolas contenían sólo entre un 1 a 22% (para S5 y S2, respectivamente) de la masa de cloruros acumulada entre los 0-6 m de profundidad en los bosques semiáridos, sugiriendo un intenso lixiviado de sales asociado al incremento en la recarga (Tabla 2.2). Algunos pozos individuales en stands de agricultura de secano (S2 y S4), mostraron alta acumulación de cloruros en la base de los perfiles (Tabla 2.2 y Figura 2.3), debido a que posiblemente no fueron completamente lixiviados desde que comenzara el cambio por el nuevo uso del suelo. El contenido de humedad del suelo bajo sitios agrícolas fue más alto ($p < 0.05$) que el valor encontrado en los bosques semiáridos, y fue cercano a capacidad de campo en algunos sitios (Figura 2.4). El almacenamiento de agua bajo áreas agrícolas hasta los 6 m de profundidad duplicó en algunos casos al de los bosques semiáridos (S2 y S4, Tabla 2). En el caso de S3, la presencia de una pastura de alfalfa (*Medicago sativa*) (especie de raíces profundas y vida perenne) podría explicar la presencia de un suelo más seco en los perfiles con cultivos, contrastante con aquellos encontrados bajo cultivos anuales de los otros sitios. En todos los stands agrícolas los valores de contenido volumétrico de agua alcanzaron más de la mitad del valor de capacidad de campo, siendo a los 3 y 5.5 m para S2, 0.5 a 1.5 m en S3, a los 5.5 m en S4 y a los 6 m para S5.

Tabla 2.2. Acumulación de agua, almacenamiento de cloruros y estimaciones de recarga. La vegetación característica es bosque semiárido (BS), bosque semiárido sobrepastoreado (BS_{sp}) y agricultura (A). El tiempo desde la aparición de la agricultura se muestra entre paréntesis (en años). El almacenamiento de agua y cloruros corresponde a lo acumulado desde la superficie hasta los 6 m de profundidad en los perfiles (\pm DS). La recarga fue estimada utilizando dos métodos: Flujo de Humedad Residual (FHR, ver en Phillips 1994) y Frente de Desplazamiento de Cloruros (FDC, como la mínima recarga cuando el pico no aparecía en el perfil en los casos de agricultura de secano) (Walker et al. 1991).

Sitio	Vegetación/ Uso	Agua almacenada (mm)	Cloruro almacenado (g/m ²)	Recarga (mm/año)	
				FHR	FDC
S1	BS	756±137	9294±3700	0.02	
S2	BS	431±92	2044±1556	0.04	
	A (~40)	898±235	441±696	13.2	10.4
S3	BS	400±42	1560±786	0.05	
	A (~40)	447±62	17.9±5	6.9	≥7.9
S4	BS	233±28	203±42	0.14	
	BS _{sp} A (~90)	298±105 570±19	198±144 30±30	0.21 10.8	≥5.3
S5	BS	312±78	154±204	0.33	
	A (~35)	464±49	0.8±0.2	128.4	≥9.6

2.3.2. Sales de nitrato y carbonato

Se encontraron bajos valores de N-NO_3 en la zona vadosa de sitios con bosque semiárido y de agricultura, con valores promedio de 0.34 mg/L a 2.15 mg/L, respectivamente. En los stands con bosques semiáridos, las concentraciones de N-NO_3 alcanzaron valores entre 0.39 mg/L (5 m en S3), a 2.09 mg/L (primeros 0.5 m de profundidad en S5). En los stands agrícolas en cambio, los valores fueron desde 0.34 mg/L (3 m de profundidad) en S3, a 2.15 mg/L (0.5 m de profundidad en S4). Los carbonatos por su parte estuvieron presentes en todos los perfiles por debajo del primer metro de profundidad, y su concentración no cambió entre los stands de bosques secos y de agricultura. Los valores medios (\pm DS) para bosque semiárido y agricultura fueron de 1.31% (\pm 0.91) y 1.7% (\pm 0.95), respectivamente. La concentración de carbonato más alta encontrada se ubicó entre los 2 y 3 metros de profundidad, alcanzando 2.5%.

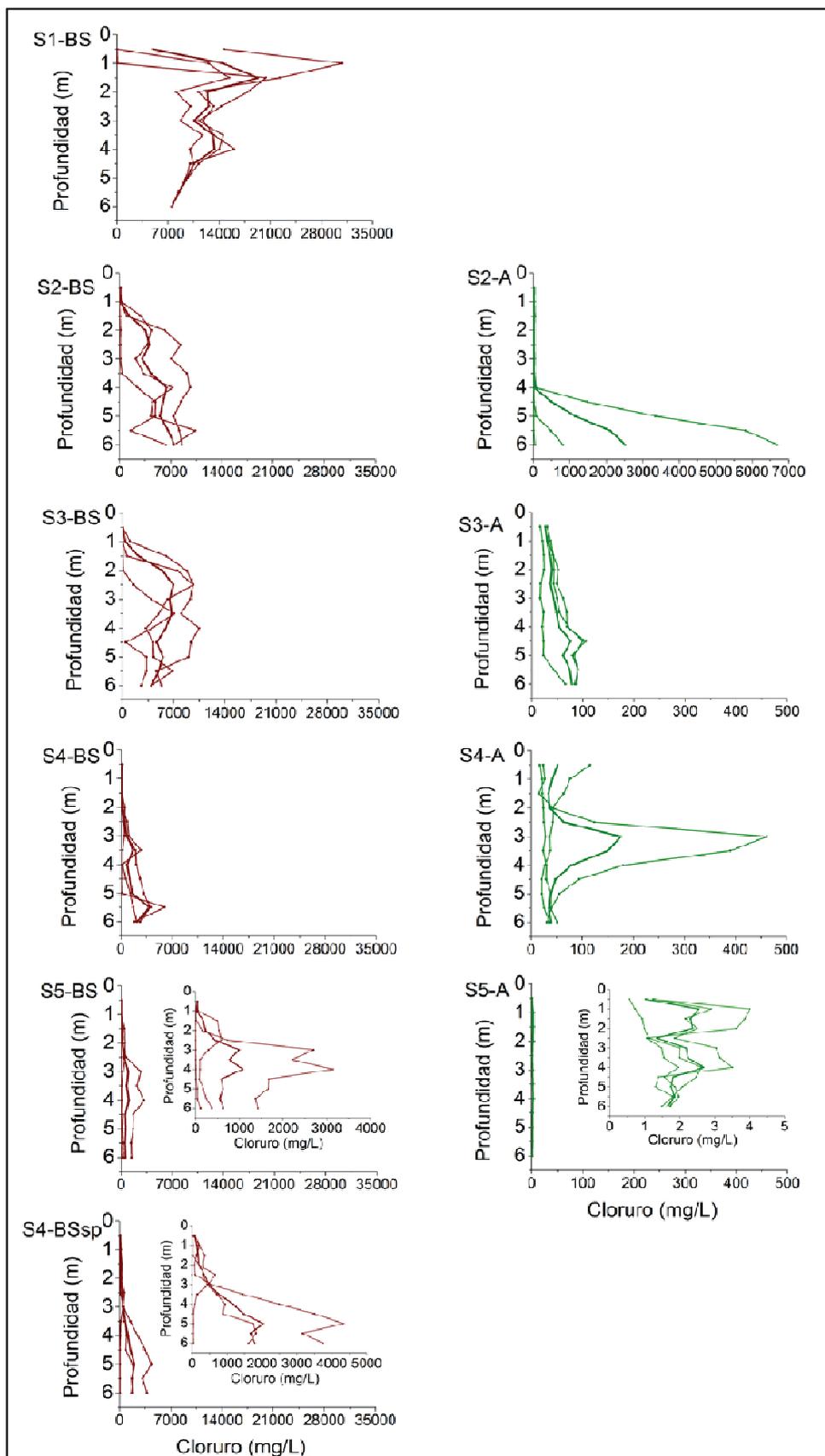


Figura 2.3. Concentración de cloruro en el agua de los poros del suelo (mg/L) en los perfiles para todos los pozos ($n=3$) realizados en stands con bosques semiáridos típicos (BS), agricultura (A) y bosque semiárido sobrepastoreado (BS_{sp}). Las escalas

en la concentración de cloruros son diferentes para los stands con BS y A (S2-A también diferente escala entre gráficos de A). Los gráficos internos más pequeños muestran la misma información pero en detalle para las concentraciones más bajas en BS y A. Se muestra con línea más gruesa el valor promedio de los 3 pozos de cada sitio.

2.3.3. Estimaciones de recarga

Las tasas de recarga anual fueron extremadamente bajas en los bosques semiáridos (< 1 mm/año), y mostraron pocos cambios en casos de sobrepastoreo, mientras que en lotes con agricultura de secano esta situación se modifica considerablemente (Tabla 2.2). La conversión de los ecosistemas con bosque semiárido a agricultura de secano, incrementó el drenaje profundo, con tasas de recarga de 1 o 2 órdenes de magnitud mayor, explicando lavado sustancial de sales en la zona vadosa (Tabla 2.2 y Figura 2.3 y 2.4).

Las estimaciones de recarga con el método del flujo residual de humedad mostraron pendientes características para los stands de bosque semiárido y agricultura. En el caso de los bosques semiáridos, las curvas de cloruro acumulado versus agua acumulada incrementaron sus pendientes por debajo de la zona de enraizamiento, a aproximadamente 2.5 m de profundidad, y se mantenía estable para el resto del perfil. Bajo agricultura, en cambio, las pendientes eran menores a las encontradas en los bosques semiáridos, y estables a partir del primer metro de profundidad. Esta aproximación mostró diferencias con el método del frente de desplazamiento de cloruros en los stands agrícolas, que presentó picos muy bajos, por lo que en la mayoría de los casos el pico de desplazamiento de cloruros se observó por debajo de los 6 m. Para el sitio S2-A, donde se llega a identificar el movimiento de cloruros y un posible pico, los valores de recarga estimada fueron cercanos a los obtenidos con el modelo del flujo de humedad residual (Tabla 2.2).

De acuerdo a las estimaciones de ingresos de sales de cloruros desde la atmósfera, el acumulado de cloruro hasta los 6 m de profundidad y la edad de la capa sedimentaria más superficial (~ 4 m de profundidad: $\sim 9890 \pm 1125$ años), se calculó la fracción aproximada de depósito histórico de cloruro que aún se encuentra bajo bosques semiáridos en todos los sitios (excepto S1, donde la capa sedimentaria superior sería más antigua). Se encontró que 94.7, 55.2, 5.1 y 3.6% de las entradas históricas de cloruros presumibles son conservadas en los perfiles de S2, S3, S5 y S4, respectivamente. Las estimaciones de recarga se han basado en el supuesto de ingresos estables de agua por precipitación. Si bien se ha registrado un incremento del $\sim 30\%$ en las precipitaciones durante las últimas cuatro décadas, estas estimaciones son útiles para conocer las características de la recarga en el pasado. Se recalcularon valores de recarga asumiendo un 30% más de lluvias y, como resultado en los ingresos de cloruro, se obtuvieron valores extremos de 0.13 a 0.37 mm/año (sitios S1 y S5, respectivamente) para los bosques semiáridos y 4.9 (S3) a 89.9 mm/año (S5) para agricultura (comparar con FHR en Tabla 2.2).

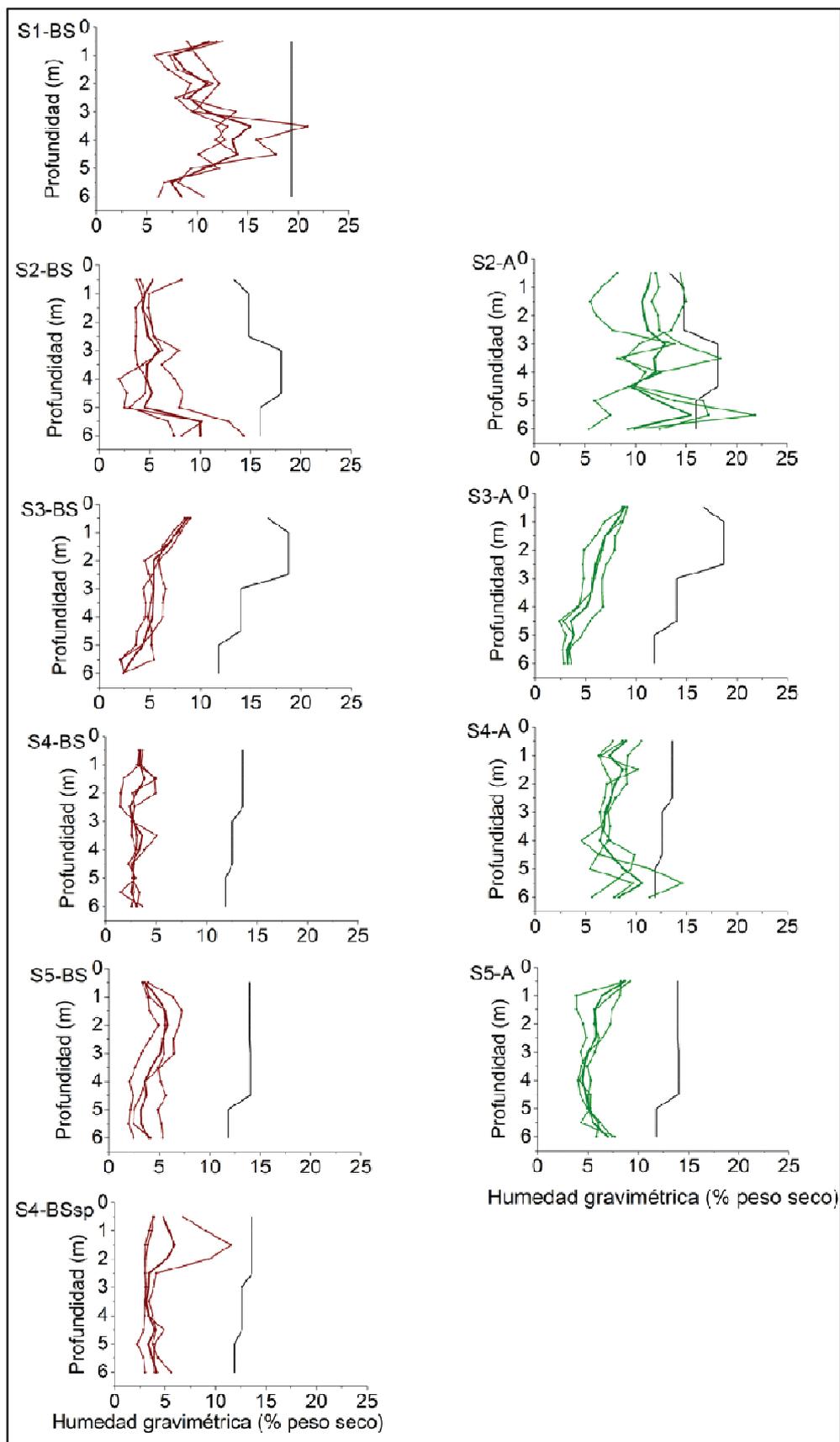


Figura 2.4. Contenido gravimétrico de agua (%) para todos los pozos (n= 3) en los perfiles de stands de bosque semiárido (BS), agricultura (A) y bosque semiárido

sobrepastoreado (BS_{sp}). Las líneas grises indican el límite de capacidad de campo. Se muestra con línea más gruesa el valor promedio de los 3 pozos de cada sitio.

2.4. Discusión

Los bosques semiáridos en las planicies sedimentarias del centro de Argentina mostraron bajas tasas de recarga y alta acumulación de sales similares a las de otras zonas áridas y semiáridas, siguiendo los patrones observados en ecosistemas de bosques semiáridos en otros continentes (Cook et al. 1989, Allison et al. 1990, Edmunds y Gaye 1994, Phillips 1994, Walvoord et al. 2003, Scanlon et al. 2006). Las acumulaciones de cloruro en los sitios de bosque semiárido son más bajas que las encontradas para los ambientes semiáridos de Australia (Cook et al. 1989), pero similares a las vistas en los pastizales y arbustales semiáridos de las altas planicies del sur de Estados Unidos (Scanlon et al. 2005b, 2007b). La baja acumulación de cloruros encontrada en Argentina y en Estados Unidos, en comparación a lo descrito para Australia, podría explicarse por los más bajos ingresos de cloruros provenientes de la deposición atmosférica (Allison y Hughes 1978, Scanlon et al. 2005b, 2009). Todas estas regiones mostraron bajos valores de recarga para vegetación semiárida natural, sugiriendo que los sistemas leñosos y de pastizales en ambientes sedimentarios semiáridos son muy eficientes en utilizar toda el agua de las precipitaciones (Specht 1972, Hatton et al. 1997, Eagleson 2002).

El uso de los suelos para agricultura introdujo un claro cambio en los almacenamientos de cloruro y agua en los diferentes sitios de estudio. Los perfiles agrícolas perdieron entre un 78%-99% del cloruro encontrado originalmente en los bosques semiáridos. Además, el contenido de agua en el suelo se encontraba más cercano a capacidad de campo, lo que indica la ocurrencia de drenaje profundo y lavado de sales luego de la llegada de los cultivos. Se han descrito situaciones similares en otros bosques semiáridos reemplazados por agricultura. En Australia, más de un siglo de agricultura de secano fue incrementando la recarga, llevando a los niveles freáticos cerca de la superficie, concentrando sales en zonas de descarga evaporativa y provocando la pérdida de 60000 km² de tierras agrícolas en el último siglo, afectando en algunos casos incluso a la vegetación nativa (George et al. 1997, NLWRA 2001). En las Altas Planicies del sur de Estados Unidos el reemplazo de los pastizales y arbustales naturales por agricultura de secano generó el inicio del drenaje profundo, los niveles freáticos ascendieron y se detectó ascenso en la salinidad del agua subterránea, pero en menor medida a lo descrito para Australia (Scanlon et al. 2005b, 2007b, 2009). En muchos sectores de las Altas Planicies, la gran extensión e intensidad de uso del agua subterránea para riego pudo haber prevenido el drástico aumento de los niveles freáticos esperado bajo situaciones de agricultura de secano. La deforestación de vegetación leñosa para uso agrícola en el Sahel (África, Leduc et al. 2001) disparó una disminución en la evapotranspiración que, en este caso, parece haber resultado en un aumento en la escorrentía subterránea más que un aumento en el drenaje profundo, pero potenció la recarga subterránea en las partes bajas del paisaje. En estos sitios, los niveles freáticos ascendieron un 0.4 m/año por los últimos 50 años (Leduc et al. 2001, Favreau et al. 2009).

El reemplazo de los bosques semiáridos y pastizales naturales por agricultura de secano representa una amenaza para la productividad de esas tierras en el largo plazo, tanto para la agricultura como para la vegetación natural, según se ha sugerido a partir del caso australiano. El sobrepastoreo descrito para uno de los sitios de estudio

mostró escasos efectos sobre el drenaje y lixiviado de sales, particularmente en comparación con los perfiles bajo agricultura. Sin embargo es necesario ampliar los estudios bajo este tipo de cobertura a fin de clarificar los efectos de este disturbio y reconocer las alteraciones y los atributos ecológicos que se alteran en estos bosques para ser afectado el drenaje profundo y por ende la recarga subterránea. Las observaciones preliminares que surgen de este estudio sugieren que la presión continua a nivel de vegetación generada por el pastoreo a lo largo de un año no es tan importante sobre el movimiento de agua como sí lo genera el disturbio anual de todo el ecosistema asociado a los cultivos. Las estrategias de las plantas, como la profundidad de enraizamiento, la fenología y longevidad y su integración y diversidad, son aspectos adicionales que necesitan ser tomados en cuenta.

La textura del suelo puede tener influencia sobre el drenaje profundo y los patrones de acumulación de sales y su respuesta a la presencia de cultivos. En suelos arenosos, la menor capacidad de almacenamiento de agua y/o la conductividad hidráulica de la zona no saturada, podrían limitar el uso exhaustivo de la precipitación, aún en los ecosistemas naturales. La profundidad de una columna de suelo que almacena una determinada cantidad de agua se incrementa de una forma más o menos lineal con el contenido de arenas, creando la necesidad de un incremento también en la profundidad de raíces para el consumo de esa agua. En contraste, la conductividad de la zona no saturada se incrementa exponencialmente con el contenido de arena, creando un límite dramático en la posibilidad de utilizar exhaustivamente el agua que sólo puede ser compensado por una mayor densidad de raíces (Sperry et al. 1998). Los límites biológicos en el uso de la energía de las plantas para lograr sistemas radicales más densos podría eventualmente limitar el uso exhaustivo del agua en suelos muy arenosos, como ya se ha demostrado para ecosistemas de bosque en paisajes medanosos cercanos a esta área de estudio (Jobbágy et al. 2011). Si bien el sitio con texturas más gruesas es también el que presenta más lluvias, los sitios con máximas y mínimas precipitaciones muestran diferencias relativamente bajas con la precipitación promedio de todos los sitios (un 6% más de lluvia para S5, y un 12% menos de lluvia para S1), particularmente teniendo en cuenta el contexto de cambios en las precipitaciones en el pasado (Giulietti et al. 2003). Por ello se sugiere que las mayores tasas de recarga bajo bosques semiáridos en el sitio arenoso responden mayormente a los contrastes texturales (S5, Tabla 2.2).

Nuestra región de estudio ofrece un novedoso contexto climático que no ha sido explorado en otros estudios de cambios en la humedad de la zona vadosa y el transporte de sales en bosques semiáridos. Mientras que otros estudios han mostrado el inicio o incremento de la recarga subterránea bajo condiciones de lluvias con una tendencia estable o en disminución (ej. Favreau et al. 2009), en este trabajo se analiza el centro de Argentina, que ha experimentado un incremento del 30% en el promedio anual de precipitaciones durante los últimos 100 años (538 mm/año en 1900-1950 a 649 mm/año en 1950-1999) (Giulietti et al. 2003, Barros et al. 2008). A pesar que este cambio climático podría ser considerado a priori como causa suficiente para generar incremento en la recarga y lixiviado de sales en la región, el drenaje profundo se ha mantenido muy bajo en los perfiles de bosques semiáridos que se examinaron en este trabajo, como se encontró en los gráficos acumulados de cloruro-agua (basados en el método presentado en Phillips 1994). Estos ecosistemas naturales han consumido de forma muy eficiente este aporte de agua adicional, de modo que incluso ante incrementos en las precipitaciones no se observa un aumento en el drenaje profundo.

Por otro lado, el cambio climático observado podría haber favorecido la recarga y lixiviado de sales indirectamente, al crear mejores condiciones para la expansión de los cultivos de secano (Viglizzo et al. 1995). Las señales del mercado, como son el aumento en los precios de los granos en desventaja de la ganadería, las nuevas tecnologías disponibles o el manejo de los tiempos de siembra, se han asociado con las altas precipitaciones, facilitando la expansión de la agricultura sobre los bosques semiáridos naturales (Viglizzo et al. 1995). Este trabajo resalta la importancia de separar el uso del suelo de los efectos del clima en los sistemas hidrológicos, para luego analizar las conexiones biofísicas involucradas como pueden ser los incrementos en la precipitación y los aumentos en las tasas de recarga.

Los efectos observados en los niveles de agua subterránea y salinidad de los bosques semiáridos que han sido desmontados con fines agrícolas en Australia no habían sido observados hasta el momento para el centro de Argentina. Existen casos aislados de salinización, sin embargo sólo se han mencionado para bosques semiáridos en el centro de Paraguay (Nitsch 1995, Nitsch et al. 1998, Jobbágy et al. 2008); también se han informado situaciones de incrementos en los rendimientos hídricos tanto locales como regionales para áreas con agricultura intensa en el centro de Argentina (Piovano et al. 2004, Jobbágy et al. 2008). Sin embargo, la mayor parte de la comunidad científica atribuye estos cambios hídricos a los incrementos en las precipitaciones. En este estudio se confirma que las características de los bosques semiáridos versus agricultura de secano encontradas en Australia (que allí generó el proceso conocido como “dryland salinity”) son comparables a lo visto en el centro de Argentina, aunque las tasas de ascenso de los niveles freáticos y salinización son dependientes del contexto hidrogeológico local. La salinidad de base del agua subterránea es relativamente elevada para la zona (500 a 3000 mg/L de sólidos disueltos -Proyecto de Recursos Hidrológicos Subterráneos de San Luis 2002). Esto sugiere que la acumulación de sales en la zona vadosa, que luego son lixiviadas a capas más profundas, podría no tener un impacto significativo sobre la calidad del agua subterránea; sin embargo, al aumentar el drenaje y por consiguiente generar ascensos en los niveles freáticos, puede provocar una situación similar al “dryland salinity”, que en el largo plazo generaría intensa salinización del suelo en superficie dadas las condiciones de semiaridez en la región. Una mayor comprensión del rol de la textura de los sedimentos y sus efectos en el cambio en la recarga y la acumulación de sales en la zona vadosa, podría ayudar a comprender el riesgo diferencial de estos procesos como ante los distintos tipos de sedimentos.

Las zonas vadosas típicamente secas y saladas en los ecosistemas áridos de Estados Unidos han mostrado grandes cantidades de nitratos, posiblemente perdidos de los ecosistemas naturales (Edmunds 1999, Walvoord et al. 2003) (pero ver también Jackson et al. 2004). Aunque los bosques semiáridos estudiados en este trabajo están dominados por leguminosas fijadoras de nitrógeno, los perfiles mostraron bajas concentraciones de nitrógeno (hasta mil veces menor que los valores reportados por Walvoord et al. 2003), sugiriendo que estos ecosistemas tienen escasos ingresos de nitrógeno y que su lavado con el inicio de la agricultura podría no resultar en un aporte de nitrógeno soluble al hacia el agua subterránea, como se ha sugerido para los ecosistemas áridos de Estados Unidos (Walvoord et al. 2003) y del norte de África (Edmunds 1999). Probablemente, los lotes cultivados en la región estudiada en este trabajo han perdido nitratos a lo largo de un proceso ya descrito para las Altas Planicies del Sur de Norteamérica (Scanlon et al. 2009), donde los suelos con concentraciones de nitrato inicialmente bajas han mostrado una acumulación de

nitrate profundo (> 6 m), generada a partir de la mineralización y nitrificación del nitrógeno orgánico del suelo (ver también Portela et al. 2006).

Los resultados aquí expuestos indican que la vegetación genera un control crítico en el largo plazo en el movimiento de agua y movilización de sales en el continuo ecosistema-zona vadosa-agua subterránea. A pesar de un claro aumento en las precipitaciones durante el último siglo, los bosques semiáridos analizados en este trabajo han mantenido los valores característicos de bajas tasas de recarga y patrones de elevada acumulación de sales, así como fuera descrito en otras regiones. El reemplazo de la vegetación leñosa nativa por agricultura comenzó hace aproximadamente un siglo, y su expansión ha crecido notablemente en los últimos años. Este cambio en el uso del suelo puede modificar la hidrología subterránea y el transporte de sales en las planicies sedimentarias de Sudamérica. No existen actualmente redes de monitoreo capaces de registrar tendencias en el largo plazo en los niveles de agua subterránea y el contenido de sales en áreas cultivadas en las planicies del centro de Argentina. Sin embargo estos monitoreos son cruciales para detectar el posible inicio de los procesos de salinización y ascenso de niveles freáticos (“dryland salinity”) que podrían causar un enorme daño en la productividad de los recursos naturales.

CAPÍTULO 3

Formación súbita de cursos de agua en un paisaje semiárido: historia y posible vinculación con aumentos de la precipitación, deforestación y actividad sísmica

3.1. Introducción

3.1.1. Alteraciones hidro-geomorfológicas en paisajes sedimentarios semiáridos

Comprender, pronosticar y manejar el balance hídrico en regiones áridas y semiáridas del mundo es un desafío creciente, dado el avance de las actividades humanas y la transformación de la vegetación sobre estos territorios (Vörösmarty et al. 2000, Alley et al. 2002, Scanlon et al. 2006). Las regiones semiáridas no perturbadas presentan un balance hídrico dominado principalmente por dos componentes: precipitación y evapotranspiración. La fracción de los ingresos de precipitación que no es evapotranspirada y puede quedar disponible en forma líquida para alimentar acuíferos o cursos de agua (rendimiento hídrico) es por lo general muy reducida o nula (Jobbágy et al. 2008). En estas condiciones pequeños cambios relativos en la precipitación o la evapotranspiración pueden traducirse en grandes cambios relativos en el rendimiento hídrico del sistema. Las regiones semiáridas ocupadas por terreno sedimentario suelen presentar rendimientos hídricos extremadamente bajos, especialmente con vegetación natural leñosa (Leduc et al. 2001, Scanlon et al. 2006). Esta condición, sin embargo, puede alterarse ante cambios en el clima o en el uso del suelo (Millenium Ecosystem Assessment 2005, Jobbágy et al. 2008, Safriel y Adeel 2008, Ravi et al. 2010), y si los incrementos en el rendimiento hídrico son sostenidos en el tiempo, pueden dar lugar a procesos de ascenso freático, encharcamiento y salinización (Cook et al. 1989, George et al. 1997, Clarke et al. 2002) y/o erosión y formación de cárcavas (Návar y Synnott 2000, Poesen et al. 2003, Valentin et al. 2005), provocando transformaciones hidrológicas y geomorfológicas en los paisajes (Gordon et al. 2008). El objetivo de este capítulo es explorar los factores, agentes causales y mecanismos involucrados en la aparición súbita de nuevos cursos de agua registrada al oeste de la planicie sedimentaria chaco-pampeana, en una región de clima semiárido ocupada históricamente por bosques secos.

El equilibrio entre precipitación y evapotranspiración en ambientes no transformados de bosque en la planicie semiárida loésica del centro de Argentina, lleva a que las pérdidas netas por escurrimiento superficial o por drenaje profundo en el paisaje sean prácticamente nulos o despreciables (Santoni et al. 2010, Jayawickreme et al. 2011). Como consecuencia del virtualmente nulo rendimiento hídrico, y posiblemente favorecido por las bajas pendientes regionales, este paisaje de vegetación leñosa se caracteriza por la ausencia de una clara red de drenaje o de escurrimiento en superficie, y perfiles vadosos secos con elevadas concentraciones de sales (Santoni et al. 2010).

La transformación de estos bosques de planicies semiáridas para el uso agrícola puede modificar este equilibrio entre precipitación y evapotranspiración. Esta conversión masiva de vegetación leñosa a vegetación herbácea anual puede acarrear importantes impactos tanto hidrológicos como geomorfológicos y ecológicos (Clarke et al. 2002, Eberbach 2003, Valentin et al. 2005, Scanlon et al. 2007a, Gordon et al. 2008). Entre los cambios más notables adjudicados a estas transformaciones de la vegetación se encuentran los aumentos de la recarga que derivan en ascensos freáticos y salinización de la superficie. Se pueden mencionar como ejemplos los procesos ocurridos en Australia, conocidos como “dryland salinity” (Cook et al. 1989, George et al. 1997, Clarke et al. 2002), o los aumentos en la recarga demostrados en estudios recientes en el centro de Argentina (Santoni et al. 2010, Jayawickreme et al. 2011). El proceso de “dryland salinity” descrito para Australia ha involucrado incrementos sostenidos en las tasas de recarga que llevaron a una mayor humedad de los

sedimentos de las zonas no saturadas y por consiguiente al lavado de las sales acumuladas en los perfiles de suelo/sedimento por milenios. En el plazo de décadas a un siglo esto produjo la elevación de los niveles y la salinidad del acuífero freático (Clarke et al. 2002). En paisajes de planicie, donde los gradientes hidráulicos del agua subterránea son bajos, el nivel freático puede llegar hasta la zona de las raíces y, eventualmente, hasta la superficie, provocando salinización secundaria, producto de la acumulación de sales transportadas desde capas más profundas del perfil. En otros ambientes de bosques secos reemplazados por cultivos se han reportado aumentos del escurrimiento superficial por deterioro del suelo superficial y reducción de su capacidad de infiltración (Brown et al. 2005). El resultado final en estos casos es la aparición de escurrimiento hacia zonas relativamente bajas, recarga localizada en estas posiciones, y ascenso generalizado de los niveles freáticos (ej: Sahel, Leduc et al. 2001, Leblanc et al. 2008).

Cuando estas pendientes son un poco mayores se plantean otras manifestaciones del exceso hídrico tales como la formación de cursos de agua, a menudo efímeros, creados por erosión superficial (Ruprecht y Schofield 1989, Nívar y Synnott 2000) y, en casos más raros, procesos de erosión subsuperficial o subterránea conocidos como “soil piping” (o entubado) y “sapping”. En el caso del piping se forman túneles y zonas inestables en la región saturada del suelo como resultado de flujos subsuperficiales y de filtración, y se reconocen sólo una vez que han causado colapsos en la superficie (Faulkner 2006, Fox y Wilson 2010, Verachtert et al. 2010). En regiones semiáridas, estos cambios geomorfológicos se han vinculado en algunos casos a la deforestación (Bryan y Jones 1997, Poesen et al. 2003, Valentin et al. 2005, Verachtert et al. 2010). Sapping es un proceso de erosión subsuperficial donde, ante un incremento en la presión de los poros o la presión de filtración, las arenas se dilatan y son vulnerables a la erosión o arrastre (Higgins 1982). El resultado final es el colapso de las cabeceras del valle y las paredes por debilitamiento o remoción del soporte basal, ante la inundación o erosión por acción del agua subterránea (Laity y Malin 1985).

A los cambios del uso del suelo pueden sumarse los cambios climáticos y la actividad sísmica como causantes de alteraciones en la hidro-geomorfología de ambientes semiáridos (Scanlon et al. 2005a, Manga 2001, Valentin et al. 2005). Los cambios climáticos, especialmente los incrementos en las precipitaciones medias y en la frecuencia e intensidad de eventos extremos, pueden aumentar las pérdidas netas de agua líquida del ecosistema y la probabilidad de que se produzca recarga subterránea y/o incrementos en el escurrimiento superficial. Los sismos, por su parte, dependiendo de la magnitud y el momento en que ocurren, pueden tener un fuerte impacto sobre la estabilidad de los sedimentos y su posible ruptura subterránea o superficial. Sus efectos podrían relacionarse con cambios abruptos en los cauces y sus caudales, en el flujo de los manantiales, o en la aparición de hundimientos del terreno. Ante situaciones hidráulicas y geomorfológicas inestables, los sismos pueden aportar la energía necesaria para generar un cambio abrupto que reduzca inestabilidades acumuladas, siendo la licuefacción de sedimentos saturados una de las manifestaciones más comunes (Manga 2001, Manga et al. 2003, Montgomery y Manga 2003, Perucca y Moreiras 2010). Por ello, en algunos casos la actividad sísmica podría actuar como disparador o “gatillo” en la formación de túneles o erosión subsuperficial (piping/sapping) y la circulación de agua subterránea, por situaciones de licuefacción de suelos en estado de saturación. La licuefacción es la disrupción in situ de la cohesión entre partículas minerales, generalmente por una

sacudida sísmica, en la que se produce la pérdida total o parcial de la resistencia de cizalla. En suelos sin cohesión, con elevado porcentaje de arenas y completamente saturados, la transformación de un estado sólido a líquido es el resultado del aumento de la presión de los poros, que disminuye el coeficiente de fricción durante un terremoto (Perucca y Bastías 2005). Se ha demostrado que la repetición de varios eventos fuertes en corto tiempo (réplicas) puede ser un claro determinante en la generación de licuefacción del terreno y cambios en los caudales base y niveles freáticos (Manga et al. 2003).

