

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CÓRDOBA
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales

Tesis Doctoral



**Análisis de la variabilidad espacial y modelación de los
procesos de escorrentía e infiltración del agua en
ambientes semiáridos (Monte Patagónico).**

Autor: Lic. Mg. María Julieta Rossi

Director: Dr. Ing. Jorge Oscar Ares

Marzo de 2014

**Análisis de la variabilidad espacial y modelación de los
procesos de escorrentía e infiltración del agua en
ambientes semiáridos (Monte Patagónico).**

por

Lic. Mg. María Julieta Rossi

Dr. Ing. Jorge Oscar Ares

Director

COMISIÓN ASESORA

Dr. Ing. Ares, Jorge O.
CONICET – CENPAT

Dr. Ing. García Rodríguez, Carlos M.
FCEFYN – UNC

Dra. Ing. Reyna, María Teresa
FCEFYN – UNC

Esta Tesis fue enviada a la Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba para cumplimentar los requerimientos de obtención del grado académico de Doctor en Ciencias de la Ingeniería.

Córdoba, Argentina

Marzo de 2013



UNIVERSIDAD NACIONAL DE CORDOBA
Facultad de Cs. Exactas, Físicas y Naturales

ACTA DE EXAMENES

Libro: 00001

Acta: 02375

Hoja 01/01

LLAMADO: 1

13/03/2014

CATEDRA - MESA:

DI002 TESIS DOCTORADO EN CIENCIAS DE LA INGENIERIA

NUMERO	APELLIDO Y NOMBRE	DOCUMENTO	INGRESO	COND.	NOTA	FIRMA
31742827	ROSSI, María Julieta	DNI: 31742827	2010	T	APROBADO	

RODRIGUEZ, Leticia - PORTAPILA, Margarita - REYNA, SANTIAGO - GARCÍA RODRÍGUEZ, CARLOS MARCEI

Observaciones:

A mi familia.

*A Dios por colocarme pruebas pero también por enviarme
a las personas y medios que me ayudan a superarlas.*

AGRADECIMIENTOS

La ejecución de mis estudios de Doctorado se desarrolló con el apoyo económico de los proyectos PIP 1142 0080 1002 01 (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas) y PICT 07-1738 (Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica) del cual el investigador responsable es el Dr. Jorge O. Ares.

Deseo expresar mi gratitud a todas las personas e instituciones que influyeron positivamente en este largo camino que culmina con la presentación de mi Tesis Doctoral:

A mi director de tesis Dr. Jorge O. Ares, por su voluntad de enseñar, orientación y valioso apoyo durante la ejecución de la investigación, asimismo por sus sabios consejos, paciencia y comprensión.

Al Centro Nacional Patagónico (CENPAT), por brindarme el lugar de trabajo y las facilidades logísticas para realizar esta tesis.

A los miembros de la Comisión Asesora Dr. Carlos Marcelo García Rodríguez, Dra. María Teresa Reyna y Dr. Jorge Ares y del Tribunal Evaluador Dr. Carlos Marcelo García Rodríguez, Dra. Leticia Rodriguez y Dra. Margarita Portapila por sus valiosas observaciones que permitieron mejorar este trabajo.

A las autoridades de la Universidad Nacional de Córdoba, en especial al Dr. Ing. Luis A. Godoy director del doctorado en Ciencias de la Ingeniería, por el apoyo institucional otorgado. Agradezco a Alejandra Tita por su ayuda, buena voluntad y asesoramiento administrativo que me ha brindado a lo largo de la carrera.

A la Fundación Patagonia Natural por permitirme acceder y realizar estudios de campo en su Refugio de Vida Silvestre. Agradezco también a los pasantes que desinteresadamente me ayudaron en el campo.

Al Ing. Adrián Zappi, de Proyectos de Riego del Ministerio de Agricultura, Ganadería y Pesca, por los conocimientos transmitidos sobre el sistema de riego por aspersión de avance frontal en Argentina.

Al apoyo que me brindaron mis amigos y compañeros dentro y fuera del CENPAT, por los lindos momentos, mates y conocimientos que compartimos durante estos años. Un agradecimiento especial a mis compañeros de laboratorio Mónica Bertiller, Jorge Ares, Analía Carrera, Hebe, Cecilia, Tomás, Laura, Verónica, Gustavo, Magalí y Marlene por todos los buenos momentos compartidos y el cálido clima de trabajo.

A Gabi Abril, mi amiga y compañera de estudios desde hace tantos años.

Gracias a José, que me ha acompañado de cerca y apoyado a lo largo de mi carrera, gracias por tu apoyo.

Gracias a mis padres, que siempre lucharon para darme lo mejor, para que pudiera trabajar en lo que me gusta. Ustedes son mi orgullo, mi ejemplo, mi sostén y esta tesis es tan suya como mía.

RESUMEN

Debido a la marcada sensibilidad a cambios en el ambiente de las zonas semiáridas, el relevamiento de sus recursos hídricos es especialmente importante en términos científicos, y de gestión técnica y sociopolítica. Sin embargo el déficit de información y datos hidrológicos en la mayoría de las cuencas de las regiones semiáridas de la Argentina dificultan el análisis de los cambios en los recursos hídricos a las escalas relevantes para numerosas aplicaciones prácticas (conservación de la vegetación, prevención de la erosión hídrica, control de torrentes y avenidas de agua, diseño de obras civiles hidráulicas, riego). En esta tesis se presenta un estudio de caracterización de los flujos de escorrentía superficial e infiltración y sus relaciones e interacciones en condiciones de campo considerando la microtopografía del suelo a través de la fotogrametría de rango cercano y el análisis geométrico de modelos de elevación de terreno. El estudio experimental se compone de ensayos realizados en campo y laboratorio y análisis numéricos destinados al estudio de la interacción dinámica entre el agua superficial y la infiltración debido a las variaciones de los parámetros de infiltración y la microtopografía. Se presenta un sistema original de modelo hidrológico de parcelas, que utiliza criterios innovativos para su calibración, mediante el cual se obtuvieron estimaciones de parámetros y variables hidrológicas necesarias para la simulación hidrológica espacialmente distribuida de cuencas y de eventos de riego de pre-emergencia y/o pre-siembra en la región semiárida del Monte Patagónico. Se presenta un sistema original de análisis y pronóstico de eficiencia de riego superficial automatizado a fin de diseñar la programación de eventos de riego de pre-emergencia y/o pre-siembra en ambientes semiáridos. Se determinó que dicho sistema es una herramienta valiosa en el manejo de riego para maximizar la eficiencia de aplicación de riego, eficiencia en duración del turno de riego y el coeficiente de uniformidad de la distribución de la profundidad del agua en el suelo al final de la duración del turno de riego. El sistema de recopilación de datos de campo y el modelo hidrológico pueden ser aplicables a otros ambientes semiáridos para proporcionar información a granjeros, científicos agrícolas y ambientales, ingenieros, economistas, asesores y encargados de adoptar decisiones gubernamentales.

ABSTRACT

Due to the marked sensitivity to changes in semiarid environments, the survey of water resources is particularly important in scientific, technical and socio-political management. However, the lack of information and hydrological data in most of the basins of the semiarid regions of Argentina difficult the analysis of changes in water resources at scales relevant to numerous practical applications (conservation of vegetation, water erosion prevention, flood and water streams control, design of hydraulic civil works, irrigation). This thesis presents a study of characterization of surface runoff flows and infiltration and their relationships and interactions under field conditions considering soil micro topography through close range photogrammetry and geometric analysis of terrain elevation models. The experimental study consists of field and laboratory tests and numerical analysis for the study of the dynamic interaction between surface water and infiltration due to variations of the parameters of infiltration and microtopography. An original hydrological plot system model, which uses innovative criteria for calibration, is presented. By this model hydrological parameters estimates, required for spatially distributed simulation of watershed hydrology and irrigation events pre-emergence and / or pre-planting in the semiarid Patagonian Monte, were obtained. An original system of analysis and surface irrigation efficiency prediction is presented to design automated scheduling irrigation pre-emergence and / or pre-seeding events in semi-arid environments. It was determined that the system presented is a valuable tool in the management of irrigation to maximize the efficiency of irrigation application, efficiency with respect to irrigation turn and the uniformity coefficient of the distribution of the depth of water in the soil at the end of the irrigation turn. The system of field data collection and hydrological model may be applicable to other semi-arid environments to provide information to farmers, agricultural and environmental scientists, engineers, economists, consultants and government decision makers.

RESUMO

Devido à sensibilidade acentuada a mudanças no ambiente de áreas semi-áridas, o levantamento dos recursos hídricos é particularmente importante na gestão científica, técnica e sócio-política. No entanto, a falta de informação e dados hidrológicos na maioria das bacias em regiões semi-áridas de Argentina dificulta analisar mudanças nos recursos hídricos em escalas relevantes para muitas aplicações práticas (de conservação da vegetação, a prevenção da erosão cursos d'água, controle de inundações e de água, projeto hidráulico de obras de construção civil, irrigação). Esta tese apresenta um estudo de caracterização do fluxo de escoamento superficial e infiltração e suas relações e interações é apresentada em condições de campo, considerando microtopografia do solo por meio de fotogrametria de gama e análise geométrica dos modelos de elevação do terreno. O estudo experimental é composto por testes em campo e laboratório e análise numérica para o estudo da interação dinâmica entre as águas superficiais e de infiltração, devido às variações dos parâmetros de infiltração e microtopografia. Um sistema original de parcelas modelo hidrológico utilizando critérios inovadores para a calibração, segundo o qual as estimativas de parâmetros hidrológicos necessários para a modelagem hidrológica distribuída espacialmente de bacias hidrográficas e eventos de irrigação pré-emergência e/ou pré-obtido é apresentado -semeadura no Monte semi-árido patagônico. Uma análise da eficiência do sistema original e previsão de irrigação por superfície para projetar eventos de irrigação automatizados agendamento pré-emergência e/ou pré-semeadura em ambientes semi-áridos é apresentado. Determinou-se que este sistema é uma ferramenta valiosa no tratamento de irrigação para maximizar a eficiência de aplicação de irrigação, eficiente irrigação comprimento deslocamento e o coeficiente de uniformidade de distribuição da profundidade da água no chão, no final da duração do tempo de irrigação. O sistema de coleta de dados de campo e modelo hidrológico pode ser aplicável a outros ambientes semi-áridos para fornecer informações aos agricultores, cientistas agrícolas e ambientais, engenheiros, economistas, consultores e decisores governamentais.

TABLA DE CONTENIDOS

AGRADECIMIENTOS	I
RESUMEN	II
ABSTRACT	III
RESUMO	IV
TABLA DE CONTENIDOS	V
LISTA DE ABREVIATURAS Y ACRÓNIMOS UTILIZADOS	IX
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN GENERAL	1
1.1 Necesidad de información básica hidrológica en regiones semiáridas	1
Programas internacionales de estudios científicos hidrológicos en regiones semiáridas	1
1.2 Antecedentes hidrológicos en el Monte Patagónico	2
1.3 Importancia de los experimentos en hidrología de zonas semiáridas	3
1.4 Irrigación en zonas semiáridas	6
1.5 Objetivos	7
1.6 Desarrollo de la tesis	7
1.7 Bibliografía	8
CAPÍTULO 2: CARACTERIZACIÓN DE LA MICROTOPOGRAFÍA DEL SUELO Y CONSTRUCCIÓN DE MODELOS DIGITALES DE ELEVACIÓN DEL TERRENO PARA EXPERIMENTOS HIDROLÓGICOS A ESCALA DE PARCELA	11
2.0 Objetivos	11
2.1 Introducción	11
2.1.1 Importancia de los Modelos Digitales de Elevación de Terreno (MDET) a escala milimétrica en estudios hidrológicos en parcelas pequeñas.....	11
2.1.2 Antecedentes de medición de microtopografía.....	12
2.1.3 Método fotogramétrico: definición y principios.....	13
2.1.4 Modelación Geoestadística (MG).....	16
2.2 Materiales y métodos	19
2.2.1 Calibración en laboratorio del método Fotogrametría de Rango Cercano (FRC) - Modelación Geoestadística mediante la utilización de modelos físicos.	19
2.2.2 Aplicación y validación del método FRC-MG-AIRV en parcelas de campo	22
2.3 Resultados	23
2.3.1 Calibración en laboratorio del método Fotogrametría de Rango Cercano (FRC) mediante la utilización de modelos físicos.	23
2.3.2 Modelación Geoestadística y generación de modelos digitales de elevación del terreno	25
2.3.3 Aplicación y validación del método FRC-MG-AIRV en parcelas de campo	25
2.4 Discusión	29
2.5 Conclusiones	31
2.6 Bibliografía	32

CAPÍTULO 3: CARACTERIZACIÓN DE PROPIEDADES ECO-EDAFO-HIDROLÓGICAS EN LA ZONA DE ESTUDIO.....	34
3.0 Objetivos	34
3.1 Introducción.....	34
3.1.1 Importancia de la variabilidad espacial de las propiedades eco-edafo-hidrológicas....	34
3.1.2 Propiedades hidrológicas del suelo	36
3.2 Materiales y métodos.....	42
3.2.1 Biogeografía del área de estudio	42
3.2.2 Metodología de muestreo y adquisición de datos.....	45
3.3 Resultados	51
3.3.1 Características eco-edafológicas de ladera en la transecta "La Esperanza"	51
3.3.2 Características eco-hidrológicas de ladera en la transecta "La Esperanza"	56
3.3.3 Características ecológicas, meso-topográficas e hidrológicas en la parcela "El Desempeño"	63
3.4 Discusión	66
3.5 Conclusiones.....	71
3.6 Bibliografía.....	72
CAPÍTULO 4: VALIDACIÓN DE PARÁMETROS Y VARIABLES DE UN MODELO DE LOS PROCESOS COMBINADOS DE ESCORRENTÍA E INFILTRACIÓN EN EL MONTE PATAGÓNICO.....	78
4.0 Objetivos	78
4.1 Introducción.....	78
4.1.1 Procesos de infiltración y escorrentía en zonas semiáridas	79
4.1.2 Modelos hidrológicos	80
4.1.3 Infiltración saturada-no saturada.....	81
4.1.4 Propiedades hidrológicas del suelo	82
4.1.5 Descriptores numéricos del escurrimiento superficial.....	84
4.1.6 Importancia del efecto de la microtopografía y la conectividad hidrológica en estudios hidrológicos y de riego	86
4.1.7 Experimentación en parcelas, equipamiento y flujos de entrada de agua utilizados ...	86
4.2 Materiales y métodos.....	87
4.2.1 Modelo hidrológico de parcelas (MHP).....	92
4.2.2 Calibración de parámetros y validación del modelo hidrológico de parcelas (MHP)....	95
4.3 Resultados	96
4.3.1 Calibración de las estimaciones de humedad y succión	96
4.3.2 Modelación de experimentos de parcelas	101
4.3.3 Análisis de la consistencia del MHP en términos de balance de masa.....	105
4.3.4 Evidencias de infiltración preferencial en suelo con vegetación (SV)	108
4.3.5 Análisis de relaciones de parámetros del MHP	108
4.4 Discusión	111

4.4.1 Aptitud del MHD en la simulación de los experimentos de campo.....	111
4.4.2 Análisis de la escorrentía e infiltración.....	115
4.4.3 Efectos de la cobertura por forma de vida vegetal	119
4.4.6 Consistencia de las relaciones de parámetros y variables hidrológicas con el estado científico hidrológico actual.	120
4.5 Conclusiones.....	122
4.6 Bibliografía.....	123
CAPÍTULO 5: APLICACIÓN A UN SISTEMA DE ANÁLISIS Y PRONÓSTICOS DE EFICIENCIA EN SISTEMAS DE RIEGO SUPERFICIAL AUTOMATIZADO EN LA REGIÓN DEL MONTE PATAGÓNICO.....	127
5.0 Objetivos	127
5.1 Introducción.....	127
5.1.1 Riego	127
5.1.2 Riego en Argentina y la región del Monte Patagónico.....	128
5.1.3 Análisis para mejorar la eficiencia del uso del agua en sistemas de riego	130
5.2 Materiales y métodos.....	132
5.2.1 Descripciones del sitio	132
5.2.2 Modelo hidrológico espacialmente distribuido: Calibración mediante experimentos en parcelas de campo	132
5.2.3 Análisis y pronósticos de eficiencia en sistemas de riego superficial automatizado en la región del Monte Patagónico bajo diferentes escenarios de campo y de riego	135
5.3 Resultados	139
5.3.1 CREST: Calibración mediante experimentos en parcelas de campo.....	139
5.3.2 Análisis y pronósticos de eficiencia en sistemas de riego superficial automatizado bajo diferentes condiciones de contorno y factores de manejo (CCFM).....	141
5.4 Discusión	148
5.4.1 Calibración del modelo CREST mediante experimentos en parcelas de campo	148
5.4.2 Análisis y pronósticos de eficiencia en sistemas de riego superficial automatizado en la región del Monte Patagónico bajo diferentes escenarios de campo y de riego	148
5.4.3 Flujo superficial e infiltración.....	149
5.4.4 Parámetros de evaluación de los escenarios de riego	150
5.4.5 Programación del riego	152
5.5 Conclusiones.....	153
5.6 Bibliografía.....	154
CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	157
6.1 Síntesis.....	157
6.2 Aportes originales.....	157
6.2.1 Avances generales para la ciencia hidrológica.....	157
6.2.2 Avances en Ingeniería y transferencia.....	160
6.3 Recomendaciones para estudios futuros	160

6.4 Bibliografía.....	161
ANEXOS A LOS CAPÍTULOS DE LA TESIS.....	163

Lista de abreviaturas y acrónimos utilizados

%GSS	porcentaje de grava (peso) en suelo seco	%
%RSS	porcentaje de raíces (peso) en suelo seco	%
~	función (modelo de regresión)	
$\mu_{\theta v}$	media del contenido volumétrico de humedad del suelo	
$A(t)$	área de la pluma de mojado (PM) en un intervalo de tiempo	mm ²
AA	área que recibió directamente el agua de los aspersores	
ACP	avance contra pendiente	mm ²
AD	almacenamiento del agua en las depresiones del terreno	%
A_{fin}	área total de la PM en el plano x-y al final de la simulación	mm ²
AFS	área que no recibió agua directamente de los aspersores, sino el exceso de agua de ésta que formó parte del flujo superficial	
AIRV	análisis de imágenes rectificadas de video	
C	coeficiente descriptor de fricción	mm ² /s
ζ	coeficiente de escorrentía	
CCFM	condiciones de contorno y factores de manejo de las simulaciones de riego	
CSCH	curva succión-contenido de humedad en la matriz porosa del suelo	
CU	coeficiente de uniformidad de la distribución de la profundidad del agua en el suelo al final de la duración de turno de riego	
CW	flujo de agua acumulada	mm ³
CW/A_{fin}	volumen de agua por unidad de área de la PM	mm ³ /mm ²
d	profundidad de agua de la lámina de escorrentía	mm
\bar{d}	promedio de la profundidad de agua de la lámina de escorrentía	mm
D _{Ap}	densidad aparente del suelo	g/cm ³
DS	distancia de separación de los aspersores sobre la barra soporte	m
E_a	eficiencia de aplicación de riego	
E_t	eficiencia en duración de turno de riego	mm/min
E_v	profundidad de agua evaporada al final de la duración de turno de riego	mm
f	tasa de infiltración del agua en el suelo	mm ³ /s
F	profundidad acumulada de infiltración	mm
F_a	infiltración acumulada del agua en el suelo	mm ³
FCG	factor de calidad de la geometría de la red de datos para resolver el problema trigonométrico múltiple en fotogrametría.	
ff	factor de fricción de Darcy-Weisbach	
FFS	factor de flujo superficial	
FIA	flujo de infiltración de aspersores	
FIE	flujo de infiltración de encharcamientos	
FPT	funciones de pedotransferencia	

Fr	número de Froude	
FRC	fotogrametría de rango cercano	
<i>gl</i>	grados de libertad	
<i>h</i>	succión	mm
HA	humedad antecedente del suelo	mm
<i>h_f</i>	succión en el frente de mojado	mm
HS	profundidad de agua promedio en el suelo al final de la duración de turno de riego	mm
IMD	infiltrómetro minidisco	
IN	profundidad de agua infiltrada neta	mm
<i>K_n</i>	conductividad hidráulica no saturada del suelo	mm/s
<i>K_{sat}</i>	conductividad hidráulica saturada del suelo	mm/s
<i>L</i>	parámetro de tortuosidad o conectividad del sistema poroso del suelo	
MDET	modelo digital de elevación de terreno	
MG	modelación geoestadística	
MIE	mapa de intensidad potencial de escorrenría	
NEF	sistema heterogéneo de no equilibrio físico	
P	valor crítico de F	
PM	pluma de mojado	
PT	pendiente general del terreno	%
R ²	coeficiente de determinación	
RA	profundidad de agua de riego acumulada desde el inicio de la simulación	mm
Re	número de Reynolds	
s	diferencia de cotas del perfil de avance de la PM	mm
<i>s*</i>	promedio de las diferencias de cotas del perfil de avance de la PM al final de la simulación	mm
SD	suelo desnudo	
SV	suelo vegetado	
<i>t</i>	parámetro estadístico de <i>t</i> de Student	
TDR	reflectometría en dominio de tiempo	
<i>v</i>	velocidad de avance de la PM	mm/s
<i>v*</i>	promedio de las velocidades de avance de la PM	mm/s
VCM	valor cuadrático medio	
VR	velocidad de avance de la línea de riego	m/min
<i>W</i>	flujo de entrada de agua de los experimentos de las parcelas de campo	mm ³ /s
<i>z_f</i>	profundidad de infiltración del agua en los experimentos de las parcelas de campo	mm
ZSV	zona superficial de la vadosa	

θ_{fin}	coeficiente de humedad volumétrica al final de la simulación	mm^3/mm^3
θ_g	contenido gravimétrico de humedad	mg/mm^3
θ_i	coeficiente de humedad volumétrica antecedente	mm^3/mm^3
θ_r	coeficiente de contenido volumétrico de humedad residual	mm^3/mm^3
θ_s	coeficiente de contenido volumétrico de saturación	mm^3/mm^3
θ_v	coeficiente de contenido volumétrico de humedad	mm^3/mm^3
σ_s	varianza de s como una medida de la rugosidad de la superficie del suelo independiente de los efectos de la pendiente	mm
σ_{θ_v}	desvío estándar del contenido volumétrico de humedad del suelo	
ψ	potencial matricial del suelo	mm, kPa

CAPÍTULO 1: Introducción General

1.1 Necesidad de información básica hidrológica en regiones semiáridas

Debido a la marcada sensibilidad a cambios en el ambiente de las zonas semiáridas, el relevamiento de sus recursos hídricos es especialmente importante en términos científicos, y de gestión técnica y sociopolítica (Cudennec et al., 2007). Además, el conocimiento del contenido y dinámica del agua en el suelo es un tema de suma importancia en la hidrología (Grayson et al., 1997; Famiglietti et al., 1998). Su influencia en los procesos hidrológicos condiciona fuertemente el funcionamiento de una cuenca, por lo que es necesario conocerlos para una correcta gestión de los recursos. Sin embargo el déficit de información y datos hidrológicos en la mayoría de las cuencas de las regiones semiáridas de la Argentina dificultan el análisis de los recursos hídricos a escalas relevantes para muchas aplicaciones (conservación de la vegetación, control de la erosión hídrica, control de avenidas de agua, diseño de obras civiles de ingeniería hidráulica, riego).

Programas internacionales de estudios científicos hidrológicos en regiones semiáridas

Varios programas científicos en distintas zonas áridas y semiáridas en el mundo están trabajando para una mejor comprensión de los procesos hidrológicos y sus interacciones con diversos factores ambientales.

El “Jornada Basin Long Term Ecological Research program” en colaboración con el “United States Department of Agriculture - Agricultural Research Service - Jornada Experimental Range”, estudia las causas y consecuencias de la desertificación en el desierto de Chihuahua (Nuevo México, EEUU). Los estudios comprendidos en este programa analizan la variación espacial y temporal en la dinámica de la desertificación y la interacción de diversos factores ambientales con la estructura de parches de la vegetación para determinar la dinámica de los ecosistemas a través de diversas escalas espaciales y temporales. El objetivo de estos estudios es comprender cómo la cubierta vegetal, las condiciones superficiales del suelo, y la intensidad de precipitación controlan el patrón y la cantidad de erosión del suelo y diseñar estrategias de gestión para las zonas áridas de Estados Unidos (Abrahams y Gao, 2006; Rango et al., 2006; Turnbull et al., 2013).

En la Escuela de Geografía y Ciencias Ambientales de la Universidad de Monash (Australia), un grupo de profesionales dirigidos por el Dr. D. Dunkerley está estudiando los procesos de infiltración, la generación de escorrentía superficial, de laderas y canales y transporte de sedimentos en los desiertos australianos. El equipo de trabajo desarrolló un método de medición de velocidades y profundidades de láminas de escorrentía superficial poco profundas (Dunkerley et al., 2001a, 2001b; Dunkerley, 2002, 2003a, 2003b) con el fin de responder preguntas de investigación relacionadas a la naturaleza de la escorrentía superficial.

La “Estación Experimental de Zonas Áridas” es un Instituto del Consejo Superior de Investigaciones Científicas perteneciente al Área de Recursos Naturales de España. Su misión consiste en combinar el desarrollo de investigación básica y aplicada acerca de los

conocimientos y orientaciones metodológicas necesarias para mejorar la gestión del medio natural y rural en ambientes extremos. El “Área Experimental El Cautivo” es una instalación gestionada por el Departamento de Desertificación y Geo-ecología de la “Estación Experimental de Zonas Áridas”. En ella, un grupo de investigadores estudia los procesos de control de escorrentía e infiltración, su interacción con la distribución de componentes de la superficie del suelo y relaciones de escala en el Desierto de Tabernas, Almería (Solé-Benet et al., 1997; Cantón et al., 2004, Arnau-Rosalén et al., 2008; Li et al., 2011).

1.2 Antecedentes hidrológicos en el Monte Patagónico

La región árida y semiárida de la Patagonia representa uno de los pocos pastizales templado-fríos del mundo (Soriano, 1983; Fernández y Busso, 1999). Una de las características sobresalientes de la Patagonia extra-andina es que la precipitación, además de ser escasa, ocurre en forma de pulsos infrecuentes, discretos e impredecibles (Bucci et al., 2011).

La Provincia Fitogeográfica del Monte (Según la clasificación de Á. Cabrera) ocupa una superficie aproximada de 42.000 km² en el sur-este de Argentina (Soriano, 1983; León et al., 1998). Penetra en la porción NE de la Patagonia en forma de una cuña que se extiende desde el centro y este de Neuquén y Río Negro hasta el NE del Chubut. La porción mas austral de dicha provincia se denomina Monte Patagónico (Fig. 1.2).

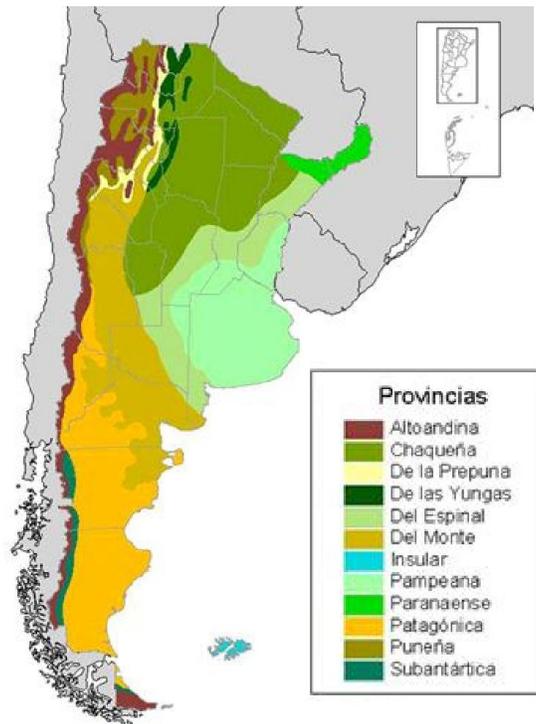


Fig. 1.2. Provincias Fitogeográficas en Argentina, Fuente: Cabrera, 1976.

Existen pocos estudios hidrológicos de disponibilidad de agua en las capas superficiales del suelo y su interacción con la vegetación en la Estepa Patagónica, provincia fitogeográfica al sur del Monte Patagónico (Bucci et al., 2011; Bucci et al., 2009). El Monte Patagónico se encuentra en la misma situación. Existe una carencia regional de información respecto a la identificación y caracterización de las características de escorrentía e infiltración en la zona superficial de la vadosa del Monte Patagónico con respecto a los principales grupos funcionales de vegetación y principales características edáficas físicas.

En la región del Monte Patagónico se han desarrollado estudios de erosión hídrica y transporte de sedimentos. Coronato y del Valle (1993) midieron la erosión hídrica en una cuenca cerrada en el NE Patagónico mediante estudios de sedimentos y experimentos de parcelas de escorrentía. Chartier (2009) evaluó el proceso de erosión hídrica y su relación con la vegetación y las condiciones superficiales del suelo en los pastizales semiáridos de Punta Ninfas (noreste de la Provincia de Chubut). Esta región se encuentra en zona de transición entre las provincias fitogeográficas de Estepa Patagónica y Monte Patagónico.

Serra (2003, 2007) estudió los procesos hidrológicos determinantes de las crecidas máximas en los sistemas de Paisajes de Meseta Patagónicas (Valle Inferior del Río Chubut en Gaiman, Trelew y Puerto Madryn). Para ello desarrolló y aplicó como herramienta de análisis dos modelos de simulación hidrológica (uno agregado y otro distribuido), no pudiendo refutar la hipótesis de variación espacio-temporal del área tributaria con la magnitud de las tormentas. Dichos trabajos permitieron mejorar la evaluación de la amenaza hídrica y el riesgo hidrológico de inundación en las regiones estudiadas. Serra (2007) consideró que a la escala espacial que trabajó (90 metros de resolución espacial), los efectos de la vegetación autóctona del Monte son reducidos y tienen poca incidencia en la determinación del pico de crecida.

1.3 Importancia de los experimentos en hidrología de zonas semiáridas

Según Kleinhans et al. (2010) los experimentos en campo y laboratorio tienen un gran potencial para ganar comprensión de la hidrología. Los autores afirman que los resultados de los modelos de base física de paisaje, ecológicos, de red, de poro y de conectividad se podrían utilizar como datos de entrada para los modelos hidrológicos, y comparar los resultados de dichos modelos de base física con resultados experimentales. El objetivo de estos ejercicios no es ajustar el hidrograma, sino inferir y probar hipótesis y ganar comprensión en los principales procesos hidrológicos mediante resultados de experimentos en campo y laboratorio.

La retroalimentación entre diferentes dominios como la hidrología, la meteorología, el suelo, la morfología, y la vegetación, entre otros, constituye un gran reto para las ciencias de la tierra (Schleuß et al., 2002; Lin et al., 2006). Según Bloeschl (2001) esto es especialmente importante para la comprensión y la predicción en cuencas no aforadas, quien añade que la manipulación del agua, incluso en pequeños experimentos, mejorará considerablemente este entendimiento.

Bloeschl (2001) realza la importancia del trabajo de conceptualización en la hidrología ya que esta genera oportunidades interesantes para la investigación en los años venideros.

Cap 1. Introducción

Sostiene que dicha conceptualización en la hidrología se lleva a cabo mediante el estudio de los procesos hidrológicos en el campo, cuyos datos se pueden analizar con la ayuda de métodos estocásticos y análisis más sofisticados. El autor sostiene que en las observaciones del hidrólogo de campo existe una rica diversidad de la disposición espacial de los recorridos de flujo y mecanismos. Asimismo sostiene que algunos trabajos científicos ya están utilizando de manera informal observaciones cualitativas obtenidas en campo en la construcción de sus modelos hidrológicos. Además, menciona que siempre que sea posible, estos métodos deben hacer uso de los patrones espaciales observados debido a que los patrones pueden proporcionar un mejor control sobre la dinámica espacio-temporal de los sistemas de flujo.

El flujo superficial del agua sobre una superficie rugosa se caracteriza por la dinámica discontinua de encharcamientos que se rellenan, derraman, fusionan con otros charcos y se dividen (Chu et al., 2013) e implican una serie de áreas hidrológicamente conectadas y áreas de encharcamientos individuales bajo la influencia de la microtopografía. Durante un evento de lluvia o riego, las depresiones de la superficie se pueden llenar gradualmente, lo que resulta en la formación dinámica o evolución de las áreas que están conectadas hidrológicamente. La conectividad hidrológica sirve como un mecanismo de accionamiento para alterar las variaciones espacio-temporales de procesos como la generación de escorrentía, infiltración, y procesos de transporte de solutos y sedimentos. Por lo tanto, es de particular importancia estudiar la conectividad hidrológica microtopográfica. Varios estudios se han realizado para investigar la conectividad hidrológica de superficies topográficas y caracterizar los comportamientos dinámicos de generación de flujo superficial (Darboux et al., 2001; Antoine et al., 2009; Antoine, 2010; Antoine et al., 2011b; Appels et al., 2011). Bracken y Croke (2007) enfatizaron la importancia de los estudios de conectividad hidrológica y describen las necesidades de nuevos enfoques y métodos para estudiar los factores intrínsecos en la generación de escorrentía, en lugar de examinar únicamente hidrogramas para el análisis de la conectividad hidrológica funcional.

En el caso de zonas áridas y semiáridas, las complejas interacciones entre la generación de escorrentía, transmisión y re- infiltración ocurriendo en escalas temporales cortas (Li et al, 2011; Reaney, 2008) añaden dificultades en la estimación de los flujos de infiltración-escorrentía. En estas áreas, la superficie del suelo es predominantemente plana y suavemente inclinada en extensas escalas espaciales, y el exceso de lluvia se mueve en la superficie de la tierra en estructuras muy poco profundas combinando pequeñas áreas de flujo superficial intercalados con patrones de pequeños canales finamente ramificados. La infiltración en las regiones áridas y semiáridas, también puede ser modificada por el desarrollo de áreas impermeables (Lipsius y Mooney, 2006), que en algunos casos ocurren en relación con la microtopografía del suelo (Biemelt et al., 2005). Patrones de flujo superficial compuestos pueden conducir a un patrón espacialmente heterogéneo de infiltración de agua en el suelo superior (van Schaik, 2009). Los resultados obtenidos por Esteves et al. (2000) en parcelas de escorrentía de laboratorio, indican que la infiltración no era homogénea en toda la superficie de sus parcelas,

sin embargo, para modelar la infiltración se utilizaban parámetros uniformes en el espacio. Llegaron a la conclusión de que la microtopografía tiene un fuerte efecto sobre las direcciones de flujo observadas, produciendo pequeñas lagunas a lo largo de los caminos de flujo y alteración de las profundidades y velocidades de flujo.

Parsons et al. (1990) observaron distribuciones similares de flujo en parcelas en condiciones semiáridas. Ellos formularon dos explicaciones para las distribuciones observadas. En primer lugar, con la aplicación de la ley de Darcy, la infiltración es una función creciente de la profundidad de la lámina de agua sobre la superficie del suelo. En segundo lugar, el agua disponible (tasa de suministro) para satisfacer la infiltración es mayor en los caminos preferenciales de escurrimiento.

Descroix et al. (2007) observaron que las cuencas y pequeñas parcelas en la región semiárida del norte de México por lo general muestran una denominada tendencia "Hortoniana", con ausencia característica de flujo base.

Bartley et al. (2006) instalaron parcelas de escorrentía en 3 laderas con pastizales semiáridos de Australia midiendo escorrentía, infiltración y producción de sedimentos, entre sus conclusiones afirmaron que los inter-parches de suelo desnudo fueron el principal factor de control de escorrentía.

Los experimentos y modelos de flujo superficial se han valido de las soluciones de onda cinemática de las ecuaciones de Saint-Venant (Mügler et al., 2011; Thompson et al., 2011). Ésta requiere la estimación de los efectos de fricción que actúan sobre el flujo superficial. Además, con el fin de construir ecuaciones de continuidad, la profundidad media del flujo superficial debe ser conocida, así como su velocidad de propagación. A pesar de que las ecuaciones de onda cinemática han demostrado consistentemente ser capaces de simular con precisión hidrogramas a escala de parcela, la mayoría de los supuestos que subyacen en la estimación de las fuerzas de fricción y la profundidad del flujo no se sostienen cuando se aplica a flujo superficial en condiciones de campo (Smith et al., 2007). Además, la elección de los modelos de rugosidad para ser usado en las ecuaciones de Saint-Venant se realiza con mayor frecuencia con el propósito de aumentar la calidad del hidrograma, mientras que el tiempo real de viaje de agua superficial se ignora. En la práctica hidrológica extendida, los factores de fricción se toman usualmente de tablas o se suponen espacialmente constantes (Esteves et al., 2000).

La experimentación con parcelas ha sido relevante en el desarrollo de modelos de base física del flujo de agua (Köhne et al., 2009) y han sido frecuentemente utilizados para obtener estimaciones de almacenamiento en depresiones (AD) (Antoine et al., 2011a) en estudios de flujo superficial, en el contexto de la interpretación de los registros de hidrograma en cuanto al efecto de la retención de agua en los AD (Govers et al., 2000). El concepto subyacente es que las áreas de AD se comportarían predominantemente como un almacenamiento temporal pasivo de flujo superficial que daría lugar a un retraso en las señales de hidrograma. Esto, a su vez, impulsa el interés en su medición directa en la escala de parcela a través del

análisis geométrico de modelos de elevación de terreno (Planchón y Darboux, 2002) o en el análisis de las cantidades de agua retenidas en su superficie (Antoine et al., 2011a y 1011b).

Sidle (2006) plantea la necesidad de estudiar los procesos de pequeña escala ya que éstos influyen en los procesos de gran escala. El autor afirma que si bien los enfoques metodológicos habituales en la modelación hidrológica son útiles en la predicción de los flujos en los puntos de salida de cuencas hidrográficas específicas, no logran articular o confirmar los procesos intra-cuenca (de pequeña escala o escala de parcelas) que producen los flujos. Añade que cuando los pequeños procesos hidrológicos son alterados por cambios en el uso del suelo, pueden ocurrir cambios importantes en los flujos intra-cuenca; y debido a que muchos de los problemas que enfrentan los hidrólogos en estos días incluyen la evaluación temporal y espacialmente distribuida de los usos de la tierra, se requiere que los modelos de cuenca predigan los procesos intra-cuenca correctamente.

1.4 Irrigación en zonas semiáridas

El riego es una tecnología que se basa en los principios matemáticos e hidráulicos tanto para el transporte, como para aplicar el agua en cantidad y oportunidad exacta, además relaciona conceptos, variables e hipótesis demostrables, sustentados en el conocimiento científico validado.

El riego es una práctica cada vez más importante para la agricultura sostenible en las regiones áridas y semiáridas del mundo, por otra parte, la expansión de la agricultura de regadío ha aumentado en gran medida la productividad agrícola, la estabilidad y la diversificación en las zonas semiáridas (Causapé et al., 2004). Sin un tratamiento adecuado, la agricultura de regadío puede ser perjudicial para el medio ambiente y pone en peligro la sostenibilidad del sistema productivo agrícola (Fernández-Cirelli et al., 2009).

La tecnología de riego se encuentra muy ligada al entorno climático y edáfico donde se desarrolla, por lo que no siempre es directamente extrapolable de unas regiones a otras. Las técnicas de riego han evolucionado tratando de dar soluciones a los problemas del conocimiento de las necesidades de agua de los cultivos, a la respuesta de éstos al riego y al desarrollo de sistemas de riego con alta uniformidad y eficiencia en el reparto del agua, dándose cada vez más importancia al impacto ambiental del uso del agua para que ésta sea una actividad sostenible (Nin, 2008).

La infiltración es un proceso dinámico fundamental en los eventos de riego para ser considerado en el diseño, la programación y la optimización y la gestión de sistemas de riego (Rao et al. 2006) debido a que controla el reparto de agua, la formación de flujo superficial y su redistribución en los suelos (Moore et al., 1981). Según Silva (2007), es necesario tener un buen conocimiento de las características de infiltración del suelo en el diseño y la gestión de los sistemas de riego.

La programación adecuada de riegos que permita alcanzar los más altos rendimientos es un objetivo relevante en la utilización eficiente del agua. Para ello es necesario conocer los factores de manejo y condiciones de contorno que influyen en la distribución del agua, según

el tipo de riego utilizado. Este conocimiento se adquiere tradicionalmente mediante ensayos de campo en los que se modifican los factores de manejo que intervienen en el riego (tipo de emisores, distancia entre emisores, etc.) hasta conseguir la mejor combinación. Esta constituye una solución muy costosa y precisa de unos medios técnicos con los que no siempre se cuenta (Carrión et al., 2001). Como alternativa se han desarrollado modelos de simulación de los distintos sistemas de riego.

1.5 Objetivos

El objetivo general de este estudio es la caracterización de los fenómenos de escorrentía, redistribución espacial del agua e infiltración en los niveles superiores del suelo en sitios representativos del régimen climático semiárido del Monte Patagónico en la Argentina, para su utilización en aplicaciones de ingeniería y manejo del paisaje; proyectos de obras de regulación hídrica, disposición de residuos y de conservación de la biodiversidad de la vegetación y su efecto protector de la erosión hídrica de los suelos.

Los objetivos parciales se desarrollaron según el siguiente plan:

Objetivo 1.

"Identificación y/o desarrollo de métodos adecuados de medición de la escorrentía superficial e infiltración del agua en sistemas semiáridos templados con vegetación no perturbada".

Objetivo 2.

"Caracterización de la variabilidad espacial en casos ejemplo de sistemas vegetación-suelo en regiones áridas templadas".

Objetivo 3.

"Desarrollo de modelos numéricos complementarios a los ya existentes de base física y/o empírica de los procesos combinados de escorrentía e infiltración en sistemas semiáridos del Monte Patagónico".

Objetivo 4.

"Desarrollo de una aplicación de ingeniería consistente en un sistema de análisis y pronóstico de eficiencia de riego superficial automatizado a fin de diseñar la programación de eventos de riego de pre-emergencia y/o pre-siembra en ambientes semiáridos".

1.6 Desarrollo de la tesis

La redacción se ha dividido en 6 capítulos, los cuales se describen brevemente a continuación.

El capítulo 1 plantea una breve introducción al problema con los objetivos propuestos.

El capítulo 2 concierne al objetivo 1 de la tesis: "Identificación y/o desarrollo de métodos adecuados de medición de la escorrentía superficial e infiltración del agua en sistemas semiáridos templados con vegetación no perturbada". Este objetivo se desarrolló mediante un método de generación de modelos digitales de elevación del terreno en parcelas a campo no perturbadas, basado en una técnica fotogramétrica de rango cercano y modelación geoestadística (Rossi y Ares, 2012a).

Cap 1. Introducción

El capítulo 3 concierne al objetivo 2 de la tesis: "Caracterización de la variabilidad espacial en casos ejemplo de sistemas vegetación-suelo en regiones áridas templadas". Este objetivo se desarrolló mediante un estudio de ladera de propiedades topográficas, edafológicas e hidrológicas en varias escalas.

El capítulo 4 concierne al objetivo 3 de la tesis: "Desarrollo de modelos numéricos complementarios a los ya existentes de base física y/o empírica de los procesos combinados de escorrentía e infiltración en sistemas semiáridos del Monte Patagónico". Este objetivo se abordó mediante la modelación y validación de los parámetros dinámicos que surgen de los experimentos descritos en los capítulos 2 y 3 (Rossi y Ares, 2012b).

El capítulo 5 concierne al objetivo 4 de la tesis: "Desarrollo de una aplicación de ingeniería consistente en un sistema de análisis y pronóstico de eficiencia de riego superficial automatizado a fin de diseñar la programación de eventos de riego de pre-emergencia y/o pre-siembra en ambientes semiáridos". Este objetivo se abordó mediante la aplicación de la información de campo obtenida con los estudios a distintas escalas descritos en los capítulos 2 y 4 y la aplicación de un modelo hidrológico espacialmente distribuido pre-existente que fue adaptado convenientemente a esta aplicación.

El capítulo 6 formula las conclusiones generales de la tesis.

1.7 Bibliografía

- Abrahams, A. D., Gao P. 2006. A bed-load transport model for rough turbulent open-channel flows on plane beds. *Earth Surf. Proc. Land*. 31, 910-928.
- Antoine M. 2010. Overland flow connectivity: Theory and application at the interrill scale. PhD Thesis. Universite catholique de Louvain, Belgium.
- Antoine M., Chalon C., Darboux F., Javaux M., Bielders C. 2011a. Estimating changes in effective values of surface detention, depression storage and friction factor at the interrill scale, using a cheap and fast method to mold the soil surface microtopography. *Catena*. 91, 10-20.
- Antoine M., Javaux M., Bielders C. 2009. What indicators can capture runoff-relevant connectivity properties of the micro-topography at the plot scale?. *Adv. Water Resour.* 32(8), 1297-1310.
- Antoine M., Javaux M., Bielders C. 2011b. Integrating subgrid connectivity properties of the micro-topography in distributed runoff models, at the interrill scale. *J. Hydrol.* 403(3-4), 213-223.
- Appels W. M., Bogaart P. W., van der Zee S. E. 2011. Influence of spatial variations of microtopography and infiltration on surface runoff and field scale hydrological connectivity. *Adv. Water Resour.* 34(2), 303-313.
- Arnau-Rosalén E., Calvo-Cases A., Boix-Fayos C., Lavee H., Sarah P. 2008. Analysis of soil surface component patterns affecting runoff generation. An example of methods applied to Mediterranean hillslopes in Alicante (Spain). *Geomorphology*. 101, 595-606.
- Bartley R., Roth C., Ludwig J., McJannet D., Liedloff A., Corfield J., Hawdon A., Abbott B. 2006. Runoff and erosion from Australia's tropical semi-arid rangelands: influence of ground cover for differing space and time scales. *Hydrol. Process.* 20, 3317-3333.
- Biemelt D., Schappa A., Kleeberg A., Grünewald U. 2005. Overland flow, erosion, and related phosphorus and iron fluxes at plot scale: a case study from a non-vegetated lignite mining dump in Lusatia. *Geoderma*. 129, 4-18.
- Bloeschl H. P. 2001. Scaling in hydrology. *Hydrol. Process.* 15, 709-711.
- Bracken L. J., Croke J. 2007. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrol. Process.* 21, 1749-1763.
- Bucci S. J., Scholz F. G., Goldstein G., Meinzer F., Arce M. 2011. Soil water availability and rooting depth as determinants of hydraulic architecture of Patagonian woody species. *Oecologia*. 160, 631-641
- Bucci S. J., Scholz F. G., Iogna P. A., Goldstein G. 2009. Economía del agua de especies arbustivas de las Estepas patagónicas. *Ecología Austral*. 21, 43-60.
- Grayson R.B., Western A.W., Chiew F.H.S., Blöschl G. 1997. Preferred states in spatial soil moisture patterns: Local and nonlocal controls. *Water Resour. Res.* 33, 2897-2908.
- Cabrera A. L. 1976. Regiones fitogeográficas argentinas. *Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería*. Tomo II, Fascículo1. Acme. 85 pp.