3.1.2. Cambios hidro-geomorfológicos en el centro de Argentina

En la zona central de Argentina existe un paisaje sedimentario que ha sufrido importantes cambios en los últimos cien años. El sector conocido como cuenca de El Morro (en la que al sur se asienta la ciudad de Villa Mercedes, en San Luis) presenta sedimentos loésicos, con un estrato más superficial depositado aproximadamente hace ~9000 años (de acuerdo a dataciones OSL) (Tripaldi y Forman 2007, Santoni et al. 2010), con pendientes medias que alcanzan el 1%. Bosques semiáridos, dominados principalmente por *Prosopis caldenia* y *Geoffroea decorticans*, han cubierto históricamente a estas planicies, situación que se ha visto modificada desde principios del 1900, y que para la década del '60 presentaba más del 30% de la cuenca deforestada y con uso agrícola, constituyendo una de las zonas más tempranamente dominada por cultivos en los bosques secos ubicados al oeste del pastizal pampeano.

Desde hace poco menos de 30 años, esta cuenca ha experimentado una transformación geomorfológica con pocos precedentes en la región. Un paisaje en el que no ha existido una red de drenaje superficial activa desde la deposición del último estrato sedimentario hace ~9000 años, ha comenzado a disectarse por nuevos ríos y arroyos que se han generado en episodios súbitos que tuvieron lugar en días o pocas horas, especialmente en los años 1985, 2007 y 2008, y en los que se movilizaron grandes cantidades de sedimento (Diario La Nación 2008, El Diario de la República 2008). Estos cambios han habilitado la evacuación superficial de aguas, por lo general salinas, inexistente previamente en la cuenca. También han generado importantes pérdidas ambientales y económicas, con arrastre o inundación de viviendas, destrucción de caminos rurales y rutas, pérdida de tierras fértiles (por arrastre, erosión o acumulación de nuevos sedimentos en superficie) y mortandad de ganado.

El incremento en las precipitaciones de esta región en las últimas décadas (Giulietti et al. 2003), en acuerdo con proyecciones de cambio climático global basadas en modelos de circulación atmosférica (Barros et al. 2008), y junto con la ocurrencia de sismos en las proximidades del área de estudio, han sido considerados como causas capaces de explicar este abrupto cambio geomorfológico. Sin embargo, se ha prestado menor atención al potencial impacto de la conversión de la vegetación leñosa natural por agricultura en el último siglo. Son escasos los estudios que intentan explicar el rol que han cumplido los diferentes factores en la formación de estos nuevos cursos superficiales y en general existen pocos antecedentes en los que se explore la posible convergencia de fuerzas climáticas, ecológicas y tectónicas modelando la hidrología de regiones semiáridas. Ante esta situación surge la necesidad de caracterizar de una forma cuantitativa este proceso, explorar sus causas y así proyectar y, en lo posible, mitigar las consecuencias negativas de estas abruptas transformaciones del paisaje.

Los objetivos generales de este capítulo son (i) caracterizar cuantitativamente el proceso de formación de nuevos cursos de agua durante el último medio siglo en la región incluida dentro de la cuenca de El Morro, describiendo los cambios hidrológicos subterráneos y superficiales asociados, (ii) explorar el papel causal que el aumento de la precipitación, la actividad sísmica y el cambio en el uso de la tierra han tenido, propiciando este proceso. Se propone un sistema de hipótesis que buscan orientar la caracterización del proceso hidrológico y geomorfológico y la exploración de sus causas.

3.1.3. Hipótesis

Se plantean tres factores o agentes causales básicos, no excluyentes entre sí, que pueden haber llevado a la formación súbita de cursos de agua en un paisaje que por los últimos 9000 años (edad del estrato sedimentario más superficial) de historia no ha sufrido incisiones. Estos son (1) variaciones climáticas, específicamente la mayor precipitación registrada en los últimos 50 años que conduciría a un mayor exceso hídrico, (2) cambios de cobertura y uso de la tierra, particularmente el reemplazo de bosques semiáridos por cultivos anuales que conduciría a una menor evapotranspiración, mayor exceso hídrico y una menor capacidad de infiltración, y (3) la actividad sísmica, específicamente su papel como disparador de procesos de licuefacción y “piping/sapping” de sedimentos, colapso de la superficie, y/o alteraciones más profundas sobre el sistema subterráneo tales como el “desconfinamiento” de acuíferos (liberación súbita de aguas subterráneas aisladas).

Si bien los efectos de estos tres factores pueden ser convergentes dictando los cambios hidrológicos y geomorfológicos observados, es posible identificar improntas más específicas que deberían ser distintas según su peso relativo (Tabla 3.1). Particularmente útiles son los perfiles de concentración de sales en la columna sedimentaria y las señales de que hayan sido lavados como producto de la recarga. También resulta esclarecedor reconocer el patrón temporal de los cambios hidrológicos subterráneos, así como su distribución espacial dentro de la región. Por último, ayuda para comprender el papel de los distintos factores, reconocer las transformaciones que han tenido lugar o no en la cubierta sedimentaria en tiempos prehistóricos (Tabla 3.1).

Sobre la base de los factores mencionados se proponen tres mecanismos posibles para la formación de nuevos cursos de agua en la región de estudio. Los mismos comprenden (a) aumento en la recarga por cambio en el clima y/o de la cobertura y uso del suelo, ascenso freático, desarrollo de mayores gradientes hidráulicos e inestabilidad sedimentaria, **licuefacción** y **piping/sapping**, ruptura superficial en donde la actividad sísmica pudo o no ser un gatillo; (b) aumento de la escorrentía superficial por deterioro de la infiltración bajo el uso agrícola, favorecido por variaciones climáticas, **erosión** y **generación de cárcavas**; (c) **desconfinamientos** y cambios en la trayectoria del agua subterránea, que pueden ser facilitadas por aumentos en el rendimiento hídrico generados por cambios en el clima y la cobertura. Estos mecanismos permiten identificar respuestas hidrológicas favorecidas por cada uno de ellos. Las mismas se proponen como predicciones que guían la investigación de campo (Tabla 3.2).

3.2. Materiales y Métodos

3.2.1. Área de estudio

La zona que ha registrado la aparición súbita de cauces representa una cuenca de unos 800 km² y forma parte del sistema hidrológico del Río Quinto (Galván y Collado 2009). Se localiza en el Departamento General Pedernera, situado en la porción noreste de San Luis (Figura 3.1). Se extiende al sur de la Sierra de El Morro, de 1600 m de elevación, entre las coordenadas: 33°49' S -65°31' W, 33°02' S-65°02' W. El paisaje está caracterizado por bajos gradientes topográficos, con una leve pendiente regional hacia el sur ($\leq 1\%$) y con ausencia de red de escurrimiento superficial.

Tabla 3.1. Factores involucrados en la formación de los nuevos cauces y las improntas esperadas para cada uno de ellos, en relación al lixiviado de sales en los perfiles de suelo/sedimento, dinámica temporal y distribución espacial de los ascensos freáticos, y probabilidad de ocurrencia de los factores causales durante los últimos ~9000 años (edad del sedimento superficial) en tiempos prehistóricos o previos a la ocupación europea de la región.

	Lavado de sales en el perfil	Temporalidad de ascensos freáticos	Distribución de los ascensos	Ocurrencia prehistórica
1. Clima	En TODAS las coberturas	Sostenida, acompañando precipitación	Generalizada	Muy probable
2. Cobertura y Uso del suelo	SÍ en agricultura, NO en bosque semiárido	Sostenida, acompañando deforestación	Mayor en lotes agrícolas	Muy poco probable
3. Sismos	En ninguna	Repentina	Generalizada	Muy probable

Tabla 3.2. Mecanismos de apertura de nuevos cauces y predicciones respecto a su correlación o sincronía con lluvias y sismos, magnitud del caudal base y salinidad de las aguas.

	Sincronía con sismos	Sincronía con lluvias muy intensas	Caudal base	Aguas salobres
A. licuefacción + piping/sapping	SI o NO	SI o NO	ALTO	SI
B. erosión y formación de cárcavas	NO	SI	BAJO	NO
C. desconfinamiento	SI	NO	ALTO	SI

El clima característico de la región es semiárido, con una precipitación media anual de 606 mm, con lluvias más abundantes entre octubre y marzo (primavera-verano ~80% del total anual). Las temperaturas medias mínimas y máximas son de 8°C y 22°C, respectivamente. Los registros históricos de precipitación muestran un aumento de un 30% desde comienzos del siglo hasta el presente (Giulietti et al. 2003).

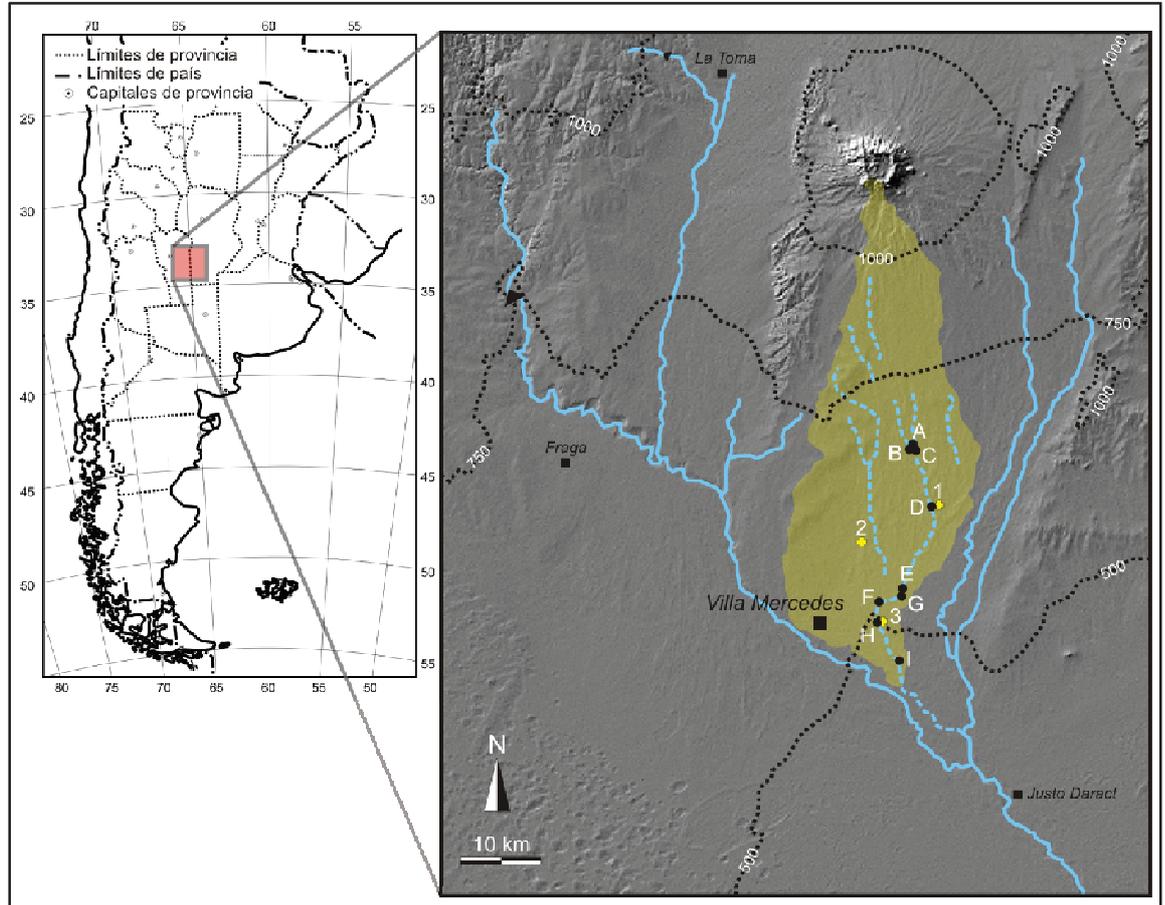


Figura 3.1. Localización de la cuenca (sombreado verde) y sitios de estudio. Con círculos negros y letras (A-I) se identifican los diez puntos de muestreo en el cauce principal de la cuenca. Con cruces e identificados con números (1-3), los tres sitios de muestreo de perfiles vadosos y estimación de recarga. Las líneas continuas celestes fuera de la cuenca marcan ríos que han existido históricamente, mientras que las líneas discontinuas celestes dentro de la cuenca muestran algunos de los cauces principales surgidos en los últimos 30 años. Las curvas de nivel se grafican con líneas punteadas negras. Con cuadros negros se identifican las ciudades más importantes y con un triángulo se indica el dique principal cercano a la zona de estudio.

Los suelos se han desarrollado a partir de depósitos loésicos (~9000 años, Tripaldi y Forman 2007, Santoni et al. 2010), siendo mayormente franco arenosos, con contenidos de arenas, siempre finas, que van desde 30% a 84 %. Estos suelos son vulnerables a la erosión hídrica y eólica. Según la clasificación de suelos, se incluyen dentro del grupo de los Haplustoles énticos (hacia el norte de la cuenca) y Ustortentes-Ustipsamentos típicos (hacia el sur) (Galván y Collado 2009).

El área ha presentado históricamente vegetación leñosa, constituida por bosques abiertos con una cobertura importante de pastos. Las especies arbóreas principales son *Prosopis caldenia* (especie dominante), *P. flexuosa*, *P. nigra*, *Geoffroea decorticans* y *Jodina rhombifolia*. En el estrato arbustivo, las especies *Lycium chilense*, *Condalia microphylla* y *Capparis atamisquea*, se describen como las más abundantes. Los pastizales son muy diversos, los géneros dominantes son: *Cenchrus*, *Stipa*, *Sporobolus*, *Aristida*, *Poa* y *Pappophorum* (Juri Ayub 2009). La vegetación natural muestra degradación por sobrepastoreo (Menéndez y La Rocca 2007a). Los cultivos principales de la región son girasol, maíz, soja y sorgo; los cuales se siembran en primavera y se cosechan a finales de verano. De las especies de ciclo invernal, las más cultivadas son avena, centeno (verdeos, cultivos forrajeros) y, en menor proporción, trigo. Se siembran pasturas perennes de pasto llorón (*Eragrostis curvula*, estival), alfalfa (*Medicago sativa*) y en menor medida agropiro (*Agropyron elongatum*) (Menéndez y La Rocca 2007b). La ganadería involucra principalmente cría bovina (Menéndez y La Rocca 2007a).

La región ha registrado cambios en su paisaje original durante los últimos 30 años, a partir de la aparición de nuevos cauces (Figura 3.2), afectando infraestructuras (edificaciones, caminos rurales y rutas), ambientes naturales y agroecosistemas. Estos cambios obligaron a realizar modificaciones en las Rutas Nacionales 7 y 8, debido al repetido anegamiento de las mismas desde finales de 2007 (Figura 3.3).

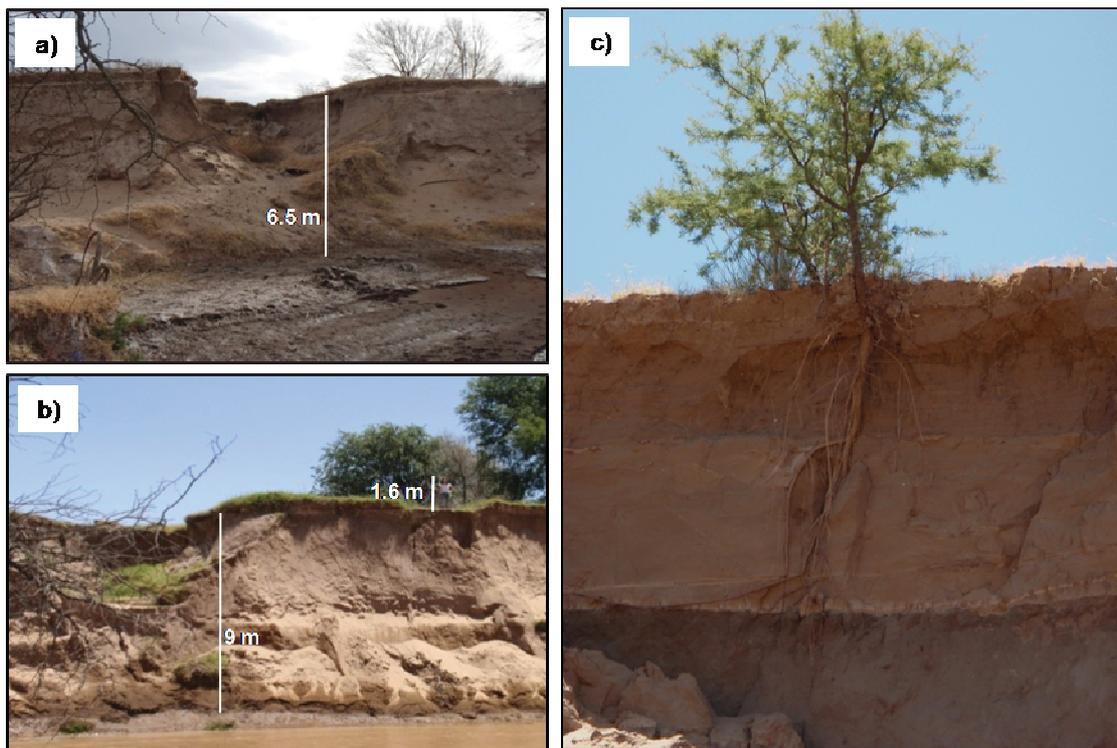


Figura 3.2. Fotografías de nuevos cauces y la remoción de sedimentos asociada. Entre a) y b), fotografías correspondientes al mismo sitio pero en diferentes momentos, pueden detectarse hasta 2.5 metros de remoción de sedimentos. En a) tramo de cauce nuevo, durante la estación seca de 2009 y b) mismo tramo durante la estación húmeda de 2009-2010. En c) se visualizan dos episodios de acumulación de sedimentos (diferentes colores y líneas de división entre estratos), y la posterior remoción (pared

expuesta) que ha formado una importante cárcava de casi 10 metros de profundidad que ha dejado el sistema de raíces expuesto.

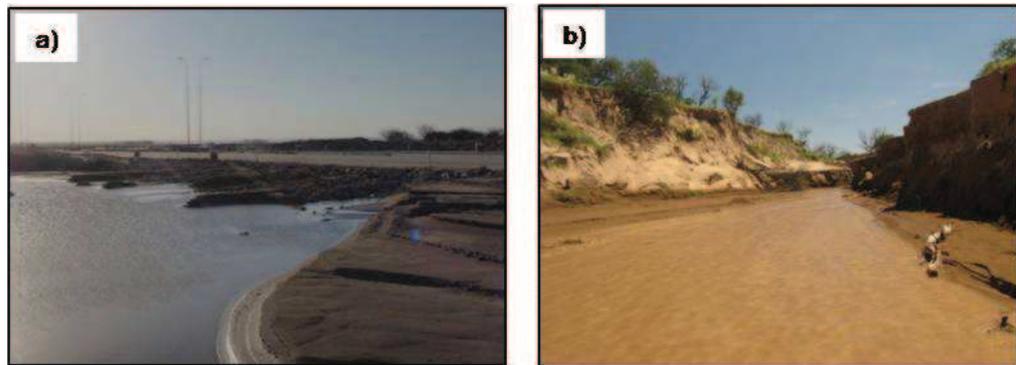


Figura 3.3. Fotografías que ilustran los cambios del paisaje en la región incluyendo a) acumulación de sales y destrucción de obras civiles y b) nuevos cauces con cárcavas de 30 metros de ancho y 15 metros de profundidad.

3.2.2. Análisis histórico

Para describir el proceso de aparición de nuevos cauces, se utilizaron imágenes Landsat 5 y 7 disponibles para el área de estudio. Las fechas utilizadas fueron: 1976, 1985, 1995, 2002, 2005, 2007 y 2010; para cada una de las cuales se realizó la digitalización de los cauces presentes en la cuenca. También se analizó el número de cauces y el porcentaje de cobertura con bosque semiárido presente en las fotografías aéreas de 1962 existentes, correspondiente a la cuenca de El Morro (colección de INTA EEA San Luis). Con esta información se obtuvo la longitud de los cauces y se calculó la densidad de drenaje (Horton, 1932, 1945) para cada una de las fechas (Ecuación 3.1),

$$D_d = \frac{L_T}{A} \quad (3.1)$$

donde D_d es la densidad de drenaje, L_T es la longitud total de los cauces y A es el área de la cuenca en estudio (Figura 3.1). También se cuantificó el número de cauces presentes en los diferentes períodos. Se utilizaron estas mismas imágenes Landsat para describir los cambios en cobertura del bosque semiárido a lo largo del tiempo. En este caso se realizó la digitalización de las parcelas de monte incluidas dentro de la cuenca (Figura 3.1) para cada una de las fechas.

Ante la escasez de información precisa respecto a las fechas de apertura de los nuevos cauces, se utilizaron imágenes MODIS disponibles desde el año 2000, a fin de determinar en detalle caídas repentinas del verdor de la superficie, caracterizados mediante el índice verde normalizado (NDVI) y generadas por erosión o deposición de sedimentos. Los datos utilizados tienen una resolución espacial de 250 x 250 m y temporal de 16 días y se obtuvieron con la herramienta MODIS Land Subsets, Oak Ridge National Laboratory DAAC (<http://daac.ornl.gov/>). Se eligieron puntos de conocida remoción/deposición de sedimentos y se obtuvieron las series de NDVI. Se identificaron los lapsos de caída abrupta de NDVI para definir el período de 16 días dentro del cual ocurrió el cambio de superficie. Complementando esta información,

se realizaron encuestas a propietarios y habitantes de la zona sobre registros personales de fechas de apertura de cauces, ascensos de niveles freáticos, movimiento masivo de sedimentos y eventos de precipitaciones extremas asociados.

Los datos de precipitaciones usados corresponden a la estación meteorológica del INTA EEA de Villa Mercedes, instalada a menos de 10 km de uno de los cauces principales. La información corresponde a precipitación media anual para el período 1903-2010, y precipitaciones diarias para los años 1962 a 2010. La actividad sísmica de la zona se obtuvo de bases de datos históricas y actuales de organismos nacionales e internacionales (INPRES 2011, USGS 2011), considerándose la magnitud del evento (escala Richter), su profundidad y la distancia desde el epicentro a la región de estudio. Se tomaron todos los sismos registrados en un radio de 100 km de distancia desde la cuenca y sólo los sismos con una magnitud mayor a cinco grados en un radio entre 100 y 300 km. Los datos de niveles estáticos de agua subterránea se obtuvieron del censo realizado por el Bureau of Rural Sciences Agriculture, Fisheries and Forestry (Australia) y el Gobierno de la Provincia de San Luis (Proyecto de Recursos Hidrológicos Subterráneos de la Provincia de San Luis 2002) y de pozos realizados para este estudio durante el período 2007-2011. También se incluyó información registrada por propietarios de la cuenca, quienes aportaron datos históricos y actuales de sus perforaciones particulares. Se contó, sólo en los casos de los pozos realizados para este estudio y el aporte de información de propietarios, con información de la conductividad eléctrica y concentración de cloruros del agua subterránea. Se utilizó un modelo digital del terreno (DEM SRTM 30 m) (Jarvis et al. 2008) para corregir la cota de cada uno de los pozos. Se realizó un análisis temporal de cambio de los niveles freáticos, para lo cual fue necesario en muchas ocasiones comparar entre pozos vecinos, dada la escasez de información repetida en el tiempo para una misma perforación (distancias máxima y mínima de pozos cercanos comparados: 3500 y 50 m, respectivamente).

3.2.3. Observaciones de campo

Se caracterizaron la exportación de agua y sales de la cuenca a partir de mediciones en diferentes puntos de los cauces, y se las vinculó con observaciones de perfiles de suelo y nivel/salinidad freática a nivel de stand. Las mismas buscaron describir la circulación de agua y sales bajo vegetación natural y sus posibles cambios bajo agricultura, y comparar los balances de pérdidas de agua líquida y sales a nivel de stand con los hallados a nivel de cuenca. Para este balance a nivel de cuenca, se tuvieron en cuenta los siguientes supuestos: a) existe conexión entre agua superficial y agua subterránea y constituye un sistema cerrado, b) el único ingreso de cloruros al sistema proviene de la deposición atmosférica, c) no existen otras salidas de agua superficial aparte de la descarga del río analizado y d) el proceso de lixiviado de sales es lineal en el tiempo.

Para caracterizar la movilización de sales en la cuenca y su dinámica temporal se realizaron mediciones de conductividad y cloruros en tres fechas (Figura 3.1, sitios A-I). Además, en uno de estos puntos se mantuvo un muestreo mensual durante todo un año que además de mediciones de conductividad y cloruros incluyó valores de pH y caudal (Figura 3.1, sitio D). Los sitios seleccionados en la cuenca cubrieron la totalidad de uno de los cauces principales, y los muestreos se realizaron en junio y octubre de 2008 y abril de 2009, comprendiendo el comienzo y fin de la estación seca y fin de la estación húmeda, respectivamente. Todas las mediciones fueron hechas al

menos 3 días después de eventos de lluvia grandes (≥ 5 mm) para descartar contribuciones de escurrimiento superficial (flujo rápido). El seguimiento mensual que se mantuvo en el sitio D (Figura 3.1) fue entre enero y diciembre de 2010. Se contó también con la información de un pluviómetro instalado a pocos metros del cauce que registró información desde fines de 2009 y durante el año de muestreo. Además, utilizando la misma herramienta MODIS Land Subsets descrita anteriormente, se obtuvieron series de NDVI cada 16 días para lotes cercanos al río (sitio 1, Figura 3.1), correspondientes al año 2010, a fin de conocer la marcha de la actividad de la vegetación durante el año de muestreo de lluvias y caudal en el sitio D.

El caudal se midió con el sensor de flujo Flo-Mate Model 2000 (Marsh-McBirney, Inc). Este sensor se colocó en algunos casos en la base del cauce, dada la escasa circulación de agua en determinados puntos. Se realizaron mediciones de profundidad y flujo en distintos puntos del cauce y se tomó el ancho del cauce en cada fecha. Se realizaron al menos 5 mediciones del flujo en cada punto, para obtener luego un valor promedio para la fecha en estudio (Gore 1996, Farley et al. 2008).

Se eligieron tres sitios cercanos al cauce del nuevo río, con lotes de bosques en buen estado de conservación y lotes adyacentes sometidos a desmonte y cultivo por más de 5 años (Figura 3.1, sitios 1, 2 y 3). En cada uno de los lotes se realizaron 3 pozos en la parcela agrícola y 3 pozos en la parcela de bosque semiárido alcanzando una profundidad de 6 m o el nivel freático, cuando el mismo se ubicó a menor profundidad. Los pozos se realizaron a lo largo de una transecta paralela a la línea de contacto entre los dos tipos de cobertura, y a unos 50-75 m hacia el interior del lote, a fin de evitar los efectos de borde. Para la toma y análisis de muestras se utilizó la misma metodología descrita en el Capítulo 2 de esta tesis. Las mediciones incluyeron textura, humedad gravimétrica, concentración de cloruros y densidad aparente. En el caso de la densidad, sólo se evaluó en el sitio 1 (Figura 3.1), donde se tomaron muestras del perfil expuesto de una barranca, incluyendo sedimentos desde 1 a 6 m de profundidad, cada 1 metro; obteniendo un valor promedio de 1.2 g/cm^3 (± 0.04). Se calculó la acumulación de agua y cloruros hasta los tres metros de profundidad. Finalmente se estimó la recarga (método del flujo de agua residual, Phillips 1994) para cada uno de los perfiles, utilizando como valores de deposición atmosférica de cloruros los descriptos en el Capítulo 2 (Santoni et al. 2010).

Se analizó la dinámica temporal de los niveles freáticos en dos pozos del sitio 1 (Figura 3.1), para bosque semiárido y agricultura. Se realizaron mediciones mensuales de nivel y se tomaron muestras de agua, con el fin de medir en laboratorio conductividad, pH y concentración de cloruros. El lote con cultivos fue desmontado en 2005, presentando sólo 5 años de explotación agrícola al momento de tomar las muestras; y se encontraba a ~ 100 m del lote con bosque semiárido. Se ajustó la cota de ambos pozos mediante nivel óptico.

3.3. Resultados

3.3.1. Análisis histórico

A partir del análisis de las imágenes se pudo describir la dinámica temporal de la aparición de cauces y vincularla al cambio en el uso del suelo, precipitaciones y actividad sísmica. Actualmente, la cuenca alberga una red de cauces que convergen

en un único arroyo principal, de ~45 km de longitud, que desemboca en el Río Quinto, aguas abajo de la ciudad de Villa Mercedes.

En las fotografías aéreas de 1962 se encuentra un único cauce de aproximadamente cuatro kilómetros de longitud, que representa un segmento aislado sin conexión con otros cauces aguas abajo. En 1976 se observan cuatro cauces nuevos, tres convergentes en la cabecera de la cuenca y otro aislado al oeste de la misma. En 1985 se suman cuatro segmentos nuevos de cauces aislados, al mismo tiempo que aumenta la longitud de varios de los ya existentes. En cada una de las siguientes fechas se detectaron nuevos cauces con máximas tasas anuales de aparición de los mismos entre 2006 a 2010. En 2010 se encontraron 43 cauces distribuidos por toda la cuenca y en su mayoría conectados hasta su desembocadura en el Río Quinto con una densidad de drenaje de 0.22 km/km^2 (Tabla 3.3, Figura 3.4b). En algunas posiciones del paisaje se observaron distintas etapas de transformación de la superficie, notándose en una primer fecha hundimiento de terreno y arrastre de sedimentos subyacentes, posiblemente vinculados a la circulación de agua subterránea, y en fechas posteriores signos de corte de la superficie, asociados a erosión y escorrentía superficial por aguas provenientes de zonas más altas. Todo este proceso generó importantes acumulaciones de sedimentos en las zonas más bajas de la cuenca (Figura 3.3a).

Si se separan en la serie de precipitaciones el período previo a la aparición de cauces (1903-1962) de aquel en que la misma tuvo lugar (1963-2010), se encuentra un aumento de la precipitación media de un 22% (566 mm/año vs. 688 mm/año). El análisis decadal de precipitación (media móvil de 10 años, Figura 4a) muestra que a principios de 1960 se llega por primera vez al valor máximo de ~670 mm, nunca alcanzado previamente desde 1903. En la década del '80, se registra una nueva máxima, alcanzando los 737 mm, que es superado al final del período de estudio (2008), con 750 mm de pico decadal. Se encuentran años muy lluviosos en el primer período (903 mm en 1919), similares a los máximos registrados en el segundo período (993 mm en 1970, 930 mm en 1984, 912 mm en 2007).

Se observó un crecimiento exponencial en la red de drenaje superficial de la cuenca para el período en estudio. En 1962 las fotografías aéreas evidenciaron un único cauce, al que se le sumaron otros cuatro en 1976 (Tabla 3.3). A partir de esta fecha la tasa anual de crecimiento de la red de drenaje se duplicó hasta 1996, para volver a incrementarse sostenidamente en cada período de análisis (Tabla 3.3). Como resultado de las tasas cada vez más altas de formación de cauces, la red de escurrimiento superficial creció exponencialmente abarcando 17 cauces más y alcanzando un total de 43 cauces (Tabla 3.3). Debe destacarse que las tasas de crecimiento de la red de escurrimiento no siempre acompañaron a la precipitación anual o al acumulado mensual, con períodos como 2003-2005 o 2008-2010 mostrando crecimientos tan elevados como los de sus períodos antecesores, pero niveles de precipitación menor (Tabla 3.3).

La cobertura de vegetación leñosa se ha visto disminuida en forma sostenida en la cuenca durante el período estudiado. Según la imagen de 1976, ya menos del 50% de la cuenca presentaba cobertura de bosque semiárido y en la actualidad sólo perdura un ~10% que se encuentra altamente fragmentado, siendo los cultivos anuales la cobertura principal. Las tasas anuales máximas de deforestación se alcanzaron en 1963-1976 (~1% anual), con una inevitable declinación posterior en la medida en que se fue agotando el área boscosa (Tabla 3.3). Se observa una buena correlación negativa entre el área cubierta por bosque semiárido y la densidad de drenaje ($R^2=$

0.7). El período de más elevada tasa de deforestación antecede al inicio de la aparición masiva de nuevos cauces (1903-1976 vs 1977-2010) (Tabla 3.3).

El registro local y regional de sismos durante todo el período de estudio, muestra que los terremotos más fuertes ocurridos en las cercanías de la región tuvieron lugar en los años 1914, 1934, 1936 (epicentros con distancia a la cuenca \leq 100 km), antes de que aparecieran nuevos cauces y en 1977 (epicentro a $>$ 100 km de distancia de la cuenca), cuando los cambios hídricos se iniciaron (Figura 3.4). El sismo de 1977 tuvo gran magnitud (7.4°) y presentó una importante cantidad de réplicas, con epicentro en la localidad de Caucete, a \sim 300 km del área de estudio. No se observaron diferencias estadísticamente significativas en la magnitud de los sismos registrados en los períodos 1900-1976 y 1977-1984 (test-t, $p= 0.08$). Se notó, sin embargo, una caída significativa en los últimos 25 años entre 1977-1984 y 1985-2010 (test-t, $p < 0.05$) (Tabla 3.3).

Tabla 3.3. Períodos analizados a partir de fotografías aéreas (1962, sólo parte central de la cuenca) e imágenes Landsat (resto de las fechas) donde se muestra para el final de cada período el número de cauces nuevos y su tasa de cambio anual, densidad de drenaje y su tasa de aumento anual, precipitación anual y precipitación anual aportada por eventos de más de 30 mm, porcentaje de la cuenca cubierto por bosque semiárido al final del período y tasa de deforestación anual, cantidad total de sismos cercanos (epicentro en un radio de 100 km, con magnitud $\geq 4^\circ$ según escala de Richter) y más alejados (epicentro en un radio entre 100 y 300 km, con magnitud $\geq 5^\circ$) de la cuenca en estudio, con las respectivas tasas anuales para cada período.