Cap 1. Introducción

- Cantón Y., Solé-Benet A., Domingo F. 2004. Temporal and spatial patterns of soil moisture in semiarid badlands of SE Spain. *Journal of Hydrology*. 285(1-4), 199-214.
- Carrión P., Montero J., Tarjuelo J. M. 2001. Aplicación de la simulación al diseño de los sistemas de riego por aspersión: el modelo SIRAS. *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería*. 17(3), 347-362.
- Causapé J., Quílez D., Aragüés R. 2004. Assessment of irrigation and environmental quality at the hydrological basin level. I. Irrigation quality. *Agric. Water Manag.* 70, 195-209.
- Chartier M. P. 2009. La erosión hídrica y su relación con las condiciones superficiales del suelo y la vegetación en los pastizales naturales del noreste patagónico. Tesis de doctorado en Ciencias Agropecuarias, Córdoba. 135 pp.
- Chu X., Yang J., Chi Y., Zhang J. 2013. Dynamic puddle delineation and modeling of puddle to-puddle filling-spilling-merging-splitting overland flow processes. *Water Resource Research*. 49(6), doi:10.1002/wrcr.20286.
- Coronato F. R., del Valle H. F. 1993. Methodological comparison in the estimate of fluvial erosion in an arid closed basin of northeastern Patagonia. *J. Arid Environ.* 24, 231-239.
- Cudennec C., Leduc C., Koutsoyiannis D. 2007. Dryland hydrology in Mediterranean regions: a review. *Hydrological Sciences Journal des Sciences Hydrologiques* 52, 1077-1087.
- Darboux F., Davy Ph., Gascuel-Odoux C., Huang C. 2001. Evolution of soil surface roughness and flowpath connectivity in overland flow experiments. *Catena*. 46, 125-139.
- Descroix L., Viramontes D., Estrada J., Barrios J. L. G, Asseline J. 2007. Investigating the spatial and temporal boundaries of Hortonian and Hewlettian runoff in northern Mexico, *J. Hydrol.* 346(3-4), 144-158.
- Dunkerley D. L. 2001a. Estimating the mean speed of laminar overland flow using dye-injection-Uncertainty on rough surfaces. *Earth Surf. Proc. Land*. 26, 363-374.
- Dunkerley D. L. 2002. Volumetric displacements of flow depth by obstacles, and the determination of friction factors in shallow overland flows. *Earth Surf. Proc. Land*. 27(2), 165-175.
- Dunkerley D. L. 2003a. An optical tachometer for short-path measurement of flow speeds in shallow overland flows: improved alternative to dye timing. *Earth Surf. Proc. Land*. 28(5), 77-786.
- Dunkerley D. L. 2003b. Determining friction coefficients for interrill flows. The significance of flow filaments for interrill flows. *Earth Surf. Proc. Land*. 28, 475-491.
- Dunkerley D. L., Domelow P., Tooth D. 2001b. Frictional retardation of laminar flow by plant litter and surface stones on dryland surfaces: A laboratory study. *Water Resour. Res.* 37, 1417-1423.
- Esteves M., Faucher X., Galle S., Vauclin M. 2000. Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain: numerical results versus observed values. *J. Hydrol.* 228, 265-282.
- Famiglietti J.S., Rudnicki J.W., Rodell M. 1998. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas. *J. Hydrol.*, 210, 259-281.
- Fernández O. A., Busso C. A. 1999. Arid and semi-arid rangelands: Two thirds of Argentina. En: Case studies of rangeland desertification. Report No. 200. Arnalds O. y Archer S. (eds.), Agricultural Research Institute, Reykjavik, Islandia, pp. 41-60.
- Fernández-Cirelli A., Arumí J. L., Rivera D., Boochs P. W. 2009. Environmental effects of irrigation in arid and semi-arid regions. *Chilean Journal of Agricultural Research*. 69, 27-40.
- Govers G., Takken I., Helming K. 2000. Soil roughness and overland flow. *Agronomie*. 20, 131-146.
- Kleinhans M. G., Bierkens M. F., van der Perk M. 2010. On the use of laboratory experimentation: Hydrologists, bring out shovels and garden hoses and hit the dirt. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 369-382.
- Köhne J. M., Köhne S., Šimunek J. 2009. A review of model applications for structured soils: a) Water flow and tracer transport. *Journal of Contaminant Hydrology*. 104, 4-35.
- Li X., Contreras S., Solé-Benet A., Cantón Y., Domingo F., Lázaro R., Lin H., Van Wesemael B., Puigdefábregas J. 2011. Controls of infiltration-runoff processes in Mediterranean karst rangelands in SE Spain. *Catena*. 86, 98-109.
- Lin H., Bouma J., Pachepsky Y., Western A., Thompson J., van Genuchten R., Vogel H., Lilly A. 2006. *Hydropedology: Synergistic integration of pedology and hydrology*. *Water Resour. Res.* 42, 1-13.
- Lipsius K., Mooney S. J. 2006. Using image analysis of tracer staining to examine the infiltration patterns in a water repellent contaminated sandy soil. *Geoderma*. 136, 865-875.
- Moore I. D., Larson C. L., Slack D. C., Wilson B. N., Idike F., Hirschi M. C. 1981. Modelling infiltration: a measurable parameter approach. *J. Agric. Eng. Res.* 26(1), 21-32.
- Mügler C., Planchon O., Patin J., Weill S., Silvera N., Richard P., Mouche E. 2011. Comparison of roughness models to simulate overland flow and tracer transport experiments under simulated rainfall at plot scale. *J. Hydrol.* 402, 25-40.
- Nin R. A. 2008. Tecnología del riego por aspersión estacionario. Calibración y validación de un modelo de simulación. Tesis doctoral, Universidad de Castilla-La Mancha. Centro Regional de Estudios del Agua. Albacete, España. 219 pp.
- Parsons A. J., Abrahams A. D., Luk S. H. 1990. Hydraulics of interrill overland flow on a semi-arid hillslope. southern Arizona. *J. Hydrol.* 117, 255-273.
- Planchón O., Daboux F. 2002. A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models. *Catena*. 46, 159-176.

Cap 1. Introducción

- Rango A., Tartowski S. L., Laliberte A., Wainwright J., Parsons A. 2006. Islands of hydrologically enhanced biotic productivity in natural and managed arid ecosystems. *Journal of Arid Environments*. 65(2), 235-252.
- Rao M. D., Raghuvanshi N. S., Singh R. 2006. Development of a physically based 1D-infiltration model for irrigated soils. *Agric. Water Manag.* 85(1-2), 165-174.
- Reaney S. M. 2008. The use of agent based modelling techniques in hydrology: determining the spatial and temporal origin of channel flow in semi-arid catchments. *Earth Surf. Proc. Land*. 33, 317-327.
- Rossi M. J., Ares J. O. 2012a. Close range stereo-photogrammetry and video imagery analyses in soil eco-hydrology modelling. *Photogrammetric Record*. 27(137), 111-126.
- Rossi M. J., Ares J. O. 2012b. Depression storage and infiltration effects on overland flow depth-velocity-friction at desert conditions: field plot results and model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 3293-3307.
- Schleuß U., Trepel M., Wetzel H., Schimming C., Kluge W. 2002. Interaction between hydrology, pedology and vegetation at three minerotrophic peatland ecosystems. *Wetlands in Central Europe*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. pp 117-132.
- Serra R. J. 2003. Metodología integrada de estimación de crecidas en ambientes torrenciales típicos de áreas de meseta en la región semiárida patagónica. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Univ. Nac. de Rosario, Argentina.
- Serra R. J. 2007. Estimación de crecidas máximas en paisaje de meseta. Tesis de doctorado, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Univ. Nac. de Rosario, Argentina. 210 pp.
- Sidle R. C. 2006. Field observations and process understanding in hydrology: essential components in scaling. *Hydrol. Process.* 20, 1439-1445.
- Silva L. L. 2007. Fitting infiltration equations to centre-pivot irrigation data in a Mediterranean soil. *Agric. Water Manag.* 94, 83 - 92.
- Smith M. W., Cox N. J., Bracken L. J. 2007. Applying flow resistance equations to overland flows. *Prog. Phys. Geog.* 31, 363-387.
- Solé-Benet A., Calvo A., Cerdá A., Lázaro R., Pini R., Barbero J. 1997. Influences of micro-relief patterns and plant cover on runoff related processes in badlands from Tabernas (SE Spain). *Catena*. 31(1-2), 23-28.
- Soriano A. 1983. Deserts and semideserts of Patagonia. En: *Temperate deserts and semideserts*. West N.E. (ed.), Elsevier, Amsterdam. pp. 440-453.
- Thompson S., Katul G., Konings A., Ridolfi L. 2011. Unsteady overland flow on flat surfaces induced by spatial permeability contrasts. *Adv. Water Resour.* 34, 1049-1058.
- Turnbull L., Parsons A. J., Wainwright J., Anderson J. P. 2013. Runoff responses to long-term rainfall variability in a shrub-dominated catchment. *Journal of Arid Environments*. 91, 88-94.
- van Schaik N. L. 2009. Spatial variability of infiltration patterns related to site characteristics in a semi-arid watershed. *Catena*. 78, 36-47.

CAPÍTULO 2: Caracterización de la microtopografía del suelo y construcción de modelos digitales de elevación del terreno para experimentos hidrológicos a escala de parcela.

2.0 Objetivos

El presente capítulo es pertinente al objetivo 1 de la tesis: "Identificación y/o desarrollo de métodos adecuados de medición de la microtopografía con exactitud y precisión para estudios hidrológicos" planteando el procedimiento para la caracterización de la microtopografía del suelo y construcción de los modelos digitales de elevación del terreno (MDET) que permita una descripción y cuantificación del movimiento de agua en la superficie del suelo en la escala de parcela de campo sin perturbar. Este método requiere MDET con una resolución milimétrica en las 3 dimensiones (3D) del espacio, por lo que es necesario equipamiento adecuado para obtener las coordenadas 3D de suficiente calidad, y necesita también un método de interpolación para predecir los atributos altura en los puntos no muestreados.

La pregunta de investigación planteada en este capítulo es:

(1) ¿Es viable la generación de modelos digitales de elevación del terreno desarrollados mediante fotogrametría de rango cercano y análisis geoestadístico que permitan estudiar el movimiento del agua en la superficie del suelo a escala microtopográfica sin perturbarla?

Resultados del desarrollo de este objetivo fueron parcialmente expuestos en:

Rossi, M.J., Ares J.O. 2010. Estimación altimétrica a nivel sub-milimétrico para estudios de hidrología superficial a nivel de parcelas. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. Azul, Argentina. CD-ROM, 6 pp.

Rossi M.J, Ares J.O. 2012. Close range stereo-photogrammetry and video imagery analyses in soil eco-hydrology modelling. Photogrammetric Record. 27 (137), 111-126.

2.1 Introducción

2.1.1 Importancia de los Modelos Digitales de Elevación de Terreno (MDET) a escala milimétrica en estudios hidrológicos en parcelas pequeñas

Una de las estructuras de datos más importantes sobre la que se basan los procedimientos para el cálculo de los parámetros a ingresar en los modelos hidrológicos son los MDET. Los MDET son estructuras numéricas de datos que representan la distribución espacial de una variable cuantitativa y continua, la topografía (Felicísimo, 1994) a partir de las cuales pueden inferirse varios parámetros necesarios para los análisis hidrológicos (Jester y Klik, 2005; Martin et al., 2008; Aguilar et al., 2009).

El movimiento del agua en la superficie del suelo es un proceso dinámico que ocurre en períodos de tiempo cortos. Los modelos conceptuales del proceso usualmente incluyen consideraciones de microtopografía del suelo y rugosidad (Jester y Klik, 2005; Aguilar et al., 2009), pendientes del suelo (Puigdefábregas et al., 1998; Solé-Benet et al., 1997) y permeabilidad (Ritsema y Dekker, 1995).

Hay un acuerdo general de que en las zonas semiáridas, la escasa vegetación y la microtopografía tienen un efecto importante sobre la escorrentía en pequeñas superficies

(Wilcox et al., 1988; Dunne et al., 1991; Thompson et al., 2010). El patrón microtopográfico del suelo (por lo general en los rangos de altitud de unos pocos milímetros) modifica la redistribución del agua durante las lluvias (Kamphorst y Duval, 2001). Su medición es necesaria para entender los procesos de reparto de agua de lluvia entre infiltración y escorrentía. Las mayores dificultades para llevar a cabo dicha medición residen en las dificultades de la interacción con el terreno, la sensibilidad de los instrumentos de medida en las condiciones de campo y las escalas milimétricas.

El microrrelieve que se produce a escalas de centímetros a milímetros juega un papel importante en los procesos de infiltración y escorrentía (Onstad, 1984; Podmore y Huggins, 1980; Helming et al., 1993; Kamphorst et al., 2000).

Esteves et al. (2000) y Parsons et al. (1990) observaron que la microtopografía en parcelas de escorrentía de laboratorio tiene un efecto marcado sobre las direcciones del flujo de agua superficial, produciendo pequeñas lagunas a lo largo de los caminos de flujo y alteración de las profundidades y velocidades de flujo. Parsons et al. (1990) señalaron además que el agua disponible (tasa de suministro) para satisfacer la infiltración es mayor en los caminos preferenciales de escurrimiento.

Sidorchuk et al. (2008) calcularon los parámetros hidrológicos de la escorrentía y transporte de sedimentos en muestras de suelos rendzina con pendientes pronunciadas. Ellos observaron las fotografías de plumas de escorrentía, estudiaron su movimiento y lo encontraron compatible con la teoría básica de los procesos hidrológicos involucrados, sin embargo no caracterizaron la microtopografía del suelo y su influencia en los resultados obtenidos.

2.1.2 Antecedentes de medición de microtopografía

La adquisición de datos de relieve a escalas milimétrica y submilimétrica se realiza normalmente a través de la estereofotografía (Wagner y Yiming, 1991; Warner, 1995; Zribi et al., 2000; Wegmann et al., 2001), los métodos de contacto (Kuipers, 1957; Whalley y Rea, 1994), o de escáneres basados en tecnología láser (Helming et al., 1998, Darboux y Huang, 2003). Varios autores han desarrollado técnicas para caracterizar la microtopografía, incluyendo técnicas mecánicas (Planchón et al., 2002; Jester y Klik, 2005), de laser (Huang et al., 1988; Kamphorst y Duval, 2001; Martin et al., 2008) y de fotogrametría de rango cercano (Warner, 1995; Stojic et al., 1998, Merel y Farres, 1998; Rieke-Zapp et al., 2001; Aguilar et al., 2009).

La metodología basada en la realización de perfiles con varillas ha sido la primera que se desarrolló para la toma de datos sobre el relieve y microrrelieve superficial del suelo (Whalley y Rea, 1994). La metodología se basa en una serie de varillas móviles que pueden desplazarse verticalmente, que al apoyarlas en la superficie a medir se adaptan a su relieve. Sin embargo esta metodología interfiere con la superficie de medición porque las varillas, y parte de la estructura, entran en contacto con la superficie del suelo durante las mediciones, alterando la superficie a registrar (Werner y Andreas, 2005).

Los métodos más prometedores para la toma de datos son los de metodología sin contacto, de manera que no se corre riesgo de alterar la superficie del suelo. Entre estos métodos se encuentra el de tipo escáner láser desarrollado por Huang y Bradford (1990) y Huang et al. (1998) y, posteriormente perfeccionado por Darboux y Huang (2003); y el método fotogramétrico de Merel y Farres (1998).

Mientras que los escáneres láser han demostrado su utilidad en muchos experimentos (Huang y Bradford, 1990; Darboux y Huang, 2003), los sistemas de fotogrametría permiten una adquisición más rápida de datos, son capaces de producir MDET de alta resolución y precisión, y pueden utilizar una distancia cámara-objeto más flexible (Rieke-Zapp y Nearing, 2005). El equipo utilizado para escáneres láser tiene múltiples partes, voluminosas y caras. Además, desde un punto de vista operacional, los escáneres LIDAR (Laser Imaging Detection and Ranging) requieren una plataforma estable, donde el sistema se pueda configurar el tiempo suficiente para recopilar los datos. En cambio la estereo-fotogrametría es una técnica de cartografía y reconstrucción de la superficie bien establecida y conocida que requiere llevar a campo sólo la cámara de foto y los objetos que constituirán los puntos de control y objetivo. Además de ello, la cámara es más fácil de manejar, y la nube de puntos en 3D que se obtiene en el procedimiento estereo-fotogramétrico se encuentra ligada a las fotografías del terreno, lo que le permite al operario interpretar los datos con mayor facilidad (a diferencia de la nube de puntos en 3D que se obtiene con LiDAR que no está ligada a fotografías y cuya interpretación requiere mayores cuidados).

Merel y Farres (1998) utilizaron estereo-fotogrametría para cuantificar cambios en la microtopografía del suelo en parcelas iguales o menores a 1 m². Arias et al. (2006) utilizaron estereo-fotogrametría para generar MDET a escala de paisaje (escala de km). Wegmann et al. (2001) y Brasington y Smart (2003) aplicaron la misma técnica obteniendo resultados a la escala de centímetros. Warner (1995) y Rieke-Zapp y Nearing (2005) obtuvieron resultados a escala milimétrica. Aguilar et al. (2009) utilizaron estereo-fotogrametría de rango cercano centrándose en el problema general de la caracterización de la microtopografía de la superficie del suelo obteniendo precisiones altimétricas en el rango de los milímetros en pequeñas parcelas en campo.

2.1.3 Método fotogramétrico: definición y principios

La Sociedad Americana de Fotogrametría define la Fotogrametría como el arte, la ciencia y la tecnología orientados a obtener información relevante de los objetos físicos de la corteza terrestre y de su entorno, a través de procesos de medición, registro e interpretación de imágenes fotográficas, así como de patrones de energía electromagnética radiante y otros fenómenos (Wolf, 1983).

Cuando el tamaño del objeto y la distancia de la cámara al objeto son menores a 100 m, la estereo-fotogrametría se define como la fotogrametría de rango cercano (FRC), donde las imágenes se adquieren alrededor de un objeto con tomas fotográficas con orientaciones de cámara altamente convergentes. El método que permite pasar de información bidimensional,

proporcionadas por las fotografías a información tridimensional necesaria para determinar la forma, dimensiones y posición en el espacio del objeto de estudio; se denomina Método General de la Fotogrametría. Este método necesita dos o más fotografías tomadas desde dos puntos de vistas diferentes, y a partir de la reconstrucción de la forma de cada uno de los haces y de su situación en el espacio con respecto a un cierto sistema de referencia, proporciona las coordenadas de cada uno de los puntos que conforman el objeto (la nube de puntos en 3D). El método utiliza el principio básico de triangulación, por el que intersectando líneas en el espacio se puede calcular la localización de un punto en sus tres dimensiones (Fig. 2.1.3). Sin embargo, para triangular un conjunto de puntos se debe conocer también la posición de la cámara y sus ángulos (llamados orientación) para todas las fotografías. Para ello se debe calibrar la cámara con el fin de eliminar los errores definidos en el propio proceso de calibración.

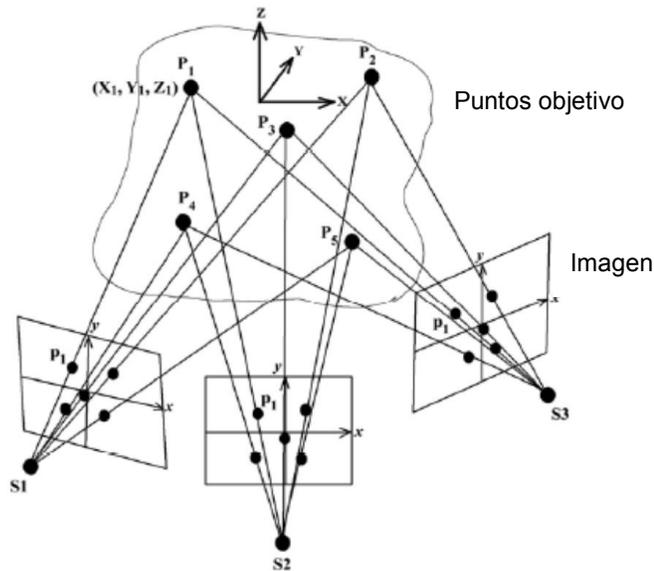


Fig. 2.1.3. Triangulación fotogramétrica. Fuente: iWitnessTM, 2009.

En la actualidad, mediante software especializado, la fotogrametría puede realizarse en computadoras personales para la generación de ortofotos y MDET. De esta manera, las herramientas son menos voluminosas, más económicas y rápidas, sin perder precisión (Wolf, 1983).

Las alternativas de aplicaciones para el cálculo FRC más utilizadas son el PhotoModeler y el i-Witness, entre otras; ambas de código cerrado con licencia. Dichas aplicaciones son utilizadas para generar modelos 3D a partir de fotografías 2D de manera simple y rápida (PhotoModeler, 2008; iWitnessTM, 2009). Mediante su utilización: no es necesario introducir las posiciones de la cámara, poseen herramientas para evaluación de calidad profesional y se pueden crear modelos rigurosos generados por simple introducción de una distancia conocida entre dos puntos (denominados puntos de control).

Cap 2: Caracterización de la microtopografía del suelo.

Los sistemas de cálculo fotogramétrico permiten al usuario convertir las coordenadas x - y de los puntos de un objeto registrado en dos o más imágenes de una escena fotografiada, en coordenadas x - y - z . El procesamiento de la información requiere la ejecución de una serie de procesos secuenciados, que de forma breve se explican a continuación:

El primer paso es establecer la orientación relativa entre dos imágenes adecuadas. Para ello, las imágenes digitales son ingresadas en el computador y mediante visualización en pantalla de las mismas, el operador ingresa los puntos necesarios para realizar el proceso de orientación en forma matemática. Mientras mayor sea el ángulo de intersección de dos o más rayos, más precisa serán las coordenadas estimadas x - y - z .

La orientación relativa implica la marcación de los puntos de interés (objetivo y de control) y su correlación con los mismos en otra fotografía, proceso que se denomina "referenciamiento". La aplicación i-Witness cuenta con una herramienta denominada centroide o "centroiding" que facilita la tarea de referenciamiento con mayor precisión.

A continuación, una vez referenciados suficientes puntos, la aplicación resuelve el problema trigonométrico múltiple y calcula la orientación relativa de cada imagen, suministrando una representación gráfica de la red de puntos referenciados y las ubicaciones de la cámara al momento de tomar las imágenes. Con la finalización de la orientación relativa de las imágenes, se establece un conjunto de puntos 3D medidos en un sistema de coordenadas x - y - z arbitraria.

La calidad del proceso fotogramétrico se evalúa mediante la raíz cuadrada del promedio del cuadrado de los desvíos del error (referido a la diferencia entre el valor observado y el valor estimado para cada punto definido por el usuario) expresado en unidades píxel (valor cuadrático medio, VCM), del proceso de referenciamiento y cuantifica la calidad o la precisión interna del proceso de orientación fotogramétrica. Cuando la cámara está calibrada adecuadamente el valor oscila comúnmente alrededor de 0.2-1.5 píxeles.

El factor de calidad de la geometría (FCG) es un indicador de la adecuación de la geometría de la red de datos para resolver el problema trigonométrico múltiple. Este valor puede mejorarse agregando fotografías y/o puntos de control adicionales, o agregando nuevas fotografías con ángulos alternativos de incidencia. Valores que oscilan entre 1.0 y 1.5 indican una buena geometría, valores de 1.5 a 3 indican que el proyecto trabaja con geometría regular, y valores por encima del 3 indican una pobre geometría de datos.

La calibración de la cámara en el proceso fotogramétrico consiste en la estimación de sus parámetros geométricos necesarios para evaluar las coordenadas espaciales de objetos en base a las coordenadas de sus proyecciones en las imágenes.

Para la conversión de un sistema de coordenadas a otro, se determinan las coordenadas desconocidas de una serie de puntos (puntos de control) con respecto a un sistema de coordenadas rectangulares arbitrario. Este proceso de conversión de un sistema de coordenadas a otro es llamado Transformaciones de Coordenadas.

Tras la transformación, los ejes x - y - z se mueven para corresponder con el Sistema de coordenadas de los Puntos de Control. Dicho procedimiento genera residuos de la

transformación, que se expresan en milímetros de diferencia entre el posicionamiento indicado por la transferencia de puntos respecto de la solución trigonométrica múltiple de la composición de haces de todas las fotografías.

2.1.4 Modelación Geoestadística (MG)

Para la caracterización de la cota del terreno es necesario disponer de modelos que permitan la extensión de la información de las medidas realizadas en una serie discreta de puntos hasta abarcar toda la zona de estudio.

Un modelo determinístico es un modelo matemático donde las mismas entradas producirán invariablemente las mismas salidas, no contemplándose la existencia del azar ni el principio de incertidumbre. En cambio, un modelo es estocástico/probabilístico es aquel en el que al menos una variable del mismo es tomada como un dato al azar y las relaciones entre variables se toman por medio de funciones probabilísticas (Goovaerts, 1997). En este último grupo se incluyen las técnicas geoestadísticas (Matheron, 1963).

La geoestadística es una rama de la estadística que trata de la caracterización de una variable en todas las localizaciones del espacio (Houlding, 2000). En cualquier trabajo geoestadístico el principal objetivo del mismo es la caracterización de la variable en todas las localizaciones partiendo de la información suministrada por unos puntos muestrales (Myers, 1987, Houlding, 2000).

Los componentes del análisis de modelación geoestadística (MG) que se aplican al análisis de datos de elevación del terreno han sido ampliamente utilizados. Así, por ejemplo, Mulla (1988) utilizó MG para en varios estudios para caracterizar la morfología del terreno; Moffat et al. (1986) utilizaron MG para la estimación de elevaciones y el análisis geomorfológico del terreno tanto en superficie como en subsuelo y Leenaers et al. (1990) utilizaron la variable elevación como variable secundaria para la mejora de la estimación de otras variables directamente relacionadas.

Una variable regionalizada es una variable distribuida en el espacio de forma que presente una estructura de correlación. Para cualquier variable regionalizada se puede calcular la varianza encontrada entre todos los pares de puntos muestrales separados a ciertos intervalos de distancia o lag (h). El cálculo de la varianza entre pares separados por dichos intervalos de distancia se conoce como semivarianza (Goovaerts, 1997; Gallardo, 2006).

La MG involucra el cálculo del semivariograma experimental y su posterior ajuste mediante un modelo teórico de variograma (esférico, exponencial, etc) y el planteo de ecuaciones de kriging (aunque no exclusivamente) que son resueltas por los softwares disponibles.

El semivariograma (γ , herramienta básica para el estudio de las variables regionalizadas) es una función matemática que expresa la semivarianza de los incrementos de la variable regionalizada (según una dirección determinada) en función de la distancia entre muestras. Ésta representa la tasa media de cambio de una propiedad con la distancia. Se supone que si la distancia h es lo suficientemente pequeña, cada dato se parece a sí mismo y

el valor del semivariograma es cercana a cero por lo que la función comienza a crecer desde el origen. El hecho de que dos observaciones próximas sean más parecidas que si estuvieran más separadas se refleja en el mismo concepto del semivariograma.

La ecuación con que se calcula el semivariograma experimental es:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (\text{Ec 2.1.3-1})$$

siendo $N(h)$ la cantidad de pares separados a la distancia h de la totalidad de pares posibles en los n puntos de que se dispone en la información inicial y $Z(x)$ la variable regionalizada.

Sin embargo, el cálculo del semivariograma experimental no consiste en una simple aplicación de la ecuación (2.1.3-1). Según plantea Gallardo (2006), el semivariograma varía con la orientación en el espacio (anisotropía), por lo que para cada distancia (h), se calcula la expresión (2.1.3-1).

En los semivariogramas suelen definirse varios parámetros. El "nugget" (pepita) es la ordenada al origen y da cuenta de la microvarianza (es decir la variación espacial que tiene lugar a distancias más cortas que el espaciado de muestreo) como de errores de muestreo. La meseta es el valor de varianza o autocorrelación en el que el variograma alcanza un plateau; el rango es la distancia (o lag) a la que se alcanza la meseta, y corresponde a la zona de influencia en torno a un punto, más allá del cual la autocorrelación es nula (Goovaerts, 1997, Gallardo, 2006) (Fig. 2.1.3). Sin embargo, no todos los semivariogramas alcanzan una meseta. Existen también situaciones en las cuales el semivariograma experimental no tiende asintóticamente a la varianza, sino que tiende a infinito cuando así lo haga h .

La dependencia espacial de la variable regionalizada disminuye a medida que se incrementa la distancia, h , y finaliza a una cierta distancia, el rango. Más allá del rango, la tasa media de cambio es independiente de la separación entre las observaciones.

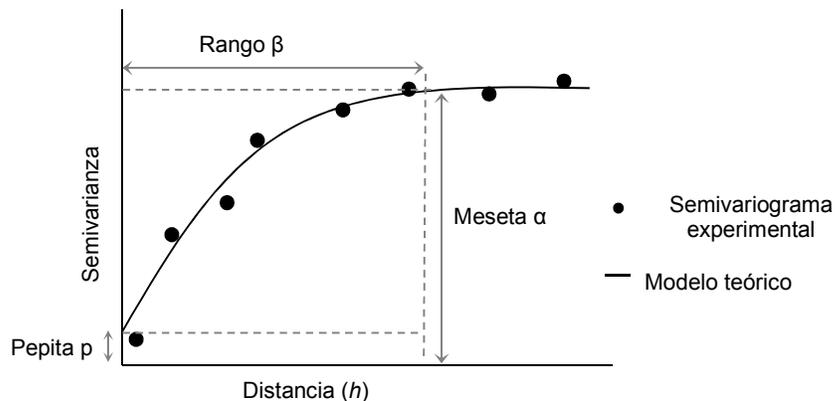


Fig. 2.1.3. Comportamiento típico de un semivariograma acotado con una representación de los parámetros básicos. Fuente: Elaboración propia.

Cap 2: Caracterización de la microtopografía del suelo.

El semivariograma experimental se modela por medio de funciones conocidas (semivariograma teórico). Los modelos básicos más usados son los denominados esférico, exponencial, gaussiano y potencial..

La expresión del modelo gaussiano es:

$$\gamma(|h|) = \alpha \left[1 - \exp\left(-\frac{3|h|^2}{\beta^2}\right) \right] \quad (\text{Ec 2.1.3-2})$$

donde α es la meseta o varianza y β es prácticamente el rango (valor al 95% de la meseta).

La expresión del modelo potencial es:

$$\gamma(|h|) = \alpha |h|^w \quad (\text{Ec 2.1.3-3})$$

donde w es una potencia entre 0 y 2. El modelo potencial es lineal cuando $w = 1$.

Debido a que el modelo potencial no tiene meseta, en vez del parámetro β , la aplicación Surfer (Versión 7. 0, Golden Software, Colorado, EE.UU.) permite al usuario ingresar el parámetro A (longitud).

La elección de un modelo concreto suele basarse en apreciaciones subjetivas basadas en la experiencia del investigador y está relacionada directamente con el tipo de variable, la cantidad de datos disponibles y su distribución espacial. La experiencia indica que el objetivo no es lograr el mejor ajuste de una función a una serie de puntos; se debe seleccionar el modelo que mejor explique el patrón de variabilidad espacial de la variable investigada, aunque éste no sea el mejor desde un punto de vista estadístico (Santamaría y Malla, 2008). Cuando el modelo ha sido identificado, se dice que el semivariograma ha sido calibrado o validado.

Una vez ajustado el modelo teórico al semivariograma experimental $\gamma(h)$, es posible realizar la predicción en puntos no muestreados, empleando la técnica kriging (Giraldo et al., 2000). El kriging (en honor de Daniel Krige, quien formuló por primera vez esta metodología en 1951) es un método de interpolación de la geoestadística.

La idea fundamental del kriging es consecuencia de los conceptos relacionados con la dependencia espacial: los lugares que disten menos entre sí tendrán valores más semejantes que los correspondientes a los puntos que estén más separados. En la naturaleza esto suele cumplirse y, además, las variables generalmente se distribuyen de una forma continua (Goovaerts, 1997).

A diferencia de los modelos de interpolación deterministas como la inversa de las distancias o el SPLINE (función polinomial suavizada), el kriging es un método geoestadístico, el cual se fundamenta en variables regionalizadas y autocorrelacionadas (Demmers, 1999; Mueller et al. 2004).

Las principales características que hacen del kriging un método de estimación muy superior a los deterministas son:

- Mientras que los métodos deterministas utilizan el concepto euclidiano de la distancia para el cálculo de los pesos que se aplicarán a cada dato muestral, el kriging considera tanto la distancia como la geometría de la localización de las muestras (Goovaerts, 1997).
- Mediante el kriging se minimiza la varianza del error esperado (diferencia entre el valor real y el estimado). Como el valor real en un punto no muestral es desconocido, el kriging emplea un modelo conceptual con una función aleatoria asociada a los valores reales.
- Los métodos de kriging muestran una gran flexibilidad para la interpolación, pudiéndose estimar valores puntuales o en bloques, así como incorporar información secundaria que esté relacionada con la variable principal. Estos métodos dan lugar a una estimación de la varianza en todos los puntos, lo cual no puede realizarse con otros métodos de interpolación.

2.2 Materiales y métodos

2.2.1 Calibración en laboratorio del método Fotogrametría de Rango Cercano (FRC) - Modelación Geoestadística mediante la utilización de modelos físicos.

Se construyeron tres modelos físicos representando diversas geoformas elementales (cuenca, cerro y cordón) mediante una base de madera (plano de referencia $x-y$) y cubos de madera balsa de distintas alturas en el rango 1-15 mm distribuidos sobre el plano $x-y$ que representan puntos a distintas elevaciones en los respectivos modelos (puntos objetivo). Sobre estos cubos se marcó un punto blanco para poder utilizar la función centroide de la aplicación iWitness en el proceso de referenciamiento de los puntos (Fig. 2.2.1-1).

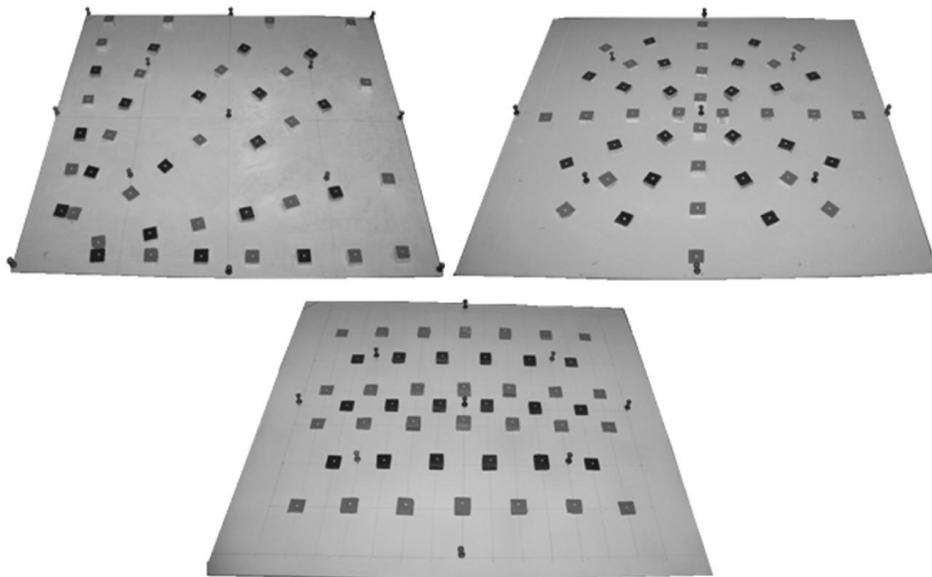


Fig. 2.2.1-1. Modelos físicos: (a) cuenca, (b) cerro y (c) cordón.

Cap 2: Caracterización de la microtopografía del suelo.

La escala de los experimentos ($x-y \leq 1000$ mm; $z \leq 15$ mm) se corresponde a varias geoformas que ocurren en áreas de llanura de ambientes sub-húmedos a semiáridos.

Adicionalmente a los puntos objetivo se materializaron 9 puntos de control (4 en los puntos medios de los lados, 4 en los vértices de un cuadrado interior y 1 en el centro del modelo, cuya base fue definido como origen de coordenadas $x-y-z$), mediante púas verticales con cabeza de plástico, de altura conocida (50 mm). Fueron utilizados para la resolución del problema fotogramétrico en la aplicación i.Witness, y descartados posteriormente para el cálculo del modelo de regresión utilizado para validar el procedimiento.

Se midieron las coordenadas $x-y$ (con precisión de 0.5 mm empleando una regla) y las z (con precisión de 0.1 mm empleando un calibre) de los puntos objetivo y de control de cada modelo físico.

A continuación se tomaron fotografías de los modelos con una cámara digital (Kodak EasyShare Z712 IS 7.1 MP, distancia focal: 5.32 mm), montada sobre trípode, seteada a modo "manual" y foco "normal", utilizando el flash. Las tomas fueron realizadas de manera que todos los puntos (objeto y de control) quedaran dentro de las fotografías. La calibración de la cámara se llevó a cabo con la función autocalibración de la aplicación iWitness determinando los parámetros de la cámara al mismo tiempo que se calculan las coordenadas de los puntos del objeto 3D. Los datos arrojados por el proceso de calibración de la cámara se muestran en la siguiente tabla:

Tabla 2.2.1. Parámetros de calibración de la cámara.

Modelo	Eastman Kodak company Kodak Z712 IS
Resolución (píxeles)	3072 x 2304
Tamaño de píxel (mm)	0.0016 x 0.0016
Distancia focal (mm)	5.3228

Se tomaron 5 fotografías para cada modelo físico combinando configuraciones oblicuas (2 desde un lateral a distintas alturas, 2 desde el lateral contiguo en forma similar) y una posición cenital. Se seleccionó esta combinación de ángulos (Fig. 2.1.1-2) después de un proceso de prueba de distintas combinaciones con la aplicación de cálculo fotogramétrico i-Witness a fin de lograr una resolución adecuada para los trabajos que se describen en capítulos siguientes.

Se realizaron tres análisis fotogramétricos para cada modelo físico con el fin de obtener una mayor precisión.

Para introducir la escala verdadera a las coordenadas de $x-y-z$, se identificaron e ingresaron segmentos de longitud conocida (en mm), de modo que la aplicación calculó automáticamente las medidas desconocidas.

Las coordenadas $x-y-z$ fueron centradas al punto superior de control del centro de cada modelo.

Cap 2: Caracterización de la microtopografía del suelo.

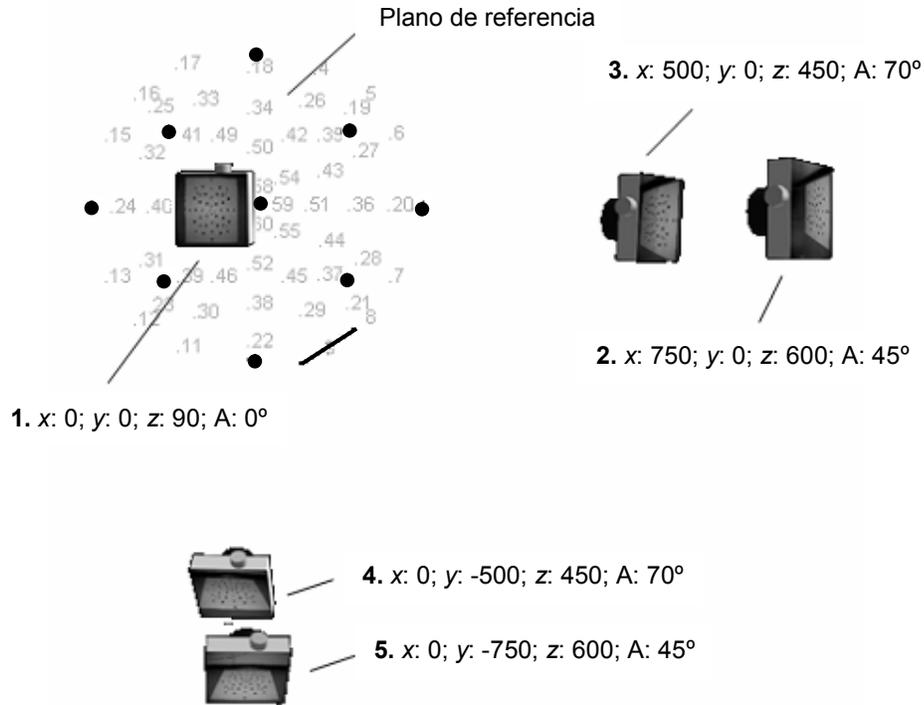


Fig. 2.2.1-2: Configuración de la red de imágenes utilizadas para el análisis de FRC de los modelos de laboratorio, combinando una posición de cámara normal, cenital y ubicaciones oblicuas con respecto al plano horizontal de referencia. Se muestran las coordenadas (mm) de cada ubicación de la cámara respecto del origen en el centro del plano de referencia. Notar que los ángulos A son con respecto a la vertical. Los números grises indican la ubicación de los puntos objetivo, los puntos oscuros indican la ubicación de los puntos de control. La línea en la parte inferior derecha representa el segmento de calibración.

Se analizaron los “residuos de la transformación” o magnitudes parciales de los valores de coordenadas en las columnas DX , DY y DZ . Se identificaron los valores más altos de DX , DY y/o DZ a fin de introducir correcciones adicionales a la posición de los puntos. Esto permitió adicionalmente reducir el VCM del modelo fotogramétrico.

Con el fin de validar las estimaciones de las coordenadas x-y-z de los puntos definidos sobre los modelos físicos, se realizó un análisis de regresión lineal tipo I y se analizaron los gráficos de dispersión con sus respectivas líneas de tendencia y análisis de varianza de la regresión, identificando en todos los casos el modelo estadístico más simple de acuerdo a los criterios de significancia habituales (Crow et al., 1965). La exactitud del proceso de fotogrametría de rango cercano sobre los modelos físicos fue probada mediante el parámetro pendiente (pendiente 1 corresponde a exactitud idéntica) del modelo de regresión lineal tipo I de las coordenadas x-y-z de los puntos objetivo medidas versus las estimadas fotogramétricamente. Las ecuaciones de regresión corresponden a la forma:

$$y = bx + a, \quad (\text{Ec. 2.2.1})$$

donde: y corresponde al valor estimado fotogramétricamente (\pm error, $P < 0.05$), x es el valor medido, y a es la ordenada al origen (\pm error, $P < 0.05$) que eventualmente es eliminada en caso de no ser estadísticamente significativa.

El promedio de los tres conjuntos de coordenadas de cada modelo físico fue utilizado para calcular un MDET de cada geoforma, exportando las coordenadas de la cuadrícula del puntos estimado a la aplicación Surfer (Versión 7. 0, Golden Software, Colorado, EE.UU.) a través de archivos de texto. Surfer es una aplicación computacional de código cerrado, disponible por medio de licencia paga. Primeramente la aplicación calcula los semivariogramas experimentales mediante la Ec 2.1.4-1, y luego se calculan los semivariogramas teóricos mediante alguna de las ecuaciones gaussianas (Ec 2.1.4-2) o potencial (Ec 2.1.4-3), con o sin efecto pepita según corresponda. Si se tratase de una ecuación lineal se utiliza la ecuación potencial con $w = 1$. La estructura de los datos se consideró isotrópica.

Además se crearon mapas de intensidad de escurrentía (MIE) potencial representando el campo de escurrimiento para cada tipo de modelo físico. En cualquier nodo del mapa, la dirección de la flecha apunta en la dirección de la máxima pendiente, cuyo valor es proporcional a la longitud de la flecha-vector.

2.2.2 Aplicación y validación del método FRC-MG-AIRV en parcelas de campo

El método FRC se aplicó en 37 parcelas de campo de 1 m² ubicadas a lo largo de una transecta de 4800 m en el Refugio de Vida Silvestre "La Esperanza" (Sección 3.2). Para este fin, aproximadamente 72 puntos objetivo se materializaron en la superficie de cada parcela por medio de mostacillas rojas (diámetro: 3 mm) distribuidas formando los vértices de una grilla aproximadamente regular. Para materializar los puntos de control, se insertaron verticalmente en el suelo con el auxilio de un nivel de burbuja vertical, agujas de 10 cm de largo cuyos toques fueron nivelados a igual altura (plano de referencia) por medio de un nivel de carpintero de 70 cm de longitud. Los puntos de control y fotografías se realizaron con el mismo procedimiento utilizado en los modelos de laboratorio.

Con el fin de obtener estimaciones independientes de la exactitud y la precisión de los análisis FRC y MG se generó además un MDET de una parcela de campo a través de un método óptico directo. Un nivel óptico (Kern GK1-CA. Kern y compañía, Aarau) se ubicó aproximadamente a $x = 5$ m del centro de coordenadas de la parcela, y se obtuvieron lecturas en mm de las coordenadas z en las localizaciones de los puntos objetivo y de control. Las estimaciones x - y - z fueron luego procesadas mediante el procedimiento MG descrito anteriormente. El ajuste de regresión entre las coordenadas estimadas y medidas se calculó con modelos lineales tipo II o regresión Deming (Reilly et al. 1993).

Se montó un sistema portátil liviano (2 kg) de aplicación de agua mediante un aspersor con un manómetro para ajustar el flujo de entrada de agua (20 - 270 cm³/min) a un área reducida de la parcela (Fig. 2.2.2). El rango de entrada de agua es similar a los valores de escurrentía esperables en la escala espacial de las parcelas, estimados en base a los MDET

relevados (Tarboton y Ames 2001). El marco del irrigador soportó una cámara (Kodak EasyShare Z712 IS 7,1 MP), en modo de vídeo en posición cenital, cerca del centro de la parcela y a ≈ 1 m sobre el nivel del suelo.



Fig. 2.2.2. Equipo de aplicación de agua montado en una parcela experimental.

Se iniciaron y continuaron eventos de irrigación hasta que la pluma de mojado (PM) en el plano x - y alcanzara algún borde de la parcela en cualquier dirección, creando así una condición de descarga cero desde la micro cuenca bajo observación.

Imágenes de los videos obtenidos durante los experimentos fueron recuperados a intervalos regulares de tiempo (dependiendo de la duración de la irrigación) y exportados a una aplicación de procesamiento de imágenes (Idrisi v. 14.02 de ClarkLabs, Worcester, EE.UU.), donde fueron orto-rectificadas.

Los MDET de las parcelas creados mediante la aplicación Surfer junto con los MIE estimados para cada parcela fueron importados al Idrisi en forma de capas digitales vectorial y raster, respectivamente. Las capas correspondientes a una misma parcela fueron superpuestas y se compararon las direcciones de flujo superficial con respecto al avance de la PM a intervalos de tiempo sucesivos (Análisis de Imágenes Rectificadas de Video (AIRV)).

2.3 Resultados

2.3.1 Calibración en laboratorio del método Fotogrametría de Rango Cercano (FRC) mediante la utilización de modelos físicos.

Los residuos totales euclidianos (D Total) del procedimiento de asignación de las medidas de coordenadas de referencia a los puntos de control para el modelo de laboratorio cordón son menores a 1.5 mm (Tabla 2.3.1-1). Los puntos A al I corresponden a los nueve puntos de control situados en las puntas de las púas. Los puntos j al r corresponden a los puntos de control situados en las bases.

En las tres repeticiones del proceso de FRC los valores de VCM no superaron 0.5 mm, asimismo el FCG fue 1 en todos los casos (Tabla 2.3.1-2).

Cap 2: Caracterización de la microtopografía del suelo.