Período	Cauces			Precipitación			Bosque semiárido			Sismos		
	Cauces nuevos		Densidad de drenaje	anual	mm/a (>30 mm)	% fin período	Tasa Def/año	Radio de 100 km ($\geq 4^\circ$)		Radio de 300km ($\geq 5^\circ$)		
	Total (número)	Annual (número/año)	Total (km/km ²)	Tasa (km/km ² año)	s/d	≥ 47.0	Tasa	Total (número)	Annual (número/año)	Total (número)	Annual (número/año)	
1903-1962	≤ 1	0.02	≤ 0.005	8×10^{-5}	559	s/d	≥ 47.0	-	3	0	0	0
1963-1976	4	0.4	0.08	0.006	594	138	32.3	1.06	1	7	0.07	0.5
1977-1985	4	1.0	0.08	0.010	720	249	17.9	0.3	0	61	0	6.9
1986-1995	1	1.0	0.08	0.008	625	219	15.4	0.2	1	17	0.1	1.7
1996-2002	7	2.5	0.12	0.020	758	255	13.1	0.2	4	7	0.6	1.0
2003-2005	3	6.1	0.14	0.071	630	227	11.8	0.3	2	4	0.6	1.2
2006-2007	6	13.2	0.16	0.162	839	329	11.0	0.5	0	4	0	2.0
2008-2010	17	15.1	0.22	0.109	637	283	9.9	-	1	1	0.4	0.4

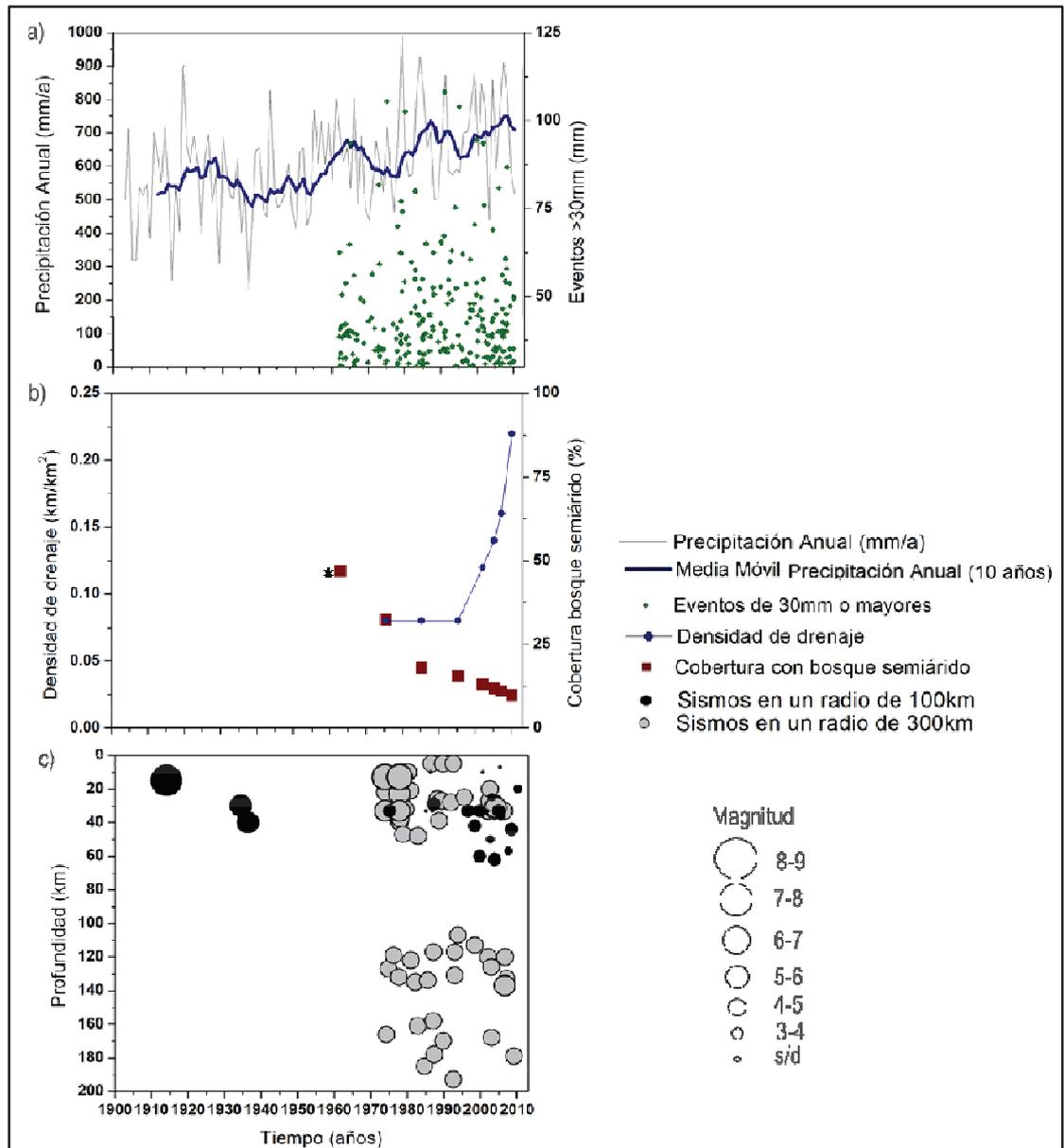


Figura 3.4. Registros de información regional: a) precipitación anual (mm/año) para el período 1903-2010 (línea continua gris) y media móvil a 10 años (línea continua azul). También se muestran los eventos ≥ 30 mm (mm) durante el período 1962-2010 (rombos verdes); b) densidad de drenaje (km/km^2) de los nuevos cauces en la cuenca (círculos con línea continua azul) y porcentaje de cobertura con bosque semiárido (cuadros rojos) estimadas desde 1976; c) Sismos con epicentro en un radio de 100 km (círculos negros) y entre los 100 y 300 km (círculos grises) de la zona de estudio, desde el año 1900. El tamaño de los círculos indica la magnitud, según escala de Richter. Para los sismos de hasta 300 km de distancia, sólo se incluyeron aquéllos con una magnitud $\geq 5^\circ$ (Richter). El asterisco indica el porcentaje de cobertura con bosque semiárido estimado, sólo para el centro de la cuenca.

El análisis de la trayectoria temporal de niveles freáticos, basado en datos existentes y algunas mediciones actuales realizadas para este trabajo, muestra una tendencia de ascenso. Los niveles históricos de finales de la década del 70 (~12 m

bajo la superficie), han ascendido en promedio 8,2 m (4 m bajo la superficie) en los pozos analizados, con una tasa de ascenso medio de 0.3 m/año (Tabla 3.4). El testimonio aportado por pobladores sugiere ascensos de nivel sostenidos hasta, en algunos casos, aparición de agua en superficie. Otro aspecto analizado en algunos pozos realizados en el presente es la conductividad eléctrica del agua freática. El agua de pozos ubicados en las partes altas de la cuenca mostró valores bajos de conductividad eléctrica (< 1 dS/m) y de concentración de cloruros (< 10 mg/L), comparado con los de las zonas medias (mínimos y máximos de conductividad y cloruros para zonas altas y medias de la cuenca: 0.9-20 dS/cm y 9.6-2463 mg/L).

3.3.2. Observaciones de campo

La dinámica temporal del caudal y la conductividad eléctrica de los cauces estudiados sugieren un importante aporte de flujo subterráneo. Aún en la estación seca (junio/2009-octubre/2009) estos cauces mantuvieron flujo de agua. Los valores de conductividad eléctrica y concentración de cloruros del agua fueron muy constantes en el tiempo (4.5 ± 0.4 dS/m y 479 ± 89 mg/L), sugiriendo un papel preponderante del flujo subterráneo en su alimentación (la precipitación tiene concentraciones de cloruro < 1.14 mg/L, Capítulo 2, Santoni et al. 2010). Las concentraciones de cloruros aumentaron hacia las partes bajas y finales del recorrido del río principal, indicando un aporte de aguas cada vez más concentradas en sales (Tabla 3.5). En el punto de muestreo D (Figura 3.1) las 12 mediciones mensuales arrojaron escasa variabilidad de caudal y conductividad eléctrica a lo largo del período de muestreo. El caudal medio fue de 0.36 ± 0.07 m³/seg, correspondiente a un rendimiento medio de 54 mm/año para la cuenca hasta ese punto. La conductividad eléctrica de las aguas se mantuvo en 4.5 ± 0.4 dS/m (Figura 3.5). Se destaca que estas condiciones de flujo y salinidad estables se observaron aún cuando hubo eventos de precipitación grandes (11 mayores a 30 mm, uno de 170 mm) o ausencia total de lluvias durante 5 meses en la estación seca (Figura 3.5).

Los perfiles de suelo profundo mostraron una gran acumulación de sales bajo el bosque seco que, por lo general, se perdió en los lotes agrícolas. La masa de cloruro acumulada hasta tres metros dentro de la zona no saturada fue de 300 a 950 g/m² en bosques y de 14 a 50 veces menor bajo cultivo (Tabla 3.6). Las máximas concentraciones de cloruros en los perfiles de bosque se alcanzaron entre los 1.5 y 2.5 m de profundidad, llegando a ~ 6000 mg/L de solución del suelo en uno de los sitios. El contenido de agua acumulada en los perfiles hasta los 3 metros en cultivo duplicó al de los bosques (Tabla 3.6).

Tabla 3.4. Niveles freáticos históricos y actuales, profundidad desde la superficie y ascenso medio anual de los niveles (m/año). Se compararon pozos vecinos con información histórica y actual y los valores de nivel freático están corregidos por la cota del terreno. Para los casos N3, N3', N8, N9 y N10 (resaltados en negrita) corresponden a comparaciones en el mismo pozo, mientras que los restantes son pozos vecinos.

Niveles	Años	Niveles históricos (m)		Niveles actuales (m)		Ascenso (m)	Ascenso medio anual (m/año)
		Nivel Freático	Prof. desde superficie	Nivel Freático	Prof. desde superficie		
N1	1975 vs 2007	480	12	488	5	8	0.3
N2	1975 vs 2010	553	5	560	7	7	0.2
N3	1978 vs 1999	712	15	718	9	6	0.3
N3'	1999 vs 2010	718	9	723	4	5	0.5
N4	1976 vs 2000	638	28	662	12	24	1
N5	1975 vs 2011	505	8	506	1.9	1	0.03
N6	1975 vs 2011	507	3	509	1.1	2	0.06
N7	1975 vs 2011	477	7	479	5.7	2	0.06
N8	1989 vs 2010	736	12	744	4	8	0.4
N9	1968 vs 2010	715	15	728	2	13	0.3
N10	1977 vs 2010	659	14	673	0	14	0.5

Tabla 3.5. Sitios de muestreo a lo largo de la cuenca de El Morro (A-I), entre los que se incluye el cauce principal. Los valores corresponden a la media (\pm DS) de conductividad eléctrica (CE, dS/m) y concentración de cloruros (mg/L). Las mediciones fueron realizadas el 09 de junio y 05 de octubre de 2008 y el 24 de abril de 2009. En los sitios B y C sólo se pudieron muestrear conductividad y cloruros en junio y octubre/2008.

Sitio	CE (dS/m)	Cloruro (mg/L)
A	4.88 \pm 0.58	362 \pm 50
B	5.28 \pm 0.27	416 \pm 20
C	5.32 \pm 0.33	407 \pm 2
D	4.94 \pm 0.20	472 \pm 34
E	5.18 \pm 0.22	481 \pm 60
F	6.07 \pm 1.01	504 \pm 24
G	5.47 \pm 0.35	506 \pm 96
H	5.57 \pm 0.35	586 \pm 21
I	5.75 \pm 0.59	624 \pm 41

La recarga estimada a partir del método del flujo de agua residual (Phillips 1994) fue contrastante entre los perfiles de bosque y de agricultura. Los lotes de bosque conservaron valores de recarga inferiores a 0.2 mm/año, incluso en situaciones de pastoreo y considerando el aumento en las precipitaciones para la

región. Las parcelas agrícolas, por su parte, mostraron recargas de 8 a 22 mm/año, siguiendo el mismo método de cálculo (Tabla 3.6).

Tabla 3.6. Valores medios y desvíos estándar del agua y cloruro acumulados en perfiles de suelo a los tres metros y de tres a seis metros de profundidad (o hasta el límite superior de la napa) para bosques semiáridos (BS) y agricultura (A) en cada uno de los sitios de estudio (n=3). Se muestra en cada caso la profundidad de la napa y la concentración de cloruros del agua subterránea. La recarga media se estimó para cada situación a partir del método del flujo de agua residual (muestreo correspondiente al año 2008) (Phillips 1994).

Profundidades	Análisis	Tipo de Uso	Sitio 1	Sitio 2	Sitio 3	Promedio ± DS
0-3 m	Lámina (mm)	BS	289 ± 172	152 ± 29	175 ± 69	205 ± 73
		A	444 ± 37	295 ± 44	435 ± 76	303 ± 237
	Cloruros (g/m ²)	BS	957 ± 986	318 ± 357	430 ± 600	568 ± 341
		A	20 ± 10	6 ± 3	30 ± 40	19 ± 12
3-6 m (o límite superior de la napa)	Lámina (mm)	BS	402 ± 242	170 ± 62	372 ± 263	315 ± 126
		A	260 ± 111	283 ± 107	279 ± 112	274 ± 12
	Cloruros (g/m ²)	BS	783 ± 1015	338 ± 230	617 ± 609	579 ± 224
		A	226 ± 255	6 ± 5	11 ± 14	81 ± 125
Napa	Profundidad (m)	BS	≥6.0	5.5	5.0	5.5 ± 0.5
		A	3.5	5.5	3.5	4.2 ± 1.2
	Cloruros (g/L)	BS	11.1	2.1	2.6	5.3 ± 5.0
		A	0.033	0.019	0.953	0.335 ± 0.535
Recarga (mm/año)		BS	0.1 ± 0.05	0.2 ± 0.1	0.2 ± 0.1	0.2 ± 0.05
		A	8.7 ± 5.2	17.5 ± 6.1	21.6 ± 9.5	16 ± 7

Las mediciones de nivel de agua subterránea bajo bosque semiárido y agricultura en el sitio 1 (Figura 3.1), a ~800 m del nuevo río, no mostraron variaciones importantes, con niveles medios (\pm DS) de 8.3 m (\pm 0.2) y 6.3 m (\pm 0.1), respectivamente. Si bien se observa una diferencia de aproximadamente dos metros entre el nivel medido en una parcela y otra, al corregir este nivel por la cota del terreno, con leve desnivel hacia el lote agrícola de ~2.77 m, los niveles freáticos entre un lote y otro son similares (promedio de nivel corregido por cota para bosque: 559.7 m, y para agricultura: 559.0 m). Bajo bosque el agua freática tuvo mayor conductividad eléctrica y contenido de cloruros que bajo agricultura (valores medios \pm DS: 10.3 ± 1.6 dS/m y 6.4 ± 1.1 dS/m, y 1756 ± 185 mg/L y 1104 ± 232 mg/L, respectivamente) (Figura 3.5a y b). Se mantuvo una diferencia entre bosque y agricultura de ~700 mg/L de cloruros a lo largo del año, con oscilaciones similares a las observadas en el río (Figura 3.5a). El pH se mantuvo estable durante el año, su valor medio para todas las fechas analizadas alcanzó los 7.15 ± 0.25 en bosque semiárido y 7.07 ± 0.27 en agricultura (Figura 3.5b).

Con respecto al caudal en el sitio D (Figura 3.1), durante el período de muestreo (enero a diciembre de 2010) se mantuvo un valor medio de 4.4 ± 0.8 mm/mes (Figura 3.5b). El máximo valor de caudal se alcanzó en los meses de febrero y diciembre (5.4 mm/mes), que si bien no se asoció a un evento fuerte de precipitación, muestra correspondencia con meses previos con abundantes lluvias (numerosos eventos desde septiembre de 2010 y más de 90 mm acumulados entre los 20 días que separan las mediciones de caudal de enero y febrero). El caudal mínimo tuvo lugar en marzo (3.0 mm/mes), correspondiéndose con un período menos lluvioso y con un elevado despliegue de área foliar en los bosques semiáridos según la marcha temporal del NDVI (Contreras et al. 2012). En los meses de mayo-junio, también se registraron valores altos de caudal (5.0 mm/mes) en un período de escasas lluvias (menos de 40 mm acumulados en los dos meses previos) y coincidente con la caída de la actividad fotosintética de la vegetación natural asociada a la incidencia de las primeras heladas intensas del año.

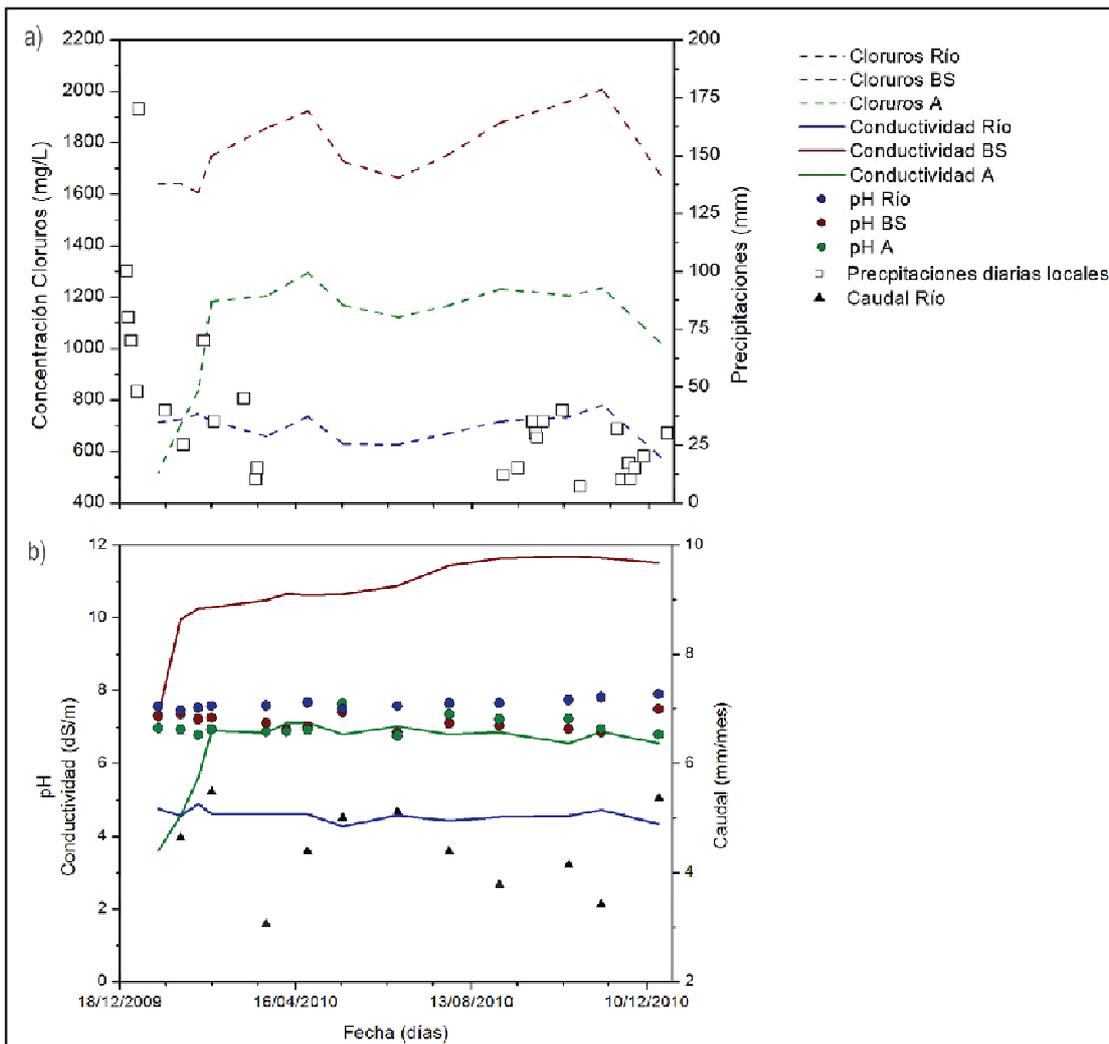


Figura 3.5. Características químicas del agua del río y del acuífero freático bajo bosque semiárido (BS) y agricultura (A) a lo largo de un año. Las mediciones se realizaron en los sitios D y 1 (Figura 3.1), según fueran muestras de agua de río o agua subterránea, respectivamente. a) Precipitaciones diarias medidas localmente (cuadros, en mm) y concentraciones de cloruros en aguas (líneas discontinuas, en mg/L); y b) Conductividad eléctrica (líneas continuas, en dS/m) y pH (círculos) de aguas y caudal (triángulos, en mm/mes) del río.

Se destaca aquí que las mediciones periódicas de caudal tuvieron lugar después de que se produjera un evento extraordinario de precipitación (31/12/2009, 170 mm en 24 horas) (Figura 3.5a). Los habitantes del sitio indicaron que en este evento se produjo un aumento del nivel del cauce de aproximadamente seis metros con caudales torrenciales que arrastraron sedimentos y árboles enteros, como pudo observarse en el paisaje final posterior al evento (Figura 3.2a y b). Este evento confirmó la idea de que gran parte de los cambios dramáticos de aparición de cauces y remoción de sedimentos ocurren en pocas horas y tienen relación con eventos extremos de precipitación. Sin embargo, una vez abiertos los cauces, el agua continúa circulando de forma activa y permanente, independientemente de las precipitaciones. El nivel freático bajo bosque semiárido disminuyó levemente (≤ 1 cm) después de este evento, según las mediciones de nivel realizadas cada 30 minutos entre el 27 de diciembre de 2009 y el 02 de enero de 2010 (datos no presentados).

3.4. Discusión

En este capítulo se ha documentado el surgimiento acelerado de una red de escurrimiento superficial entre 1962 y 2010 en un área sedimentaria que se mantuvo libre de cauces o disecciones en el pasado. La densidad de drenaje actual de la cuenca ($\sim 0.2 \text{ km/km}^2$) muestra valores similares a los reportados en regiones sedimentarias semiáridas con lluvias estivales en el noroeste de India que han estado sujetas a uso agrícola por muchas décadas (0.2 a 0.4 km/km^2 , Sharma 1987) pero son mucho menores al rango propuesto para niveles de precipitación equivalentes en modelos genéricos de relación densidad de drenaje vs. precipitación media ($> 2 \text{ km/km}^2$, Gregory 1976). Estos valores de referencia tanto más elevados y el crecimiento exponencial de la red de drenaje sostenido hasta el presente sugieren que el proceso aún no se ha estabilizado y que puede esperarse que la formación de nuevos cauces continúe en los próximos años. La nueva red de escurrimiento superficial alberga cursos permanentes de aguas salobres. Si bien se observaron eventos de flujo rápido muy intensos coincidentes con grandes lluvias, se registró un caudal base sostenido, aún después de varios meses en los que no se produjeron precipitaciones. Durante el período de estudio el caudal base alcanzó unos 10 mm/año , valor equivalente a sólo un 2% de las precipitaciones.

Analizando los factores potencialmente involucrados en la formación de los nuevos cauces y sus improntas esperadas en (a) los perfiles de sales del sedimento, (b) la temporalidad, (c) la distribución geográfica de los ascensos freáticos y (d) la formación prehistórica o no de cauces (Tabla 3.1), se puede llegar a conclusiones generales respecto a su importancia relativa.

(a) *Los perfiles de sales del sedimento*: Los perfiles bajo vegetación leñosa muestran muy baja humedad y una concentración de sales elevada, como fuera descrito para otros bosques semiáridos del centro de Argentina (Santoni et al. 2010, Jayawickreme et al. 2011) y del mundo (Scanlon et al. 2006), aún a pesar del aumento en las precipitaciones recientes (Giullieti et al. 2003, Barros et al. 2008). En los perfiles agrícolas sucede algo muy diferente, las zonas no saturadas muestran baja acumulación de sales y elevada humedad (Tabla 3.6), indicando drenaje profundo acompañado por lixiviado de sales. Este “lavado” diferencial de los sedimentos sugiere una importante influencia del cambio en vegetación y cobertura del suelo sobre el movimiento de agua y sales dentro de la cuenca.

(b) *Temporalidad*: En esta cuenca los niveles freáticos han ascendido de forma gradual y sostenida, como lo atestiguan los habitantes y productores afectados a lo largo de las últimas cuatro décadas (Tabla 3.4). Posiblemente los años 1984-1985 (Figura 3.4a), que fueron muy húmedos, podrían haber favorecido o acelerado situaciones de anegamiento o inundación en algunos puntos de la cuenca (Echevarria 2008, Barbeito et al. 2009), pero no necesariamente iniciaron el ascenso de los niveles. Dado que los ascensos se han descrito como graduales, difícilmente la actividad sísmica de los últimos años haya podido dispararlos. Los sismos suelen provocar ascensos veloces, a lo que generalmente le sigue un descenso o recuperación progresiva del nivel original (Briggs 1994). A su vez, estos efectos se focalizan en la mayoría de los casos en zonas cercanas al epicentro ($\leq 100 \text{ km}$ de distancia, con magnitudes sísmicas $> 6.5^\circ$) (Manga 2001). Sin embargo, como sugieren antecedentes para otras regiones, es posible que los sismos hayan gatillado los procesos de aparición de vertientes o corte de cauces por licuefacción (Briggs 1994, Curry et al. 1994, Rojstaczer y Wolf 1994, Perucca y Moreiras 2010), por lo que el período de mayor actividad sísmica cerca de la cuenca (año 1977) podría haber

disparado las consecuencias geomorfológicas e hidrológicas superficiales, de un proceso ecohidrológico subterráneo de más larga data (Tabla 3.3, Figura 3.4c).

(c) *Distribución geográfica de los ascensos*: si bien no hay claros indicios de que los ascensos de nivel se hayan centralizado bajo cobertura agrícola, se observa lixiviado de sales y mayor humedad en estos perfiles (Tabla 3.6), similar a lo encontrado para zonas cercanas a esta cuenca (Santoni et al. 2010, Jayawicreme et al. 2011). Esta situación es esperable ante cambios en el uso del suelo y el aumento de la recarga al reemplazar bosques semiáridos por agricultura, como fuera descrito para el proceso conocido como “dryland salinity” en Australia (Cook et al. 1989, George et al. 1997, Clarke et al. 2002, Eberbarch et al. 2003) y sus efectos en el agua subterránea en el largo plazo (ascensos de nivel y salinización bajo lotes agrícolas).

(d) *Formación prehistórica o no de cauces*: Si las precipitaciones o los sismos por sí solos fueran únicos causantes de los cambios observados en el paisaje, en ciclos históricos de elevada humedad o actividad sísmica deberían haberse verificado episodios similares. No obstante, no hay indicios de formación de cauces en la historia del estrato superficial de sedimentos, que tendrían una edad de ~9000 años (Tripaldi y Forman 2007, Santoni et al. 2010). Es interesante destacar que el estrato superficial de sedimentos eólicos apoya sobre un estrato más antiguo de sedimentos algo más finos que muestran signos de disección hídrica y que en zonas más cercanas a las sierras albergan rodados en su zona de contacto superior (Santoni et al. 2010). La existencia de un paisaje disectado, posteriormente sepultado por sedimento eólico puede estar favoreciendo el proceso actual de apertura de cauces.

Por otro lado, la deforestación masiva de vegetación leñosa y su reemplazo por vegetación herbácea en muy pocos años (Tabla 3.3) se ha visto incrementada en las últimas décadas por un creciente interés en el uso agrícola de estas tierras y claramente asociada a condiciones propicias de mayor humedad. El cultivo de especies anuales, los períodos extendidos de barbecho libre de vegetación y la fragmentación de los pocos parches de vegetación natural remanente son una situación nueva para la cuenca. En el pasado, aún bajo disturbios intensos como fuegos y sobrepastoreo no se habrían generado impactos ecohidrológicos de la magnitud de los causados por la agricultura, como lo sugieren la comparación de zonas de vegetación natural muy degradada con lotes agrícolas (Capítulo 2, Santoni et al. 2010). Por ello, se vuelve importante incluir el efecto del cambio en la vegetación en estos ambientes al interpretar la aparición de nuevos cauces, más aún teniendo en cuenta los antecedentes que involucran reemplazo de vegetación semiárida natural por cultivos y sus efectos en el drenaje profundo y recarga de acuíferos (Cook et al. 1989, George et al. 1997, Leduc et al. 2001, Scanlon et al. 2005b, 2007a, Leblanc et al. 2008, Santoni et al. 2010, Jayawickreme et al. 2011).

Comprender los mecanismos involucrados en la apertura de los nuevos cauces, como son (i) licuefacción asociada a los procesos de piping/sapping, (ii) erosión y formación de cárcavas y (iii) desconfinamiento, y sus predicciones asociadas (sincronía con sismos y/o con lluvias, características del caudal base y presencia de sales) (Tabla 3.2), ayudará a describir los posibles pasos involucrados en la generación del nuevo paisaje en la cuenca.

En sincronía con sismos se podrían haber producido situaciones de licuefacción y piping/sapping, especialmente luego de la intensa actividad telúrica de 1977 (Tabla 3.3), dado que las características de los sedimentos las favorecerían (Manga 2001, Verachtert et al. 2010). No se cuenta con evidencias suficientes que

demuestren la existencia de desconfinamiento, dado que los cambios han ocurrido varios años después de producidos los sismos más fuertes, lo cual no coincide con lo descrito en la bibliografía para situaciones similares, donde los ascensos de niveles freáticos y liberación de agua subterránea (desconfinamiento) ocurren por períodos reducidos, inmediatamente después de un sismo (Briggs 1994, Rojstaczer y Wolf 1994). Se han descrito algunas situaciones de apertura de cárcavas y erosión asociadas a lluvias intensas o años especialmente húmedos, como se mencionara anteriormente en el evento extremo de diciembre de 2009. En este caso se formaron cárcavas y se acumularon una gran cantidad de sedimentos en la parte baja de la cuenca. Estas situaciones dramáticas se restringen a algunos sectores particulares en la cuenca y se asocian con años húmedos y cambios en la cobertura (Bocco 1991). Durante períodos de menor humedad (1986-1995 y 2003-2005, Tabla 3.3) se sostuvo la apertura de cauces.

Licuefacción y piping/sapping son los mecanismos que posiblemente expliquen más claramente la aparición y circulación de agua por los nuevos cauces. La licuefacción, asociada en muchos casos a la actividad sísmica, suele suceder en sedimentos sin cohesión, suelos saturados, con arenas. En estos casos los suelos pueden ser licuefactados durante una sacudida sísmica, por la propagación de ondas horizontales (Manga 2001, Perucca y Bastías 2005). Los ascensos de los niveles freáticos y la existencia de gradientes hidráulicos pronunciados que favorecen mayor circulación freática implican elevada inestabilidad de los sedimentos y gran vulnerabilidad a la licuefacción y piping/sapping. Buena parte de los suelos de la cuenca presentan estas características, especialmente bajo agricultura, donde los aumentos en el drenaje y recarga vuelven más húmedos a los perfiles (Tabla 3.6). Los altos valores de caudal base (incluso durante la estación seca), junto con la elevada salinidad del agua (Figura 3.5b), apoyan el mecanismo de licuefacción y piping/sapping, asociados al aumento en la recarga en lotes bajo uso agrícola (Tabla 3.6). La licuefacción asociada a la gran cantidad de sismos de la década del '70 podría haber jugado un papel importante en el inicio de este cambio, pero no necesariamente en las transformaciones de los últimos años.

La erosión, generada por el escurrimiento superficial ante situaciones de precipitación extrema, podría haber facilitado en algunos casos puntuales la formación de cárcavas, constituyendo varios de los grandes cauces que se observan en el presente (Figura 3.3b). Por lo tanto existe una concordancia entre años particularmente húmedos y la apertura de los nuevos cauces o la facilitación en la conectividad de cauces que se encontraban aislados dentro de la cuenca. Sin embargo, la erosión por sí sola no explica la generación de un terreno inundable y vulnerable a la aparición de cauces, ni la existencia de caudal base sostenido.

A partir de la evidencia presentada se puede describir un modelo que ayude a explicar la aparición de los nuevos cauces. Existe un período crítico para la cuenca entre fines de la década del '70 y principios de la del '80 (período 1977-1985, Tabla 3.3). Si bien ya existían cauces, su número se duplica en esos años. Coincidente con ello, durante este período alcanzan notable importancia los tres agentes causales mencionados: fuerte actividad sísmica, incremento en las precipitaciones y fin del período con la tasa más elevada de deforestación para la cuenca (Tabla 3.3). Dado que sólo el último (la deforestación asociada al cambio en el uso del suelo) constituye el único agente causal novedoso en la historia de la cuenca, el aumento en la recarga bajo lotes agrícolas debe considerarse como uno de los principales generadores de los incrementos en la humedad de los suelos y ascensos en los niveles freáticos. El

reemplazo de vegetación leñosa por herbácea, especialmente cultivos anuales, durante más de 60 años, habría generado ascensos graduales en los niveles freáticos con aguas salinizadas por el aporte de sales de la zona no saturada de los bosques semiáridos originales. Perfiles de suelo que normalmente se encontraban secos pasaron a situaciones de capacidad de campo, cambiando la cohesión de los sedimentos, facilitando mecanismos de licuefacción y formación de túneles subterráneos o erosión subsuperficial (piping/sapping). Los sismos de finales de 1977, bajo la nueva situación de humedad de los suelos, habrían actuado como disparadores de la inestabilidad en los sedimentos mediante el mecanismo de licuefacción, y posterior circulación de agua por túneles. El incremento en las precipitaciones pudo haber actuado de forma directa e indirecta. De forma directa generando mayores tasas de recarga en los lotes agrícolas y también procesos de escorrentía más violentos ante lluvias muy intensas. De forma indirecta, favoreciendo el avance de la agricultura pampeana sobre esta cuenca (Viglizzo et al. 1997).

Las condiciones actuales no parecieran ser el escenario final en el cambio de la cuenca. Según los valores de densidad de drenaje (Figura 3.4b), los cambios son exponenciales y están alejados de alcanzar un punto de equilibrio con el paso de los años. El balance de agua y sales en la cuenca llevan a presumir gran cantidad de agua circulando, especialmente en las partes medias y bajas, volviendo a los terrenos más vulnerables a las inundaciones y salinización de suelos. Esta aparición de nuevos cauces podría explicarse en un primer momento como una novedosa expresión del fenómeno de “dryland salinity”. Sin embargo en el caso de la cuenca de El Morro se observan algunas diferencias respecto a lo descrito para Australia, entre ellas, la leve pendiente regional, que en vez de propiciar anegamientos e inundaciones con aguas salinas, tiene como resultado la evacuación horizontal de los excedentes hídricos, con la formación de cauces y arrastre gradual de sales. Quizás por esto, las concentraciones de sales en el suelo son notablemente menores en esta cuenca ($< 1 \text{ kg/m}^2$) en comparación con lo descrito para Australia ($\sim 50 \text{ kg/m}^2$, Cook et al. 1989).

Algunos antecedentes que deben tenerse en cuenta en el contexto del avance agrícola en el Chaco y Espinal de Argentina y los cambios hidrológicos asociados, es el veloz ascenso del nivel de la laguna de Mar Chiquita en Córdoba (5 m en 30 años desde los 70s). Esta laguna se abastece de una cuenca endorreica que abarca áreas del bosque chaqueño en Salta, Tucumán, Santiago del Estero y Córdoba, muchas de las cuales fueron deforestadas y ocupadas por agricultura de secano durante el último siglo (Piovano et al. 2004, Jobbágy et al. 2008). Además, existen para el Gran Chaco informes aislados que describen fuertes ascensos de niveles freáticos y en ciertos casos salinización superficial para algunos de los primeros sectores de bosques que se reemplazaron por sistemas agrícolas (Jobbágy et al. 2008). Se destacan los casos de Roque Saénz Peña (Chaco) y Ceres (Santiago del Estero – Santa Fe) (Fuentes Godó 1987) y del Chaco Paraguayo en las colonias agrícolas (Nitsch 1995, Nitsch et al. 1998, Mitloehner y Koepf 2007).

Finalmente, se sugiere que el avance de la agricultura en la región, al igual que en áreas ecológicamente similares del mundo, juega un papel preponderante sobre los cambios hidrológicos. Las observaciones planteadas apoyan la idea que los aumentos en las precipitaciones o los sismos por sí solos no han modificado la circulación de agua en la cuenca, pero sí lo han hecho en concordancia con el avance agrícola registrado en los últimos 60 años en la cuenca. Esto resalta la importancia del cambio en la vegetación como agente causal de la aparición de nuevos cauces, constituyendo un cambio vertiginoso y desconocido en la región. Estudiar y entender

la dinámica hidrológica histórica de estos bosques semiáridos y diseñar usos que a nivel de lote y paisaje logren copiar esta dinámica, incluyendo agroecosistemas que eviten la generación de excedentes hídricos, sería por lo tanto uno de los pasos fundamentales para resguardar los recursos hídricos y edáficos de esta región.

CAPÍTULO 4

Aplicación de herramientas geoelectricas para evaluar efectos del uso de la tierra sobre la dinámica de agua y sales de la zona vadosa

4.1. Introducción

Los ambientes semiáridos del mundo han tomado mayor importancia en las últimas décadas, prestando especial atención al uso y manejo de estos ecosistemas (Millenium Ecosystem Assessment 2005, Seyfried et al. 2005, Scanlon et al. 2006, Safriel y Adeel 2008, Ravi et al. 2010). Especialmente por su progresivo valor productivo, que se ha visto favorecido en algunas partes del mundo por cambios en el clima y en la tecnología agropecuaria (Viglizzo et al. 1995, 1997, Jobbágy et al. 2008) y por la creciente demanda global de alimentos (Scanlon et al. 2007a). La dinámica de la humedad del suelo afecta no solo la circulación e intercambio de agua de los ecosistemas, sino también las del carbono, nutrientes y solutos en general (Rodríguez-Iturbe 2000, Seneviratne et al. 2006). La cantidad y distribución de agua en el suelo y la zona vadosa tiene influencia sobre aspectos biológicos y físicos, tales como la actividad microbiana o la recarga de agua subterránea (Seyfried et al. 2005, Rushton et al. 2006). Una característica notable de los ambientes semiáridos es la presencia de amplias zonas vadasas o zonas no saturadas, que se comportan como reservorios de agua y solutos, capaces de sostener la acumulación de sales por siglos o milenios pero también de liberarlas hacia la zona saturada en pocos años (Phillips 1994, Seyfried et al. 2005, Santoni et al. 2010).

El estudio de estas zonas vadasas resulta aún incipiente debido a las dificultades logísticas que representa la caracterización de los flujos subsuperficiales de agua y solutos (Jayawickreme et al. 2008). Existen avances significativos en aproximaciones que permiten monitorear la humedad en la zona de las raíces. A su vez, los sensores remotos también han favorecido enormemente el estudio del contenido de agua a escala regional, aunque presenta limitaciones en su resolución temporal y espacial, así como una escasa capacidad de análisis en la profundidad de los suelos (Jackson 2002, Scott et al. 2003). En contraste, las técnicas de estimación de contenido volumétrico del agua, sólo aportan información puntual de la humedad del suelo, con una muy alta resolución temporal, pero escasa posibilidad de extrapolación a mayores escalas (Robock et al. 2000). Además, ambas metodologías son limitadas a la hora de aportar información acerca de la percolación de agua por debajo de la zona de las raíces, así como de las tasas de recarga en profundidad (Jayawickreme et al. 2008).

El estudio mediante imágenes de resistividad eléctrica del suelo (conocida como Electrical Resistivity Imaging: ERI) resulta una alternativa para monitorear las condiciones hidrológicas subsuperficiales. Esta herramienta permite realizar estudios sobre diferentes materiales y a distintas escalas, con una alta resolución temporal y gran detalle de las características de la zona vadosa.

Esta técnica consiste en el aporte directo de corriente eléctrica al suelo y la posterior medición de las diferencias de potenciales entre una serie de electrodos ubicados a lo largo de una transecta. La información obtenida se presenta en imágenes de resistividad en dos dimensiones, que pueden transformarse en estimaciones de humedad del suelo (a partir de calibraciones empíricas entre resistividad y contenido de agua en los poros del suelo) (Lesmes y Friedman 2005). Dado que no es un método destructivo ni invasivo, resulta una herramienta muy valiosa para describir las propiedades de subsuperficie sin necesidad de realizar costosas perforaciones. Además, la información generada a partir de ERI también resulta útil para acceder a información de capas más profundas del suelo, donde no suele ser sencillo acceder mediante la exploración clásica.

Esta herramienta ha sido aplicada en varias situaciones, como la exploración de zonas saturadas profundas, prospección de minerales, transporte de solutos, caracterización litológica y propiedades hidrológicas de los sedimentos (Samouëlian et al. 2005). Sin embargo, existen pocos antecedentes aún de su utilización para estudios de hidrología ambiental, ecohidrología o investigaciones biológicas (Jackson et al. 2005, Jayawickreme et al. 2008, Robinson et al. 2008, Jayawickreme et al. 2011), y su uso en estos campos es relativamente reciente.

En el mapeo de las características del suelo a partir de datos de resistividad, se observa un amplio rango de valores, que va desde 1 ohm m en agua salada, hasta 10^5 ohm m para suelos secos (Samouëlian et al. 2005). La humedad del suelo se estima entonces a partir de la circulación de la corriente eléctrica, dependiendo de la cantidad de agua y de su calidad (presencia de sales). La estimación del contenido de agua requiere por lo tanto del conocimiento de la concentración de iones disueltos. Algunos trabajos se han enfrentado al problema de determinar el contenido de agua y la variación de la salinidad del suelo simultáneamente (Rhoades et al. 1977). Dado que las sales deben encontrarse en solución para conducir la corriente, la cantidad de agua en el suelo sería la que gobierna en definitiva la conducción de la electricidad. Shea y Luthin (1961) encontraron una relación lineal entre la resistividad eléctrica y la salinidad para un contenido de agua determinado, comenzando con un valor de saturación de -3 kPa de potencial hídrico. La corriente eléctrica que circula en los suelos es mayormente electrolítica, es decir, está basada en el movimiento de iones por los poros ocupados por agua, y alcanza valores mayores en presencia de sales disueltas, por lo tanto la circulación de la corriente eléctrica depende de la cantidad de agua en la matriz porosa del suelo/sedimento y de su salinidad. La salinidad del suelo es entonces típicamente medida a saturación, y se considera esto como una condición estándar (Samouëlian et al. 2005).

Dado que se puede complementar con información de mediciones del contenido de agua y/o sales a los datos de resistividad de una transecta, se evalúa aquí la posibilidad de obtener estimaciones de resistividad a partir de datos sencillos de campo, al menos para los primeros metros del perfil. Los objetivos del capítulo son (a) cuantificar en laboratorio los efectos de humedad/salinidad sobre la señal resistiva de suelos de la región de estudio de esta tesis, (b) evaluar la capacidad de las medidas de resistividad de campo de distinguir los procesos de migración de sales y humedad reconocidos previamente a partir de otras aproximaciones, (c) describir los cambios de resistividad del terreno en transectas bidimensionales que capten la heterogeneidad vertical y horizontal del terreno (2D) y contribuyan a comprender el movimiento de agua y sales en situaciones de cambio de uso del suelo, específicamente el pasaje de bosque semiárido a agricultura.

El trabajo se focaliza en el centro de Argentina, en ambientes semiáridos donde la expansión de la agricultura de secano puede causar humedecimiento de las zonas vadosas y una movilización rápida y a gran escala de las sales almacenadas durante miles de años bajo los bosques semiáridos. A partir de datos de contenido gravimétrico de agua, conductividad eléctrica, contenido de sales y textura, obtenidos en perforaciones, se revisan las ventajas y desventajas de la utilización de medidas e imágenes de resistividad eléctrica para describir cambios en los perfiles no saturados-saturados y movilización de sales.

4.2. Materiales y Métodos

4.2.1. Región de estudio

Los sitios de estudio elegidos se localizan en las regiones presentadas en los Capítulos 2 y 3. Todos los sitios de estudio originalmente presentaban cobertura de bosque semiárido típico del Espinal. Previo al inicio de la explotación agropecuaria y el pastoreo en la zona, la vegetación característica era de bosques dominados por *Prosopis flexuosa*, *P. caldenia* y *Geoffroea decorticans*. Estos árboles formaban sistemas boscosos más o menos densos y registraban disturbios por pastoreo o fuegos más leves que los actuales (Dussart et al. 1998, Lewis et al. 2009). El inicio de prácticas agropecuarias entre 1880 y 1920 llevó al establecimiento y posterior expansión de la agricultura sobre estas tierras, y una gran intensificación del uso de los bosques para pastoreo. Desde 1980, la tasa de expansión agrícola se ha acelerado notablemente, intensificando la deforestación y la conversión de sitios de pastoreo a sitios de producción agrícola, respondiendo a la demanda creciente a nivel mundial de soja, maíz y otros granos (Viglizzo y Frank 2006, Zak et al. 2008). Cerca del 65% de la región fitogeográfica del Espinal ha sido reemplazada por cultivos y pasturas (UMSEF 2007).

4.2.2. Sitios seleccionados

Se seleccionaron dos sitios, cada uno de los cuales presentaba stands sujetos a uso agrícola y bosques semiáridos vecinos. Los sitios se diferencian en la profundidad de los niveles freáticos y la antigüedad de la agricultura. La edad de los sitios agrícolas se obtuvo a partir de imágenes Landsat, fotografías aéreas históricas y de la información aportada por los dueños de campos.

En el caso del sitio NF1, ubicado a ~8 km al Este del sitio S4 del Capítulo 2, el nivel freático se encontró entre los 25 y 40 m de profundidad y la actividad agrícola existe desde hace aproximadamente 70 años. Para el sitio NF2, a ~0.5 km al Este del Sitio 1 del Capítulo 3, el nivel freático se ubicó a aproximadamente 7.5 m de profundidad y se eligieron dos lotes con uso agrícola de 6 años y ≥ 48 años de uso.

Cada uno de los pares presentó características geológicas y geomorfológicas similares. Se describen como planicies sedimentarias semiáridas con materiales depositados durante el Holoceno en los primeros ~4 m de profundidad, con suelos que según sus texturas pueden clasificarse como franco-arenosos y arenoso-francos. En todos los casos la agricultura implementada fue de secano y nunca recibió riego. Las rotaciones típicas en los cultivos incluyeron inicialmente una combinación de cultivos anuales como maíz, girasol, trigo y soja desde los '90. Alfalfa y otras pasturas se cultivaron con mayor intensidad hasta la década del '80, quedando reducido a muy pocos lotes en el presente (Viglizzo y Frank 2006). El único fertilizante aplicado a los cultivos en la región es nitrógeno, mayormente en la forma de urea y a tasas de < 100 kg/ha año (Jayawickreme et al. 2011). Los lotes de bosque semiárido y agricultura seleccionados tenían al menos 0.2 km^2 y no mostraban ondulaciones topográficas significativas, pendientes, caminos ni otro tipo de disturbio.

4.2.3. Muestreo y análisis de suelos

En cada uno de los sitios se realizaron transectas y muestreo de suelos. Las fechas de muestreo fueron en diciembre de 2009 y marzo de 2010 para el sitio NF1, y

abril de 2010 y enero de 2011 para el sitio NF2. Los sitios pareados fueron muestreados siempre dentro de un período menor a tres días en el cual no se registraron precipitaciones que pudieran alterar las condiciones de resistividad del terreno. En cada sitio, se realizó al menos una perforación con barreno manual para muestreo y caracterización de sedimentos en cada uno de los usos de suelo. En el sitio NF2 las perforaciones llegaron hasta el nivel freático (< 7.5 m), mientras que en el sitio NF1 se alcanzó una profundidad de 7 a 9 m de la zona no saturada. Se tomaron muestras de suelo cada 0.5 m, que fueron homogeneizadas y, a fin de evitar pérdidas de agua, colocadas inmediatamente en bolsas dobles de polietileno.

El contenido gravimétrico de agua en los suelos se obtuvo a partir del peso fresco y peso seco de las muestras, secadas en estufa a 105°C hasta peso constante. Para determinar la textura se utilizó el método del hidrómetro, en al menos 6 muestras por pozo (Gee y Bauder 1986). Se midieron concentraciones de cloruros en extractos 1:1 de suelo seco y agua desionizada, utilizando sensor de cromatografía iónica. La conductividad eléctrica fue determinada en extractos suelo-agua destilada en una relación 1:1. La densidad aparente de los suelos (1.6 g/cm^3) se estimó a partir del promedio de las características texturales medidas en los suelos (arena: 73%, limo: 24%, arcilla: 3%) (Saxton y Rawls 2006).

4.2.4. Caracterización geofísica de la distribución de agua y sales

La abundancia de sales y agua en el perfil del suelo influencia la resistividad de los suelos. En consecuencia, las imágenes de resistividad eléctrica pueden utilizarse para mapear los patrones de presencia de agua y sales en grandes áreas y en profundidad.

Para obtener la información de resistividad de los suelos en los diferentes sitios de estudio, se utilizó una unidad de resistividad con multielectrodos. Los electrodos fueron instalados en línea recta formando una transecta de longitud variable, según la profundidad y resolución del mapeo buscada. La separación de electrodos cada 1 m se utilizó en el sitio NF2, y aportó información en detalle de la superficie del perfil y hasta los 10 m de profundidad. En el sitio NF1 los electrodos se ubicaron cada 4 metros, registrando información hasta los 40 m de profundidad. A mayor distancia entre los electrodos, se accede a información en profundidad, pero se pierde detalle en superficie.

Se utilizaron métodos estándar de asociación entre electrodos (configuraciones tipo Wenner, Dipolo-Dipolo, o Schlumberger), con el fin de obtener información en dos dimensiones de la distribución de resistividad en el suelo (Loke 2000). La transecta del sitio NF1 alcanzó 1100 m de largo, y en su recorrido incluyó lotes de bosque semiárido, cultivo, y nuevamente bosque semiárido (Figura 4.5). En el sitio NF2 la transecta alcanzó 460 m de largo y en su trayecto se incluyeron lotes de bosque semiárido, cultivo (con 6 años de antigüedad), bosque semiárido nuevamente y finalmente cultivo (≥ 48 años de uso) (Figura 4.7). Los datos de campo se convirtieron a información de conductividad/resistividad eléctrica mediante el software RES2DINV (Loke 2009).

4.2.5. Respuesta de la resistividad a la humedad y salinidad

Para diferenciar la influencia relativa de los contenidos de agua y los de sales en la señal de resistividad obtenida a campo, se realizó un estudio de resistividad de los suelos estudiados bajo condiciones controladas de laboratorio. Para ello se utilizaron muestras de suelo de contenido original de sales variable, colectadas en el campo en algunos puntos de las transectas. La concentración de sales medida en extractos 1:2 (suelo:agua destilada) fue de 3086 mg/L, 1016 mg/L, 310 mg/L y 147 mg/L. A estas muestras se les agregaron cantidades conocidas de agua destilada hasta llegar a su saturación. Con el fin de determinar relaciones entre humedad y resistividad se realizaron mediciones a cuatro niveles de humedad. Estas mediciones se realizaron en cubetas de Plexiglas de 22 x 4 x 3 cm con terminales conductivas y conexiones para realizar lecturas de potenciales eléctricos. Las muestras de suelo se compactaron hasta alcanzar los valores de densidad aparente encontrados en el campo.

El suelo en estado de saturación puede presentar diferentes valores de conductividad/resistividad eléctrica, dependiendo de las características de los sedimentos. Según mediciones de laboratorio, la relación entre suelo en estado de saturación (S) y resistividad (ρ) para todas las muestras puede ser resumida en la siguiente ecuación:

$$S = m \rho^{-n} \quad (4.1)$$

siendo n el parámetro a medir y el coeficiente m está relacionado con la concentración de sal del suelo según se muestra en la Ecuación 4.2:

$$m = a C_s^{-b} \quad (4.2)$$

donde a y b son parámetros de ajuste y C_s indica la concentración de sales.

De la combinación de las ecuaciones 4.1 y 4.2, se obtuvo la ecuación 4.3, que aporta información de las concentraciones de sales en suelos con diferentes valores de resistividad, cuando se conoce el estado de saturación de los mismos (para más detalle, ver Jayawickreme et al. 2011).

$$C_s = \left(\frac{S}{a \rho^{-n}} \right)^{-\frac{1}{b}} \quad (4.3)$$

4.3. Resultados y Discusión

La geoelectrónica, como herramienta de estudio de perfiles profundos, permitió caracterizar el efecto conjunto de la salinidad y humedad a partir del análisis de la resistividad de los sedimentos. Sin embargo, esta metodología mostró ciertas limitaciones, ya que si bien fue posible describir cualitativamente las variaciones más notables, no mostró información clara en las diferencias absolutas (cuantitativas) acerca de la distribución de sales y humedad entre distintos tipos de uso de la tierra.

Se obtuvieron valores de resistividad en laboratorio, a partir de la información de conductividad, contenido de sales y humedad de los sedimentos, y se compararon los datos con las mediciones de resistividad en campo, encontrándose un acuerdo parcial. Los perfiles geoelectricos obtenidos en imágenes de dos dimensiones resultaron de gran utilidad para describir sedimentos a grandes profundidades y con densidades de información horizontal que no se hubiesen podido alcanzar mediante muestreos manuales.

4.3.1. Resistividad estimada en laboratorio

A partir de las relaciones entre suelo saturado y concentración de sales se obtuvieron (con mediciones de laboratorio) las líneas de ajuste que determinaron valores de resistividad en los sedimentos. Se utilizaron los parámetros de las ecuaciones 4.1 y 4.2 (Figura 4.1) para su aplicación en la ecuación 4.3 en conjunto con la información de contenido de agua y sales de los sedimentos. Finalmente se estimó la resistividad esperada a partir de las mediciones realizadas en el laboratorio (Figura 4.1).

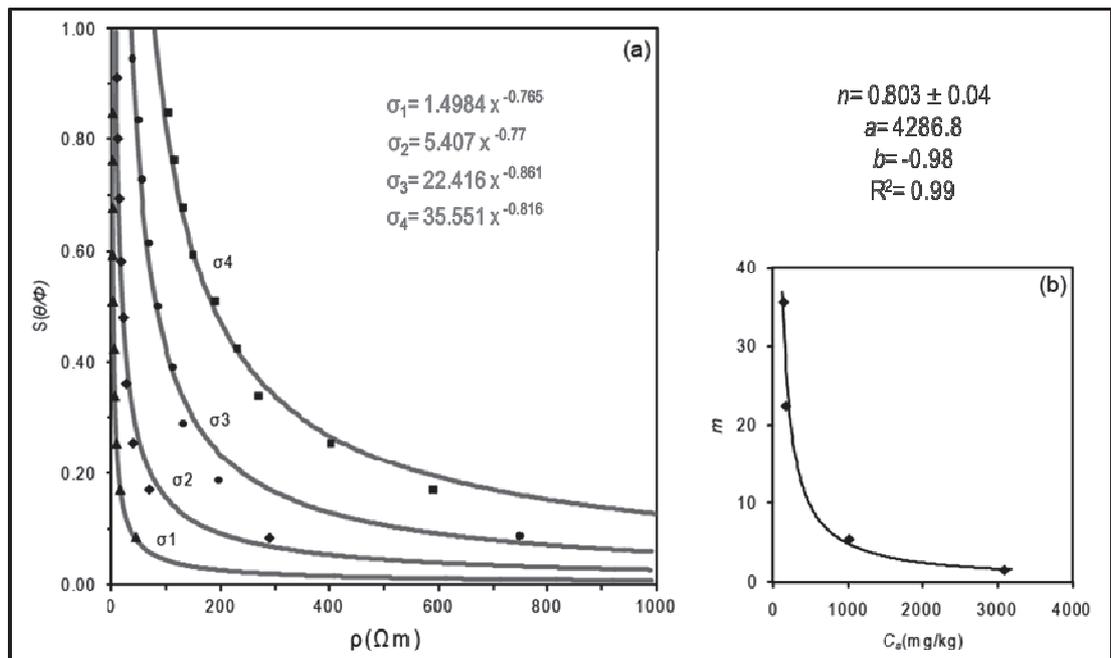


Figura 4.1. Relaciones entre suelo saturado, concentración de sales y mediciones de resistividad en laboratorio, en muestras de suelo provenientes de los sitios de estudio. También se presentan los parámetros n , a y b utilizados para las ecuaciones 4.1 y 4.2. a) Se observan las líneas de ajuste (y las ecuaciones de cada recta) para mediciones de resistividad de suelos saturados con concentraciones variables de sales ($\sigma_1= 3086$ mg/L, $\sigma_2= 1016$ mg/L, $\sigma_3= 310$ mg/L, $\sigma_4= 147$ mg/L. b) Se muestra la dependencia del coeficiente m en la función potencial de la ecuación 4.1, ante diferentes concentraciones de sal en el suelo.

El valor ajustado para el parámetro b (-0.98), sugiere que la magnitud de la respuesta (relación log-log) de la resistividad es similar para cambios de salinidad y de humedad. Esto a-priori implica que duplicar la salinidad tiene el mismo efecto

sobre la resistividad que duplicar la humedad y sugiere que en la zona no saturada de sitios que experimentan el cambio de vegetación de bosque semiárido a agricultura, el lavado de sales será el factor determinante de las modificaciones de resistividad del terreno, generando caídas de la misma que no podrán ser compensadas por los aumentos de humedad. Esto cabe esperarse por el hecho de que en los perfiles observados (Capítulo 2, Santoni et al. 2010), las diferencias de salinidad de las zonas más contrastantes del perfil fueron de un factor de 10X y hasta 100X en muchos casos, mientras que las de humedad no superaron el factor de 10X, dado que su variación está enmarcada por los límites de potenciales agua de marchitez permanente (mínimo) y capacidad de campo (máximo). En la zona saturada también la salinidad sería determinante, ya que por definición, esta región del perfil muestra humedades constantes. La única región de los perfiles en la cual la humedad podría dominar por sobre la señal de la salinidad es la zona capilar donde (i) las diferencias de salinidad observadas no son siempre altas y consistentes y (ii) las diferencias de contenido de humedad, dictadas por la posición del nivel freático, se extienden al rango que va desde capacidad de campo a saturación, mayores que las citadas para la zona no saturada. Se ejemplifican estas situaciones típicas de cambios de humedad y salinidad observadas en capítulos anteriores y su impacto sobre la resistividad en la Figura 4.2a.

Los valores de salinidad-humedad y su relación con la resistividad para el sitio NF1 (Figura 4.2b), mostraron cambios importantes en el contenido de sales y muy leves incrementos en la humedad. Para agricultura, tanto los valores de humedad como de contenido de sales fueron muy bajos y casi sin variaciones. Al compararlos con los valores de bosque semiárido (mayor contenido de sales y baja humedad) se observó un proceso de lavado de sales bajo agricultura, confirmando lo visto en los Capítulos 2 y 3 (Caso 1 Figura 4.2a). En el caso de NF2, con niveles freáticos superficiales, la humedad fue mayor bajo agricultura en los primeros metros (Figura 4.2c). Próximo a la zona saturada las humedades fueron muy similares bajo ambos usos del suelo, siendo nuevamente la salinidad el factor determinante en los cambios en la resistividad (Caso 2 Figura 4.2a). Antes de llegar a la zona de saturación (2 a 4 m) se podría describir una situación similar a la del Caso 3 (Figura 4.2a), en la transición de bosque semiárido a agricultura, con disminución en el contenido de sales asociada a pequeños incrementos en la humedad (Figura 4.2c).

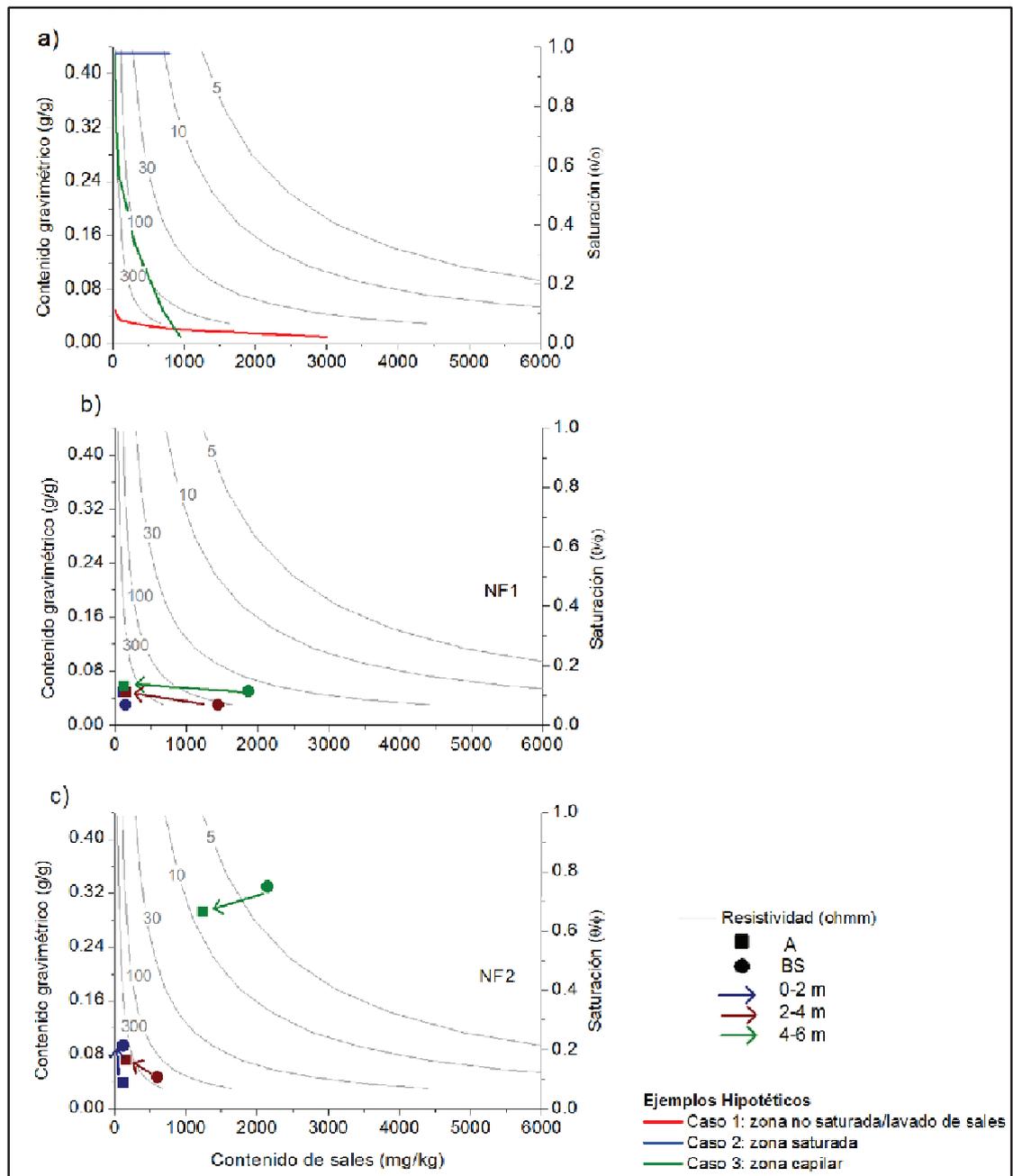


Figura 4.2. Isolíneas de resistividad (ohm m) para diferentes contenidos de sales y agua estimadas para los sedimentos en estudio. Se muestran a) tres ejemplos hipotéticos modelo, y la información obtenida a campo correspondiente a los sitios b) NF1 y c) NF2. Los ejemplos hipotéticos representan respuestas a la resistividad ante situaciones comunes observadas a campo, entre las que se incluyen la zona no saturada expuesta a “lavado” (lixiviado) de sales y el pasaje de contenidos de humedad cercanos a marchitez permanente hasta capacidad de campo (Caso 1), la zona saturada con valores variables de sales (Caso 2) y la zona capilar donde se pasa de un estado de marchitez permanente a otro de saturación, con valores decrecientes de sales a medida que se incrementa el contenido de agua (Caso 3). Los valores de agua-sales para agricultura (A) se representan con cuadros, mientras que para bosque semiárido (BS) se representan con círculos. Para NF1, la agricultura es de ~70 años, mientras que en NF2 es de 6 años de antigüedad. Se muestran los datos para diferentes rangos de profundidades con colores, azul de 0 a 2 m, morado de 2 a 4 m y

verde de 4 a 6 m (ó 7 m, para NF1). Las flechas indican la trayectoria del cambio en el contenido de agua-sales, y por lo tanto en resistividad, al pasar de BS a A para un mismo rango de profundidad.

4.3.2. Información de campo vs. información de laboratorio

Se analizaron los contenidos gravimétricos de agua y el contenido de sales en los perfiles de suelo de cada uno de los sitios de estudio (Figura 4.3), con el fin de evaluar la concordancia entre esta información y la de resistividad, obtenida en laboratorio y en mediciones de campo. En el sitio NF1, con nivel freático profundo, los muestreos de suelo indicaron una muy alta acumulación de sales por debajo del segundo metro del perfil bajo bosque semiárido. En agricultura, estas sales sufrieron un exhaustivo lavado, a la vez que por debajo del segundo metro, se alojó mayor humedad. En el sitio NF2 se observó también un lavado de sales por debajo del segundo metro al comparar agricultura con bosque semiárido, si bien los niveles de salinidad convergieron al llegar al nivel freático, ubicado a aproximadamente 7.5 m. Las diferencias de humedad fueron importantes hasta el cuarto metro del perfil, siendo ésta más elevada en agricultura. Como resultado de estos patrones en el sitio NF2 pueden reconocerse tres zonas: 0-2 m (perfil poco salino y seco que se humedece), 2-4 m (perfil muy salino y seco que se humedece), 4-6 m (perfil húmedo y salino que pierde sales). Por debajo de los 6 m los datos sugieren que las diferencias de salinidad desaparecerían.

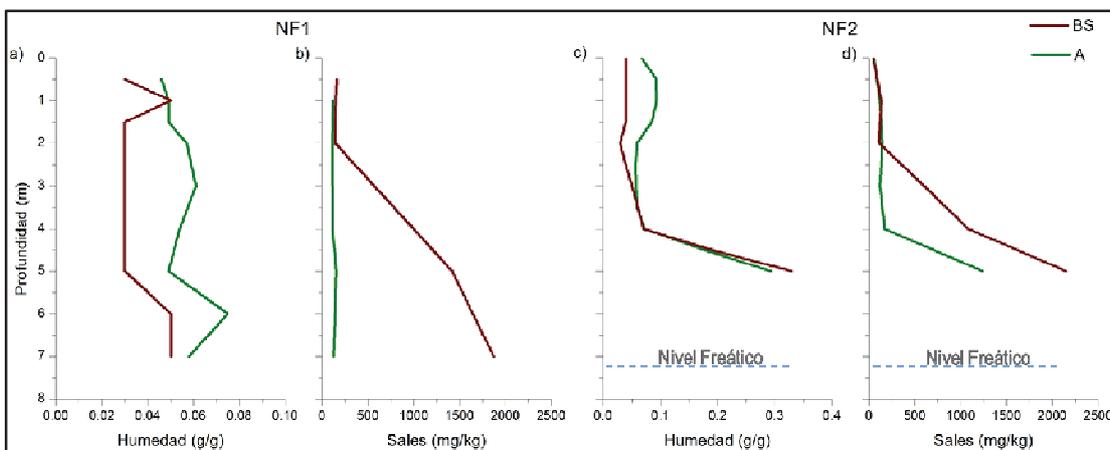


Figura 4.3. Humedad del suelo (contenido gravimétrico de agua, g/g) para el sitio a) NF1 y c) NF2. Se muestra también la masa de sales presentes (mg/kg) para el sitio b) NF1 y d) NF2. La información corresponde a stands con diferentes usos del suelo, bosque semiárido (BS) y agricultura (A). En NF1 la agricultura tiene ~70 años de uso, mientras que para NF2 la agricultura es de 6 años y en este caso se indica con línea punteada la profundidad del nivel freático. Observar las diferentes escalas para los gráficos de humedad.

Contando con la información de contenido de agua, conductividad eléctrica y contenido de sales (Figura 4.2b y c y 4.3) se obtuvieron valores de resistividad esperada (ecuación 4.1), que se contrastaron con los de resistividad medida a campo (Figura 4.4). Ambas aproximaciones mostraron similitudes relativas respecto de los

aumentos y descensos en sus valores de resistividad, sin embargo existieron importantes diferencias en los valores absolutos, por lo que la resistividad esperada, calculada en laboratorio, no alcanza precisión para determinar la presencia de agua y sales en los perfiles.

En el sitio con nivel freático profundo (Figura 4.4a y b), los valores de resistividad esperada vs. observada para bosque semiárido mostraron grandes diferencias en superficie y algunas semejanzas en profundidad; mientras que los de agricultura presentaron leves similitudes, pero sin un claro ajuste de los valores absolutos. A partir de los 5 m de profundidad las resistividades esperada/observada de bosque semiárido se aproximaron, mostrando valores más bajos que los de agricultura. Las resistividades esperada/observada de agricultura fueron mayores a las de bosque semiárido a partir de los 3 m de profundidad, coincidiendo con los cruces en cada caso, pero desfasados en al menos un metro.