Los modelos de regresión entre los valores medidos y los valores estimados fotogramétricamente fueron en todos los casos altamente significativos. Los errores de los parámetros de la regresión de las coordenadas x-y-z fueron en todos los casos < 1 mm (Tabla 2.3.1-3).

Tabla 2.3.1-1. Transformación de coordenadas de los puntos de control (ejemplo del modelo cordón).

<i>Punto</i>	<i>x</i>	<i>y</i>	<i>z</i>	<i>Punto más cercano</i>	<i>Dx</i>	<i>Dy</i>	<i>Dz</i>	<i>D Total</i>
A	0.0	0.0	0.00	A	-0.80	0.54	-0.07	-0.11
B	249.0	0.0	0.05	B	-0.11	0.13	0.31	0.11
C	0.0	250.0	0.90	C	1.05	-2.75	1.34	-0.12
...
j	0.0	0.0	-22.40	j	1.32	2.82	0.07	1.41
k	249.0	0.0	-22.40	k	-0.45	-0.12	-0.35	0.58
l	0.0	250.0	-22.40	l	0.02	0.36	0.34	0.49
...

Tabla 2.3.1-2. Indicadores de calidad obtenidos para las tres repeticiones de los tres modelos físicos en el proceso fotogramétrico.

	<i>Cuenca</i>			<i>Cerro</i>			<i>Cordón</i>		
Repetición	1	2	3	1	2	3	1	2	3
VCM (mm)	0.5	0.3	0.3	0.4	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2
FCG	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0

El procedimiento produjo estimaciones de coordenadas x-y-z de los modelos de laboratorio con precisiones <3.5% y <1.5% de la media de variación de coordenadas x-y, y < 6.2 % en la coordenada z, lo que se traduce a rangos sub-milimétricas en éste último (Tabla 2.3.1-3).

Tabla 2.3.1-3. Modelos significativos de las relaciones entre coordenadas medidas y estimadas con FRC.

	<i>Cuenca</i>					
	<i>z</i>		<i>x</i>		<i>y</i>	
Repetición 1	$z_m = 1.03(\pm 0.022) z_e$	z_e	$x_m = 1.003(\pm 0.005) x_e$	x_e	$y_m = 1.001(\pm 0.005) y_e$	y_e
	<i>Cerro</i>					
	<i>z</i>		<i>x</i>		<i>y</i>	
Repetición 2	$z_m = 0.979(\pm 0.025) z_e$	z_e	$x_m = 0.993(\pm 0.002) x_e$	x_e	$y_m = 1.001(\pm 0.002) y_e$	y_e
	<i>Cordón</i>					
	<i>z</i>		<i>x</i>		<i>y</i>	
Repetición 3	$z_m = 0.981(\pm 0.035) z_e$	z_e	$x_m = 1.001(\pm 0.002) x_e$	x_e	$y_m = 1.001(\pm 0.002) y_e$	y_e

Los coeficientes de determinación (R^2) y las probabilidades en el sentido de la significación estadística de las coordenadas z fueron en todos los casos 0.99 y $P < 0.005$, respectivamente (Fig. 2.3.1).

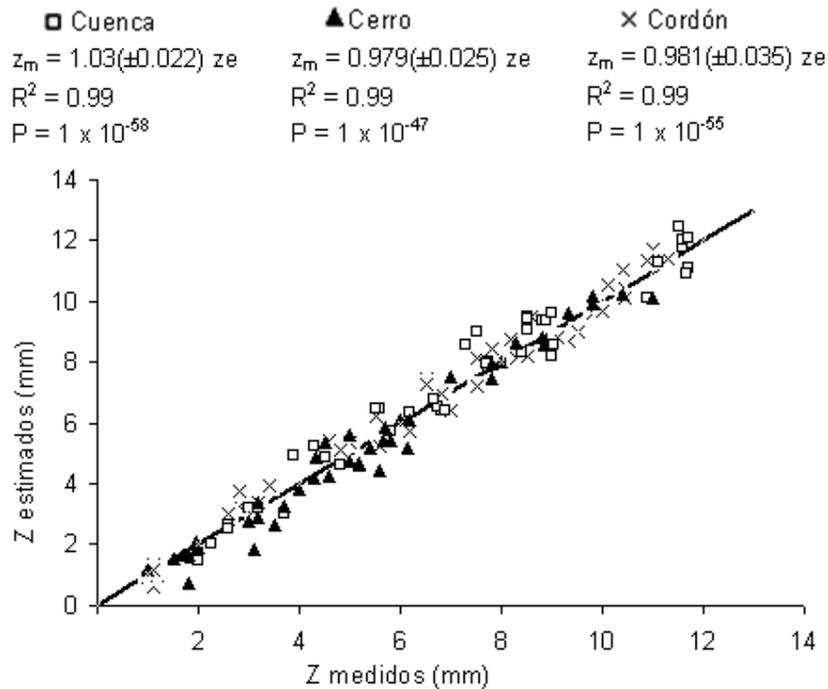


Fig. 2.3.1. Modelos significativos de las relaciones entre coordenadas z_m (medidas) y z_e (estimadas) con FRC.

2.3.2 Modelación Geoestadística y generación de modelos digitales de elevación del terreno

Los semivariogramas experimentales correspondientes a los modelos físicos de laboratorio generados por FRC-MG, mediante los cuales se generaron los MDET y MIE, se ajustaron a modelos potenciales (Fig. 2.3.2).

2.3.3 Aplicación y validación del método FRC-MG-AIRV en parcelas de campo

La calidad del proceso fotogramétrico en la estimación de coordenadas x - y - z de los MDET en campo fue aceptable según indican los valores de VCM y FCG. Los modelos de regresión Deming entre los valores de coordenadas medidos por el método del nivel óptico y los estimados mediante FRC indican que los errores de estimación se encuentran en el rango sub-milimétrico (Tabla 2.3.3-1). Los semivariogramas experimentales se ajustaron a modelos potenciales, exponenciales y gaussianos (Ejemplo de parcela 02 en Fig. 2.3.3-1).

Cap 2: Caracterización de la microtopografía del suelo.

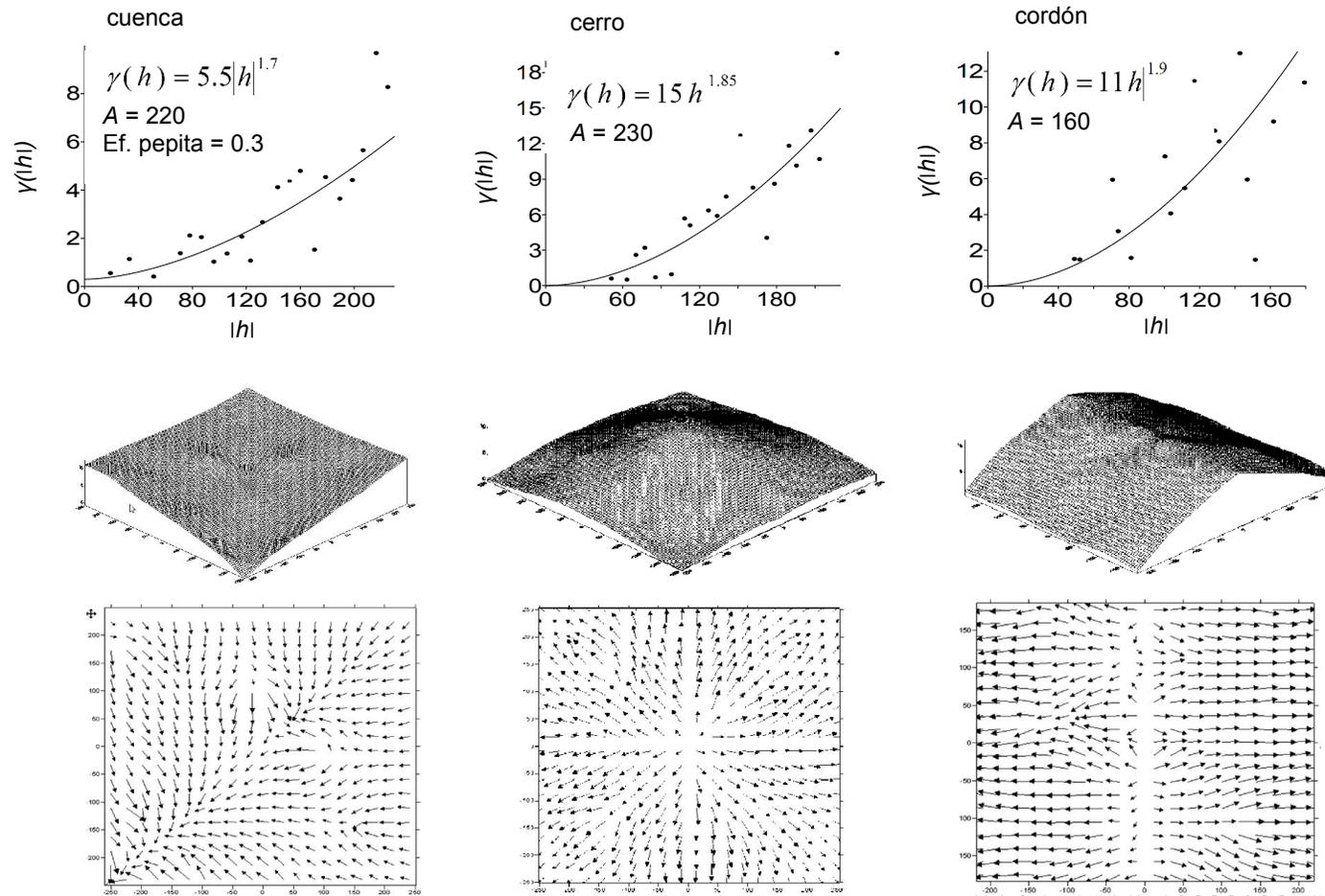


Fig. 2.3.2. Semivariogramas experimentales (puntos), sus modelos teóricos (líneas), modelos digitales de terreno generados por FRC-MG, y sus mapas de intensidad de escorrentía correspondientes a los modelos físicos de laboratorio.

Tabla 2.3.3-1. Calidad del procedimiento de FRC y modelos de regresión Deming (Parcela 2).

VCM (mm)	0.6
FCG	1.0
	$z_m = 0.999 (\pm 0.012) z_e$
Ecuación regresión	$x_m = 1.009 (\pm 0.006) x_e \quad P < 0.0001$
	$y_m = 1.002 (\pm 0.004) y_e$

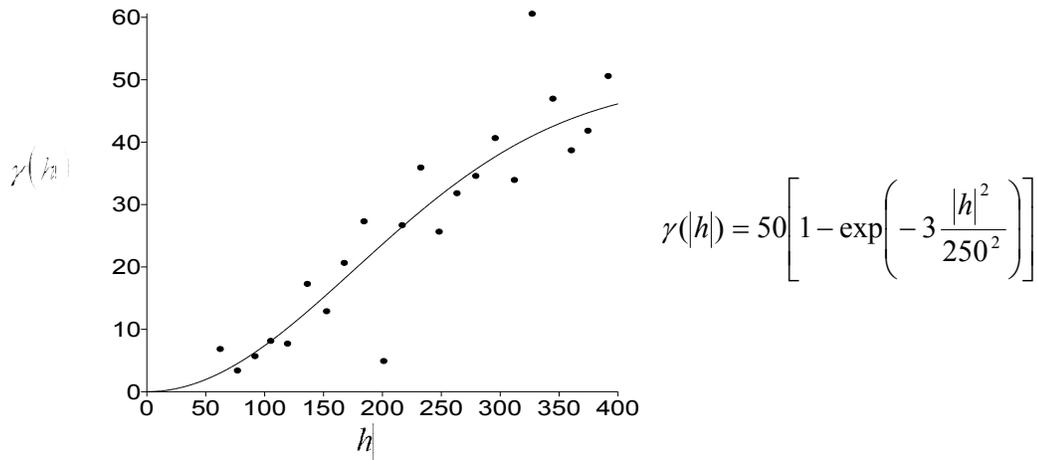


Fig. 2.3.3-1. Resultados del procedimiento de MG de la parcela 2 (P02).

Los errores del análisis FRC y MG de la parcela 1 (P01) respecto al método óptico directo resultaron submilimétricos y distribuidos normalmente en el plano x-y (Fig. 2.3.3-2).

Se observó una correspondencia visual de los MIE con la dirección del movimiento de las plumas de mojado generadas durante sus correspondientes experimentos de irrigación (Fig. 2.3.3-3).

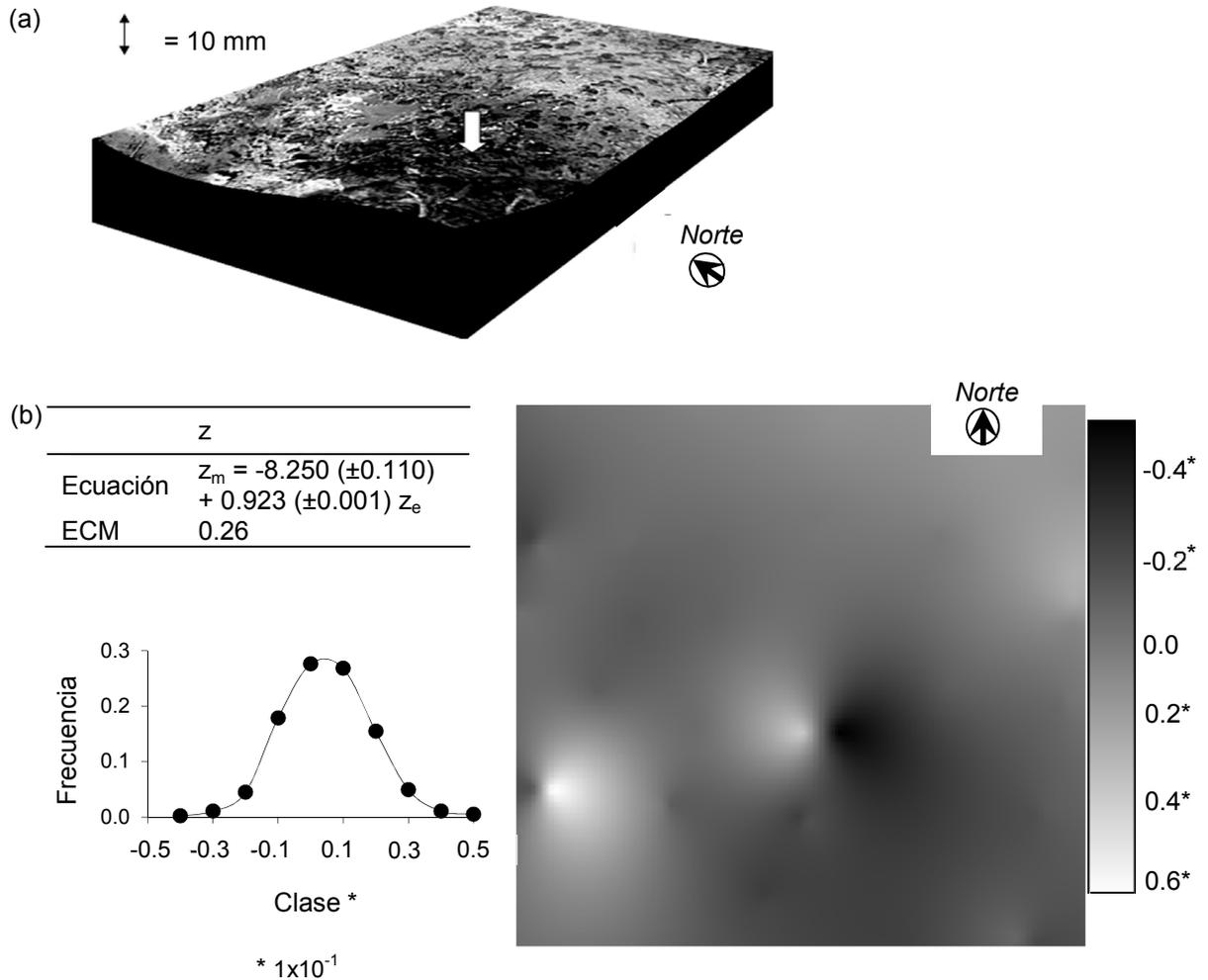


Fig. 2.3.3-2. (a) Vista en 3D de la parcela 1 (P01) estimada con el método FRC-MG superpuesta con imágenes AIRV obtenidas 180 seg después del inicio de la aplicación de agua. La flecha indica el centroide de la superficie de aplicación de agua. (b) derecha: distribución espacial de los errores en las estimaciones de z en el MDET de la misma parcela respecto al valor estimado obtenido con regresión Deming basado en un MDET similar producido con un método de nivel óptico. Izquierda: ajuste de la regresión Deming y distribución de frecuencias de los errores.

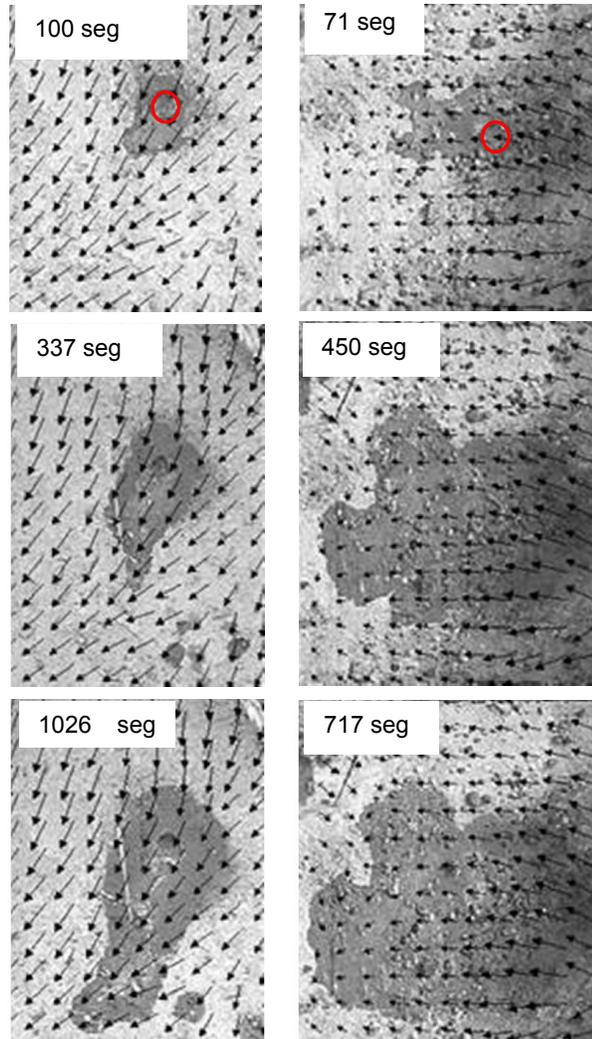


Fig. 2.3.3-3. Validación cualitativa de la metodología mediante la correspondencia visual de los MIE con la dirección del movimiento de las plumas de escorrentía.

2.4 Discusión

Respecto a la pregunta de investigación planteada al principio del capítulo: ***“¿Es viable la generación de modelos digitales de elevación del terreno desarrollados mediante fotogrametría de rango cercano y análisis geoestadístico que permitan estudiar el movimiento del agua en la superficie del suelo a escala microtopográfica sin perturbarla?”***.

Crear MDET exactos y precisos constituye un primer paso para una mejor comprensión del flujo superficial de agua (acumulación en depresiones y escurrimiento superficial) y los procesos ecohidrológicos de la zona no saturada del suelo (Kamphorst et al., 2005; Martin et al., 2008). La calidad (precisión, exactitud, resolución) necesaria para un MDET debe ser adecuada a la finalidad o uso previsto. Técnicas que generen MDET de menor calidad pueden ser suficientes en estudios como la pérdida de suelo por erosión (Warner, 1995; Rieke-Zapp y Nearing, 2005). En este estudio

la calidad de los MDET se evaluó en términos de su adecuación para proveer descripciones consistentes con los movimientos observados del agua de escorrentía en la superficie del suelo de parcelas experimentales de campo sin perturbar la microtopografía y la estructura del suelo.

Respecto a la calibración en laboratorio del método FRC mediante la utilización de modelos físicos, se puede afirmar que la combinación de número de fotografías y ángulos de las mismas resultó adecuada en cuanto a calidad (exactitud y precisión). La conveniencia de adoptar una configuración mixta de toma de fotografías (tomas oblicuas y normal) fue señalada en un estudio similar de Heng et al. (2010) quienes trabajaron con parcelas más grandes para caracterizar la microtopografía del suelo para estudios de erosión con distintas geometrías de puntos objetivo y de control. Wackrow y Chandler (2011) demostraron en un estudio reciente que al utilizar imágenes convergentes ligeramente verticales en la generación de MDET se minimizan los errores de superficie sistemáticos o cúpulas ocasionados por parámetros de distorsión de lente inexactamente estimados.

Los residuos de la transformación de los puntos de control de las tres geoformas básicas analizadas resultaron suficientemente pequeños (Tabla 2.3.1-2), lo que indica una medición adecuada de las coordenadas de estos puntos.

La calidad del ajuste del proceso fotogramétrico para las tres geoformas básicas analizadas es adecuada en cuanto a la variabilidad de los parámetros de control VCM y FCG de la aplicación utilizada (Tabla 2.3.1-4). La cantidad de imágenes y puntos referenciados son suficientes y adecuados. No hubo diferencias significativas en los resultados de las tres geoformas analizadas.

El procedimiento produjo estimaciones de coordenadas x-y-z de los modelos de laboratorio a precisiones $<3.5\%$ y $<1.5\%$ de la media de variación de coordenadas x-y, y $<6.2\%$ en la coordenada z, lo que implica rangos sub-milimétricas en este último (Fig. 2.3.1-2).

Los valores VCM de las parcelas de campo (Tabla 2.3.3-1) indican una buena precisión interna del proceso de orientación fotogramétrica, así como también una buena calibración de la cámara. Los valores de FCG indican que se logró una adecuada geometría de la red y que la cantidad de imágenes y puntos referenciados son suficientes y adecuadamente distribuidos. Los valores de exactitud y precisión de las parcelas de campo resultaron menores (pero aún en el rango milimétrico) a las de los modelos de laboratorio debido probablemente a las dificultades inherentes a la obtención de mediciones de calidad de las coordenadas en condiciones de campo.

La selección de los procedimientos estadísticos para evaluar la calidad del procedimiento FRC también merece mayor análisis. En este estudio, el análisis de regresión normal (también llamado regresión tipo I) se utilizó para estimar la exactitud y precisión de las estimaciones de valores de coordenadas en los modelos físicos de laboratorio. La regresión de tipo I de dos variables (por ejemplo valores medidos de coordenadas, versus valores estimados mediante FRC) asume que la comparación se realiza entre una variable medida casi sin errores (independiente) y otra (dependiente) medida con error desconocido. Este supuesto parece razonable en el caso de

modelos de laboratorio, en los cuales las coordenadas de los puntos objetivo de un modelo físico pueden medirse directamente con una alta precisión a través de reglas de escala sub-milimétrica, calibres, etc. Sin embargo, en el caso de las parcelas en campo, estas mediciones presentan mayor dificultad debido a la heterogeneidad del terreno, la existencia de gravas, plantas, las condiciones meteorológicas. En estos casos todas las mediciones deben asumirse como indirectas o sujetas a error, y una regresión de tipo I ya no puede ser considerada como un modelo estadístico apropiado para relacionarlos (Fekri y Ruiz-Gazen, 2006). De manera alternativa, un procedimiento de regresión Deming o regresión tipo II es apropiado. El modelo de regresión tipo I subestima la pendiente de la relación lineal entre las variables cuando ambas han sido medidas con error. La regresión Deming con un estimador de pendiente ortogonal es apropiada cuando todas las variables se observan experimentalmente.

Una prueba de la calidad de un MDET obtenido a través de un determinado método debería incluir un análisis comparativo con otro MDET obtenido por otro medio que se suponga de mayor precisión y exactitud.

En este estudio se obtuvieron estimaciones de z con error $< 0.1\%$ (consideradas exactas a los fines de esta tesis) y precisión $< 0.3\%$ a juzgar a través de su comparación con estimaciones obtenidas con un nivel óptico en condiciones de error angular mínimo de este último. Un análisis de distribución espacial del MDET (Fig. 2.3.3-2) no mostró evidencia de distribuciones sistemáticamente sesgadas de los errores de estimación de los rangos mencionados de precisión.

La Fig 2.3.3-3 suministra evidencia cualitativa adicional de la consistencia entre los MIE obtenidos a través del método FRC y los movimientos de las plumas de escorrentía del agua observadas durante los experimentos de flujo de agua descritos en este capítulo.

2.5 Conclusiones

La respuesta a la pregunta de investigación formulada es afirmativa. Se presenta un método viable de generación de Modelos Digitales de Elevación de Terreno en parcelas a campo no perturbadas, basado en una técnica fotogramétrica de rango cercano y modelación geoestadística. La configuración de las ubicaciones y cantidad de las tomas fotográficas seleccionada suministra estimaciones fotogramétricas con exactitud y precisión adecuada para los trabajos que se describen en capítulos siguientes. Las precisiones obtenidas en el proceso de generación de los MDET se corresponden con las esperables al aplicar los principios de la fotogrametría de rango cercano, estimándose valores de error en los valores de coordenadas x - y - z inferiores a 1 mm.

Los campos de vectores de escorrentía estimados se corresponden estrechamente con las trayectorias de las plumas de escorrentía de agua generadas en los experimentos.

2.6 Bibliografía

- Aguilar M. A., Aguilar F. J., Negreiros J. 2009. Off-the-shelf laser scanning and close-range digital photogrammetry for measuring agricultural soils microrelief. *Biosystems Engineering*. 103(4), 504–517.
- Arias P., Ordoñez C., Lorenzo H., Herraes J., Armesto J. 2006. Low-cost documentation of traditional agro-industrial buildings by close-range photogrammetry. *Building and Environment*. 42(4), 1817–1827.
- Brasington J., Smart R. M. 2003. Close range digital photogrammetric analysis of experimental drainage basin evolution. *Earth Surf. Proc. Land*. 28, 231–247.
- Crow E. L., Davis F.A., Maxfield M. W. 1965. *Statistics Manual*. Ed. Dover. Nueva York. 320 pp.
- Darboux F., Huang C. 2003. An instantaneous profile laser scanner to measure soil surface microtopography. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67,92-99.
- Demmers M. N. 1999. *Fundamentals of geographic information systems*. 2 Ed. Wiley. Nueva York. 443 pp.
- Dunne T., Zhang W., Aubry B. F. 1991. Effects of rainfall, vegetation and microtopography on infiltration and runoff. *Water Resour. Res.* 27, 2271–2285.
- Esteves M., Faucher X., Galle S., Vauclin M. 2000. Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain: numerical results versus observed values. *J. Hydrol.* 228, 265-282.
- Fekri M., Ruiz-Gazen A. 2006. Robust estimation in the simple errors-in-variables model. *Statistics & Probability Letters*. 76(16), 1741–1747.
- Felícísimo A. M. 1994. *Modelos Digitales del Terreno, Introducción y Aplicaciones en las Ciencias Ambientales*. Pentalfa. Oviedo, España. 222 pp.
- Gallardo A. 2006. *Geoestadística. Ecosistemas*. 15, 48-58.
- Giraldo R., Troncoso W., Mancera J. E., Méndez N. 2000. *Geoestadística: una herramienta para la modelación en estuarios*. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. 24, 59-72.
- Goovaerts P. 1997. *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Ed. Oxford Univ. Press. Nueva York. 500 pp.
- Helming K., Romkens M. J., Prasad S. N. 1998. Surface roughness related processes of runoff and soil loss: a flume study. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62, 243-250.
- Helming K., Roth C. H., Wolf R., Diestel H. 1993. Characterization of rainfall-microrelief interactions with runoff using parameters derived from Digital Elevation Models (DEMs). *Soil Technol.* 6, 273-286.
- Heng B. C., Chandler J. H., Armstrong A. 2010. Applying close range digital photogrammetry in soil erosion studies. *Photogrammetric Record*. 25(131), 240–265.
- Houlding S. W. 2000. *Practical Geostatistics. Modeling and Spatial Analysis*. Ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Berlin. 176 pp.
- Huang C., Bradford J. M. 1990. Portable laser scanner for measuring soil surface roughness. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54, 1402-1406.
- Huang C., White I., Thwaite E. G., Bendeli A. 1988. A noncontact laser system for measuring soil surface topography. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52(2), 350–355.
- Jester W., Klik A. 2005. Soil surface roughness measurement—methods, applicability, and surface representation. *Catena*. 64(2-3), 174–192.
- Kamphorst E. C., Chadoeuf V., Jetten V., Guerif J. 2005. Generating 3D soil surfaces from 2D height measurements to determine depression storage. *Catena*. 62, 189–205.
- Kamphorst E. C., Duval Y. 2001. Validation of a numerical method to quantify depression storage by direct measurements on moulded surfaces. *Catena*. 43(1), 1–14.
- Kamphorst E. C., Jetten V., Guérf J., Pitkanen J., Iversen B. V., Douglas J. T., Paz A. 2000. Predicting depression storage from soil surface roughness. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 1749-1758.
- Kuipers H. 1957. A reliefmeter for soil cultivation studies. *Netherlands J. Agric. Sci.* 5, 255-262.
- Leenaers H., Okx J. P., Burrough P. A. 1990. Comparison of spatial prediction methods for mapping floodplain soil pollution. *Catena*. 17, 535-550.
- Martin Y., Valeo C., Tait M. 2008. Centimetre-scale digital representations of terrain and impacts on depression storage and runoff. *Catena*. 75(2), 223–233.
- Matheron G. 1963. Principles of geostatistics. *Economic geology*. 58, 1246-1266.
- Merel A. P., Farres P. J. 1998. The monitoring of soil surface development using analytical photogrammetry. *Photogrammetric Record*. 16(92), 331–345.
- Moffat A. J., Catt J. A., Webster R., Brown E. H. 1988. A re-examination of the evidence for a Plio-Pleistocene marine transgression on the Chiltern Hills. *Structures and surfaces*. *Earth Surf. Proc. Land*. 11, 95-106.
- Mueller T. G., Pusuluri N. B., Mathias K. K., Cornelius P. L., Barnhisel R. I., Shearer S. A. 2004. Map quality for ordinary kriging and inverse distance weighted interpolation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68, 2042-2047.
- Mulla D. J. 1988. Using geostatistics and spectral analysis to study spatial patterns in the topography of southeastern Washington state, USA. *Earth Surf. Proc. Land*. 13, 389-405.

Cap 2: Caracterización de la microtopografía del suelo.

- Myers D. E. 1987. Optimization of sampling locations for variogram calculations. *Water Resour. Res.* 23, 283-293.
- Onstad C. A. 1984. Depressional storage on tilled soil surfaces. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers.* 27, 729-732.
- Parsons A. J., Abrahams A. D., Luk S. H. 1990. Hydraulics of interrill overland flow on a semi-arid hillslope. *Southern Arizona J. Hydrol.* 117, 255-273.
- Planchón O., Esteves M., Silvera N., Lapetite J. M. 2002. Microrelief induced by tillage, measurement and modelling of Surface Storage Capacity. *Catena.* 46(2-3), 141-157.
- Podmore T. H., Huggins L. F. 1980. Surface roughness effects on overland flow. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers.* 23, 1434-1445.
- Puigdefábregas J., Del Barrio G., Boer M. M., Gutiérrez L., Solé-Benet A. 1998. Differential responses of hillslope and channel elements to rainfall events in a semi-arid area. *Geomorphology.* 23(2-4), 337-351.
- Reilly P. M., Reilly H. V., Keeler S. E. 1993. Parameter Estimation in the Error-in-Variables Model. *Journal of the Royal Statistical Society.* 42(4), 693-701.
- Rieke-Zapp D. H., Nearing M. A. 2005. Digital close range photogrammetry for measurement of soil erosion. *Photogrammetric Record.* 20(109), 69-87.
- Rieke-Zapp D. H., Wegmann H., Santel F., Nearing M. A. 2001. Digital photogrammetry for measuring soil surface roughness. *Conferencia: Proceedings of the American Society of Photogrammetry & Remote Sensing 2001.* St Louis, Missouri.
- Ritsema C. J., Dekker L. W. 1995. Distribution flow: a general process in the top layer of water repellent soils. *Water Resour. Res.* 31(5), 1187-1200.
- Santamaría M. S., Malla M. S. Notas sobre el manejo del software geoestadístico Variowin. Parte ii: modelado del variograma experimental. *Revista del Instituto de Investigaciones de la Facultad de Geología, Minas, Metalurgia y Ciencias Geográfica.* 11(22), 89-47.
- Sidorchuk A., Schmidt J., Cooper G. 2008. Variability of shallow overland flow velocity and soil aggregate transport observed with digital videography. *Hydrol. Process.* 22(20), 4035-4048.
- Solé-Benet A., Calvo A., Cerdá A., Lázaro R., Pini R., Barbero, J. 1997. Influences of micro-relief patterns and plant cover on runoff related processes in badlands from Tabernas (SE Spain). *Catena* 31(1-2), 23-28.
- Stojic M., Chandler J. H., Ashmore P., Luce J. 1998. The assessment of sediment transport rates by automated digital photogrammetry. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing.* 64(5), 387-395.
- Tarboton D. G., Ames D. P. 2001. Advances in the mapping of flow networks from digital elevation data. *Congreso: World Water and Environmental Resources Congress.* Orlando, Florida.
- Thompson S. E., Katul G., Porporato A. 2010. Role of microtopography in rainfall-runoff partitioning: An analysis using idealized geometry. *Water Resour. Res.* 46, W07520, doi:10.1029/2009WR008835.
- Wackrow R., Chandler J. H. 2011. Minimising systematic error surfaces in digital elevation models using oblique convergent imagery. *Photogrammetric Record.* 26(133), 16-31.
- Wagner L. E., Yiming Y. 1991. Digitization of profile meter photographs. *Transactions of the ASAE.* 34, 412-416.
- Warner W. S. 1995. Mapping a three-dimensional soil surface with handheld 35 mm photography. *Soil and Tillage Research.* 34(3), 187-197.
- Wegmann H., Rieke-Zapp D., Folke S. 2001. Digital photogrammetry for measuring soil surface roughness. *Conferencia: Proceedings of the American Society of Photogrammetry & Remote Sensing 2001.* St. Louis, Missouri.
- Werner J., Andreas K. 2005. Soil surface roughness measurement methods, applicability, and surface representation. *Catena.* 64, 174-192.
- Whalley W. B., Rea B. R. 1994. A digital surface roughness meter. *Earth Surf. Proc. Land.* 19, 809-814.
- Wilcox B. P., Wood M. K., Tromple J. M. 1988. Factors influencing infiltrability of semiarid mountain slopes. *J. Range Managem.* 41, 197-206.
- Wolf P. R. 1983. *Elements of Photogrammetry with Air Photo Interpretation and Remote Sensing.* Ed. McGraw-Hill. Nueva York. 628 pp.
- Zribi M. V., Ciarletti O., Taconet J., Paillé J., Boissard P. 2000. Characterization of the soil structure and microwave backscattering based on numerical 3D surface representation: Analysis with a fractional Brownian model. *Remote Sensing of Environment.* 72, 159-169.

CAPÍTULO 3: Caracterización de propiedades eco-edafo-hidrológicas en la zona de estudio.

3.0 Objetivos

El presente capítulo es pertinente al objetivo 2 de la tesis: "*Caracterización de la variabilidad espacial en casos ejemplo de sistemas vegetación-suelo en regiones áridas templadas*" mediante un estudio de ladera de propiedades topográficas, edafológicas e hidrológicas en varias escalas:

- Escala micro: son aquellas propiedades estudiadas dentro de las parcelas de 1 m² ubicadas en una transecta del sitio "La Esperanza". No se desarrollan en este capítulo. (propiedades micro-topográficas en Cap. 2 y propiedades eco-edafo-hidrológicas en Cap. 4).
- Escala meso: de las propiedades meso-topográficas, ecológicas e hidrológicas estudiadas en una parcela de 900 m² del sitio "El Desempeño".
- Escala macro: de las propiedades macro-topográficas y eco-edafo-hidrológicas estudiadas en una ladera de 4.8 km del sitio "La Esperanza".

Las preguntas de investigación planteadas en este capítulo son:

- (1) ¿Qué errores devienen de las estimaciones de conductividad hidráulica saturada de los suelos obtenidas mediante algoritmos de pedotransferencia basados en los datos de textura?
- (2) ¿Las propiedades eco-edafológicas (textura, densidad aparente, porcentaje de raíces y fragmentos de roca de tamaño de grava (peso) en suelo seco) que determinan las propiedades hidrológicas de las zonas de estudio varían en profundidad y en relación a la macro-topografía?
- (3) ¿Cómo afectan las propiedades eco-edafológicas a las hidrológicas en situaciones de suelo desnudo y suelo con vegetación de las zonas de estudio?

Resultados del desarrollo de este objetivo fueron parcialmente expuestos en:

Rossi M.J., Malnero H., Kaless G., Ares J.O., 2011. Redistribución del agua superficial y precipitación efectiva entre las formas de vida predominantes en el Monte Austral. II Jornada de Ciencias Naturales en la Patagonia. Biodiversidad y Conservación Universidad Patagonia San Juan Bosco. Esquel, Argentina. pp 116.

Rossi M.J, Ares J.O. 2012. Depression storage and infiltration effects on overland flow depth-velocity-friction at desert conditions: field plot results and model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 3293–3307.

3.1 Introducción

3.1.1 Importancia de la variabilidad espacial de las propiedades eco-edafo-hidrológicas

Los estudios de hidrología de ladera son especialmente relevantes debido a un número de procesos que interactúan a distintas escalas, contribuyendo significativamente a la complejidad del sistema (Ridolfi et al., 2003). La influencia de las características eco-edafológicas en la hidrología de laderas y cuencas no debe ser despreciada (Western et al., 2004), y su análisis detallado y

preciso es necesario en la modelación hidrológica a sus distintas escalas espaciales (Quinn et al., 2005).

La evaluación de las propiedades hidrológicas en la zona no saturada, constituye el primer paso para poder utilizar modelos hidrológicos que puedan predecir el movimiento del agua (Warrick y Nielsen 1980, Ruan y Illangasekare, 1998). Asimismo, es de gran utilidad en el estudio de riego y drenaje, procesos erosivos (Chartier, 2009) y de contaminación del suelo (Massuel et al., 2006). La medición in-situ presenta diversas dificultades relacionadas con la variabilidad espacial de las propiedades hidrológicas, la heterogeneidad del suelo y los errores relativos a los experimentos realizados en el campo. Sin embargo, la obtención de estas propiedades in-situ es más adecuada para estudiar los fenómenos de flujo y transporte de agua en el suelo que las medidas de laboratorio, que habitualmente requieren modificar las propiedades físicas de la muestra de suelo (Ankeny et al., 1991).

La variación espacial de propiedades físicas del suelo desempeña un papel determinante en la respuesta hidrológica de ladera (Berndtsson y Larson, 1987, Arnau-Rosalén et al., 2008).

La influencia del suelo se ejerce principalmente en la formación del exceso de lluvia que da lugar al flujo de escorrentía, mediante la superación de la capacidad de transmisión del agua en superficie, exceso tipo Horton u hortoniano, o bien mediante la saturación de todo el perfil del suelo, exceso tipo Dunne, de origen variable o dunneano (Chow et al., 1994).

Otros factores como la rugosidad superficial y la proliferación de vegetación más o menos densa que intercepta la caída de la lluvia y el flujo superficial (Connolly et al., 1997) son influyentes.

Algunos científicos sostienen (Parr y Bertrand, 1960) que la tasa de infiltración es gobernada solamente por la matriz primaria del suelo y es en gran parte independiente de las condiciones superficiales. En contraste, Horton (1940) indicó que la tasa de infiltración es gobernada principalmente por condiciones cerca de la superficie del suelo. Por ello, las propiedades que se estudiaron en los suelos superficiales del área de estudio son:

- edafológicas, como la textura, densidad aparente (DAp) y el porcentaje de grava (peso) en suelo seco (%GSS),
- ecológica, como el porcentaje de raíces (peso) en suelo seco (%RSS),
- e hidrológicas como la tasa de infiltración (f) y conductividad hidráulica saturada (K_{sat}).

En los ecosistemas áridos y semiáridos, los procesos hidrológicos y de erosión del suelo se encuentran caracterizados por una significativa variación espacial y temporal (Blackburn et al., 1990; Simanton y Emmerich, 1994; Arnau-Rosalén et al., 2008). Los resultados de un estudio desarrollado por Chartier (2009) en el noreste de la Provincia de Chubut muestran que las características del suelo, así como también la estructura y la composición de la vegetación, afectan fuertemente los procesos de escurrimiento y erosión en los pastizales de la región. Las propiedades superficiales de los suelos son un elemento clave en la configuración de los flujos de agua en los ecosistemas semiáridos (Maestre y Cortina 2002).

3.1.2 Propiedades hidrológicas del suelo

El estudio de los fenómenos de transferencia hídrica en el suelo, necesita de una determinación de sus características hidrológicas, que dependen de las características físicas del suelo, como la cantidad, tamaño y distribución de los poros y la proporción y distribución del tamaño de las partículas. Estas características físicas determinan la capacidad de un suelo de retener y de conducir el agua (Arnau-Rosalén et al., 2008; Ruan y Illangasekare, 1998; Warrick y Nielsen 1980).

La infiltración es el proceso en el cual el agua que se encuentra en la superficie pasa hacia el interior de un medio poroso. En los suelos, la infiltración del agua de lluvia es controlada por las propiedades hidrológicas de los mismos (Berndtsson y Larson, 1987), que a su vez se relacionan con otras propiedades, como la densidad aparente (DAP; Ball et al., 1997), la estabilidad del sistema poroso y su continuidad o tortuosidad. La capacidad de infiltración del suelo es uno de los factores más importantes en el control de la escorrentía. Dicha capacidad se caracteriza por una alta variabilidad espacial relacionada con la variabilidad espacial de las propiedades del suelo (estructura, contenido de materia orgánica, humedad del suelo antecedente, etc.). Algunas propiedades del suelo también están relacionadas con sus características de superficie (cobertura vegetal, fragmentos de roca, diferentes tipos de cortezas, etc) por lo general distribuidos en parches (Brakensiek y Rawls, 1994; Roth, 2004).

Los montajes experimentales desarrollados para obtener información acerca de los procesos de infiltración y escorrentía han sido frecuentemente llevados a cabo a escala de parcela, tanto bajo eventos de precipitación natural como simulada, y han ilustrado la variabilidad espacial y temporal de la respuesta (Arnau-Rosalén et al., 2008).

La tasa a la cual el agua penetra en el suelo desde la superficie se llama tasa de infiltración (f), la cual es expresada en unidades de longitud (profundidad)/tiempo o volumen/tiempo para una superficie infiltrante conocida. En el proceso de infiltración se pueden reconocer dos estados; el transitorio y el estacionario. El primero se caracteriza por presentar una variación de f con el tiempo. Mientras que en el estado estacionario f se mantiene casi constante.

Con el término de infiltración acumulada del agua en el suelo (F_a), se define el volumen total de agua infiltrado en un cierto tiempo t . La f es la derivada temporal de F_a :

$$f(t) = \frac{dF_a(t)}{dt} \quad (\text{Ec. 3.1.2-1})$$

Indiferentemente de la forma de medición del agua infiltrada, la f de los suelos depende del contenido de humedad de los mismos. Al inicio de un proceso de humectación y en presencia de agua libre en la superficie del suelo, f es alta disminuyendo con el tiempo hasta alcanzar un valor constante. Desde el punto de vista teórico esta f constante se alcanza para tiempo infinito, en cuyo caso suele llamarse tasa de infiltración básica (f_*) (en estado estacionario) y depende en gran

parte de la textura de los suelos (Mbagwu, 1997). Según Hillel (1982) y Wooding (1968), en el momento en el que f alcanza un valor constante, éste se corresponde al de la K_{sat} . También se puede estimar el valor de K_{sat} a partir de modelos que ajustan datos de infiltración acumulada recolectados a campo en estado transitorio, por ejemplo con el modelo de Zhang (1997) que se describe más adelante.

La Fig. 3.1.2-1 muestra la variación de f y F_a en el tiempo, donde se observa que a medida que t tiende a infinito, $f(t)$ tiende a K_{sat} , lo que indica que el suelo se encuentra totalmente saturado y el gradiente de K_{sat} es unitario respecto del tiempo.

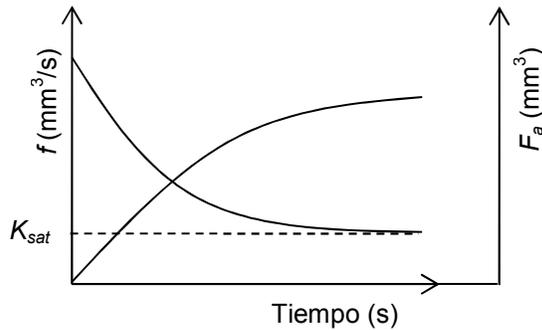


Fig. 3.1.2-1. Tasa de infiltración (f) (eje izquierdo) e infiltración acumulada (F_a) (eje derecho) en el tiempo.

La textura tiene un efecto importante en los perfiles edáficos de humedad, afectando el transporte y almacenamiento del agua precipitada (Hillel, 1998). En climas áridos y semiáridos, la textura edáfica juega un rol fundamental afectando la partición del recurso agua entre los distintos horizontes del suelo, influyendo de esta manera, en los patrones y en la estructura de la vegetación (Noy-Meir, 1973). A su vez, la vegetación incrementa la capacidad de infiltración de los suelos influenciando también el tiempo y duración de la esorrentía (Morgan et al., 1997). A este respecto, estudios de Blackburn (1984) demostraron que la infiltración en suelos es más baja en suelo descubierto de vegetación que en suelos debajo de los árboles y arbustos.

La infiltración del agua se produce por la matriz primaria del suelo así como también por flujos preferenciales (Beven y Germann, 1982) que transcurren por caminos alternativos del agua en la matriz del suelo. Los flujos preferenciales pueden originarse debido a heterogeneidad en el suelo como grietas y/o macroporos (Bouma y Dekker, 1978; Beven y Germann, 1982), pedregosidad o grandes cavidades (Kung, 1990) o bien la inestabilidad en los frentes de humedecimiento debido a la presencia de distintos horizontes en el suelo (Raats, 1973; Hillel y Baker, 1988), aire atrapado (Glass et al., 1990) o repelencia al agua (Dekker y Ritsema, 1994). El flujo preferencial es un tipo de flujo a través de zonas muy permeables como son los macroporos y grietas de suelos heterogéneos. Se produce cuando los macroporos y grietas están abiertos a la atmósfera. El agua fluye por los macroporos y se infiltra gradualmente por los contornos de estos

caminos preferenciales. La presencia de grava en el suelo habitualmente aumenta la f del agua a causa de la expansión y contracción entre las grava y el suelo, dando como resultado la formación de canales y macroporos. Sin embargo, las grava reducen la capacidad de almacenamiento y retención del agua de los suelos (Pritchett, 1991; Poesen y Lavee, 1994).

La conductividad hidráulica es una propiedad física del suelo espacialmente variable y clave en la descripción de los procesos de infiltración y redistribución de agua en el suelo. La alta variabilidad espacial exhibida por las medidas de conductividad hidráulica está asociada con la heterogeneidad de las propiedades del suelo (Giménez et al., 1999). Debido a que expresa la habilidad del suelo para transmitir agua en diversas condiciones, su medición o estimación resulta necesaria para modelar fenómenos relacionados de flujo y transporte de agua en los suelos. La conductividad hidráulica en o sobre el punto de saturación es la K_{sat} , y con contenidos de agua por debajo de saturación es la conductividad hidráulica no saturada (K_h) (Rawls et al., 1992).