La comparación entre resistividades esperada/observada en NF2 (Figura 4.4c y d) mostró comportamientos similares, sin embargo existió nuevamente una sobreestimación de la resistividad esperada y cierto desfasaje en los cruces entre resistividad de bosque semiárido y agricultura. En agricultura las resistividades ajustaron mejor que en bosque semiárido, con un pico a los 3 m y luego un claro descenso al acercarse a la zona saturada, alcanzando incluso valores absolutos similares. La profundidad de cruce con los valores de bosque semiárido fue similar entre la resistividad esperada y la observada (~3 m). Si bien en bosque semiárido existieron diferencias al comparar datos absolutos, hubo similitudes en las profundidades de quiebre en el perfil (disminución a los 2 m y a los 3-4 m) (Figura 4.4c y d). El cruce de la resistividad esperada de bosque semiárido con la de agricultura aparece por encima de los 3 m, coincidiendo en gran medida con la resistividad observada (cruce a ~3 m). Por ello, si bien los valores absolutos entre las resistividades esperadas y observadas fueron notablemente diferentes, es importante destacar que el comportamiento fue similar a lo largo del perfil, especialmente en profundidad, y se consiguieron determinar cambios asociados al tipo de cobertura vegetal.

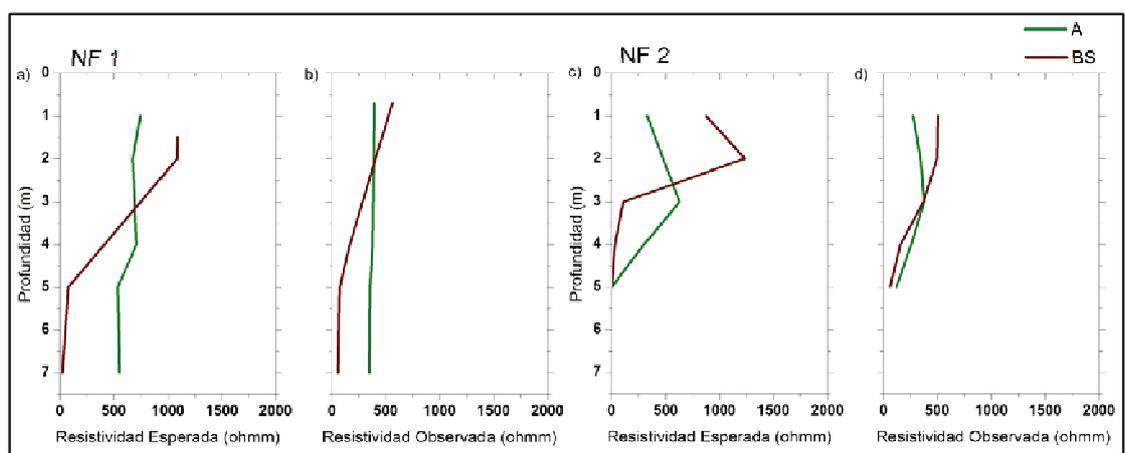


Figura 4.4. Valores de resistividad para los usos del suelo: bosque semiárido (BS) y agricultura (A). Se muestran para el sitio NF1 (A ~70 años) valores de resistividad a) esperada y b) observada. Para el sitio NF2 (A de 6 años), resistividad c) esperada y d) observada.

4.3.3. Imágenes de Resistividad Eléctrica en dos dimensiones

Con las mediciones geoelectricas realizadas en el campo, fue posible extender la profundidad de estudio y explorar la distribución de agua y sales en perfiles de más de 30 m. La Figura 4.6a muestra para el sitio NF1 4 zonas (a) 0-2 m resistividad inicial muy alta en bosque semiárido que disminuye bajo el sector con agricultura, (b) 2-15 m, baja resistividad que aumenta al ingresar en la zona agrícola, (c) 15-30 m resistividad muy alta que disminuye bajo agricultura, (d) > 30 m, la resistividad baja en ambas coberturas, siendo más importante la disminución bajo agricultura.

Para los dos primeros metros (a), la resistividad fue muy elevada. Posiblemente asociada a una baja concentración de sales en suelos muy secos, siendo el factor primordial para determinar cambios en la resistividad la humedad del suelo, que fue levemente superior en agricultura. Entre los 2-15 m (b), existió un claro incremento desde resistividades bajas en el bosque a altas en la agricultura. La alta cantidad de sales presente bajo los lotes de bosque semiárido y su lavado bajo agricultura explicarían estas diferencias y los perfiles sugieren que ese proceso es importante hasta los 15 m de profundidad. Aproximadamente entre los 15 y 30 m de profundidad (c), se encontró un patrón opuesto. Una amplia zona de elevada resistividad bajo el bosque, necesariamente asociada a suelos secos y principalmente con menor contenido de sales que los ubicados por encima. Nótese que la resistividad de este estrato es mayor que la de la superficie y no puede adjudicarse esto a menores humedades ya que las mismas tienden a aumentar gradualmente en profundidad en todos los perfiles profundos de sistemas semiáridos (Gaye y Edmunds 1996, Edmunds y Tyler 2002, Walvoord y Phillips 2004). Caben esperarse entonces que este sector de la zona vadosa contenga menos sales naturalmente y que su marcada caída en la resistividad tras el cambio a agricultura se asocie al humedecimiento pero también al ingreso de sales transportadas desde estratos superiores (no pueden explicarse de otra forma las resistividades tan bajas de los perfiles agrícolas). Finalmente, a más de 30 m de profundidad del perfil (d), la cercanía de una zona de mayor humedad o saturada provocó bajos valores de resistividad, tanto para bosque semiárido como para agricultura, sin embargo una resistividad bajo agricultura de menos de la mitad que la observada bajo bosque sugiere un proceso de salinización de aguas freáticas (Figura 4.5 y 4.6a). Estudios previos sobre la salinidad de base del agua subterránea en esta área de estudio, indicaron que es relativamente elevada para la zona, con un rango entre 500 a 3000 mg/L de sólidos disueltos (Proyecto de Recursos Hídrológicos Subterráneos de San Luis 2002). Por ello, la baja resistividad cercana a la zona saturada podría explicarse por la presencia de sales. En síntesis, las observaciones geoelectricas en este sitio sugieren que la agricultura generó una redistribución vertical de sales, manifiesta en el lavado de las mismas en los primeros 15 m de los perfiles, su llegada y acumulación en los siguientes 15 m del perfil y su posible ingreso a la zona saturada y al acuífero freático.

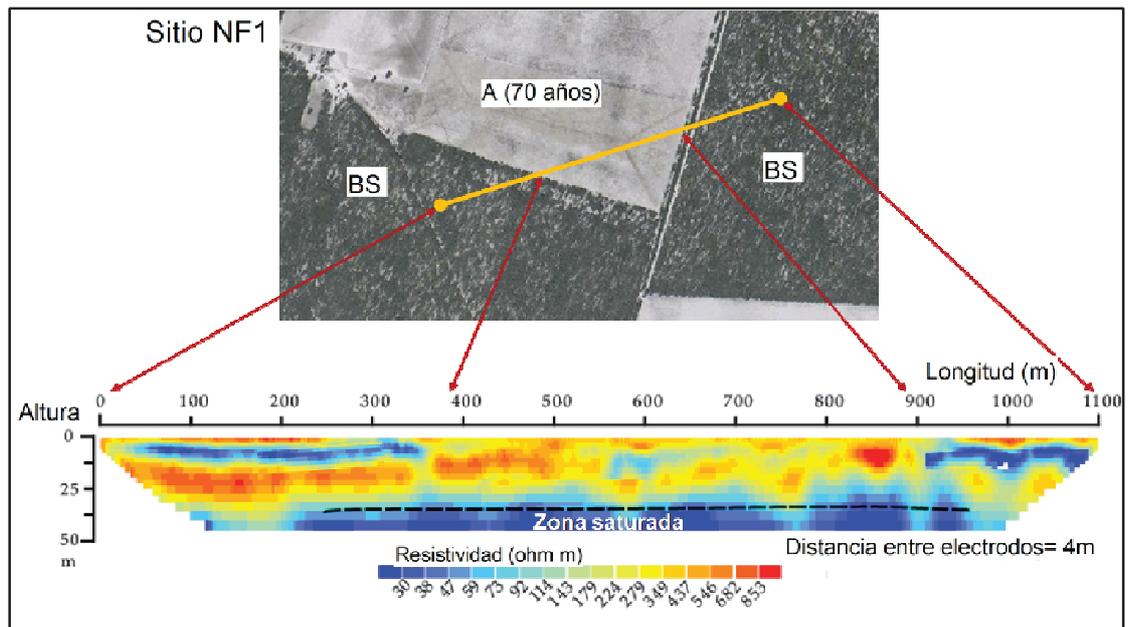


Figura 4.5. Imagen de resistividad eléctrica en dos dimensiones (ohm m) mostrando el perfil de una transecta con bosque semiárido-agricultura-bosque semiárido en el sitio NF1. La parte central de la transecta (entre los ~360 m hasta los 900 m) presenta agricultura de ~70 años de uso (A). La zona continua y delgada con bajos valores de resistividad entre los ~3-13 m de profundidad bajo bosque semiárido (BS, entre 0-360 m y 900-1100 m de largo) representan áreas con elevada concentración de sales que han desaparecido bajo la zona agrícola. La zona saturada se ubicó entre los ~35-40 m de profundidad. Las ondulaciones topográficas fueron mínimas a lo largo de la transecta, con < 3 m de diferencia de altura entre el inicio y fin de la misma, a la vez que se evitaron las zonas de borde de cada uno de los lotes.

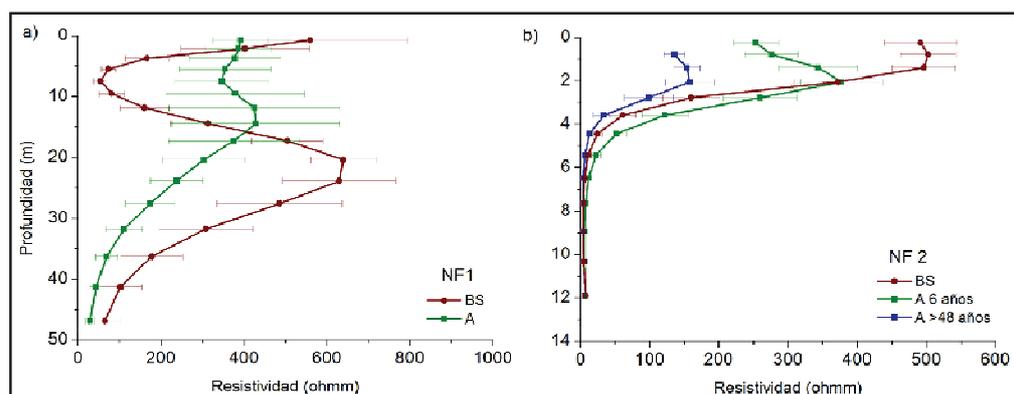


Figura 4.6. Perfiles de resistividad (ohm m) para bosque semiárido (BS) y agricultura (A) para los sitios a) NF1 y b) NF2. En el caso de NF1, A corresponde a uso agrícola de ~ 70 años, mientras que para NF2 existen 2 casos de A: de 6 años de uso (línea verde) y ≥ 48 años de uso (línea azul). Las líneas horizontales indican los desvíos estándar a diferentes profundidades.

En la imagen de resistividad en dos dimensiones del sitio NF2 se identifica una diversidad mayor de patrones horizontales. El sector de la transecta que abarca el lote sujeto a agricultura más reciente muestra tres sectores del perfil según los

contrastes de bosque semiárido vs. agricultura. (a) Los primeros dos metros muestran alta resistividad bajo bosque semiárido y baja resistividad en el sector agrícola. Esto se asocia a suelos muy secos bajo bosque que se humedecen bajo agricultura (Figura 4.6b, 4.7a y 4.8). (b) Entre los 3 y 5 m de profundidad la resistividad de ambos sistemas es mucho menor y la de los bosques es inferior a la observada bajo agricultura. Esto sugiere que en este sector del perfil el lavado de sales fue más importante en la disminución de la resistividad, que el aumento de la misma que pudo haber generado el humedecimiento. (c) Los valores de resistividad convergen por debajo de los 5 a 6 m de profundidad al alcanzarse la zona saturada. Sin embargo, justo por encima de esta zona, el lote con agricultura mostró valores levemente mayores de resistividad, posiblemente como resultado de la llegada de agua con menor contenido de sales. Esta pequeña diferencia en la zona de transición coincide con las mediciones a campo presentadas en el Capítulo 3, donde las mediciones de conductividad eléctrica en sitios cercanos a esta transecta, el agua freática presentó 6.4 dS/m y 10.3 dS/m para agricultura y bosque semiárido, respectivamente. Al avanzar en profundidad estas diferencias desaparecen, por lo que el cambio bajo agricultura se restringe a la transición entre las zonas no saturada y saturada. Al analizar toda la extensión horizontal de esta transecta surge un patrón claro de desniveles freáticos. La posición de la zona de cambios abruptos de resistividad en la Figura 4.7a (transición de zonas rojas a azules y de resistividad > 100 vs. < 100 ohm m) puede tomarse como una indicación del nivel freático en esta imagen. La misma no copia a la topografía y muestra un “domo” o elevación del nivel freático hacia el límite del bosque con el lote sujeto a uso agrícola por más de medio siglo. Este patrón freático puede estar respondiendo a la escasez de árboles en la parte final del lote con bosque semiárido y también a la recarga del lote agrícola y la generación de un gradiente hidráulico opuesto al esperable por la topografía. Si bien las observaciones geoelectricas presentadas aquí no permiten confirmar este proceso de cambio hidrológico con certeza, las mismas muestran el valor de esta aproximación para el análisis de cambios de nivel freático en la escala de paisaje.

El detalle de la resistividad en superficie, en el primer tramo de la transecta del sitio NF2 (Figura 4.7a y 4.8), mostró la capacidad de la técnica para detectar cambios en los primeros metros del perfil. Bajo el lote agrícola se revelaron importantes disminuciones en la resistividad asociadas, como se mencionó anteriormente, a incrementos en la humedad del suelo en los primeros metros. También se detectaron pequeños cambios en la resistividad bajo bosque semiárido, donde en la segunda mitad de la transecta pueden asociarse disminuciones de la resistividad con áreas de escasez de árboles descritas en el campo (ver en la transecta entre los 240-256 m y desde los 310 m, Figura 4.8).

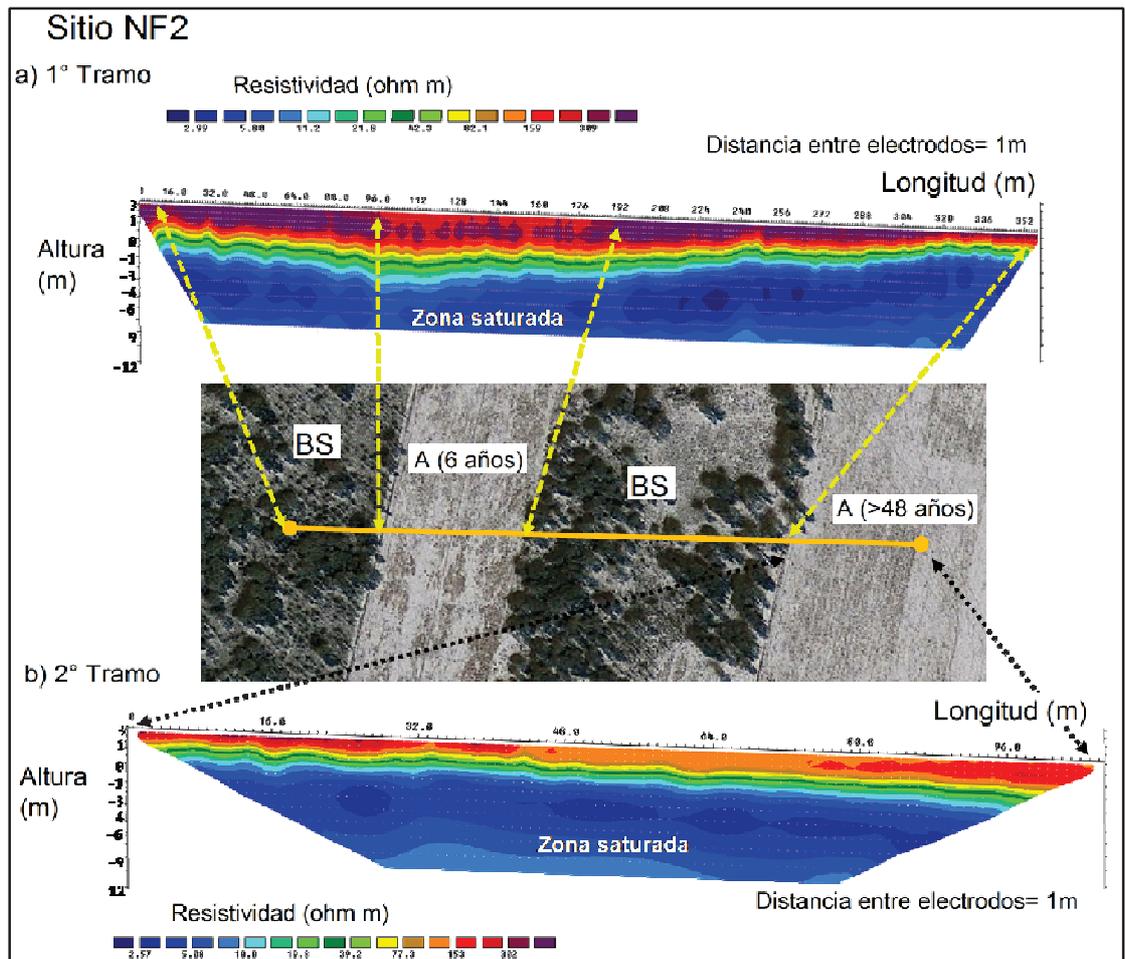


Figura 4.7. Imagen de resistividad eléctrica en dos dimensiones (ohm m) mostrando el perfil de la transecta para el sitio NF2. Se observan cada uno de los usos del suelo a lo largo de la transecta, bosque semiárido (BS), agricultura de 6 años de uso (A 6 años) y agricultura de más de 48 años ($A \geq 48$ años). a) Primer tramo de la transecta que incluye situaciones de BS-A (6 años)-BS, b) Segundo tramo de la transecta, con agricultura ≥ 48 años de uso. Se detecta una zona saturada entre los ~ 3 -7 m de profundidad. Obsérvese una leve pendiente de $\sim 2\%$.

La prospección geoelectrica ha mostrado una gran sensibilidad para detectar cambios cronológicos en el transporte vertical de agua y en la distribución de sales asociados al avance agrícola. Sin embargo, debe reconocerse la naturaleza semicuantitativa y a menudo especulativa de la información cuando se trabaja a mayores profundidades, donde la obtención de muestras e información química de los sedimentos resulta costosa o inviable.

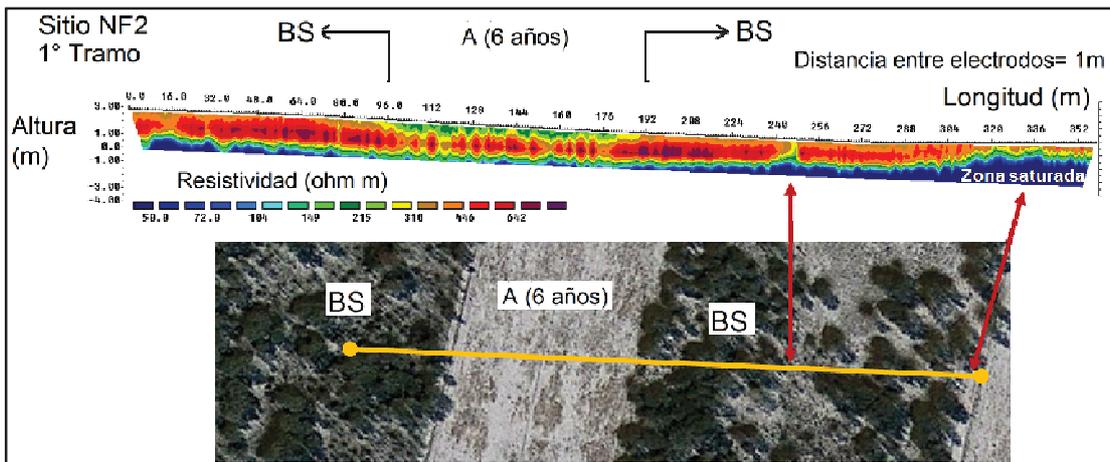


Figura 4.8. Imagen de resistividad eléctrica en dos dimensiones (ohm m) mostrando en detalle (hasta 3-4 m de profundidad) el perfil del primer tramo de la transecta en el sitio NF2 (Figura 4.7a). Los usos del suelo bosque semiárido (BS) y agricultura (A) presentan diferentes valores de resistividad en superficie, siendo menor bajo A (entre los 96 y 192 m de largo). Se pueden detectar detalles de cambios en la resistividad en superficie en respuesta a cambios en la vegetación de bosque semiárido, como en pequeños claros que no presentan árboles, indicados con flechas rojas.

CAPÍTULO 5

Modelización del drenaje profundo en ambientes sedimentarios semiáridos: efectos del uso de la tierra, la textura del suelo y la precipitación.

5.1. Introducción

La salinización de tierras y aguas, generada tras el reemplazo de la vegetación natural de planicies sedimentarias semiáridas por cultivos agrícolas, es un problema advertido en distintas regiones, incluyendo el sudoeste y sudeste de Australia, el Sahel y las Altas llanuras del centro-sur de Norteamérica (Cook et al. 1989, George et al. 1997, Leduc et al. 2001, Scanlon et al. 2005b, 2007a, Leblanc et al. 2008). En esta tesis se han identificado para el centro de Argentina varios de los contrastes documentados entre cultivos y vegetación natural en relación a movilización vertical de agua y sales (Capítulos 2, 3 y 4). Las observaciones a nivel stand, basadas en muestreos de suelo y sedimentos profundos, mostraron que la vegetación leñosa utiliza prácticamente toda el agua aportada por las precipitaciones, con valores estimados de drenaje profundo < 1 mm/año, y por ello acumula una gran cantidad de sales en la zona vadosa. Cuando la agricultura avanza sobre estos ambientes naturales, aparecen cambios en este balance, generando incrementos en el drenaje profundo y transporte de sales a mayores profundidades (Santoni et al. 2010, Jayawickreme et al. 2011). En la misma región se han detectado, a escala de cuenca, manifestaciones hidrológicas de los cambios observados a nivel de stand, incluyendo el surgimiento de cauces permanentes con alto contenido de sales en áreas fuertemente desmontadas hace varias décadas (Santoni et al. 2009, Capítulo 3). Con el fin de explorar la dinámica temporal del proceso de recarga iniciado por los cambios en el drenaje profundo que acompaña a los desmontes, y su posible interacción con la variabilidad climática y la textura de suelos, se desarrolla en este capítulo un análisis de simulación del movimiento vertical de agua utilizando el modelo HYDRUS-1D (Šimůnek et al. 2008).

En planicies sedimentarias de ambientes semiáridos con bajas pendientes y altas tasas de infiltración se puede asumir que la lluvia precipitada en una parcela se distribuye entre pérdidas líquidas subterráneas (drenaje profundo/recarga de acuíferos) y evapotranspiración. Las características de estos ambientes permiten suponer que el escurrimiento superficial se vuelve despreciable, mientras que la recarga es prácticamente nula bajo vegetación natural (Capítulos 2 y 3). En este contexto, modificaciones en la cubierta vegetal capaces de provocar disminuciones en la evapotranspiración, aún cuando sean pequeñas, pueden dar como resultado incrementos significativos en el drenaje profundo y la recarga subterránea. Siguiendo este razonamiento, se podrían anticipar aumentos en las recargas ante diferentes situaciones de uso del suelo, gradientes texturales e incrementos en las precipitaciones.

Si bien los experimentos y mediciones de campo aportan información muy valiosa para analizar y comprender los efectos de la agricultura sobre la dinámica del agua, tienen como inconvenientes la demanda de gran esfuerzo y tiempo para su ejecución. Resulta útil complementar este tipo de aproximaciones con modelos de simulación, capaces de representar los principales flujos de agua bajo condiciones variables de vegetación, suelo y clima. La utilización de modelos que simulan el flujo vertical del agua en el suelo, sus ingresos, egresos y transporte interno permite investigar los efectos de distintos usos del suelo y/o técnicas de manejo, facilitando el análisis en detalle de los datos experimentales, la identificación de procesos biofísicos importantes y la proyección de los hallazgos bajo otros contextos (Walker y Zhang 2002).

Existen una gran variedad de modelos numéricos y analíticos que describen la dinámica del agua edáfica. La mayoría de estos resuelven la ecuación de Richards (Richards 1931), que describe el movimiento de agua en el suelo en respuesta a gradientes del potencial hídrico. Dentro de estos se encuentra HYDRUS-1D (Šimůnek et al. 2008), 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 ambientes, con diferentes condiciones climáticas, edáficas y agrícolas. Se ha utilizado en trabajos hidrológicos donde se evalúa 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), bajo diferentes tipos de vegetación y usos agrícolas (Nosetto et al. 2011), como así también para modelar el transporte de distintos elementos, como contaminantes, a través de la zona vadosa (Ventrella et al. 2000, Köhne et al. 2006, Heatwole y McCray 2007), entre otros.

A partir de los sitios muestreados en el Capítulo 2, donde los perfiles bajo bosque semiárido se mostraban claramente secos y cargados de solutos, pero húmedos y libres de sales bajo agricultura, con condiciones intermedias bajo pasturas de alfalfa, se busca aquí simular el drenaje profundo o recarga subterránea de estos tipos de vegetación en el largo plazo. Específicamente se (i) caracteriza el movimiento vertical de agua en el suelo (drenaje profundo/recarga y evapotranspiración) mediante experimentos de simulación (modelo HYDRUS-1D) bajo bosque semiárido, cultivos anuales y pasturas perennes y (ii) explora la interacción de estos usos de la tierra con el contexto edáfico (textura del suelo) y climático (precipitación) determinando el drenaje profundo y recarga freática de largo plazo.

5.2. Metodología y herramientas

Se utilizó el modelo HYDRUS-1D para simular la dinámica del agua en el suelo. Este modelo 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. 2008). La ecuación de Richards ayuda a explicar el flujo de agua en una dimensión:

$$\frac{\delta\theta}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta x} \left[K \left(\frac{\delta h}{\delta x} + \cos \alpha \right) \right] - S \quad (5.1)$$

donde h es el potencial hídrico, θ es el contenido volumétrico de agua, t es el tiempo, x es la distancia, K es la conductividad hidráulica, α es el ángulo entre la dirección del flujo y el eje vertical y S es el sumidero.

HYDRUS-1D 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 6 m. La ecuación de van Genuchten para suelos que presentan potenciales hídricos menores a cero ($h < 0$) es:

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} \quad (5.2)$$

donde h es el potencial hídrico, θ_s y θ_r son los contenidos volumétricos de agua saturado y residual, respectivamente, α representa el valor inverso de la entrada de aire y n es el índice de la distribución del tamaño de poro. Mientras que m es

$$m = 1 - \frac{1}{n}, n > 1 \quad (5.3)$$

Los parámetros hidráulicos del suelo fueron determinados a partir de funciones de pedotransferencia con el programa Rosetta (Schaap et al. 2001) y utilizando como datos de entrada los contenidos de arena, arcilla y limo de la capa homogénea que se distribuye regionalmente hasta los 4-6 m de profundidad, descritos en el Capítulo 2 (Tabla 2.1). También se simularon situaciones extremas de contenido de arenas, a partir de observaciones y estimaciones de las tasas de recarga para bosques semiáridos del centro y sur de la Provincia de San Luis (Kim 2011, Capítulo 2), y condiciones novedosas de incremento en las precipitaciones.

El Enhanced Vegetation Index (EVI), índice espectral de la superficie obtenido a partir de imágenes MODIS (Huete et al. 2002, Huete 2004), ha sido utilizado como indicador de la productividad primaria (Xiao et al. 2005, Noretto et al. 2008) y de la evapotranspiración de la vegetación terrestre (Guerschman et al. 2009), demostrando una buena estimación de este flujo de agua en los ambientes áridos y semiáridos de la región (Contreras et al. 2011). Aquí se utilizó el EVI para determinar la capacidad evapotranspirativa de las distintas situaciones de vegetación analizadas. Se seleccionaron cinco sitios con bosque semiárido, otros cinco con agricultura de secano (> 40 años), y tres sitios con alfalfa (*Medicago sativa*) para los que se obtuvieron series temporales de EVI. Las parcelas seleccionadas se ubicaron dentro de la cuenca estudiada en el Capítulo 3 y se tuvo la precaución de seleccionar parcelas con la vegetación de interés para el período analizado, para lo que se recurrió a fotografías aéreas obtenidas en 1962 e información de propietarios de campos. Se caracterizó el patrón estacional de EVI de las cinco parcelas de bosque semiárido y las cinco parcelas de agricultura para el período julio/2007 a junio/2010, y para las tres parcelas de alfalfa para los años julio/2004 a julio/2007. Se eligió ese período para bosque semiárido y agricultura ya que correspondió con las curvas de EVI más consistentes para todos los lotes analizados durante los diez años de registros de MODIS. En el caso de los lotes de alfalfa, se utilizaron las imágenes MODIS que coincidían con las fechas de cultivo de alfalfa para todos los lotes en estudio. La información de imágenes MODIS se obtuvo de la colección MOD13Q1 (Colección 5), que proviene del producto de la reflectancia de superficie diaria (serie MOD09), corregido por dispersión molecular, absorción del ozono y presencia de aerosoles. Este producto de EVI representa una composición de 16 días y un tamaño de píxel de 250 m, y se encuentra disponible en el Oak National Laboratory (<http://daac.ornl.gov/>).

La transpiración y evaporación potencial fueron determinadas a partir del producto entre la evapotranspiración potencial de referencia (ET_o) y el coeficiente basal de los cultivos (K_{cb}), y el coeficiente de evaporación (K_e), respectivamente (Allen et al. 1998). Los valores de K_{cb} fueron obtenidos escalando los valores de EVI

obtenidos de las imágenes MODIS con los valores mínimos y máximos de Kcb para ambientes semiáridos: 0.1 y 1.09, respectivamente, incluyendo información de altura, humedad y velocidad del viento (Allen et al. 1998) (Figura 5.1).

El valor medio anual (\pm DS) de Kcb para alfalfa fue 0.45 (\pm 0.2), levemente superior al determinado para bosque semiárido 0.43 (\pm 0.2). La agricultura, en cambio, presentó un valor medio inferior: 0.37 (\pm 0.3). La estacionalidad del EVI, y por consiguiente del Kcb, fue contrastante, con demandas mayores para la vegetación perenne (bosques y alfalfa) en otoño tardío, invierno y primavera (mayo-diciembre) y mayores para la vegetación anual (cultivos agrícolas) en el verano y otoño temprano (enero-abril) (Figura 5.1).

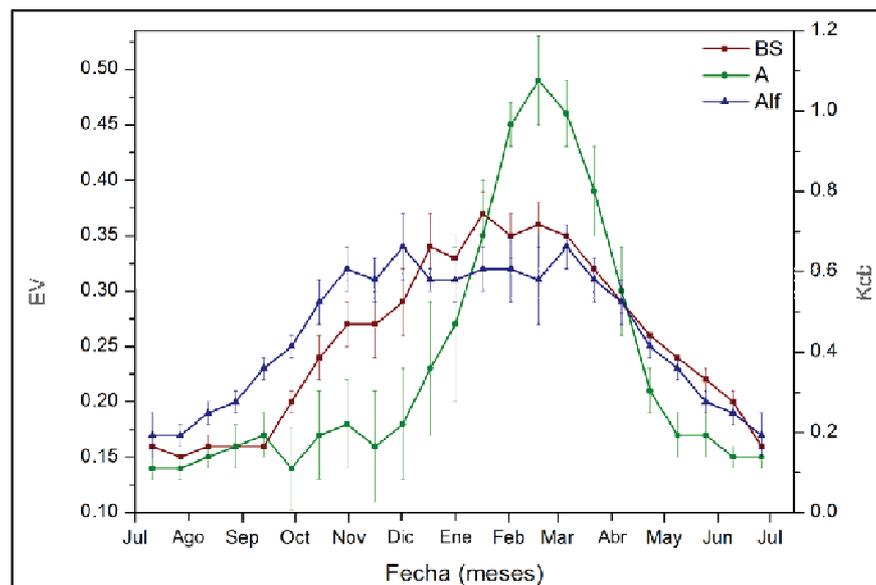


Figura 5.1. Dinámica estacional de EVI (percentil 50) y Kcb para diferentes coberturas de vegetación. Los valores de Kcb fueron obtenidos por escalado de los valores de EVI elaborados a partir de imágenes MODIS (período julio/2004 hasta junio/2010, según tipo de vegetación), con 0.1 y 1.09 como valores mínimo y máximo, respectivamente. Los valores de EVI se obtuvieron en lotes ocupados por bosque semiárido (BS, n=5), agricultura (A, n=5) y alfalfa (Alf, n=3). Las líneas verticales indican el error estándar.

Por otro lado, se estimó el componente de evaporación directa del suelo, K_e , a partir de información climatológica, de cobertura por vegetación y de retención de agua en el suelo, según lo sugerido por Allen et al. (1998). La información climatológica incluyó datos de velocidad del viento (a 2 metros) y humedad relativa registrados para Villa Mercedes (San Luis) por la Red de Estaciones Meteorológicas de la Universidad de la Punta de la Provincia de San Luis (REM, <http://www.clima.edu.ar/>). Para calcular la cobertura por vegetación se utilizó información del Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) obtenido de la serie MOD15A2 derivada de imágenes MODIS del Oak National Laboratory (<http://daac.ornl.gov/>) para los lotes estudiados y se aplicó la fórmula propuesta por

Carlson et al. (1995). Esta fórmula presenta un NDVI escalado (N^*) que se define como:

$$N^* = \frac{(NDVI - NDVI_0)}{(NDVI_S - NDVI_0)} \quad (5.4)$$

donde $NDVI_S$ es el valor de NDVI al 100% de cobertura de vegetación ($N^*= 1.0$) y $NDVI_0$ es el valor para suelo desnudo ($N^*= 0$).

Dadas las características foliares del bosque, de los cultivos y de la alfalfa en estos ambientes semiáridos, la intercepción directa de agua por los canopeos fue considerada despreciable. El escurrimiento superficial, ante las características de planicie sedimentaria de la cuenca y la textura mayormente franco arenosa, también se consideró despreciable.