Existen métodos de laboratorio que determinan K_{sat} con muestras cilíndricas no disturbadas, entre ellos:

- Permeámetro de carga constante. Después de la saturación de la muestra, se la somete a una carga hidráulica. El agua fluye a través de la muestra, midiéndose la cantidad que pasa en un tiempo. El gradiente hidráulico permanece constante a lo largo de todo el periodo del ensayo.
- Permeámetro de carga variable (Klute y Dirksen, 1986). En este tipo de permeámetro se mide la cantidad de agua que atraviesa una muestra de suelo, por diferencia de niveles en un tubo alimentador.

Existen otros métodos que evalúan la capacidad de infiltración del suelo en campo y de ella derivan la K_{sat} , entre ellos:

- el método del Pozo de Nivel Constante, que consiste en mantener el nivel de agua dentro de una pequeña excavación en forma constante midiendo el caudal de agua requerido para ello.
- el permeámetro de Guelph (Munoz-Carpena et al., 2002; Xu y Mermoud, 2003), consiste en dos tubos, uno que actúa como depósito de agua y otro de menores dimensiones que se pone en contacto con el suelo y lleva acoplado un sistema que permite mantener la carga hidráulica constante (tubo Mariotte).
- El método del doble anillo (Bower, 1986; Lai y Ren, 2007), que consiste en hincar en el suelo (5 a 10 cm) dos anillos concéntricos, sin alterar el terreno, mantener una altura de agua constante en ambos anillos sobre el suelo de al menos 3 cm y medir la cantidad de agua que es necesaria entregar al cilindro interior para mantener dicha carga.
- La simulación de lluvia (Munn y Huntington, 1976; Holden y Burt, 2002), en la que se aplica agua en forma constante reproduciendo la precipitación. Las gotas son del tamaño de las de la lluvia y tienen una energía de impacto similar. La diferencia entre precipitación y escorrentía representa el volumen de agua infiltrado.

- El infiltrómetro de tensión (Ankeny et al., 1988; Perroux y White 1988) es un instrumento que permite medir la K_h para diferentes tensiones de agua en el suelo mediante ensayos no destructivos. Está siendo ampliamente usado para determinar propiedades hidrológicas in situ de suelos saturados o cercanos a la saturación (Clothier y White, 1981).

El infiltrómetro minidisco (IMD) es un modelo de infiltrómetro de tensión de la marca Decagon Devices Inc., Pullman, Washington (Fig. 3.1.2-2). Mediante un sistema de botella de Mariotte el IMD puede producir un rango de tensión en la columna de agua de -0.5 a -6 cm. Las cámaras superior e inferior deben llenarse de agua. En la parte inferior del tubo (que contacta con la superficie del suelo) hay un disco poroso de 4.5 cm de diámetro que no permite que salga el agua. La parte superior o cámara de burbujas controla la tensión, mientras que la cámara inferior contiene el volumen de agua que infiltra en el suelo a la tensión seleccionada mediante el tubo que sobresale de la parte superior (denominado capilar), de manera que se genera una succión constante sobre la superficie de contacto entre el disco poroso y el suelo.



Fig. 3.1.2-2. Ilustración del IMD. Extraído de Decagon Devices Inc., Pullman, Washington (2005).

La cámara inferior está graduada en mililitros. Una vez que el sistema se coloca verticalmente sobre la superficie del suelo y se produce un buen contacto hidráulico, el agua del tubo se infiltra en el suelo a una tasa determinada por las propiedades del suelo y la tensión aplicada al tubo Mariotte. Conforme el agua se infiltra se va tomando nota de la variación del nivel de agua en la cámara inferior a intervalos de 30 segundos. A partir de estos datos se puede estimar f del agua en el suelo y K_h , y con los valores de K_h se determina K_{sat} .

El IMD provee un mecanismo útil para diferenciar el movimiento del agua a través de fisuras y poros biológicos del movimiento de agua a través de la matriz del suelo (Clothier y White, 1981; Perroux y White, 1988; Ankeny et al., 1988). Cuanto más negativo es el potencial del agua, menor es el diámetro de los poros que están implicados en el flujo (Perroux y White 1988).

Cap. 3: Caracterización de propiedades eco-edafo-hidrológicas en la zona de estudio

Son numerosos los autores que utilizan el infiltrómetro de tensión en la determinación de la K_{sat} del suelo (Simunek y van Genuchten, 1996; Zhang, 1997; Ruiz Sinoga et al., 2003; Li et al., 2005; Filgueira et al., 2006; Raof et al., 2011; entre otros). Reynolds y Elrick (1986, 1990), Elrick y Reynolds (1992) y Elrick et al. (1995) desarrollaron un método para calcular la K_{sat} mediante tensiones aplicadas con el IMD (Ankeny et al., 1988; Perroux y White, 1988) durante el tiempo inicial (estado transitorio) así como durante la f_{∞} (estado estacionario). Su método usa un factor de forma basado en Gardner (1958), calculando la relación entre la conductividad hidráulica y la succión.

Varios autores (Zhang, 1997; Filgueira et al., 2006; Ruiz Sinoga et al., 2003) utilizan la ecuación de Zhang (1997) que se basa en el análisis de la función $F(\sqrt{t})$ en condición de flujo transitorio para la determinación de la conductividad hidráulica teniendo en cuenta para su cálculo parámetros texturales, porosidad (n) e índice de distribución del tamaño de poros (α) de van Genuchten (1980). El método propuesto por Zhang (1997), que se basa en una ecuación desarrollada por Philip (1957), requiere la medición de la infiltración acumulada en función del tiempo y el ajuste de los resultados con la función:

$$F = C_1 t + C_2 \sqrt{t} \quad (\text{Ec. 3.1.2-2})$$

donde F (mm) es la infiltración acumulada del agua en el suelo por unidad de área o profundidad de infiltración, C_1 (mm s^{-1}) es un factor que se encuentra relacionado con la conductividad hidráulica, C_2 ($\text{mm s}^{-1/2}$) es la sortividad capilar y t es el tiempo (s).

Los parámetros C_1 y C_2 están relacionados a la conductividad hidráulica K y la sortividad del suelo S por medio de:

$$C_1(h) = A_1 K(h) \quad (\text{Ec. 3.1.2-3})$$

$$C_2(h) = A_2 S(h) \quad (\text{Ec. 3.1.2-4})$$

donde A_1 y A_2 son coeficientes adimensionales y h es la tensión aplicada por el infiltrómetro.

Consecuentemente, la infiltración estacionaria puede ser calculada a partir de la Ec. 3.1.2-3 que se puede expresar como:

$$K(h) = C_1/A_1 \quad (\text{Ec. 3.1.2-5})$$

donde A_1 se calcula como:

$$A_1 = \frac{11.65(n^{0.1} - 1)\exp[2.92(n - 1.9)\alpha h]}{(\alpha r)^{0.91}} \quad n \geq 1.9 \quad (\text{Ec. 3.1.2-6})$$

$$A_1 = \frac{11.65(n^{0.1} - 1)\exp[7.5(n - 1.9)\alpha h]}{(\alpha r)^{0.91}} \quad n < 1.9 \quad (\text{Ec. 3.1.2-7})$$

donde n y α son los parámetros de van Genuchten (Carsel y Parris, 1988) para el tipo de suelo bajo estudio y r es el radio del disco del infiltrómetro.

Wooding (1968) propuso un modelo analítico para la integración de la ecuación de Richards (1931) para la tasa de infiltración en flujo estacionario que ocurre por debajo de una fuente circular somera, que es aplicable al infiltrómetro de tensión:

$$f(h)_\infty = K_{sat} \left[\left(1 + \frac{4}{\alpha \pi r} \right) e^{(\alpha h)} \right] \quad (\text{Ec. 3.1.2-8})$$

donde $f(h)_\infty$ es el flujo de infiltración en condición de flujo estacionario para una tensión específica h , α es el índice de distribución del tamaño de poros de van Genuchten y r es el radio del disco del infiltrómetro de tensión.

Además de los métodos de laboratorio y de terreno existe otra forma indirecta de estimar la K_{sat} y otras propiedades hidrológicas de suelos, que se basa en las características granulométricas del suelo. Éstas son las funciones de pedotransferencia (FPT).

Las FPT son relaciones empíricas que permiten predecir las propiedades hidrológicas de un suelo, a partir de datos texturales. Schaap et al. (1998) clasificó las FPT en tres grupos principales: 1) FPT de clases, que se caracterizan por asumir que suelos similares exhiben propiedades hidrológicas similares; 2) FPT continuas, que proveen estimaciones continuas de propiedades hidrológicas por medio del triángulo textural (USDA, 1999) a través de un modelo de regresión lineal o no lineal; y 3) FPT derivadas del análisis de redes neuronales, que han sido recientemente desarrolladas para mejorar las predicciones de FPT. La precisión de los modelos de FTP puede ser mejorada adicionando información como DAp, porcentaje de materia orgánica y puntos de la curva succión humedad (Vereecken et al., 1989).

Para la implementación práctica de las FPT existen varios códigos de cálculo entre los que pueden mencionarse los programas Rosetta (Schaap et al., 2001) y SoilPar (Acutis y Donatelli, 2003). Rosetta implementa FPT para la predicción de parámetros de la curva succión-contenido de humedad (CSCH) de van Genuchten (1980), K_{sat} y K_h basadas en el modelo de Mualem (1976) y un algoritmo de muestreo automático con repetición para el análisis de incertidumbre de dichos parámetros. El programa emplea redes neuronales para el ajuste de parámetros para mejorar las predicciones de las FPT, basándose en ajustes de composición textural, DAp y en uno o dos

puntos de la CSCH. SoilPar también estima parámetros hidrológicos con FPT, pero no realiza análisis de la incertidumbre.

3.2 Materiales y métodos

3.2.1 Biogeografía del área de estudio

El estudio se llevó a cabo en varios sitios representativos del Monte Patagónico (parte sur de la provincia Fitogeográfica del Monte): el Refugio de Vida Silvestre "La Esperanza" y un campo privado ("El Desempeño") ubicado en la entrada de la Reserva Natural Península Valdés (Fig. 3.2.1-1).

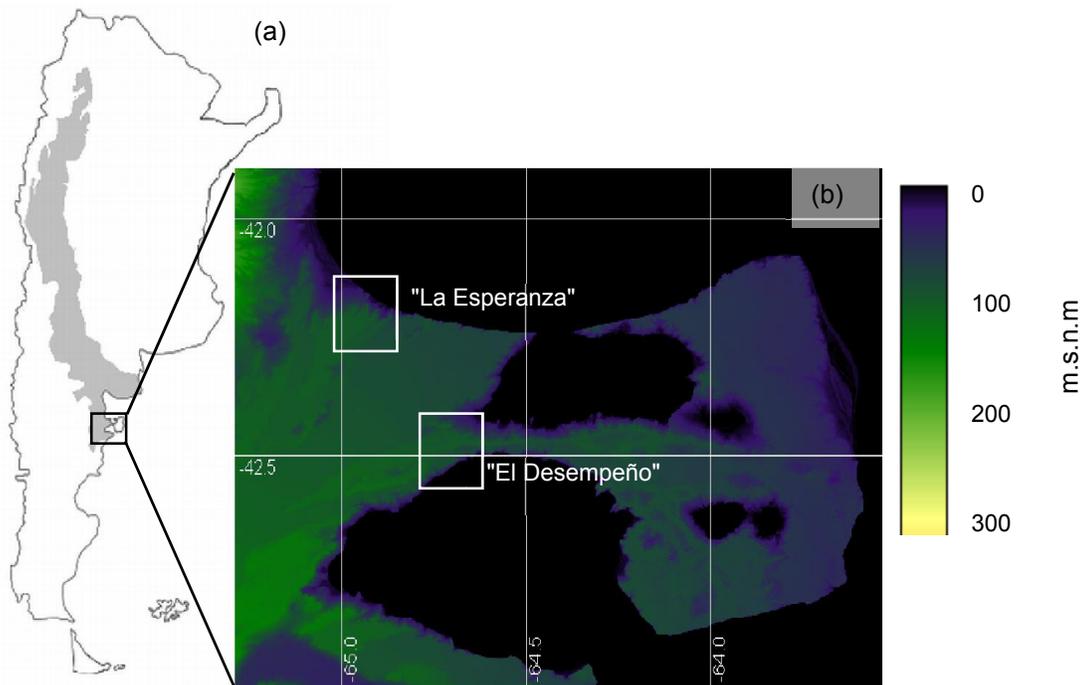


Fig. 3.2.1-1. (a) Provincia Fitogeográfica del Monte en Argentina, Fuente: modificado de Cabrera, 1976; (b) ubicación de las áreas de estudio. Fuente: MDET SRTM 90 m.

El Monte Patagónico se presenta bajo un clima árido (Paruelo et al., 1998), con una precipitación media anual de 235.9 mm (1982–2001). Los eventos de lluvia de baja intensidad son los de mayor frecuencia (Sala y Laurenroth, 1982; Vicenty, et al., 1984), éstos constituyen la mayoría de las lluvias y se producen durante la temporada de frío (abril-septiembre). Sin embargo, también pueden ocurrir eventos de lluvias convectivas de alta intensidad y corta duración durante la estación cálida (Coronato, 2008). La temperatura media anual es de 13.4° C (Cabrera, 1976). Las lluvias son producidas por los vientos del oeste procedentes del Pacífico afectados por el efecto sombra de lluvia de los Andes (Abraham et al., 2009). Haylock et al. (2006) observaron

registros de precipitación y predijeron anomalías de precipitación esperadas bajo distintos escenarios de cambio climático (Carrera et al., 2007) indicando que las precipitaciones pueden producirse en intensidades tanto altas (> 20 mm / día), como bajas (< 3 mm / día). Este patrón corresponde a mecanismos alternativos de generación de lluvia característico del régimen tropical que prevalece en el norte del territorio o lluvia de invierno que prevalece en las latitudes templadas (Prohaska, 1976). Ambos tipos de lluvia se pueden observar en ocasiones a lo largo de la mayor parte del área ocupada por el bioma. Se encuentran condiciones similares en los climas áridos y semiáridos en todo el mundo (Mares et al., 1985). Hay una notable convergencia entre las zonas desérticas de América del Norte (de Chihuahua-Sonora) y del Sur (desiertos del Monte), que consiste en los mismos subtipos de clima, la misma vegetación dominante y la combinación de formas biológicas (Morello, 1984, citado por Abraham et al., loc. cit.).

Las geoformas y suelos predominantes en el Monte Patagónico condicionan la heterogeneidad espacial de la vegetación en comunidades que van desde los matorrales cerrados hasta las estepas arbustivas dominados por dos formas biológicas contrastantes: pastos perennes y arbustos. Sin embargo, a una escala de mayor detalle la vegetación muestra una clara estructura de parches representados por arbustos altos y pastos perennes en contraste con los interespacios de tamaño variable que carecen de cobertura vegetal o bien están colonizados por matas aisladas de pastos perennes, arbustos de bajo porte o subarbustos (Bertiller et al., 2004). La vegetación (Fig. 3.2.1-2) cubre cerca del 40% y el 60% de la superficie en la estructura de parches irregulares con tres estratos de vegetación: superior (1-2 m de altura), dominado por arbustos altos (*Larrea divaricata*, *Schinus johnstonii* Barkley, *Chuquiraga erinacea* Don., *Atriplex lampa* Gill. ex Moq., y *Lycium chilense* Miers ex Bert.), uno intermedio (0.5-1.2 m de altura), compuesto por arbustos de bajo porte o subarbustos (*Nassauvia fuegiana* (Speg.) Cabrera, *Junellia seriphioides* (Gillies and Hook) Mold., y *Acantholippia seriphioides* (A. Gray) Mold.), y el más bajo (0.1-0.5 m de altura) dominado por pastos perennes (*Nassella tenuis* (Phil.) Barkworth, *Pappostipa speciosa* (Trin. y Rupr.) Romasch, y *Poa ligularis* (Nees ex Steud) (Ares et al., 1990; Carrera et al., 2008).

La presencia de parches de vegetación que alternan con parches de suelo desnudo o casi desnudo es una característica común en los sistemas áridos y semiáridos en todo el mundo (Ludwig et al., 2005; Tongway y Ludwig, 1990; Goudi et al., 1992). La vegetación en el desierto del Monte de Argentina se caracteriza por áreas con cobertura vegetal (parches vegetados sobre montículos) que alternan con áreas de vegetación dispersa o suelo desnudo (depressiones) (Bisigato y Bertiller, 1997; Bertiller et al, 2002a; Rossi y Villagra, 2003). Los parches y el suelo desnudo (SD) tienen distinta microtopografía y características edáficas que, al igual que en otros ecosistemas, crean heterogeneidad espacial en la distribución del agua en el suelo (Bertiller et al, 2002b; Bisigato y Bertiller 2004).

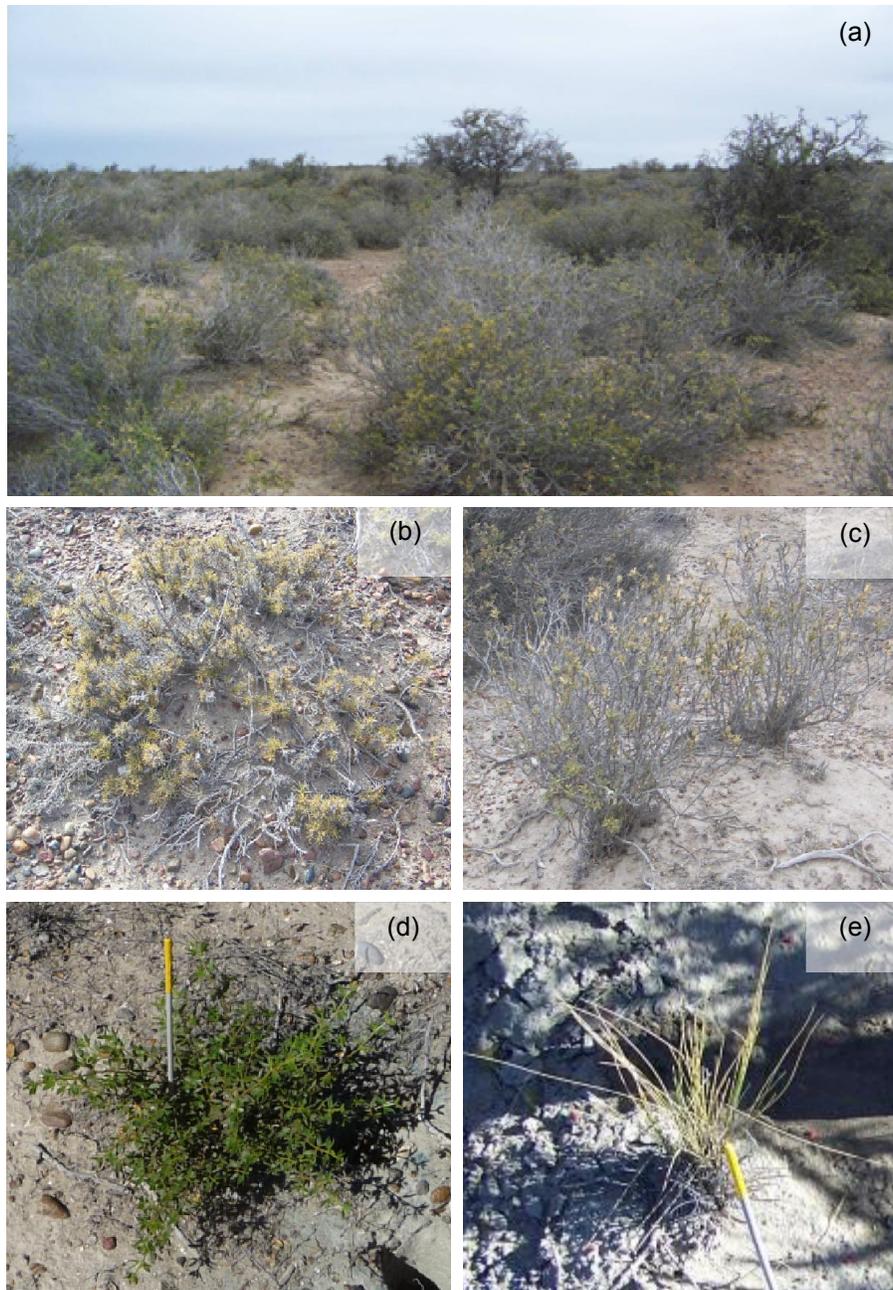


Fig. 3.2.1-2. (a) Vista de la vegetación del área de estudio. (b) *Nassauvia fuegiana*, (c) *Chuquiraga erinacea*, (d) *Larrea divaricata* y (e) pastos.

En el Monte Patagónico, durante la estación de lluvia (otoño-primavera) las raíces finas de los pastos se desarrollan sin grandes dificultades. En la estación seca el desarrollo de las raíces finas de los arbustos se ve favorecido por su capacidad de aprovechar los pequeños pulsos de lluvia y temperatura favorable (Rodríguez et al., 2007). Larreguy et al. (2012) estudiaron la concentración de raíces en el Monte Patagónico en sitios pastoreados y no pastoreados a lo largo

de 2 años. Los autores no encontraron grandes variaciones en la concentración total de raíces finas en el sitio no pastoreado en este período de tiempo, sin embargo observaron pequeños pulsos de mayor concentración de raíces generados por los pulsos de lluvia y temperaturas favorables.

Los suelos de la región son un complejo de típico Petrocálcico - típico Haplocálcico con una capa fracturada de carbonato de calcio de 0.45 a 1.00 m por debajo de la superficie del suelo (del Valle, 1998).

Los vientos provenientes del cuadrante oeste y sudoeste son dominantes en la región y ocurren con una frecuencia anual mayor al 50% y con una velocidad media de 4.6 m/s, constituyéndose en un elemento bioclimático de primer orden (Coronato, 1993).

En cuanto a la dinámica del agua en los suelos del Monte Patagónico, se observa un patrón recurrente de alternancia de períodos húmedos y secos relacionados con la ocurrencia de las precipitaciones y con la evolución de las temperaturas (Coronato y Bertiller, 1996, 1997). Dada la baja estacionalidad de la precipitación en estos ecosistemas, la temperatura a través de la regulación de la demanda atmosférica es uno de los condicionantes más fuertes de la disponibilidad de agua del suelo (Coronato y Bertiller, 1997). El contenido de agua del suelo comienza a disminuir en primavera, donde a la disminución de las precipitaciones se le suma el incremento en la temperatura y la evapotranspiración, y es mínimo hacia finales del verano o principios del otoño (Coronato y Bertiller, 1996; Fernández y Busso, 1999). La variación interanual de la precipitación es alta, cercana al 40 % (Barros y Rivero, 1982) y se refleja en la dinámica de la disponibilidad hídrica entre distintos años. La variación interanual de la precipitación puede ser explicada por la ocurrencia de eventos de precipitación mayores a 10 mm (Sala y Laurenroth, 1982), siendo estos eventos los que explican las variaciones mensuales de la disponibilidad de agua en todo el perfil del suelo (Bertiller et al., 1991). En los horizontes superficiales (0-30 cm) la dinámica del agua fluctúa en concordancia con los eventos < 10 mm recientes mientras que en los más profundos los mayores valores de humedad se alcanzan hasta 4 meses después de ocurrido el evento (Coronato y Bertiller, 1997).

3.2.2 Metodología de muestreo y adquisición de datos

Estudios en refugio "La Esperanza"

En el Refugio de Vida Silvestre "La Esperanza" se estudiaron las propiedades ecológicas, edafológicas e hidrológicas mediante un muestreo en condiciones de SD y suelo con vegetación (SV) a lo largo de una ladera mediante una transecta de 4795 m de largo graficada en la Fig. 3.2.2-1. Cada punto de la transecta representa una parcela de campo a la cual se analizó mediante FRC-MG-AIRV (Sección 2.2.2).