Para los tres tipos de vegetación se definió una condición inferior de drenaje libre y se asumieron diferentes profundidades de raíces, siendo constantes para bosque semiárido (6 m de profundidad máxima) y alfalfa (3 m de profundidad máxima) y variables a lo largo del tiempo para el caso de los cultivos, con una tasa de crecimiento radical de 0.18 cm por grado centígrado de temperatura media de cada día, partiendo de 0.1 metros y alcanzando una profundidad máxima de 0.9 metros (Dardanelli et al. 2008; datos diarios de temperatura media correspondientes al período julio/2006-junio/2009 de la estación meteorológica del INTA en Villa Mercedes). Considerando esta tasa de crecimiento en cultivos, se obtuvo una marcha anual típica de la profundidad de raíces que se aplicó a lo largo de todo el período de simulación. La función de van Genuchten (1987) fue utilizada como modelo de absorción de agua por las raíces. Se eligió esta función ya que propone una alternativa para describir el intercambio de agua por las plantas en función del estrés generado por el potencial osmótico:

$$\alpha(h, h_\phi) = \frac{1}{1 + \left(\frac{h+h_\phi}{h_{50}}\right)^p} \quad (5.5)$$

en este caso h es el potencial hídrico, h_ϕ es la presión osmótica, p es una constante experimental (y se ha demostrado que es cercana a 3 cuando se aplica a datos que presentan estrés salino). El parámetro h_{50} representa el potencial al cual la tasa de extracción de agua es reducida en un 50% en condiciones de estrés nulo por presión osmótica (van Genuchten 1987, Šimůnek et al. 2008).

Se definieron como condiciones iniciales los contenidos de humedad más bajos registrados en los muestreos descritos en el Capítulo 2 y se corrió el modelo durante un período de 48 años (1962-2010) utilizando el registro de precipitaciones existente. Después de este primer período de simulación de 48 años, el potencial mátrico promedio de los perfiles de suelo para el 30 de junio de cada uno de los últimos 15 años de esa serie fue utilizada como condición inicial para una segunda simulación de otros 48 años sobre la cual se realizaron los análisis y comparaciones que aquí se presentan.

Las precipitaciones diarias fueron obtenidas del registro de la Estación Meteorológica de la EEA INTA, en la ciudad de Villa Mercedes, para el período comprendido entre julio de 1962 hasta junio de 2010. Se utilizaron valores de evaporación de tanque registrados en la misma estación, correspondientes al período julio/2006 a junio/2009. Esta información fue corregida por el coeficiente de tanque evaporímetro (0.7), según características de Tanque Tipo A (Allen et al. 1998), a fin de obtener valores de evapotranspiración de referencia (ET_o). ET_o junto con el valor de K_{cb}, específico para cada tipo de vegetación, se utilizaron para calcular la transpiración potencial, mientras que la evaporación potencial se obtuvo del producto entre K_e y ET_o, también para cada tipo de cobertura (Allen et al. 1998). La transpiración potencial y evaporación potencial fueron transformadas en valores reales o efectivos por el modelo, a partir de un factor de stress determinado por la humedad del suelo (Šimůnek et al. 2008).

El modelo fue validado con la información de recarga generada en el Capítulo 3 (Tabla 3.6) y en el trabajo de Kim (2011). Para la validación se utilizó sólo la información de recarga simulando situaciones reales de contenido de arena y precipitaciones (Casos Arena 1, Arena 2, Arena 3 y Arena 4, Tabla 5.1).

Los diferentes escenarios a modelizar consistieron en situaciones de aumento en las precipitaciones y aumento del contenido de arena en el perfil del suelo (Tabla 5.1). En cada caso se analizó la marcha anual del drenaje profundo y tasas de recarga para cada uno de los tipos de cobertura vegetal.

Tabla 5.1. Resumen de las simulaciones y tratamientos para cada uno de los usos del suelo: bosque semiárido, agricultura y alfalfa. Se presentan los valores promedio de lluvias (P) y los contenidos porcentuales de arena limo y arcilla en cada caso. Para las situaciones Arena 1, Arena 2, P+15% y P+30% el perfil de 6 m de suelo se dividió en 2 capas entre los 0 a 4 metros y de los 4 a 6 metros de profundidad.

Tratamiento	Prof.	Arena 1	Arena 2	Arena 3	Arena 4	P +15%	P +30%
Lluvia (mm/año)		~665	~665	~665	~665	~763	~863
Arena (%)	0-4 m	68	75	80	85	68	68
	4-6 m	74	79			74	74
Limo (%)	0-4 m	25	18	13	12	25	25
	4-6 m	17	14			17	17
Arcilla (%)	0-4 m	7	7	7	3	7	7
	4-6 m	9	7			9	9

Las texturas utilizadas incluyeron cuatro situaciones diferentes y contemplaron perfiles de 6 metros de profundidad (Tabla 5.1). La información de textura fue obtenida de los perfiles presentados en los Capítulos 2 y 3 para los casos Arena 1 y Arena 2; mientras que para las situaciones Arena 3 y Arena 4 se utilizaron

valores de arena descriptos para el sur de la provincia de San Luis en un estudio previo, en el que se describieron tasas de recarga a partir de mediciones de campo, aplicando los mismos métodos de esta tesis, para bosque semiárido y agricultura (Kim 2011)

Las diferentes situaciones de precipitaciones incluyeron los valores reales registrados en la estación meteorológica, con media de 665 mm/año, valores de precipitaciones con incrementos del 15%, media 763 mm/año (tratamiento P+15%) e incrementos del 30%, media 863 mm/año (tratamiento P+30%). Los incrementos se aplicaron a los datos diarios de precipitación, manteniéndose el número y distribución de eventos de lluvia constante (Tabla 5.1).

5.3. Resultados y Discusión

La modelización de los tres tipos de vegetación en ambientes con condiciones favorables para el desarrollo de agricultura de secano (situación Arena 1, Tabla 5.1), mostró una clara diferencia en los valores de drenaje profundo/recarga y evapotranspiración para los diferentes usos del suelo. La vegetación natural típica de bosque semiárido, presentó valores de recarga prácticamente nula. Algo similar sucedió en lotes con pasturas perennes, como es el caso de la alfalfa en este estudio. En los lotes agrícolas una leve disminución de la evapotranspiración causó la aparición de drenaje profundo y posiblemente recarga subterránea.

En las situaciones con bosque semiárido el drenaje profundo y/o recarga se mantuvieron en valores < 1 mm/año, evapotranspirando la totalidad de los aportes por la precipitación (Tabla 5.2), en coincidencia con lo descripto en los Capítulos 2 y 3, con una recarga despreciable (Figura 5.2a) y zonas vadosas amplias y secas. Para el caso de la pastura perenne, como la alfalfa, la situación fue similar a lo observado para el bosque, con muy bajas recargas y elevada evapotranspiración (Tabla 5.2). Esta condición puede relacionarse con lo descripto en el Capítulo 2, donde S3, un lote con cinco años de uso con alfalfa, mostró en los primeros metros del perfil valores de humedad de suelo notablemente bajos, y similares a los observados en su par de bosque semiárido. Las características de la alfalfa como pastura perenne y su capacidad de utilizar el agua en profundidad hacen que este tipo de vegetación genere disminuciones importantes en la humedad del suelo y la circulación vertical del agua en planicies semiáridas, en comparación con cultivos anuales (Carbon et al. 1982, Ward et al. 2002). Bajo agricultura de secano se encontró una recarga de 27 mm/año o un 5% de la precipitación anual (Tabla 5.2). Si bien se trata de un porcentaje relativamente bajo de las lluvias, un valor absoluto de drenaje de esa magnitud puede generar después de cierto tiempo importantes variaciones en la humedad del perfil, lavado de sales y llegada de agua a los acuíferos, como se describiera para los Capítulos 2 y 3, y para otras regiones del mundo (Cook et al. 1989, George et al. 1997, Leduc et al. 2001, Scanlon et al. 2005b, 2007a, Leblanc et al. 2008).

En el análisis de la trayectoria de 48 años de simulación y las situaciones puntuales en que se originó recarga bajo agricultura, se observaron en general valores constantes y relativamente bajos, en un rango entre los 8 y 20 mm/año. Sin embargo, para aquellos años donde la precipitación superó la media de 700 mm, se registraron picos de recarga de hasta 100 mm/año. La aparición de drenaje/recarga se relacionó con años especialmente húmedos, mostrando un retraso de uno o dos años (Figura

5.2a), excepto ante una sucesión de años húmedos, en los que la respuesta fue inmediata y alcanzó láminas mayores (e.g. período 2002-2010). El hecho de que las raíces de los cultivos no superen los ~2 metros de profundidad (Dardanelli et al. 2008) en las simulaciones, explica que el humedecimiento por debajo de ese nivel perdure en el tiempo y se requiera una menor cantidad de agua para generar su desplazamiento hacia la zona saturada, a diferencia de la situación de bosque semiárido simulado, donde el perfil de raíces alcanza los 6 m. Después de más de 40 años de simulación, no se volvieron a registrar los valores mínimos de recarga observados al inicio de la simulación, cercanos a los 10 mm/año, siendo el nuevo mínimo de 28 mm/año, un 36% más elevado que lo observado al inicio de la modelización (Figura 5.2a). Así, los cambios en el drenaje/recarga en ambientes semiáridos, si bien en el corto plazo constituyen porcentajes bajos de cambio en el balance hídrico general, en el largo plazo pueden ser significativos y generar modificaciones notables en la hidrología del suelo.

Tabla 5.2. Valores medios de recarga para cada uno de los tratamientos después de 48 años (1962-2010) de simulación en los diferentes usos del suelo: BS (bosque semiárido), A (agricultura) y Alf (alfalfa). También se muestra el porcentaje de lluvia (P) que resultó evapotranspirada (ET).

Tratam./Uso	Recarga (mm/año)			ET/P (%)		
	BS	A	Alf	BS	A	Alf
Arena 1	~0	27	~0	100	96	100
Arena 2	~0	31	3	100	95	100
Arena 3	~0	40	12	100	94	99
Arena 4	10	65	38	99	90	95
P+15%	6	63	20	100	92	99
P+30%	42	112	64	98	88	94

Lo descrito hasta el momento correspondió a la situación más común o el máximo contenido de arena donde se esperarían buenos resultados en la producción agrícola para la región en estudio. Pueden existir casos con mayor contenido de arena donde también se desarrolla agricultura de secano, con situaciones de hasta un 85% de contenido de arena en el suelo. Se realizaron simulaciones en suelos con porcentajes crecientes de arena para los tres tipos de vegetación analizadas hasta el momento. Por otro lado, para el caso de contenido de arena más común, de un 68%, también se realizaron simulaciones de incremento en las precipitaciones teniendo en cuenta la tendencia de aumento en los últimos 50 años (Tabla 5.1).

Para las situaciones con crecientes porcentajes de arena o de mayores precipitaciones, se mantuvo la tendencia de las diferencias observadas entre tipos de vegetación, detectándose, sin embargo, un aumento gradual de la recarga en agricultura, y umbrales de aparición distintos de la recarga bajo alfalfa (caso Arena 2) y bosque semiárido (caso Arena 4) (Tabla 5.2).

Cuando el bosque semiárido fue expuesto a suelos con 85% de arena (caso Arena 4) se alcanzó una recarga de 10 mm/año (sólo un 2% de las precipitaciones). En este caso, los escasos episodios de recarga tuvieron su inicio en 1980, luego de un año especialmente húmedo (año 1979: 900 mm). Aquí se alcanzó la máxima recarga registrada durante todo el período de simulación (126 mm/año). Luego de esta fecha, se recuperaron rápidamente los valores bajos de recarga, de < 1 mm/año (Figura 5.2d). En los años siguientes, cuando se superaron los 800 mm/año de precipitaciones se observaron nuevamente situaciones de recarga en el bosque, pero de menor magnitud.

En el caso de la alfalfa y los cambios en la textura del suelo, el drenaje/recarga aumentó levemente. En el caso Arena 2, se detectó una respuesta similar a lo observado para Arena 1, sin embargo se percibieron muy leves picos de recarga asociados a años húmedos, pero que no llegan a traducirse en valores altos de recarga para todo el período simulado (Tabla 5.2, Figura 5.2b). En la situación de Arena 3, la recarga sólo constituyó el 2%, sin embargo al pasar a la situación Arena 4, la recarga aumenta y alcanza ~38 mm/año (6% de las precipitaciones). En esta situación de valor máximo de contenido de arena, con precipitaciones anuales de 700 mm ya se generan los primeros picos de recarga, y se superan ampliamente los valores máximos de recarga observados en los casos de menor contenido de arena, llegando incluso a ~160 mm/año después del año 1979 (Figura 5.2a).

La presencia de agricultura en suelos que tienen texturas más gruesas (más de 75% de arena, situaciones Arena 2, 3 y 4) provocó mayores incrementos en la recarga, pasando a constituir el 12% de las precipitaciones anuales (65 mm/año, caso Arena 4 Tabla 5.2). Para la situación Arena 2, fueron pocos los años con recarga menor a 10 mm/año. Por otro lado, los picos de máxima recarga se asociaron a una sucesión de años húmedos, llegando a 114 mm/año en el año 2003 (Figura 5.2b). En la situación Arena 3, se observó la misma tendencia, con uno de los picos de recarga alcanzando 126 mm/año (año 1980, asociado al año húmedo 1979). El valor más alto de recarga se alcanzó en el año 2010 (129 mm/año, Figura 5.2c), luego de más de 3 años de elevados valores de precipitación media anual. Estos dos casos de contenido de arena en el suelo muestran cierta concordancia con las estimaciones realizadas para recarga en lotes agrícolas en los Capítulos 2 y 3 de este trabajo (Figura 5.4b). En la situación extrema de Arena 4, existieron varios picos de recarga de más de 100 mm/año, alcanzando un máximo en el año 2002, con 207 mm/año, asociado a años previos muy húmedos. En este caso aumentó también el valor mínimo de recarga registrado en los últimos 35 años de simulación, alcanzando los 18 mm/año (Figura 5.2d). Estudios previos de agricultura en suelos con más de un 80% de contenido de arenas, muestran una recarga estimada cercana a los 10 mm/año (Kim, 2011), y si bien el valor estimado a campo arroja un valor de recarga menor, se encuentra en el mismo orden de magnitud que el estimado por el modelo (65 mm/año, Tabla 5.2, Figura 5.4b).

Los distintos tipos de vegetación respondieron de forma diferencial al aumento en el contenido de arena. En el bosque semiárido, solo se registró recarga en el caso extremo de contenido de arena (Arena 4), tratándose de eventos esporádicos y en respuesta a años atípicamente húmedos. Una respuesta similar pudo observarse para el lote con alfalfa, que no experimentó recarga en los casos Arena 1 y 2, pero sí para los casos Arena 3 y 4. Cuando el lote de alfalfa se presentó sobre suelos con un 85% de arena (Arena 4) los momentos de recarga aumentaron su frecuencia, y

resultaron escasas las situaciones de recarga menores a 1 mm/año. Para agricultura, en todas las situaciones se registró recarga. Y en el caso de máximo contenido de arena (Arena 4), los picos máximos de recarga no fueron tan elevados como para bosque semiárido y alfalfa, pero los valores mínimos fueron notablemente mayores, mostrando situaciones de drenaje/recarga permanente, siempre por encima de los 20 mm/año, desde principios de los '80 (Tabla 5.2, Figura 5.2).

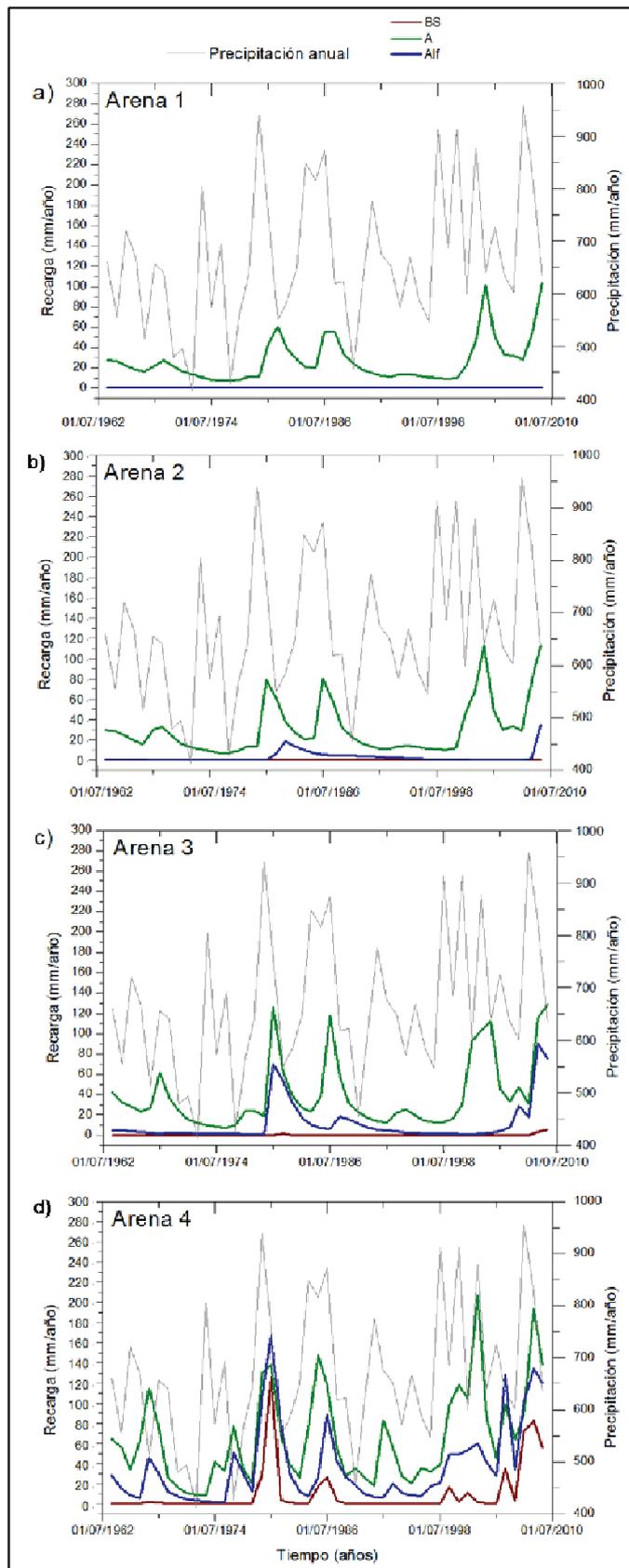


Figura 5.2. Simulaciones de recarga anual para los diferentes usos del suelo: BS (bosque semiárido), A (agricultura) y Alf (alfalfa) y con condiciones variables y crecientes de arena (Tabla 5.1): a) Arena 1, b) Arena 2, c) Arena 3 y d) Arena 4. Con

línea gris se muestra el registro de precipitación anual para el período de simulación, obtenidos por EEA INTA Villa Mercedes.

Cuando se modelizó la situación de incrementos en las precipitaciones, los cambios se volvieron mucho más notorios, dejando en evidencia la gran importancia de la vegetación a la hora de controlar la recarga. Si bien los datos de EVI y Kcb no fueron actualizados a los nuevos valores de humedad (se utilizaron los Kcb semiáridos calculados para las simulaciones descriptas anteriormente), el bosque semiárido continuó utilizando la mayor parte del agua que ingresó al suelo, sin generación de recarga en el caso P+15% (Figura 5.3a). Los períodos de mayor drenaje/recarga que se observaron en este caso se relacionaron con años muy húmedos, con precipitación media anual superior a los 800 mm/año. Durante años secos, se regresó a valores de recarga < 1 mm/año. Cuando aumentaron las precipitaciones un 30% (P+30%) el drenaje/recarga tomó mayor importancia bajo bosque semiárido, constituyendo el 5% de las precipitaciones (Tabla 5.2). Aquí, ante años especialmente húmedos (> 800 mm/año), las situaciones de recarga se incrementaron, con mayor acumulación de agua en el suelo y llevando a situaciones de picos de recarga de más de 200 mm/año, y que se repitieron en varias ocasiones a lo largo del período de simulación.

La alfalfa también utilizó agua activamente en el caso P+15%, con picos de recarga en las mismas fechas que en bosque semiárido, pero con valores más altos y con mayor tiempo requerido para regresar a los valores iniciales de recarga < 1 mm/año (Figura 5.3a). Ante un incremento del 30% de las precipitaciones, la evapotranspiración constituyó un 92% de las mismas. En este caso, alfalfa y bosque semiárido se comportaron de forma similar, alcanzando picos de recarga muy elevados, pero a diferencia de lo observado para bosque, bajo alfalfa no se regresó, al final del período simulado, a niveles de recarga < 1 mm/año (Figura 5.3b).

Para los lotes agrícolas, el incremento en la recarga fue notable, constituyendo el 9% y 14% de las precipitaciones para los casos P+15% y P+30%, respectivamente. En la situación P+15%, los picos de recarga se asociaron claramente a los años especialmente húmedos, con mínimos y máximos que se ubicaron entre 21 y 179 mm/año, siendo pocos los años que regresaban a valores mínimos de ~ 20 mm/año. En el caso extremo de un incremento del 30% en las precipitaciones, se alcanzó un solo pico de recarga que superó los 200 mm/año, a diferencia de lo observado para bosque semiárido y alfalfa, pero en este caso, los valores mínimos fueron más elevados, y se presentaron en pocas ocasiones durante la simulación (Figura 5.3a y b).

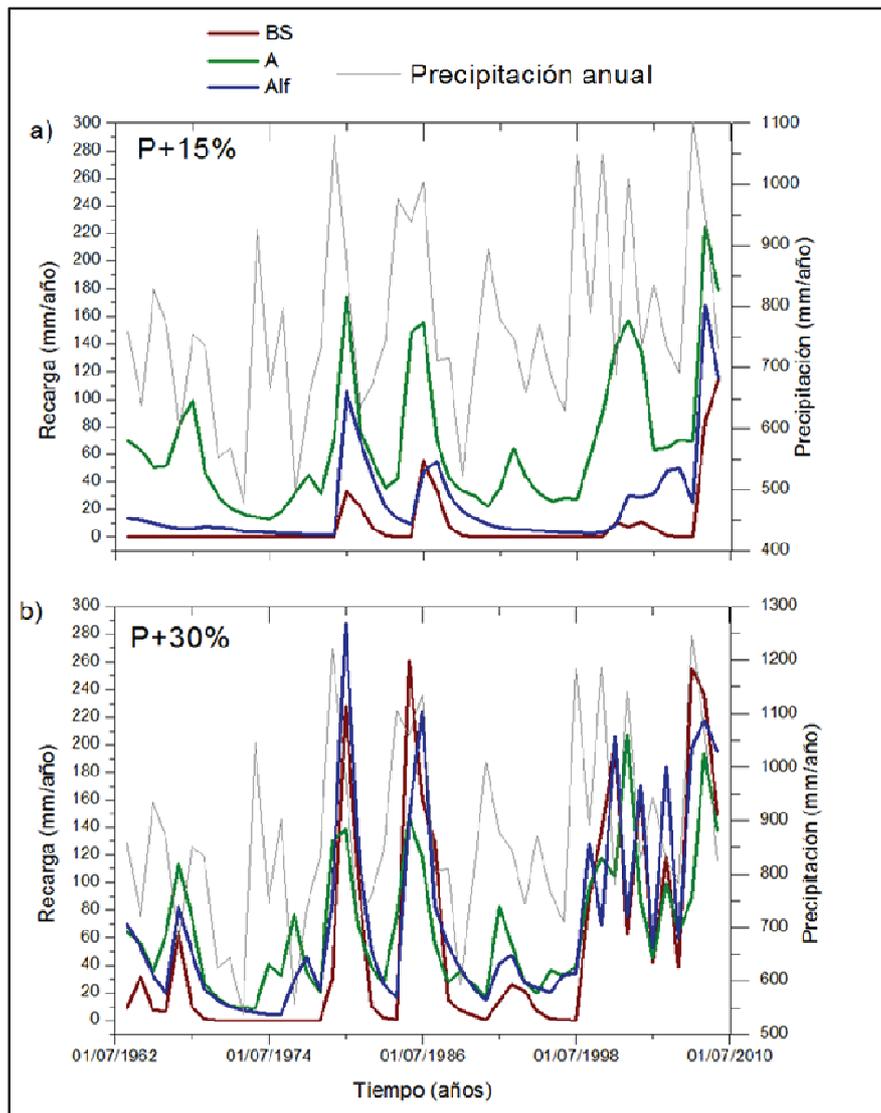


Figura 5.3. Recarga generada para los diferentes usos del suelo BS (bosque semiárido), A (agricultura) y Alf (alfalfa) tras la simulación con suelos de tipo textural Arena 1 (Tabla 5.1) y con un aumento de las precipitaciones del a) 15% (P+15%), y b) 30% (P+30%). Se muestra con línea gris la precipitación anual para el período en estudio.

En conclusión, se pudo observar que bosque semiárido y agricultura presentaron respuestas opuestas ante nuevas situaciones de excesos hídricos. En el bosque, se registraron picos claros de drenaje/recarga, pero luego se recuperaron rápidamente los valores mínimos (tanto para los casos P+15% y P+30%, Figura 5.3). En agricultura en cambio, se alcanzaron rápidamente valores máximos, y en pocas ocasiones se volvió a valores bajos de recarga, subiendo los valores mínimos a medida que se avanza en años de simulación. Para P+30%, agricultura no llegó a los picos de recarga mostrados por bosque semiárido, pero los mínimos que registró agricultura fueron notablemente más elevados, lo que sugiere que la humedad en el suelo se mantuvo de año a año e influyó positivamente en la generación de recarga de un año a otro.

5.3.1. Validación del Modelo

Las simulaciones de drenaje/recarga obtenidas con HYDRUS-1D fueron comparadas con las mediciones de campo basadas en perfiles de concentración de cloruros presentadas en el Capítulo 3, mostrando un buen acuerdo. Los datos en uno y otro caso, si bien tienen pequeñas diferencias en algunas situaciones de elevado contenido de arena, mantuvieron los mismos órdenes de magnitud (Figura 5.4). En el caso del bosque semiárido, con ambas aproximaciones la recarga fue prácticamente nula para las situaciones Arena 1, Arena 2, Arena 3 (Tabla 5.2); mientras que en la situación Arena 4, aparecieron bajos valores de recarga en ambos casos, aunque en la simulación con HYDRUS-1D, el valor fue un poco más elevado (debe notarse que sólo constituye el 2% del total de las precipitaciones, Figura 5.4a). En los lotes agrícolas, también existió clara concordancia entre los datos arrojados por uno y otro método para las situaciones de Arena 1 y Arena 2. Al incrementarse el contenido de arena, como en los casos Arena 3 y Arena 4, se observaron algunas diferencias en cuanto a la recarga estimada por cada uno de los métodos, aunque en ambos casos los valores son significativamente mayores a lo expresado para bosque semiárido (Figura 5.4b). Sin incluir estos datos (casos Arena 3 y Arena 4 para agricultura) se realizó un ajuste lineal entre la información obtenida en campo versus la obtenida por modelización, y se obtuvo una recta con $R^2 = 0.88$, dando un buen ajuste pero con una tendencia a sobreestimar la recarga (valores de modelo y de campo fueron (mm/año): 0-0.1, 0-0.2, 0-0.2 y 10-2.3 en bosque semiárido, y 27-8.7, 31-17.7 en agricultura).

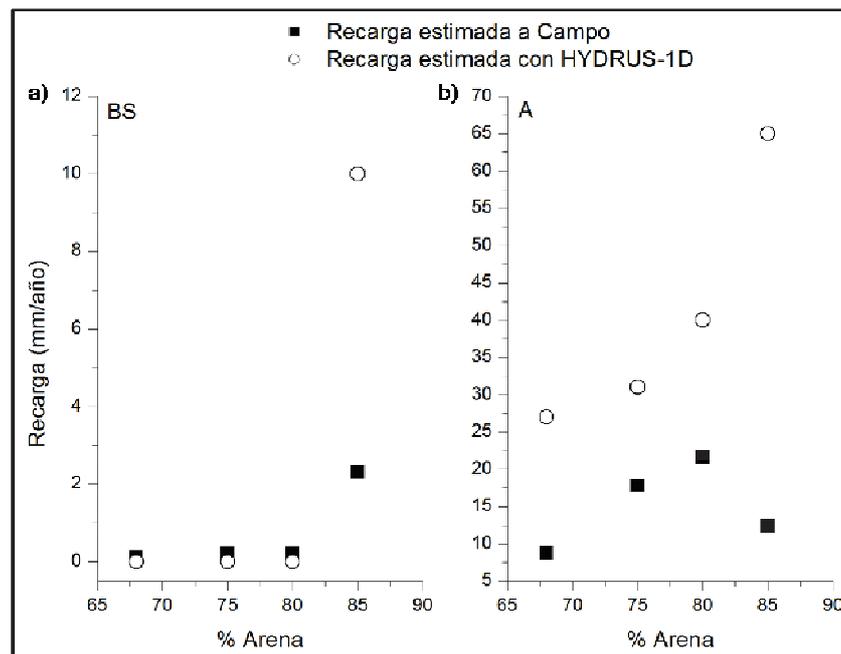


Figura 5.4. Comparación de las estimaciones de recarga mediante datos de campo (cuadros) y el modelo HYDRUS-1D (círculos) para a) bosque semiárido (BS) y b) agricultura (A).

Los resultados obtenidos mediante modelización arrojan información valiosa acerca de los controles del funcionamiento e hidrología de los ecosistemas semiáridos naturales y transformados. De una forma relativamente sencilla se pudo anticipar la

magnitud de las interacciones entre textura del suelo, precipitación y uso de la tierra sobre el proceso de recarga o drenaje profundo en planicies sedimentarias, reconociéndose la naturaleza fuertemente episódica de este flujo hídrico.

Esta herramienta puede contribuir a diseñar estrategias en el uso de la tierra para el corto, mediano y largo plazo que busquen minimizar los impactos hidrológicos. Algunas de las respuestas que aportan las simulaciones se relacionan con la comprensión acerca del funcionamiento de los diferentes sistemas vegetales y la movilización de agua y sales ante eventos de precipitación. El bosque semiárido natural se comporta sin dudas de la forma más estable en el tiempo, incluso ante diferentes situaciones de contenido de arena en el suelo e incremento en las precipitaciones. Conseguir sistemas agrícolas que mantengan un elevado porcentaje de vegetación semiárida natural adyacente, podría ser una de las formas de controlar el drenaje/recarga y limitarlo a pequeñas parcelas agrícolas. En suelos con contenidos bajos-medios de arena, la alfalfa puede comportarse de forma similar al bosque semiárido, con escasas situaciones de recarga (al menos durante un período de casi 50 años de simulación y uso continuo de esta pastura). Por ello, la alternancia de estas pasturas perennes con cultivos de secano, resulta también una estrategia útil cuando se busca disminuir situaciones de drenaje en ambientes semiáridos transformados y con intensa actividad agrícola, como se ha propuesto en trabajos previos que buscan la restauración de tierras afectadas por ascensos de los niveles freáticos (Farrington y Salama 1996, Hatton y Nulsen 1999, Pannel y Ewing 2006). En este caso se podría disminuir la humedad del suelo en capas más profundas, inaccesibles para un cultivo, y de esta forma reutilizar agua que puede encontrarse a capacidad de campo en zonas profundas de suelos ocupados por cultivos y que, ante el caso de un evento de lluvia especialmente intenso, pueda constituir drenaje profundo inicialmente y luego recarga de agua subterránea. Tener en cuenta estas estrategias de uso en ambientes con texturas de suelo levemente gruesas y con niveles freáticos poco profundos, resultan de gran valor a la hora de evitar situaciones dramáticas en el largo plazo, que tienen que ver con la aparición de recarga, lavado de sales de los perfiles vadosos y ascensos de los niveles freáticos con aguas salinizadas.

En el caso de estudio presentado en el Capítulo 3, la aplicación de alguna de estas estrategias podría desacelerar los ascensos del nivel freático en ciertos sectores de la cuenca. Ante eventos de lluvia especialmente abundantes, esta cuenca ha demostrado respuestas dramáticas, con remoción masiva de sedimentos, inundaciones, apertura de nuevos cauces y elevados caudales. Esta sucesión de eventos asociados a las precipitaciones, coinciden en gran medida con lo calculado mediante simulación, donde años especialmente húmedos, como los años 2007 y 2008, generan situaciones de drenaje y recarga abruptos bajo lotes agrícolas, provocando respuestas inmediatas y en los años subsiguientes (año 2010 no fue muy húmedo, sin embargo presentó un fuerte crecimiento de la densidad de drenaje de la cuenca, Figura 3.4a y b). Estos incrementos abruptos de la recarga podrían ser minimizados con la implantación de pasturas perennes durante algunos años, al menos en las zonas más altas de la cuenca donde las inundaciones y la salinización de los suelos aún no son tan evidentes en superficie. El pasaje de simulaciones simples y unidimensionales como las presentadas aquí a otras de naturaleza tridimensional aplicadas a toda la cuenca puede dar respuestas más claras sobre estas estrategias de manejo.

CAPÍTULO 6

Discusión general y Conclusiones

En el capítulo final se sintetizan y discuten los principales aportes generados a lo largo de este estudio. Se busca realizar un análisis integral de los resultados más valiosos aportados a lo largo de todo el trabajo y distinguir las estrategias de manejo que mejor se ajusten a las características de ambientes semiáridos agriculturizados.

A lo largo del estudio se analizaron diferentes situaciones de desmonte y uso agrícola, tanto casos recientes como antiguos, los cambios generados a nivel de stand y grandes transformaciones a nivel de cuenca, y finalmente se pusieron a prueba distintas metodologías y herramientas de estudio y de predicción de los efectos del uso del suelo en ambientes semiáridos.

6.1. Cambios de uso del suelo: estudio desde la ecohidrología

El rol de las relaciones agua-vegetación es de central interés en el campo de la ecohidrología, dado que las plantas ocupan un componente clave en el ciclo hidrológico. En ambientes con limitaciones hídricas, como son las regiones áridas y semiáridas, el crecimiento y mantenimiento de la vegetación está controlado por pulsos estocásticos de agua. Por su parte, la composición y estructura de las especies en estos ambientes afecta el flujo y circulación de agua en diferentes escalas espaciales y temporales (Asbjornsen et al. 2011). El avance de la agricultura sobre bosques típicos de ambientes semiáridos muestra importantes cambios no sólo en superficie, sino que también en el suelo profundo. Este proceso en tierras sudamericanas se ha expandido y ya se han descrito algunas situaciones aisladas de cambios en la hidrología (Nitsch 1995, Piovano et al. 2004, Jobbágy et al. 2008). Dadas las diferencias funcionales y estructurales que presentan los tipos de vegetación involucrados, es probable que esta clase de transformación condujera a cambios esenciales en el funcionamiento del ecosistema. Esta fue la base de estudio de la tesis, fijando como grandes objetivos abarcadores la caracterización de la dinámica de agua y sales en estos ambientes con diferentes tipos de cobertura vegetal, comprendiendo los procesos biológicos y físicos involucrados.

Este trabajo se focalizó en la movilización de agua y sales iniciada luego de varios años de uso agrícola, así como la respuesta del bosque semiárido a situaciones crecientes de contenido de arena y precipitaciones. Mediante diferentes aproximaciones y observaciones a distintas escalas fue posible obtener evidencias claras del mayor uso del agua que muestran los bosques semiáridos en comparación con los cultivos. El análisis desde la ecohidrología, prestando especial atención a cambios en el drenaje profundo y/o recarga subterránea, su evolución en el tiempo y su asociación con la movilización de sales, ha permitido reconocer las posibles consecuencias en el largo plazo del avance de la vegetación herbácea anual sobre planicies sedimentarias semiáridas. También fue posible discutir los efectos dramáticos generados en la región de estudio, asociados al avance de la agricultura, y compararlos con los descritos en otras partes del mundo con características e historias de uso similares.

6.2. Cambios en el balance hídrico y movilización de sales

A partir de los estudios a nivel de stand, con perfiles profundos de sales y agua acumuladas, se observa que en suelos agrícolas existe un cambio en el balance

hídrico asociado a movilización de sales, lo que se confirma luego con los estudios a nivel de paisaje y las evidencias a escala de cuenca.

La abundancia de cloruros y la escasa humedad del suelo por debajo de los 2-3 m de profundidad indicaron que las parcelas de bosques secos han mantenido un drenaje profundo nulo o muy bajo hasta el presente. Ello se ha mantenido así a pesar del incremento en las precipitaciones (30% más, Capítulo 2 y 3). También se pudo determinar mediante modelización que en estos ecosistemas, con raíces profundas y especies perennes como se presentan los bosques semiáridos, la recarga se mantiene cercana a cero, y la evapotranspiración alcanza valores similares a los de la precipitación (Tabla 5.2), comprobando lo propuesto en la primer hipótesis guía de esta tesis.

Por el contrario, los suelos bajo parcelas agrícolas carecían de sales en profundidad y se caracterizaban por una mayor humedad, que en algunos casos se acercaba a niveles de capacidad de campo. En esta oportunidad, quedó demostrada la segunda hipótesis guía de la tesis. A su vez, mediante técnicas de geoeléctrica fue posible determinar situaciones de “lavado” de sales en sedimentos bajo agricultura, que se vuelven más evidentes cuanto más antiguo es el uso agrícola sobre esos suelos (Figura 4.5 y 4.7a y b). Los cambios en el drenaje con la consiguiente aparición de recarga, observada en cultivos anuales con sistemas radicales poco profundos (≤ 2 m), también se corroboró mediante la utilización del modelo HYDRUS 1D. En este caso se comprobó que la recarga puede llegar a constituir al menos el 4% de las precipitaciones, provocando un cambio claro en comparación a lo observado para bosque semiárido, con una disminución en la evapotranspiración y efectos en el largo plazo para la humedad y movimiento de sales en los suelos (Capítulo 5).

A su vez, se describió el efecto del sobrepastoreo. La incidencia de este uso del suelo mostró escasos cambios sobre la recarga y lixiviado de sales, particularmente en comparación con los perfiles bajo agricultura. Las observaciones preliminares que surgen de este estudio sugieren que la presión continua a nivel de vegetación generada por el pastoreo a lo largo de un año no es tan importante sobre el movimiento de agua como sí lo genera el disturbio anual de todo el ecosistema asociado a los cultivos (Capítulo 2).

También se destacó el efecto de la textura de los suelos sobre la humedad y sales acumuladas, coincidente con lo propuesto por otros estudios (Kennett-Smith et al. 1994, Petheram et al. 2000). En el muestreo de suelos con texturas más gruesas se detectaron incrementos en la circulación de agua y sales bajo agricultura (Figura 2.3 y 2.4). Si bien en este trabajo no se muestrearon a campo gran número de sitios arenosos, lo observado mediante modelización coincide con lo descrito a nivel de stand en agricultura, con aumentos notables de la recarga a medida que sube el porcentaje de arenas en los sedimentos (Tabla 2.2 y Figura 5.2), respondiendo a lo propuesto en la tercer hipótesis guía de este trabajo. En el caso del bosque semiárido, la modelización permitió reconocer el efecto de la textura en la vegetación semiárida natural, y se detectaron cambios esporádicos en la recarga a partir de valores elevados de arena en suelo (más de un 80%) y asociados a eventos extremos de precipitación, siendo leve el efecto de la textura en la generación de recarga bajo bosques semiáridos (Tabla 5.2).

La modelización también permitió describir las respuestas de nuevas situaciones de cobertura vegetal, que se encuentran escasamente expandidas en la

actualidad en la región de estudio, como la pastura perenne *Medicago sativa*. Esta pastura tuvo un comportamiento similar a la del bosque semiárido, incorporando una alternativa para la explotación de los suelos, en alternancia con cultivos anuales, y que evitaría provocar cambios drásticos en el drenaje/recarga en el largo plazo (Carbon et al. 1982, Ward et al. 2002).

Según lo observado en las simulaciones, los momentos en los que ocurre drenaje se relacionan claramente con el tipo de cobertura y la sucesión de años húmedos. A su vez, como es de esperar, la presencia de arena facilita la generación de drenaje (Capítulo 5). Cuando las precipitaciones superan cierto umbral, la respuesta bajo un suelo agrícola es la generación de drenaje y humedecimiento de las capas más profundas del suelo. Luego de varios eventos grandes, resulta más fácil superar el umbral, volviéndose más probable la generación de drenaje profundo y/o recarga de agua subterránea. En los bosques semiáridos esto no sucede, manteniéndose un umbral constante, difícil de alcanzar y que en escasas ocasiones es superado, regresando rápidamente a valores de drenaje muy bajos. Se podría concluir, que este tipo de vegetación semiárida, dadas sus características, presenta capacidad de responder ante los excesos hídricos con incrementos en su productividad (Scanlon et al. 2005a), y así evitar escapes de agua hacia capas más profundas en forma de drenaje.

El análisis a nivel de cuenca muestra una nueva situación de lo que se ha descrito hasta ahora como “dryland salinity” (Capítulo 3). Las características del paisaje han generado algunas diferencias a lo citado para Australia. En la región estudiada, la acumulación de sales es un orden de magnitud menor que la registrada en algunos bosques semiáridos de Australia (Cook et al. 1989), lo que podría deberse a suelos locales más jóvenes (~9000 años) y que se encuentran más alejados del océano (menor deposición atmosférica). Otra diferencia del terreno que ha generado variaciones en la salinización de los suelos a como ocurrió en Australia tiene que ver con la topografía. En el sitio de estudio de esta Tesis, la leve pendiente regional y la existencia de niveles freáticos poco profundos en algunas zonas de la cuenca han facilitado los procesos de inundación y afloramiento de agua subterránea salada (Tabla 3.4 y Figura 3.5), pero el agua de inundación no permanece estancada en superficie, sino que circula hacia las áreas más bajas. Lo que es más importante aún, antes de que se produzcan inundaciones por ascensos freáticos, la ruptura del terreno y la formación de nuevos cursos de agua genera una nueva vía de evacuación de excesos hídricos. A pesar de estas diferencias entre el caso Australiano y el presentado aquí, las situaciones de contexto son claramente comparables y en el caso local es posible atribuir estos cambios dramáticos de movilización de agua y sales al establecimiento de la agricultura por largos períodos de tiempo.

Los cambios a nivel de cuenca suelen aumentar la complejidad de las respuestas hidrológicas, por lo que tener en cuenta algunos antecedentes permitiría comprender la magnitud de las transformaciones generadas por el avance agrícola en el Chaco y Espinal de Argentina y los cambios asociados luego de largos períodos de tiempo. Entre ellos se ha reportado el ascenso del nivel de la laguna de Mar Chiquita en Córdoba (5 m en 30 años desde los 70s). Esta laguna se abastece de una cuenca endorreica que abarca áreas del bosque chaqueño en Salta, Tucumán, Santiago del Estero y Córdoba, muchas de las cuales fueron deforestadas y ocupadas por agricultura de secano durante el último siglo (Piovano et al. 2004, Jobbágy et al. 2008). Otro ejemplo es el del Gran Chaco, donde informes aislados describen fuertes

ascensos de niveles freáticos y en ciertos casos salinización superficial para algunos de los primeros sectores de bosques que se reemplazaron por sistemas agrícolas (Fuentes Godó 1987, Nitsch 1995, Nitsch et al. 1998, Mitloehner y Koepp 2007, Jobbágy et al. 2008).

El incremento en las precipitaciones y las características texturales del suelo seguramente han favorecido a que estos procesos se vean acelerados, con cambios drásticos del paisaje en años, días o incluso horas. La exploración de situaciones especiales de contenidos de arena y eventos extremos en el modelo aplicado en el Capítulo 5, permitió determinar respuestas de circulación vertical de agua en el perfil de suelo, con importantes incrementos en la recarga bajo agricultura en suelos arenosos o años especialmente lluviosos. Con la modelización se pudieron detectar las situaciones de recarga bajo agricultura, que en la mayoría de los casos estaban asociadas a fechas con precipitaciones extremas. El incremento en las precipitaciones en la región parece haber generado un importante cambio en la humedad de los suelos y por consiguiente en las sales de los perfiles bajo agricultura, pero no así bajo perfiles de bosque semiárido, que mantuvieron valores muy bajos de recarga. Esto se relaciona con la cuarta hipótesis guía propuesta en esta tesis, y se comprueba que los suelos bajo agricultura son especialmente vulnerables a generar excesos hídricos en profundidad ante incrementos en las precipitaciones.

6.3. Herramientas y técnicas de estudio

Se analizaron diferentes herramientas que permitieron estudiar la generación de recarga y transporte de sales. Estas facilitaron la observación de los cambios a distintas escalas espaciales y temporales. A su vez, los datos aportados por cada una de las aproximaciones utilizadas mostraron coincidencias entre ellas, resaltando la fortaleza de los resultados obtenidos.

Las mediciones en campo y las estimaciones de recarga realizadas a partir de concentraciones de cloruros aportaron información a nivel de stand, donde las diferentes situaciones de textura y uso del suelo (bosque semiárido-años de desmonte y uso agrícola) permitieron determinar de forma directa los efectos de la cobertura vegetal sobre la hidrología subterránea. A su vez, el contenido de sales y el análisis de sedimentos facilitaron la comprensión de la historia climática y de acumulación en profundidad de agua y sales bajo el perfil analizado (Edmunds y Tyler 2002, Scanlon et al. 2005b).

La herramienta que utiliza las imágenes de resistividad en dos dimensiones, mostró concordancia con los datos obtenidos a nivel de stand, pero en este caso la información presentó continuidad espacial, al mismo tiempo que permitió determinar la evolución a lo largo del tiempo. Esta herramienta respondió tanto al contenido de agua acumulada como a la de sales, mostrando que el cambio en contenido de sales fue de mayor magnitud que los incrementos en la humedad. Las amplias zonas vadosas con gran acumulación de sales observadas bajo bosque semiárido y que aparecen claramente “lavadas” bajo agricultura, al menos en los primeros metros del perfil, fueron fácilmente descritas mediante esta herramienta (Capítulo 4). Sin embargo, se detectaron algunas debilidades de la técnica a la hora de diferenciar el efecto del agua vs. efecto de las sales en los valores finales de resistividad, por lo que

puede presentar complicaciones por subestimación o sobreestimación del contenido de sales.

La modelización, que brinda la posibilidad de recorrer variaciones a lo largo del tiempo y la respuesta ante cambios climáticos y de cobertura, permitió reconocer los momentos puntuales donde pudo generarse recarga. También facilitó la diferenciación del efecto de la textura y los efectos en el largo plazo del cambio en el uso del suelo. Esta herramienta de estudio brinda información valiosa que permite plantear distintos escenarios climáticos, edáficos y productivos, y así planificar diferentes usos del suelo, y evitar consecuencias dramáticas relacionadas con el avance de la agricultura en zonas semiáridas. La limitación que podría presentar esta técnica se relaciona con la necesidad de contar con información de base (datos climatológicos, características de la vegetación, historia de uso, características del suelo) que no siempre se encuentra fácilmente disponible, por lo que en algunas regiones de estudio se deberán realizar estudios previos de algunas variables para luego recién poder poner a prueba la aplicación de estos modelos.

La información que han aportado técnicas como la geoeléctrica o la modelización hidrológica en el estudio de la deforestación y el avance agrícola sobre ambientes semiáridos, y su efecto sobre la movilización de agua y sales en profundidad, resulta de gran utilidad y hasta cierto punto novedosa para estudios ecohidrológicos. Si bien existen algunos antecedentes de su uso para estudios en ecohidrología, son recientes o no se han aplicado en ambientes semiáridos (Jayawickreme et al. 2008, Jayawickreme et al. 2011, Nosetto et al. 2011). Por lo tanto, a pesar de que ambas técnicas ya han sido ampliamente utilizadas en otras líneas de investigación, su aplicación en este trabajo ha permitido dar información novedosa a diferentes escalas espaciales y temporales de lo que implica la aparición de drenaje profundo, recarga subterránea y “lavado” de sales en perfiles agriculturizados.

6.4. Propuestas para la planificación y el manejo de tierras agrícolas en ambientes semiáridos

A partir de los resultados obtenidos, se pueden identificar diferentes estrategias de uso del suelo que busquen minimizar los impactos negativos generados por el avance de la agricultura sobre la vegetación semiárida natural, maximizando al mismo tiempo los beneficios en la producción agrícola. A nivel de cuenca, es importante tener en cuenta las características específicas de la misma. Se deben considerar profundidades de los niveles freáticos, características del agua subterránea, cercanías a cauces permanentes o temporales de agua, topografía y posibles procesos de erosión superficial/subsuperficial. Es importante en estos casos evitar la deforestación en zonas bajas del terreno que puedan recibir excesos hídricos producto del aporte de zonas más altas, ya que se transformarían en zonas de recarga preferencial, pudiendo afectar su productividad por inundación o salinización. Generar paisajes mixtos que conserven parte de la vegetación de bosque natural, pastos perennes (tierras que podrían ser utilizadas para pastoreo) y cultivos anuales constituyen sistemas agrícolas altamente beneficiosos desde el punto de vista ecohidrológico y la productividad de las tierras en el largo plazo.

La reforestación de ambientes ya alterados y afectados no siempre aporta soluciones en el corto plazo, sin embargo en Australia es uno de los proyectos en camino para hacer frente al grave problema de inundación y salinización de suelos antiguamente productivos (Stirzaker et al. 1999). Posiblemente la reforestación asociada al cultivo de pasturas perennes por largos períodos de tiempo podría ser una respuesta en el mediano y largo plazo que permitiría revertir los graves efectos que genera el ascenso de niveles freáticos con aguas saladas. La alternancia de estas pasturas perennes con cultivos anuales de secano, resulta también una estrategia que podría ser útil cuando se busca disminuir situaciones de drenaje en ambientes semiáridos transformados y con intensa actividad agrícola, como se ha propuesto en trabajos previos que buscan la restauración de tierras afectadas por ascensos de los niveles freáticos (Farrington y Salama 1996, Hatton y Nulsen 1999, Pannel y Ewing 2006).

En el caso que la agricultura sustentada con riego avance irremediablemente sobre tierras semiáridas y áridas, es importante que para ello se utilicen las aguas subterráneas de ese mismo suelo, con el fin de evitar aportes “extra” de agua en el terreno y en el acuífero, acelerando los procesos de generación de drenaje y recarga aquí descritos (y por consiguiente de ascensos de los niveles freáticos). Ante la posibilidad de realizar riego, es importante valorar la calidad del agua profunda y evitar la movilización de aguas que presenten contenidos elevados de sales, ya que este proceso de riego por sí mismo provoca la movilización de sales de la zona no saturada (Scanlon et al. 2007a), por lo que aguas ya salinas provocarían una muy elevada salinización de los suelos involucrados, siendo mucho más dramático el efecto de la agricultura sobre estos terrenos.

6.5. Futuras líneas de investigación

Con este trabajo se han abierto nuevos interrogantes. En primer lugar, surge la necesidad de anticipar bajo qué contexto los cambios dramáticos observados en la cuenca de estudio (Capítulo 3) pueden repetirse en otras zonas. Para la cuenca estudiada, mantener un seguimiento continuo del caudal del cauce principal, en conjunto con mediciones de niveles freáticos cercanos, precipitaciones diarias y marcha de la vegetación semiárida y cultivos constituiría un gran paso que permitiría comprobar posibles relaciones entre precipitaciones-nivel freático-caudal-vegetación. También sería valioso complementar esta información con la de contenido de sales, ya que como se pudo ver en los primeros datos del Capítulo 3, hay concordancia en los contenidos de sales del agua del cauce del río y de las aguas de la napa.

Otro aspecto importante que debería ser analizado es el efecto del riego en los cultivos de estos ambientes. Existen antecedentes para las Planicies de Estados Unidos (Scanlon et al. 2007a), donde el riego con aguas subterráneas evitó los ascensos de los niveles freáticos, pero aumentó la salinidad de los suelos involucrados. La agricultura con riego se está expandiendo en ambientes semiáridos, incluso en zonas con elevado porcentaje de sales y niveles freáticos cercanos a superficie. Explorar las consecuencias del riego en estos ambientes en el comienzo mismo de estos procesos sería de gran importancia y permitiría proponer nuevas estrategias de uso del suelo en ambientes con aguas subterráneas de buena calidad. También se ha documentado en campos semiáridos del centro de Argentina, el uso de aguas de riego provenientes de otras fuentes de agua dulce (ríos, diques). Evaluar el

efecto en el largo plazo de estos ingresos extra de agua en el suelo sobre el drenaje y recarga, así como sobre la calidad del agua subterránea resulta urgente, a fin de evitar cambios drásticos en ambientes con rendimientos agrícolas muy altos y suelos altamente productivos.

Reconocer estrategias agrícolas de producción, asociadas a fechas de siembra, alternancia de cultivos anuales/perennes, usos de cultivos invernales y estivales, evitar períodos con suelo desnudo, podrían generar situaciones de uso agrícola con menor impacto sobre la hidrología de los suelos. El uso de modelos matemáticos aplicados especialmente para cultivos podría facilitar estos análisis y planificar años húmedos o años secos de uso del suelo, según las características propias de cada sitio y las intenciones productivas de los propietarios.

Finalmente, un estudio en mayor detalle el comportamiento de los suelos bajo pastos perennes, incluyendo además los pastizales naturales, resultaría un aporte interesante, dado que buena parte de la cobertura que se ha reemplazado por agricultura también incluye pasturas perennes y/o pastizales naturales. Existen escasos estudios previos (Kim 2011) que se centren en este tipo de cobertura en ambientes semiáridos, sin embargo son ecosistemas que se han mantenido en equilibrio durante muchos años, por lo que su estudio puede aportar nueva información de las características morfofisiológicas y fenológicas de este tipo de vegetación que le permiten utilizar la totalidad del agua que llega de las precipitaciones, evitando excesos hídricos en el suelo y que pudieran traducirse en drenaje/recarga y lavado de sales. El estudio de estas características, y poder asociarlas a las existentes en bosques semiáridos, podrían ser valiosas a la hora de planificar sistemas de producción para ambientes semiáridos que “copien” las características típicas de la vegetación natural y bajen el impacto negativo del uso del suelo sobre la hidrología subterránea.

Bibliografía

- Aitken, M.J. 1998. *An Introduction to Optical Dating: The dating of Quaternary Sediments by the use of Photon-Stimulated Luminescence*. Oxford University Press, NY, 267 pp.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. y Smith, M.D. 1998. *Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements*. FAO.
- Alley, W.M., Healy, R.W., LaBaugh, J.W. y Reilly, T.E. 2002. Flow and storage in groundwater systems. *Science*, 296: 1985–1990, doi:10.1126/science.1067123.
- Allison, L.E. y Moodie, C.D. 1965. Carbonate volumetric calcimeter method. Pp. 1389–1392 en Black, C.A. (ed.). *Methods of Analysis. Agron. Monogr.*, vol. 9, part 2. Soc. of Agronomy, Madison, Wis.
- Allison, G.B. y Hughes, M.W. 1978. The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unconfined aquifer. *Aust. J. Soil Res.*, 16: 181–195, doi:10.1071/SR9780181.
- Allison, G.B., Stone, W.J. y Hughes, M.W. 1985. Recharge in karst and dune elements of a semi-arid landscape as indicated by natural isotopes and chloride. *J. Hydrol.*, 76: 1–25.
- Allison, G.B., Cook, P.G., Barnett, S.R., Walker, G.R., Jolly, I.D. y Hughes, M.W. 1990. Land clearance and river salinisation in the western Murray Basin, Australia. *J. Hydrol.*, 119: 1–20, doi:10.1016/0022-1694(90)90030-2.
- Asbjornsen, H., Goldsmith, G.R., Alvarado-Barrientos, M.S., Rebel, K., Van Osch, F.P., Rietkerk, M., Chen, J., Gotsch, S., Tobón, C., Geissert, D.R., Gómez-Tagle, A., Vache, K. y Dawson, T.E. 2011. Ecohydrological advances and applications in plant-water relations research: a review. *Journal of Plant Ecology*, 4 (1-2): 3-22.
- Baez, S. y Collins, S.L. 2008. Shrub invasion decreases diversity and alters community stability in northern Chihuahuan Desert plant communities. *PLoS ONE*, 3, e2332, doi:10.1371.
- Baldi, G. y Jobbágy, E.G. 2011. Land use in the dry subtropics: Ecosystem structure and production across contrasting human contexts. *Journal of Arid Environments*, 76: 115-127.
- Barbeito, O., Beltramone, C., Ambrosino, S., Contreras, P., Quintana Salvat, F., Moya, G. y Barrera, F. 2009. *Informe de avance, Proyecto Estudio Geomorfológico De La Cuenca Del Morro, General Pedernera*. San Luis. Instituto Nacional del Agua. 56pp.
- Baron, J.S., Poff, N.L., Angermeier, P.L., Dahm, C.N., Gleick, P.H., Hairston Jr., N.G., Jackson, R.B., Johnston, C.A., Richter, B.D. y Steinman, A.D. 2002. Meeting ecological and societal needs for freshwater. *Ecol. Appl.*, 12: 1247–1260.
- Barros, V.R., Doyle, M.E. y Camilloni, I.A. 2008. Precipitation trends in southeastern South America: Relationship with ENSO phases and with low-level circulation. *Theor. Appl. Climatol.*, doi:10.1007/s00704-007-0329-x.

- Bocco, G. 1991. Gully erosion: processes and models. *Progress in Physical Geography*, 15 (4): 392-406.
- Bosch, J.M. y Hewlett, J.D. 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 55: 3-23.
- Brady, N.C. y Weil, R.R. 1996. *The Nature and Properties of Soils*, 11 edition. Macmillan Publishing Co., NY.
- Briggs, R.O. 1994. Effects of the earthquake on surface waters in Waddell Valley, en Rojstaczer, S. (ed.). *The Loma Prieta, California, earthquake of October 17, 1989-Hydrologic disturbances*. U. S. Geological Survey Professional Paper 1551-E, United States Government Printing Office, Washington.
- Brown, A.E., Zhang, L., McMahon, T.A., Western, A.W. y Vertessy, R.A. 2005. A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of Hydrology*, 310: 28-61.
- Bryan, R.B. y Jones, J.A.A. 1997. The significance of soil piping processes: inventory and prospect. *Geomorphology*, 20: 209-218.
- Cabrera, A.L. 1976. Regiones fitogeográficas de la República Argentina, en *Enciclopedia de Agricultura, Jardinería y Fruticultura*, vol. 2, 2nd ed., pp. 1-85, ACME S.A. C. I., Buenos Aires.
- Calder, I.R. 1998. Water use by forests, limits and controls. *Tree Physiology*, 18: 625-631.
- Calder, I.R., Hall, M.J. y Prasanna, K.T. 1993. Hydrological impact of Eucalyptus plantation in India. *J. Hydrol.*, 150: 635-648.
- Calder, I.R., Rosier, P.T.W., Prasanna, K.T. y Parameswarappa, S. 1997. Eucalyptus water use greater than rainfall input - a possible explanation from southern India. *Hydrology and Earth System Science*, 1: 249-256.
- Callow, J.N. y Smettem, K.R.J. 2007. Channel response to a new hydrological regime in southwestern Australia. *Geomorphology*: 84, 254-276.
- Canadell, J., Jackson, R.B., Ehleringer, J.R., Mooney, H.A., Sala, O.E. y Schulze, E.D. 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, 108: 583-595.
- Carbon, B.A., Roberts, F.J., Farrington, P. y Beresford, J.D. 1982. Deep drainage and water use of forests and pastures grown on deep sands in Mediterranean environment. *Journal of Hydrology*, 55: 53-64.
- Carlson, T.N., Capehart, W.J. y Gillies, R.R. 1995. A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration. *Remote Sens. Environ.*, 54: 161-167.
- Cisneros, J.M., Cantero, J.J. y Cantero, A. 1999. Vegetation, soil hydrophysical properties, and grazing relationships in saline-sodic soils of Central Argentina. *Canadian Journal of Soil Science*, 79: 399-409.
- Clarke, C.J., George, R.J., Bell, R.W. y Hatton, T.J. 2002. Dryland salinity in southwestern Australia: its origins, remedies, and future research directions. *Australian Journal of Soil Research*, 40: 93-113.

- Contreras, S., Jobbágy, E.G., Villagra, P.E., Nosetto, M.D. y Puigdefábregas, J. 2011. Remote sensing estimates of supplementary water consumption by arid ecosystems of central Argentina. *Journal of Hydrology*, 397: 10-22.
- Contreras, S, Santoni, C.S. y Jobbágy, E.G. 2012. Abrupt watercourse formation in a semiarid sedimentary landscape of central Argentina: the roles of forest clearing, rainfall variability and seismic activity. *Ecohydrology*, DOI: 10.1002/eco.1302.
- Cook, P.G., Walker, G.R. y Jolly, I.D. 1989. Spatial variability of groundwater recharge in a semiarid region. *J. Hydrol.*, 111: 195–212, doi:10.1016/0022-1694(89)90260-6.
- Cook, P.G. y Walker, G.R. 1990. The effect of soil type on groundwater recharge in the Mallee region, Rep. 28, Cent. for Groundwater Stud., Glen Osmond, South Aust., Australia.
- Curry R.R., Emery, B.A. y Kidwell, T.G. 1994. Sources and magnitudes of increased streamflow in the Santa Cruz mountains for the 1990 water year after the earthquake, en Rojstaczer, S. (ed.). *The Loma Prieta, California, earthquake of October 17, 1989-Hydrologic disturbances*. U. S. Geological Survey Professional Paper 1551-E, United States Government Printing Office, Washington.
- Dardanelli, J., Collino, D., Otegui, M.E. y Sadras, V.O. 2008. Bases funcionales para el manejo del agua en los sistemas de producción de los cultivos de grano. *Producción de Granos – Bases funcionales para su manejo*. Orientación Gráfica Editora, Buenos Aires, pp. 377–440.
- Diario La Nación. 2008. Rutas rotas en San Luis. http://www.lanacion.com.ar/nota.asp?nota_id=999459. Buenos Aires.
- Dussart, E., Lerner, P. y Peinetti, R. 1998. Long-term dynamics of two populations of *Prosopis caldenia* Burkart. *J. Range Manage.*, 51: 685–691, doi:10.2307/4003613.
- Eagleson, P.S. 2002. *Ecohydrology: Darwinian Expression of Vegetation Form and Function*, doi:10.1017/CBO9780511535680, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Eberbach, P.L. 2003. The eco-hydrology of partly cleared, native ecosystems in southern Australia: A review. *Plant Soil*, 257: 357–369, doi:10.1023/A:1027392703312.
- Echevarria, L.A. 2008. Informe sobre la cuenca de El Morro. CD Inédito.
- Echeverría, J.C. y Bertón, J.A. 2006. Temperatura del aire, en *Aptitud Forestal de la Provincia de San Luis*. Pp. 13-23 en Echeverría, J. C., Jobbágy, E. G., y Collado, A. D. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria San Luis, Argentina.
- Edmunds, W.M. 1999. Groundwater nitrate as a palaeoenvironmental indicator. Pp. 35–39 en Ármannsson, H. (ed.). *Geochemistry of the Earth's Surface*, Int. Assoc. of Geochem. and Cosmochem., Balkema, Rotterdam, Netherlands.
- Edmunds, W.M. y Gaye, C.B. 1994. Estimating spatial variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. *J. Hydrol.*, 156: 47–59, doi:10.1016/0022-1694(94)90070-1.
- Edmunds, W.M. y Tyler, S.W. 2002. Unsaturated zones as archives of past climates: toward a new proxy for continental regions. *Hydrogeology Journal*, 10: 216-228.

- El Diario de la República. 2008. Un nuevo río se abre camino en tierras villamercedinas y genera debates. <http://www.grupopayne.com.ar/archivo/08/0805/080505/14b-tapa.php>. San Luis.
- Elliot, E.T., Heil, J.W., Kelly, E.F. y Curtis Monger, H. 1999. Soil structural and other physical properties. Pp. 74–85 en Robertson, G. P. et al. (eds.). *Standard Soil Methods for Long-Term Ecological Research*. Oxford Univ. Press, New York.
- English, N.B., Weltzin, J.F., Fravolini, A., Thomas, L. y Williams, D.G. 2005. The influence of soil texture and vegetation on soil moisture under rainout shelters in a semi-desert grassland. *J. Arid Environ.*, 63: 324–343, doi:10.1016/j.jaridenv.2005.03.013.
- Farley, K.A., Jobbágy, E.G. y Jackson, R.B. 2005. Effects of afforestation on water yield: a global synthesis with implications for policy. *Global Change Biology*, 11: 1565-1576.
- Farley, K.A., Piñeiro, G., Palmer, S.M., Jobbágy, E.G. y Jackson, R. 2008. Stream acidification and base cation losses with grassland afforestation. *Water Resources Research*, 44, W00A03.
- Farrington, P. y Salama, R.B. 1996. Controlling dryland salinity by planting trees in the best hydrogeological setting. *Land Degradation and Development*, 7: 183-204.
- Faulkner, H. 2006. Piping Hazard on Collapsible and Dispersive Soils in Europe. En Boardman, J. y Poesen, J. (eds.). *Soil Erosion in Europe*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK. doi: 10.1002/0470859202.ch40.
- Favreau, G., Leduc, C., Marlin, C., Dray, M., Taupin, J.-D., Massault, M., Le Gal La Salle, C. y Babic, M. 2002. Estimate of recharge of a rising water table in semiarid Niger from ^3H and ^{14}C modeling. *Ground Water*, 40: 144–151, doi:10.1111/j.1745-6584.2002.tb02499.x.
- Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N. y Leduc, C. 2009. Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review. *Water Resour. Res.*, 45, W00A16, doi:10.1029/2007WR006785.
- Fernandez Illescas, C.P., Porporato, A., Laio, F. y Rodriguez-Iturbe, I. 2001. The ecohydrological role of soil texture in a water-limited ecosystem. *Water Resour. Res.*, 37: 2863–2872, doi:10.1029/2000WR000121.
- Forman, S.L., Tripaldi y A., Badger, T. 2011. Paleoenviromental and OSL studies of late Quaternary aeolian sand sheets and dunes of western Pampas of Argentina, South America. XVIII INQUA Congress, Abstract ID 2632, Bern, Switzerland.
- Forman, S. 1989. Applications and limitations of thermoluminescence to date quaternary sediments. *Quat. Int.*, 1: 47–59, doi:10.1016/1040-6182(89)90008-6.
- Fox G.A. y Wilson G.V. 2010. The role of subsurface flow in hillslope and stream bank erosion: A review. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 74: 717-733. DOI: 10.2136/sssaj2009.0319.
- Frankenberger, W.T., Tabaitabai, M.A., Adriano, D.C. y Doner, H.E. 1996. Bromine, chlorine and fluorine. Pp. 833–868 en Sparks, S.L. (ed.). *Methods of Soil Analysis Part 3*. Am. Soc. of Agron., Madison, Wis.

- Fuentes Godó, P. 1987. El control de las inundaciones en el Dominio Chaqueño de Cabrera, en *Inundaciones y manejo de cuencas*, Anexo 4. Pp. 119-125, Editorial CAIDA. Buenos Aires.
- Galván, M.J. y Collado, A.D. 2009. Escurrimientos hídricos superficiales en la Cuenca Hidrográfica de “El Morro”, provincia de San Luis. 1ª edición. Anguil. Estación Experimental Agropecuaria San Luis. Centro Regional La Pampa-San Luis. ISSN 0327-425X.
- Gaye, C.B. y Edmunds, W.M. 1996. Groundwater recharge estimation using chloride, stable isotopes and tritium profiles in the sands of northwestern Senegal. *Environmental Geology*, 27: 246-251.
- Gee, G.W. y Bauder, J.W. 1986. Particle-size analysis. Second edition. Pp 383–409 en Klute, A. (ed.). *Methods of soil analysis. Part 1—Physical and mineralogical methods*. Segunda edición. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, USA.
- George, R.J., McFarlane, D.J. y Nulsen, R.A. 1997. Salinity threatens the viability of agriculture and ecosystems in Western Australia. *Hydrogeol. J.*, 5: 6–21, doi:10.1007/s100400050103.
- George, R.J., Nulsen, R.A., Ferdowsian, R. y Raper, G.P. 1999. Interactions between trees and groundwaters in recharge and discharge areas – A survey of western Australian sites. *Agricultural Water Management*, 39: 91-113.
- Giulietti, J.D., Echeverría, J.C. y Collado, A.D. 2003. Condicionantes históricos en la desertificación en San Luis. Pp. 11-24 en Aguilera, M.O. y Panigatti, J.L. (eds). *Con las Metas Claras. Estación Experimental Agropecuaria San Luis: 40 Años a Favor del Desarrollo Sustentable*. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria San Luis, Argentina.
- Gordon, L.J., Peterson, G.D. y Bennett, E.M. 2008. Agricultural modifications of hydrological flows create ecological surprises. *Trends in Ecology and Evolution*, 23 (4): 211-219.
- Gore, J.A. 1996. Discharge Measurements and streamflow analysis. Pp. 59-61 en Hauer, F.R. y Lamberti, G.A. (eds.). *Methods in stream ecology*. Academic Press an imprint of Elsevier Science, San Diego California, USA.
- Grau, H.R., Aide, T.M. y Gasparri, N.I. 2005. Globalization and soybean expansion into semiarid ecosystems of Argentina. *Ambio*, 34: 265–266.
- Grau, H.R., Gasparri, N.I. y Aide, T.M. 2008. Balancing food production and nature conservation in the neotropical dry forests of northern Argentina. *Global Change Biol.*, 14: 985–997, doi:10.1111/j.1365-2486.2008.01554.x.
- Gregory, K.J. 1976. Drainage networks and climate. Chapter 10. En Derbyshire E. (ed.). *Geomorphology and Climate*. John Wiley, London.
- Guerschman, J.P., Van Dijk, A.I.J.M., Mattersdorf, G., Beringer, J., Hutley, L. B., Leuning, R., Pipunic, R.C. y Sherman, B.S. 2009. Scaling of potential evapotranspiration with MODIS data reproduces flux observations and catchment water balance observations across Australia. *Journal of Hydrology*, 369: 107-119.

- Harrington, G.A., Cook, P.G. y Herczeg, A.L. 2002. Spatial and temporal variability of ground water recharge in Central Australia: A tracer approach. *Ground Water*, 40: 518–527, doi:10.1111/j.1745-6584.2002.tb02536.x.
- Hatton, T.J., Salvucci, G.D. y Wu, H.I. 1997. Eagleson's optimality theory of an ecohydrological equilibrium: Quo vadis?. *Funct. Ecol.*, 11: 665–674, doi:10.1046/j.1365-2435.1997.00159.x.
- Hatton, T.J. y Nulsen, R.A. 1999. Towards achieving functional ecosystem mimicry with respect to water cycling in southern Australian agriculture. *Agrofor. Syst.*, 45: 203–214, doi:10.1023/A:1006215620243.
- 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 McCray, J.E. 2007. Modeling potential vadose-zone transport of nitrogen from onsite wastewater systems at the development scale. *Journal of Contaminant Hydrology*, 91: 184-201.
- Higgins, C.G. 1982. Drainage systems developed by sapping on Earth and Mars. *Geology*, 10: 147-152.
- Hillel, D. 1998. *Environmental Soil Physics*, 771 pp., Academic, San Diego, California.
- Horton, R.E. 1932. Drainage basin characteristics. *Am. Geophys. Union, Trans.* 13: 348-352.
- Horton, R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.* 56: 275-370.
- Huete, A.R. 2004. Remote sensing of soils and soil processes. Pp. 3-52 en Ustin, S. (ed.). *Remote Sensing for Natural Resources Management and Environmental Monitoring: Manual of Remote Sensing*. John Wiley & Sons, Inc.
- Huete, A., Didan, K., Miura, T., Rodriguez, E., Gao, X. y Ferreira, L. 2002. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetations indices. *Remote Sensing of Environment*, 83: 195-213.
- INDEC (Instituto Nacional de Estadísticas y Censos). 2002. *Censo Nacional Agropecuario del Año 2002 [CD-ROM]*, Buenos Aires.
- INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica). 2011. <http://www.inpres.gov.ar/seismology/historicos1.php>
- Iriondo, M.H. 1997. Models of deposition of loess and loessoids in the upper Quaternary of South America. *J. South Am. Earth Sci.*, 10: 71–79, doi:10.1016/S0895-9811(97)00006-0.
- Jackson, R.B. 1999. The importance of root distributions for hydrology, biogeochemistry and ecosystem functioning. Pp. 219-240 en Tenhunen, J.D., Kabat, P. y Wiley, J. (eds.). *Integrating Hydrology, Ecosystem Dynamics and Biogeochemistry in Complex Landscapes*. Hoboken, NJ.
- Jackson, R.B., Schenk, H.J., Jobbágy, E.G., Canadell, J., Colello, G.D., Dickinson, R.E., Dunne, T., Field, C.B., Friedlingstein, P., Heimann, M., Hibbard, K., Kicklighter, D.W., Kleidon, A., Neilson, R.P., Parton, W.J., Sala, O.E. y Sykes,

- M.T. 2000. Belowground consequences of vegetation change and their treatment in models. *Ecological Applications*, 10: 470-483.
- Jackson, R.B., Berthrong, S.T., Cook, C.W., Jobbágy, E.G. y McCulley, R.L. 2004. Comment on "A reservoir of nitrate beneath desert soils". *Science*, 304: 51, doi:10.1126/science.1094294.
- Jackson, R.B., Jobbágy, E.G., Avissar, R., Baidya Roy, S., Barrett, D., Cook, C.W., Farley, K.A., le Maitre, D.C., McCarl, B.A. y Murray, B. 2005. Trading water for carbon with biological carbon sequestration. *Science*, 310: 1944–1947.
- Jackson, T.J. 2002. Remote sensing of soil moisture: implications for groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10: 40-51.
- Jandl, R., Spögl, H., Šimunek, J. y Heng, L.K. 2002. Simulation of soil hydrology and establishment of a nitrogen budget of a mountain forest. *Environmental Science and Pollution Research International*, 2: 42-45.
- Jarvis, A., Reuter, H.I., Nelson, A. y Guevara, E. 2008. Hole-filled SRTM for the globe Version 4, available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database (<http://srtm.csi.cgiar.org>).
- Jayawickreme, D.H., Van Dam, R.L., Hyndman, D.W. 2008. Subsurface imaging of vegetation, climate, and rootzone moisture interactions. *Geophysical Research Letters*, 35: L18404.
- Jayawickreme, D.H., Santoni, C.S., Kim, J.H., Jobbágy, E.G. y Jackson, R.B. 2011. Changes in hydrology and salinity accompanying a century of agricultural conversion in Argentina. *Ecological Applications*, 21 (7): 2367-2379.
- Jobbágy, E.G. y Jackson, R.B. 2003. Patterns and mechanisms of soil acidification in the conversion of grasslands to forests. *Biogeochemistry*, 64: 205-229.
- Jobbágy, E.G., Noretto, M.D., Santoni, C.S. y Baldi, G. 2008. El desafío ecológico de las transiciones entre sistemas leñosos y herbáceos en la llanura Chaco-Pampeana. *Ecol. Austral*, 18(3): 305–322.
- Jobbágy, E.G., Noretto, M.D., Villagra, P.E. y Jackson, R.B. 2011. Water subsidies from mountains to deserts: their role in sustaining groundwater-fed oases in a sandy landscape. *Ecological Applications*, 21: 678–694. doi:10.1890/09-1427.1.
- Juri Ayub, J. 2009. Estudio Radioecológico en Suelos y Pastizales Naturales de San Luis, Argentina. Modelización y Evaluación del Impacto sobre el Ser Humano y el Ambiente. Tesis Doctoral, 118 pp. Universidad Nacional de Río Cuarto.
- Kassas, M. 1987. Seven paths to desertification. *Desertification Control Bulletin*, 15: 24-26.
- Kelliher, F.M., Leuning, R. y Schulze, E.D. 1993. Evaporation and canopy characteristics of coniferous forests and grasslands. *Oecologia*, 95:153-163.
- Kennett-Smith, A., Cook, P.G. y Walker, G.R. 1994. Factors affecting groundwater recharge following clearing in the south western Murray Basin. *J. Hydrol.*, 154: 85–105, doi:10.1016/0022-1694(94)90213-5.
- Kim, J.H. 2011. Trading carbon and water through vegetation shifts. Dissertation for the degree of Doctor of Philosophy in the University Program in Ecology in the Graduate School of Duke University, Carolina del Norte, USA.

- Köhne, J.M., Köhne, S. y Šimůnek, J. 2006. Multi-process herbicide transport in structured soil columns: Experiments and model analysis. *Journal of Contaminant Hydrology*, 85: 1-32.
- Laity J.E., y Malin M.C. 1985. Sapping processes and the development of theater-headed valley networks on the Colorado Plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 96: 203-217.
- Le Maitre, D.C., Scott, D.F. y Colvin, C. 1999. A review of information on interactions between vegetation and groundwater. *Water SA*, 25: 137-152, ISSN 0378-4738.
- Leaney, F.W. y Allison, G.B. 1986. Carbon-14 and stable isotope data for an area in the Murray Basin: Its use in estimating recharge. *J. Hydrol.*, 88: 129–145, doi:10.1016/0022-1694(86)90201-5.
- Leblanc, M.J., Favreau, G., Massuel, S., Tweed, S.O., Loireau, M. y Cappelaere, B. 2008. Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger. *Global Planetary Change*, 61: 135–150, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.08.011.
- Leduc, C., Favreau, G. y Schroeter, P. 2001. Long-term rise in a Sahelian water-table: The Continental Terminal in south-west Niger. *J. Hydrol.*, 243: 43–54, doi:10.1016/S0022-1694(00)00403-0.
- Lesmes, D.P. y Friedman, S.P. 2005. Relationships between the electrical and hydrogeological properties of rocks and soils. Pp. 87–128 en Rubin, Y. y Hubbard, S.S. (eds.). *Hydrogeophysics*. Springer, Dordrecht, Netherlands.
- Lewis, J.P., Noetinger, S., Prado, D.E. y Barberis, I.M. 2009. Woody vegetation structure and composition of the last relicts of Espinal vegetation in subtropical Argentina. *Biodiversity and Conservation*, 18: 3615–3628.
- Loke, M.H. 2000. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: A practical guide to 2-D and 3-D surveys, (<http://www.terrajp.co.jp/lokenote.pdf>)
- Loke, M.H. 2009. Manual for RES2DINV, (<http://www.geoelectrical.com/downloads.pdf>).
- Manga, M. 2001. Origin of postseismic streamflow changes inferred from baseflow recession and magnitude-distance relations. *Geophysical Research Letters*, 28 (10): 2133-2136.
- Manga, M., Brodsky, E.E. y Boone, M. 2003. Response of streamflow to multiple earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 30 (5): 1214 doi:10.1029/2002GL016618.
- Marban, L. y Ratto, S.E. 2005. Métodos de extracción y determinación de nitratos en suelo (II). Pp. 49–52 en Marbán, L. y Ratto, S.E. (eds.). *Tecnologías en Análisis de Suelos: Alcance a Laboratorios Agropecuarios*. Asoc. Argent. de la Cienc. del Suelo, Buenos Aires.
- Markgraf, V. 1989. Paleoclimate in central and South America since 18,000 BP based on pollen and lake level records. *Quat. Sci. Rev.*, 8: 1–24, doi:10.1016/0277-3791(89)90018-8.

- Menéndez, J.L. y La Rocca, S.M. 2007a. Primer Inventario Nacional de Bosques Nativos, Segunda etapa, Inventario de campo de la Región del Espinal Distritos Caldén y Ñandubay. Informe Regional Espinal Segunda Etapa. Proyecto Bosques Nativos y Áreas Protegidas BIRF 4085-AR 1998-2001. Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación-Jefatura de Gabinete de Ministros. República Argentina.
- Menéndez, J.L. y La Rocca, S.M. 2007b. Estado de Conservación del Distrito del Caldén, Anexo al Informe Regional. Segunda etapa del Primer Inventario Nacional de Bosques Nativos. Inventario de campo de la región del Espinal. Formaciones de Caldén y Ñandubay. Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación-Jefatura de Gabinete de Ministros. República Argentina.
- Mermoud, A., Tamini, T.D. y Yacouba, H. 2005. Impacts of different irrigation schedules on the water balance components of an onion crop in a semiarid zone. *Agricultural Water Management*, 77: 282-295.
- Millenium Ecosystem Assessment. 2005. Ecosystems and human well-being: Desertification Synthesis. World Resources Institute, Washington, D. C.
- Mitloehner, R. y Koepp, R. 2007. Bioindicator capacity of trees towards dryland salinity. *Trees*, 21: 411-419.
- MODIS Land Subsets. 2010. Oak Ridge National Laboratory DAAC (http://daac.ornl.gov/cgi-bin/MODIS/GLBVIZ_1_Glb/modis_subset_order_global_col5.pl).
- Montgomery, D.R. y Manga, M. 2003. Streamflow and water well responses to earthquakes. *Science*, 300: 2047-2049.
- Návar, J. y Synnott, T.J. 2000. Surface, soil erosion, and land use in Northeastern Mexico. *Terra* 18 (3): 247-253.
- Nitsch, M. 1995. El desmonte en el chaco central del Paraguay: Influencia sobre el agua subterránea y la salinización de los suelos. Trabajo presentado en el 2º Simposio Sobre Aguas Subterráneas y Perforación de Pozos en el Paraguay, Dep. de Abastecimiento de Agua para el Chaco-Paraguay, San Lorenzo, Paraguay.
- Nitsch, M., Hoffmann, R., Utermann, J. y Portillo, L. 1998. Soil salinization in the central Chaco of Paraguay: A consequence of logging. *Adv. Geoecol.*, 3: 495–502.
- NLWRA (National Land and Water Resources Audit). 2001. National Land and Water Resources Audit Australian dryland salinity assessment 2000: Extent, impacts, processes, monitoring and management options, 771 pp., Canberra.
- Nosetto, M.D., Jobbágy, E.G. y Paruelo, J.M. 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.
- Nosetto, M.D., Jobbágy, E.G., Toth, T. y Jackson, R.B. 2008. Regional patterns and controls of ecosystem salinization with grassland afforestation along a rainfall gradient. *Global Biogeochemical Cycles*, 22, GB2015, doi:10.1029/2007GB003000.

- Nosetto, M.D., Jobbágy, E.G., Brizuela, A.B. y Jackson, R.B. 2011. The hydrologic consequences of land cover change in central Argentina, *Agriculture, Ecosystems and Environment*, doi: 10.1016/j.agee.2011.01.008.
- Noy Meir, I. 1973. Desert ecosystems: environment and producers. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 4: 25-51.
- Pang, L. y Šimunek, J. 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.
- Pannel, D.J. y Ewing, M.A. 2006. Managing secondary dryland salinity: options and challenges. *Agricultural Water Management*, 80: 41-56.
- Paruelo, J.M., Guerschman, J.P. y Verón, S.R. 2005. Expansión agrícola y cambios en el uso del suelo. *Ciencia Hoy*, 15: 14–23.
- Perucca, L. y Bastias, H. 2005. El Terremoto Argentino de 1894: Fenómenos de licuefacción asociados a sismos, INSUGEO, Serie Correlación Geológica, 19, 55-70. ISBN 1514-4186, ISSN on-line 1666-9479.
- Perucca, L.P. y Moreiras, S.M. 2010. Chapter 14: Seismic and volcanic hazards in Argentina, en *Developments in Earth Surface Processes*, Volume 13, Elsevier. ISSN 0928-22025, DOI 10.1016/S0928-2025(08)10014-1.
- Petheram, C., Zhang, L., Walker, G. y Grayson, R. 2000. Towards a framework for predicting impacts of land-use on recharge: A review of recharge studies in Australia, Tech. Rep. 28/00, CSIRO Land and Water, Melbourne, Canberra, ACT, Australia.
- Phillips, F.M. 1994. Environmental tracers for water movement in desert soils of the American Southwest. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59:15-24.
- Pierce, L.L., Walker, J., Dowling, T.I., McVicar, T.R., Hatton, T.J., Running, S.W. y Coughlan, J.C. 1993. Ecohydrological changes in the Murray-Darling basin. III. A simulation of regional hydrological changes. *Journal of Applied Ecology*, 30: 283-294.
- Piñeiro, G., Jobbágy, E.G., Jackson, R.B., Santoni, C.S., Portela, S.I. y Di Bella, C. 2007. RP-RainNet: The Rio de la Plata atmospheric deposition network. Set up and preliminary results. *Eos Trans. AGU*, 88(23), Jt. Assem. Suppl., Abstract B33A-07.
- Piovano, E.L., Ariztegui, D., Bernasconi, S.M. y McKenzie, J.A. 2004. Stable isotopic record of hydrological changes in subtropical Laguna Mar Chiquita (Argentina) over the last 230 years. *Holocene*, 14: 525–535, doi:10.1191/0959683604h1729rp.
- PNUMA (Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente). 2003. GEO América Latina y el Caribe. Perspectivas del medio ambiente, Of. Reg. para Am. Lat. y el Caribe, Mexico City.
- Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G. y Valentin, C. 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena*, 50: 91-133.
- Portela, S.I., Andriulo, A.E., Sasal, M.C., Mary, B. y Jobbágy, E.G. 2006. Fertilizer vs. organic matter contributions to nitrogen leaching in cropping systems of the Pampas: 15N application in field lysimeters. *Plant Soil*, 289: 265–277, doi:10.1007/s11104-006-9134-z.

- Postel, S.L., Daily, G.C. y Ehrlich, P.R. 1996. Human appropriation of renewable fresh water. *Science*, 271: 785–788, doi:10.1126/science.271.5250.785.
- Prieto, A.R. 1996. Late Quaternary vegetational and climatic changes in the Pampa grassland of Argentina. *Quaternary Research*, 45: 73-88.
- Prose, D.V., Metzger, S.K. y Wilshire, H.G. 1987. Effects of substrate disturbance on secondary plant succession: Mojave Desert, California. *J. Appl. Ecol.*, 24: 305–313, doi:10.2307/2403806.
- Proyecto de Recursos Hidrológicos Subterráneos de la Provincia de San Luis. 2002. Evaluación de las posibilidades físicas y económicas de riego con aguas subterráneas en la provincia de San Luis: Hidrología de la zona central. En Lunter, S. M. (ed.). *Los Recursos Hidrológicos Subterráneos de la Provincia de San Luis. Un Proyecto de Cooperación Técnica Argentino-Australiano*, Mapa 1. Bureau of Rural Science Agriculture, Fish and Forest in Australia, San Luis, Argentina.
- Rambal, S. 1995. From daily transpiration to seasonal water balance: An optimal use of water? Pp. 37–51 en Roy, J., Aronson, J. y di Castri, F. (eds.). *Time Scales of Biological Responses to Water Constraints*. SPB Acad., Amsterdam.
- Ravi, S., Breshears, D.D., Huxman, T.E. y D’Odorico, P. 2010. Land degradation in dryland: interactions among hydrologic-aeolian erosion and vegetation dynamics. *Geomorphology* 116: 236-245.
- Rengasamy, P. 2006. World salinization with emphasis on Australia. *Journal of Experimental Botany*, 57 (5): 1017-1023.
- Rhoades, J.D., Kaddah, M.T., Halvorson, A.D. y Prather, R.J. 1977. Establishing soil electrical conductivity-salinity calibrations using four-electrode cells containing undisturbed soil cores. *Soil Science*, 123 (3): 137-141.
- Rhoades, J.D., Lesch, S.M., Shouse, P.J. y Alves, W.J. 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.
- Robinson, D.A., Binley, A., Crook, N., Day Lewis, F.D., Ferré, T.P.A., Grauch, V.J.S., Knight, R., Knoll, M., Lakshmi, V., Miller, R., Nyquist, J., Pellerin, L., Singha, K. y Slater, L. 2008. Advancing process-based watershed hydrological research using near-surface geophysics: a vision for, and review of, electrical and magnetic geophysical methods. *Hydrological Processes*, 22: 3604–3635.
- Robock, A., Vinnikov, K.Y., Srinivasan, G., Entin, J.K., Hollinger, S.E., Speranskaya, N.A., Liu, S.X. y Namkhai, A. 2000. The global soil moisture data bank. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 81: 1281-1299.
- Rodriguez-Iturbe, I. 2000. Ecohydrology: A hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics. *Water Resour. Res.*, 36: 3-9.
- Rojstaczer, S. y Wolf, S. 1994. Hydrologic changes associated with the earthquake in the San Lorenzo and Pescadero drainage basins. En Rojstaczer, S (ed.). *The Loma Prieta, California, earthquake of October 17,1989-Hydrologic disturbances*. U. S. Geological Survey Professional Paper 1551-E, United States Government Printing Office, Washington.

- Ruprecht, J.K. y Schofield, N.J. 1989. Analysis of streamflow generation following deforestation in southwest Western Australia. *Journal of Hydrology*, 105: 1-17.
- Rushton, K.R., Eilers, H.M. y Carter, R.C. 2006. Improved soil moisture balance methodology for recharge estimation. *J. Hydrol.*, 318: 379-399.
- Safriel, U. y Adeel, Z. 2008. Development paths of drylands: thresholds and sustainability. *Sustainability Science*, 3: 117-123.
- Sahin, V. y Hall, M.J. 1996. The effects of afforestation and deforestation on water yields. *Journal of Hydrology*, 178: 293-309.
- Sala, O.E., Parton, W.J., Joyce, L.A. y Lauenroth, W.K. 1988. Primary production of the central grassland region of the United States. *Ecology*, 69: 40-45.
- Salama, R.A., Farrington, P., Bartle, G.A. y Watson, G.D. 1993. Salinity trends in the wheatbelt of Western Australia: Results of water and salt balance studies from Cuballing catchment. *J. Hydrol.*, 145: 41-63, doi:10.1016/0022-1694(93)90219-Y.
- Salama, R.B., Otto, C.J. y Fitzpatrick, R.W. 1999. Contributions of groundwater conditions to soil and water salinization. *Hydrogeology Journal*, 7: 46-64.
- Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A. y Richard, G. 2005. Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil and Tillage Research*, 83: 173-193.
- Sánchez, M.L. y Blasarín, M.T. 1987. Depósitos eólicos cuaternarios de la zona de cuatro vientos. Dto. de Río Cuarto, provincia de Córdoba, República Argentina. X Congreso Geológico Argentino. Actas 3, 293-296. San Miguel de Tucumán.
- Santoni, C.S., Jobbágy, E., Lobell, D., Risio Allione, L. y Galván, M. 2009. The imprint of land use on water and salt dynamics in the semiarid plains of Argentina, AGU Fall Meeting 14-18 December, San Francisco, California, USA.
- Santoni, C.S., Jobbágy, E.G. y Contreras, S. 2010. Vadose zone transport in dry forests of central Argentina: role of land use. *Water Resour. Res.*, 46, W10541, doi:10.1029/2009WR008784.
- Sapanov, M.K. 2000. Water uptake by trees on different soils in the Northern Caspian region. *Eurasian Soil Science*, 33: 1157-1165.
- Saxton, K.E. y Rawls, W.J. 2006. Soil water characteristics estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 70: 1569-1578, doi:10.2136/sssaj2005.0117.
- Scanlon, B.R., Levitt, D.G., Reedy, R.C., Keese, K.E. y Sully, M.J. 2005a. Ecological controls on water-cycle response to climate variability in deserts. *PNAS*, 102 (17): 6033-6038.
- Scanlon, B.R., Reedy, R.C., Stonestrom, D.A., Prudic, D.E. y Dennehy, K.F. 2005b. Impact of land use and land cover change on groundwater recharge and quality in the southwestern US. *Global Change Biol.*, 11: 1577-1593, doi:10.1111/j.1365-2486.2005.01026.x.
- Scanlon, B.R., Keese, K.E., Flint, A.L., Flint, L.E., Gaye, C.B., Edmunds, W.M. y Simmers, I. 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrol. Processes*, 20: 3335-3370, doi:10.1002/hyp.6335.

- Scanlon, B.R., Jolly, I., Sophocleous, M. y Zhang, L. 2007a. Global impacts of conversions from natural to agricultural ecosystems on water resources: Quantity versus quality. *Water Resour. Res.*, 43, W03437, doi:10.1029/2006WR005486.
- Scanlon, B.R., Reedy, R.C. y Tachovsky, J.A. 2007b. Semiarid unsaturated zone chloride profiles: Archives of past land use change impacts on water resources in the southern High Plains, United States. *Water Resour. Res.*, 43, W06423, doi:10.1029/2006WR005769.
- Scanlon, B.R., Reedy, R.C., Baumhardt, R.L. y Strassberg, G. 2008. Impact of deep plowing on groundwater recharge in a semiarid region: Case study, High Plains, Texas. *Water Resour. Res.*, 44, W00A10, doi:10.1029/2008WR006991.
- Scanlon, B.R., Stonestrom, D.A., Reedy, R.C., Leaney, F.W., Gates, J. y Cresswell, R.G. 2009. Inventories and mobilization of unsaturated zone sulfate, fluoride, and chloride related to land use change in semiarid regions, southwestern United States and Australia. *Water Resour. Res.*, 45, W00A18, doi:10.1029/2008WR006963.
- Schaap, M.G., Leij, F.J. y van Genuchten, M.Th. 2001. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, 251: 163-176.
- Schenk, H.J. y Jackson, R.B. 2002. The global biogeography of roots. *Ecol. Monogr.*, 72: 311–328, doi:10.1890/0012-9615(2002)072[0311:TGBOR]2.0.CO;2.
- Schlesinger, W.H. 1997. *Biogeochemistry. An analysis of global change.* Academic Press.
- Schofield, N.J. 1992. Tree-planting for dryland salinity control in Australia. *Agroforestry Systems*, 20: 1-23.
- Schofield, R., Thomas, D.S.G. y Kirby, M.J. 2001. Causal processes of soil salinization in Tunisia, Spain and Hungary. *Land Degradation & Development*, 12: 163-181.
- Scott, C.A., Bastiaanssen, W.G.M. y Ahmad, M.U.D. 2003. Mapping root zone soil moisture using remotely sensed optical imagery. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 129: 326-335.
- Seneviratne, S.I., Luthi, D., Litschi, M. y Schar, C. 2006. Land atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443: 205-209.
- Seyfried, M.S., Schwinning, S., Walvoord, M.A., Pockman, W.T., Newman, B.D., Jackson, R.B. y Phillips, F.M. 2005. Ecohydrological control of deep drainage in arid and semiarid regions. *Ecology*, 86: 277–287, doi:10.1890/03-0568.
- Sharma, H.S. 1987. *Tropical geomorphology: a morphogenetic study of Rajasthan.* En Naurag Rag (ed.). New Gian Offset Printers, New Delhi, India.
- Shea, P.F. y Luthin, J.N. 1961. An investigation of the use of the fourelectrode probe for measuring soil salinity in situ. *Soil Sci.*, 92: 331–339.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M. y van Genuchten, M. Th. 2008. *The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media. Version 4.08.* Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA.

- Sivapalan, M., Rupecht, J.R. y Viney, N.R. 1996. Water and salt balance modelling to predict the effects of land-use changes in forested catchments. 1. Small catchment water balance model. *Hydrological Processes*, 10: 393-411.
- Small, E.E. 2005. Climatic controls on diffuse groundwater recharge in semiarid environments of the southwestern United States. *Water Resour. Res.*, 41: W04012, doi:10.1029/2004WR003193.
- Solbrig, O.T. 1999. Observaciones sobre biodiversidad y desarrollo agrícola. Pp. 29–40, en Mateucci, S. D. et al. (eds.). *Biodiversidad y Uso de la Tierra. Conceptos y Ejemplos de Latinoamérica*. Centro de Estudios Avanzados, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires.
- Specht, R.L. 1972. Water use by perennial evergreen plant communities in Australia and Papua New Guinea. *Aust. J. Bot.*, 20: 273–299, doi:10.1071/BT9720273.
- Sperry, J.S., Adler, F.R., Campbell, G.S. y Comstock, J.P. 1998. Limitation of plant water use by rhizosphere and xylem conductance: Results from a model. *Plant Cell Environ.*, 21: 347–359, doi:10.1046/j.1365-3040.1998.00287.x.
- Sperry, J.S., Hacke, U.G., Oren, R. y Comstock, J.P. 2002. Water deficits and hydraulic limits to leaf water supply. *Plant Cell Environ.*, 25: 251–263, doi:10.1046/j.0016-8025.2001.00799.x.
- Stanford, J.A. 1996. Landscapes and catchment basins. En Hauer, F.R., Lamberti, G.A. (eds.). *Methods in stream ecology*. Academic Press, USA.
- Stirzaker, R.J., Cook, F.J. y Knight, J.H. 1999. Where to plant trees on cropping land for control of dryland salinity: some approximate solutions. *Agricultural Water Management*, 39: 115-133.
- Strasser, E. 1982. Textura y mineralogía de la fracción arena, en los suelos de la zona cubierta por la Hoja Catastral N° 8, San Luis. Dirección Investigaciones Agropecuarias (inédito), 89 pp.
- Szabolcs, I. 1989. *Salt-affected Soils*, CRC Press, Florida.
- Tripaldi, A. y Forman, S.L. 2007. Geomorphology and chronology of Late Quaternary dune fields of western Argentina. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 251: 300–320, doi:10.1016/j.palaeo.2007.04.007.
- Tripaldi, A., Ciccioli, P.L., Alonso, M.S. y Forman, S.L. 2010. Petrography and geochemistry of late Quaternary dune fields of western Argentina: Provenance of aeolian materials in southern South America. *Aeolian Research* 2(1): 33-48.
- Tyler, S.W., Chapman, J.B., Conrad, S.H., Hammermeister, D.P., Blout, D.O., Miller, J.J., Sully, M.J. y Ginnani, J.M. 1996. Soil water flux in the southern Great Basin, United States: Temporal and spatial variations over the last 120000 years. *Water Resources Research*, 32(6): 1481-1499.
- UMSEF (Unidad de Manejo del Sistema de Evaluación Forestal). 2007. Mapa Forestal Provincia de San Luis Actualización Año 2002. 31pp. Dirección de Bosques, Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable, Argentina.
- UNESCO. 2000. Ecohydrology. Advanced Study Course. Ecohydrology concept as problem solving approach. En Zalewski, M. y Wagner, I. (eds.). *IHP-V 1 Technical Documents in Hydrology (34)*. SC-2000IWS13 1. Paris.

- USGS (United States Geological Survey). 2011. Earthquakes Hazards Program. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/epic_rect.php
- Valentin, C., Poesen, J. y Li, Y. 2005. Gully erosion: Impacts, factors and control. *Catena*, 63: 132-153.
- van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44: 892-898.
- van Genuchten, M.Th. 1987. A numerical model for water and solute movement in and below the root zone. En *Research Report No. 121*. U.S. Salinity Laboratory, USDA, Riverside, California.
- Ventrella, D., Mohanty, B.P., Šimunek, J., Losavio, N. y van Genuchten, M.Th. 2000. Water and chloride transport in a fine-textured soil: field experiments and modeling. *Soil Science*, 165: 624-631.
- Verachtert, E., Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J. y Deckers, J. 2010. Factors controlling the spatial distribution of soil piping erosion on loess-derived soils: A case study from central Belgium. *Geomorphology*, 118: 339-348.
- Viglizzo, E.F., Roberto, Z.E., Filippin, M.C. y Pordomingo, A.J. 1995. Climate variability and agroecological change in the central Pampas of Argentina. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 55: 7-16, doi:10.1016/0167-8809(95)00608-U.
- Viglizzo, E.F., Roberto, Z.E., Lértora, F., López Gay, E. y Bernardos, J. 1997. Climate and land-use change in field-crop ecosystems of Argentina. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 66: 61-70, doi:10.1016/S0167-8809(97)00079-0.
- Viglizzo, E.F. y Frank, F.C. 2006. Ecological interactions, feedbacks, thresholds and collapses in the Argentine Pampas in response to climate and farming during the last century. *Quaternary International*, 158: 122-126.
- Vörösmarty, C.J., Green, P., Salisbury, J. y Lammers, R.B. 2000. Global water resources vulnerability from climate change and population growth. *Science*, 289: 284-288, doi:10.1126/science.289.5477.284.
- Wainwright, J., Parsons, A.J., Schlesinger, W.H. y Abrahams, A.D. 2002. Hydrology-vegetation interactions in areas of discontinuous flow on a semi-arid bajada, southern New Mexico. *J. Arid Environ.*, 51: 319-338, doi:10.1006/jare.2002.0970.
- Walker, G.R. 1998. Using soil water tracers to estimate recharge, en *The Basics of Recharge and Discharge, Part 7*. En Zhang, L., Walker, G.R. (eds.). CSIRO, Collingwood, Victoria, Australia.
- Walker, G.R., Jolly, I.D. y Cook, P.G. 1991. A new chloride leaching approach to the estimation of diffuse recharge following a change in land use. *J. Hydrol.*, 128: 49-67.
- Walker, G.R. y Zhang, L. 2002. Plot-scale models and their application to recharge studies, en *Studies in Catchment Hydrology*. En Zhang, L. y Walker, G.R. *The basics of recharge and discharge*. CSIRO Publishing, Collingwood.

- Walker, J., Bullen, F. y Williams, B.G. 1993. Ecohydrological changes in the Murray-Darling basin. I. The number of trees cleared over two centuries. *Journal of Applied Ecology*, 30: 265-273.
- Walvoord, M.A. y Phillips, F.M. 2004. Identifying areas of basin-floor recharge in the Trans-Pecos region and the link of vegetation. *Journal of Hydrology*, 292: 59-74.
- Walvoord, M.A., Phillips, F.M., Stonestrom, D.A., Evans, R.D., Hartsough, P.C., Newman, B.D. y Striegl, R.G. 2003. A reservoir of nitrate beneath desert soils. *Science*, 302: 1021–1024, doi:10.1126/science.1086435.
- Ward, P.R., Dunin, F.X., Micin, S.F. 2002. Water use and root growth by annual and perennial pastures and subsequent crops in a phase rotation. *Agricultural Water Management*, 53: 83-97.
- Wilcox, B.P., Seyfried, M.S. y Breshears, D.D. 2003. Water balance on rangelands. Pp. 791–794, en Stewart, B.A. y Howell, T.A. *Encyclopedia of Water Science*. Marcel Dekker, New York.
- Wood, W.W. y Sanford, W.E. 1995. Eolian transport, saline lake basins, and groundwater solutes. *Water Resour. Res.*, 31: 3121–3129, doi:10.1029/95WR02572.
- Xiao, X., Zhang, Q., Hollinger, D., Aber, J. y Moore, B. 2005. Modelling gross primary production of an evergreen needleleaf forest using MODIS and climate data. *Ecol. Appl.*, 15: 954–969.
- Zak, M.R., Cabido, M. y Hodgson, J.G. 2004. Do subtropical seasonal forests in the Gran Chaco, Argentina, have a future? *Biol. Conserv.*, 120: 589–598, doi:10.1016/j.biocon.2004.03.034.
- Zak, M.R., Cabido, M., Caceres, D. y Diaz, S. 2008. What drives accelerated land cover change in central Argentina? Synergistic consequences of climatic, socioeconomic, and technological factors. *Environmental Management*, 42:181–189.
- Zárate, M.A. 2003. Loess of southern South America. *Quat. Sci. Rev.*, 22: 1987–2006, doi:10.1016/S0277-3791(03)00165-3.
- Zhang, L., Dawes, W.R. y Walker, G.R. 2001. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research*, 37: 701–708.