Las coordenadas de los puntos extremos de la transecta son: S: -42.17046, W: -64.96343 y S: -42.21366, W: -64.99225. La transecta atraviesa una zona de menor pendiente topográfica (cercana al punto B (Fig. 3.2.2-1), desde 2424 hasta 4795 m) y una de mayor pendiente

topográfica (cerca al punto A (Fig. 3.2.2-1), desde 0 hasta 2424 m) hacia el mar. Su gradiente topográfico corresponde a 0.92 %.

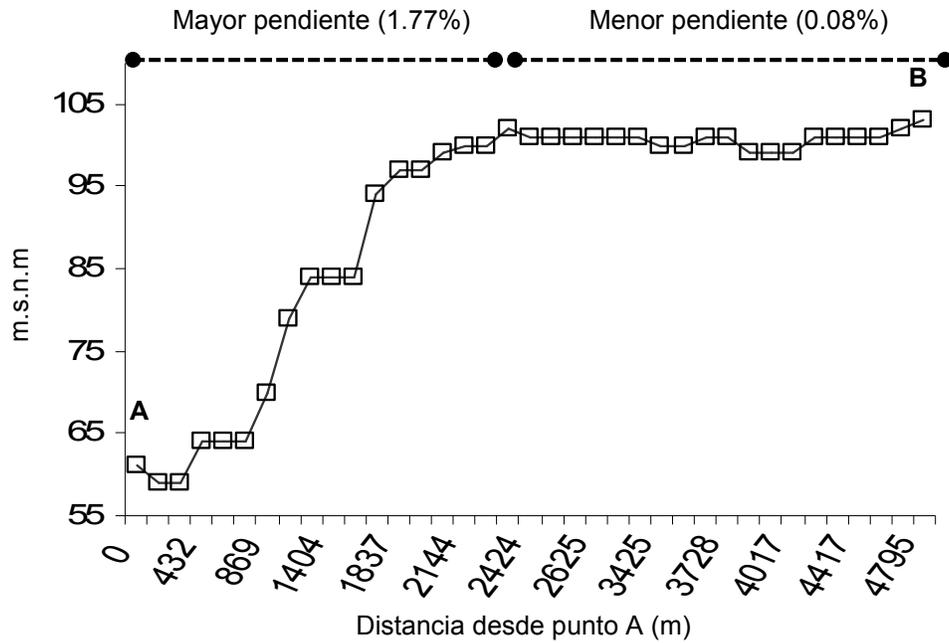


Fig. 3.2.2-1. Perfil topográfico y ubicación de las parcelas seleccionadas respecto a su altura sobre el nivel del mar (m). Se diferencian las zonas de mayor y menor pendiente topográfica.

En las parcelas SV, se cortó la parte aérea de la vegetación para permitir la observación del flujo superficial del agua y la infiltración (Fig. 3.2.2-2).

En cada punto de la transecta de la Fig. 3.2.2-1 se extrajeron un mínimo de 4 muestras de suelo (de 0-3, 3-9 y 9-18 mm de profundidad) para determinar textura, humedad antecedente, %GSS y %RSS mediante un sacabocados de 40 mm de diámetro. Se tomó una muestra adicional de suelo superficial (sin alterar) para la determinación de DAp.

La determinación del contenido de humedad se realizó gravimétricamente, manteniendo las muestras en estufa a 105°C hasta obtener el peso constante. Las gravas se separaron de las muestras de suelo seco (SS) con un tamíz de 2 mm, se pesaron y se determinó porcentaje de gravas en el total del peso de cada muestra de SS (%GSS). Las raíces se separaron de las muestras de suelo seco (SS) tamizándolas con tamices de 4 mm y 2 mm, se lavaron, secaron a 70°C por 48 horas y se pesaron (Böhm 1979). Se determinó porcentaje de raíces en el total del peso de cada muestra de SS (%RSS).

Se utilizó el método de excavación (Fig. 3.2.2-3) para determinar la DAp del suelo según el método ISO 11272 (1998) en SD y SV. Los cálculos de DAp se realizaron sin tamizar el suelo, de manera que incluyó el peso de las gravas y raíces.

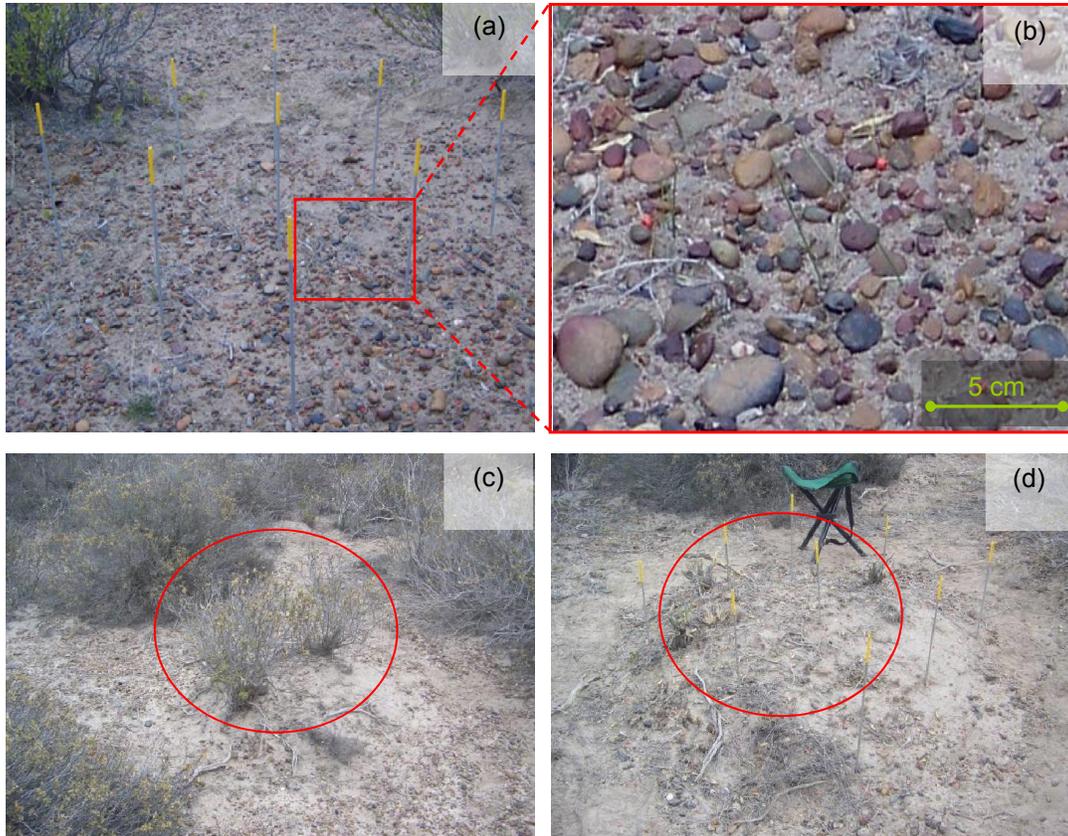


Fig. 3.2.2-2. (a) Parcela SD, (b) detalle de gravas en (a), (c) parcela SV antes y (d) después de la remoción de la parte aérea de la vegetación. El círculo rojo en (c) indica el parche de vegetación que se cortó y el círculo en (d) indica la posición del parche de vegetación cortado.

Con las muestras de SS tamizadas se determinó textura en laboratorio mediante el kit 1067 de LaMotte (LaMotte Co., Chestertown, Maryland). El método utiliza un kit de tubos de fondo cónico mediante el cual se facilita la sedimentación y cálculo de las fracciones texturales (Ley de Stokes, Brady y Weil, 1996). El contenido de arcilla fue calculado por diferencia a 100% de la suma de las fracciones de arena y limo.

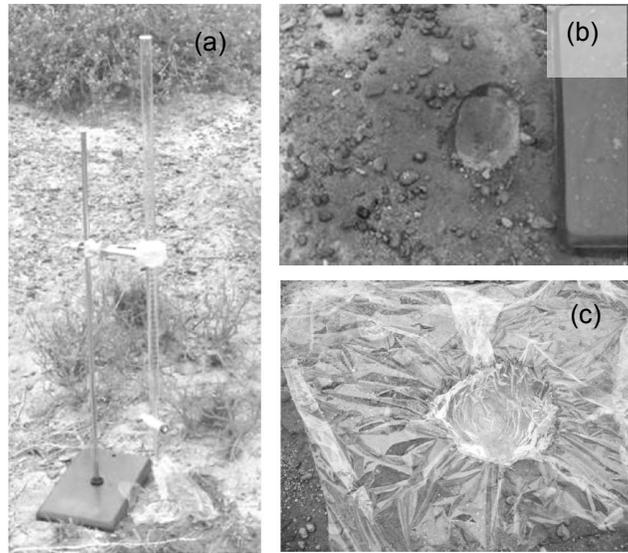


Fig. 3.2.2-3. (a) Equipamiento de medición de DAp en campo (bureta con soporte y pinza de Mohr), (b) la excavación y (c) film de plástico en el hueco lleno de una medida conocida de agua.

Con el fin de calibrar el método LaMotte, reducir el tiempo de procesamiento de las muestras (Sanderson et al., 2001) y determinar los errores en las estimaciones de textura según el método con el que se determine y el laboratorio donde se la analice, las estimaciones de textura obtenidas mediante el kit LaMotte fueron analizadas mediante un procedimiento de doble muestreo (Bose, 1943). El método de doble muestreo consiste en desarrollar una relación de regresión entre valores de una variable (en este caso textura) obtenidos con un método "maestro" que se asume como libre de errores y valores predichos con un método presupuesto como impreciso. Se aplicó un método o procedimiento "maestro" en sólo una pequeña porción de los datos y un procedimiento "falible" en todos los datos. Se seleccionó como método "maestro" el de la pipeta de Robinson (M1, Gee y Bauder, 1986) y el "falible" el kit 1067 de LaMotte (M2). El M1 se desarrolló en dos laboratorios de referencia: Centro Nacional Patagónico (L1) y Universidad Nacional del Sur, Argentina (L2). El M2 se desarrolló en L1. De aquí en adelante se denomina M1L1 al método de la pipeta de Robinson desarrollado en el laboratorio del Centro Nacional Patagónico, M1L2 al mismo método desarrollado en el laboratorio de la Universidad Nacional del Sur y M2L1 al método de LaMotte desarrollado en el laboratorio del Centro Nacional Patagónico.

En la calibración por medio de doble muestreo de los datos de textura obtenidos por los métodos M1L1 y M1L2 (métodos "maestros") y M2L1 (método "falible") se obtuvieron factores de corrección (FC, Ec. 3.2.2-1), y se recalcularon las fracciones del método M2L1, ahora denominado M2L1c (corregido).

$$FC = \frac{\bar{x}_{M1L1} + \bar{x}_{M1L2}}{2 \bar{x}_{M2L1}} \quad (\text{Ec. 3.2.2-1})$$

donde FC es el factor de corrección de cada fracción granulométrica (adimensional), \bar{x} es el promedio (%) de cada fracción correspondiente al método M1L1, M1L2 o M2L1.

Las funciones hidrológicas del suelo fueron consideradas según el modelo de van Genuchten-Mualem (van Genuchten, 1980). Los parámetros contenido volumétrico residual de humedad (θ_r), contenido volumétrico de saturación (θ_s), K_{sat} , parámetro de tortuosidad o conectividad (L) y parámetros de la forma de la CSCH ($\log_{10}\alpha$, $\log_{10}n$) (van Genuchten, 1980) correspondientes a las funciones succión-contenido de humedad de las muestras de suelo fueron estimados basados en los datos de textura mediante FPT de Redes Neuronales (Rosetta v. 1,2, US Salinity Laboratory, Riverside) desarrollado por Schaap et al. (2001). $K_h(\theta(t))$ y $h_f(\theta(t))$ fueron estimados mediante la solución (van Genuchten, 1980) de la formulación de Mualem (Mualem, 1976) para predecir la conductividad hidráulica relativa desde el conocimiento de la CSCH.

Para estudiar los errores de las estimaciones de K_{sat} obtenidas mediante FPT en base a datos texturales obtenidos por M2L1c, se validaron dichas K_{sat} con una nueva serie de datos de K_{sat} estimados con FPT en base a datos de textura obtenidos por M1L2 (no utilizados en la calibración por doble muestreo). La relación y coeficiente de correlación entre estos datos se obtuvo ajustando una ecuación (TableCurve 2D v.5.01, Systat Software Inc., San Jose, California).

Además, para estudiar los errores propios de las FPT con las que se estiman las K_{sat} se calculó una serie de valores de K_{sat} con el infiltrómetro minidisco (IMD, Decagon Devices Inc., Pullman, Washington) en SD y SV. Para ello se utilizó el método de doble muestreo mediante el cual el método "falible" fue la determinación de K_{sat} con FPT y el método "maestro" fue la medición in-situ de infiltración mediante el uso del IMD en base a la cual se calculó K_{sat} .

Se colocó el IMD sobre una pequeña capa de arena para lograr un buen contacto hidráulico entre el equipo y el suelo. Se utilizó arena húmeda para evitar el llenado de los macroporos que se encuentran abiertos en la superficie del suelo.

Los experimentos de infiltración con el IMD se realizaron seleccionando tensiones entre -1 y -6 cm de acuerdo a la capacidad de infiltración del suelo y la condición de SD o SV. En condiciones de SV se utilizaron succiones más altas debido a la existencia de f más elevadas comparadas con aquellas en condiciones de SD.

En base a los datos de las f obtenidos de los experimentos de infiltración con el IMD se calcularon las K_{sat} con los métodos propuestos por Zhang (1997) (Ec. 3.1.2-2 al 3.1.2-7) y por Wooding (1968) (Ec. 3.1.2-8). Para éste último cálculo f (mm^3/s) fue transformada a mm/s mediante la fórmula:

$$f(h) = f(t)/(\pi \cdot r^2) \quad (\text{Ec. 3.2.2-2})$$

donde f es el flujo de infiltración para una tensión específica h (mm/s), $f(t)$ es la tasa de infiltración en el tiempo t (mm³/s) y r es el radio de la base del IMD (mm).

Las K_{sat} del modelo de Wooding se calcularon en base a las f en flujo estacionario. Mediante este modelo se supone las f tienen un comportamiento asintótico respecto del tiempo. Para cumplir el supuesto y con el fin de asegurar la estacionariedad del modelo de Wooding, las $f(h)_{\infty}$ de la Ec. 3.1.2-8 se calcularon ajustando una curva exponencial (TableCurve 2D v.5.01, Systat Software Inc., San Jose, California) a los datos de f medidos con el IMD en el tiempo y tomando a f en tiempo infinito como valor de $f(h)_{\infty}$ de la Ec. 3.1.2-8.

Se realizaron modelos de regresión lineales univariados y multivariados para explicar la variabilidad de los datos de K_{sat} estimados con el IMD en sitios de SD y SV con la aplicación SPSS 15.0 (SPSS Inc, Chicago, Illinois).

Estudios en "El Desempeño"

En el campo "El Desempeño" se relevaron 220 datos plani-altimétricos en una grilla regular sobre una parcela 900 m² con un GPS geodésico de alta precisión y un nivel óptico (Kern GK1-CA. Kern y compañía, Arau). Las coordenadas de sus puntos extremos son: S: -42.516477, W: -64.742319; S: -42.516480, W: -64.741800; S: -42.516880, W: -64.742320; S: -42.516879, W: -64.741796.

Los datos fueron procesados mediante el procedimiento MG (Sección 2.2) para la construcción del correspondiente MDET y el MIE. El MIE se elaboró con el módulo runoff del Idrisi v. 14.02 (ClarkLabs University, Worcester, Massachusetts) en base al MDET.

Se identificaron las formas de vida de arbustos y pastos perennes en la parcela mediante una imagen satelital pancromática QuickBird de alta resolución (0.6 m). Las imágenes del satélite Quickbird ofrecen una de las más altas resoluciones espaciales desde un satélite óptico disponible en el mercado. Capturan datos pancromáticas a 0.6-0.7 m de resolución espacial.

Sobre la base de la información de la imagen satelital QuickBird, el MDET y MIE, se establecieron coeficientes de asociación no paramétricas de Cramér - von Mises (Stephens, 1970) con la función CROSSTAB de la aplicación Idrisi. Dicha función genera una tabulación cruzada de imágenes, en la cual las categorías de una imagen son comparadas con las categorías de otra contabilizando el número de celdas de cada combinación.

La tabulación cruzada se estableció específicamente entre las variables: altura sobre el nivel del mar (a.s.n.m., obtenida del MDET) y frecuencia de cobertura por forma de vida vegetal (de la imagen QuickBird) y escurrimiento potencial (del MIE) y frecuencia de cobertura por forma de vida vegetal (de la imagen QuickBird). La variable frecuencia de cobertura por forma de vida vegetal se definió en base a los tonos de gris de la imagen QuickBird.

3.3 Resultados

3.3.1 Características eco-edafológicas de ladera en la transecta "La Esperanza"

Los datos de textura obtenidos mediante distintos métodos y laboratorios (M1L1, M1L2 y M2L1) se muestran en la Tabla 3.3-1.

Tabla 3.3-1. Estimaciones de textura mediante distintos métodos y laboratorios.

M1L1			M1L2			M2L1		
% arena	% limo	% arcilla	% arena	% limo	% arcilla	% arena	% limo	% arcilla
69.92	18.99	11.08	72.00	17.50	10.60	73.33	15.00	11.67
76.32	17.09	6.59	80.90	12.40	6.70	80.67	12.00	7.33
85.31	3.84	10.85	68.90	21.30	9.70	86.67	11.33	2.00
71.97	18.35	9.68	73.40	17.70	8.90	66.67	23.33	10.00
58.41	27.79	13.80	68.50	17.30	14.20	73.33	11.33	15.33
85.66	10.47	3.87	92.00	4.50	3.50	87.33	4.00	8.67
71.90	20.21	7.89	74.80	16.90	8.30	77.33	13.33	9.33
75.17	16.66	8.17	79.30	12.80	7.90	79.33	16.67	4.00
72.21	19.75	8.03	77.10	14.60	8.30	80.00	16.67	3.33
71.32	21.20	7.48	71.80	17.90	10.40	80.70	9.21	10.09
67.90	23.58	8.52	73.20	17.30	9.50	80.00	13.33	6.67
69.85	20.30	9.85	76.00	13.40	10.60	86.67	11.67	1.67
79.92	13.29	6.80	85.20	8.10	6.70	80.00	6.67	13.33
68.42	20.36	11.22	70.80	18.90	10.40	83.00	9.45	7.54
69.18	21.22	9.60	73.20	16.60	10.20	86.67	13.33	0.00
62.70	25.36	11.94	65.50	20.10	14.40	76.67	11.33	12.00
Promedio								
72.18	18.65	9.09	75.16	15.46	9.39	79.90	12.42	7.69

Los *FC* obtenidos por medio de doble muestreo mediante la Ec. 3.2.2-1 son: 0.92 para la arena, 1.37 para el limo y 1.20 para la fracción arcilla. El método "falible" (M2L1), en relación a los métodos "maestros", sobreestima la arena en el volumen total de la muestra en un 5.74% y subestima el limo y la arcilla en 6.37 % y 1.87 %, respectivamente.

Debido a que la estimación de limo reportó el mayor error en el volumen total de la muestra, se corrigieron los datos de arena y arcilla con los *FC* calculados (0.92 y 1.20) y recalculó el limo en base a estos valores mediante la fórmula:

$$Limo_c = 100 - Arena_c - Arcilla_c \quad (Ec. 3.3.1-1)$$

donde el subíndice *c* denota la fracción corregida.

Se determinó textura con el M2L1 a la totalidad de las muestras de suelo aplicando el método de doble muestreo corrigiendo con las Ec. 3.2.2-1 y 3.3.1-1.

La Tabla 3.3.1-2 sintetiza los rangos y valores promedio de cada fracción granulométrica de las muestras de suelo (*n* = 62) tomadas en la ladera.

Tabla 3.3.1-2. Rangos y valores promedio de cada fracción granulométrica de las muestras de suelo ($n = 62$) obtenidos con M2L1c.

	Rango	Media
% arena	58-83	72.91
% limo	9-22	14.23
% arcilla	2-25	12.86

La Fig. 3.3.1-1 muestra la clase textural de cada punto de la transecta dentro del triángulo textural (USDA, 1999) y un gráfico circular representando los porcentajes de tipo de clase textural en todas las muestras analizadas en la ladera.

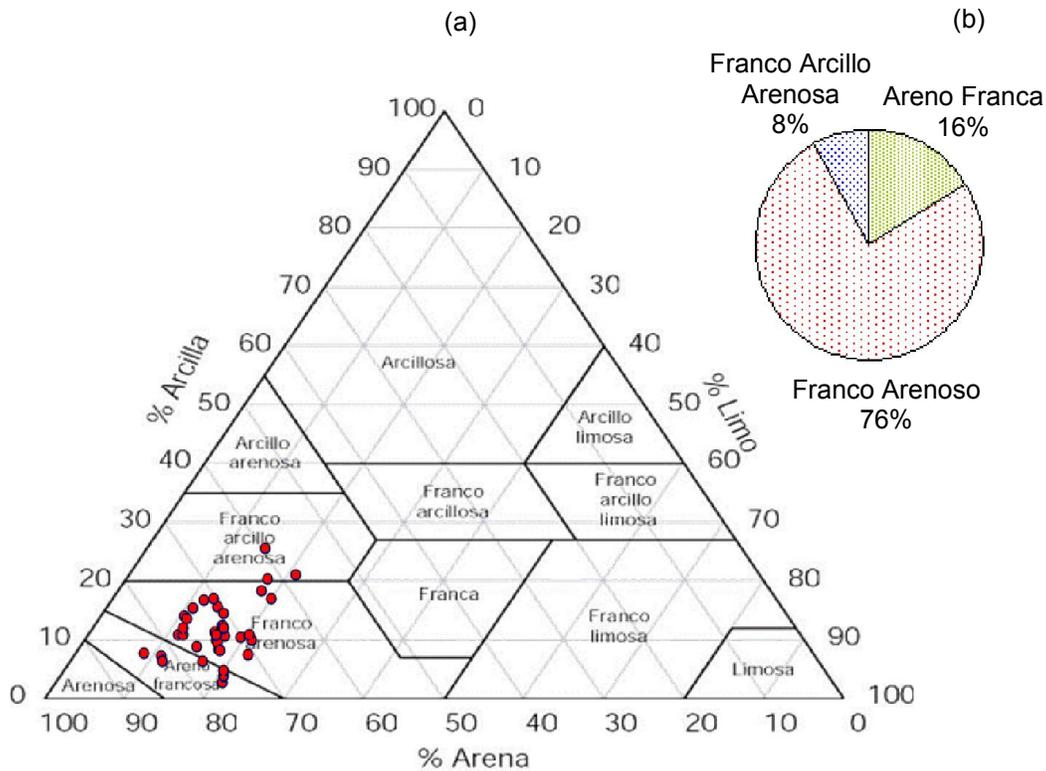


Fig. 3.3.1-1. (a) Clase textural correspondiente a cada punto de la transecta (puntos rojos) según el triángulo textural (USDA, 1999)) y (b) gráfico circular de tipo de suelo.

La Fig. 3.3.1-2 muestra los porcentajes de cada fracción textural y su variación en la distancia recorrida en la ladera. De dicha figura se aprecia que el tipo de suelo dominante (76%) es el Franco Arenoso, el cual se caracteriza por tener baja capacidad de retención de agua, alta velocidad de infiltración y drenaje. La textura es similar y no presenta grandes variaciones a lo largo de la ladera.

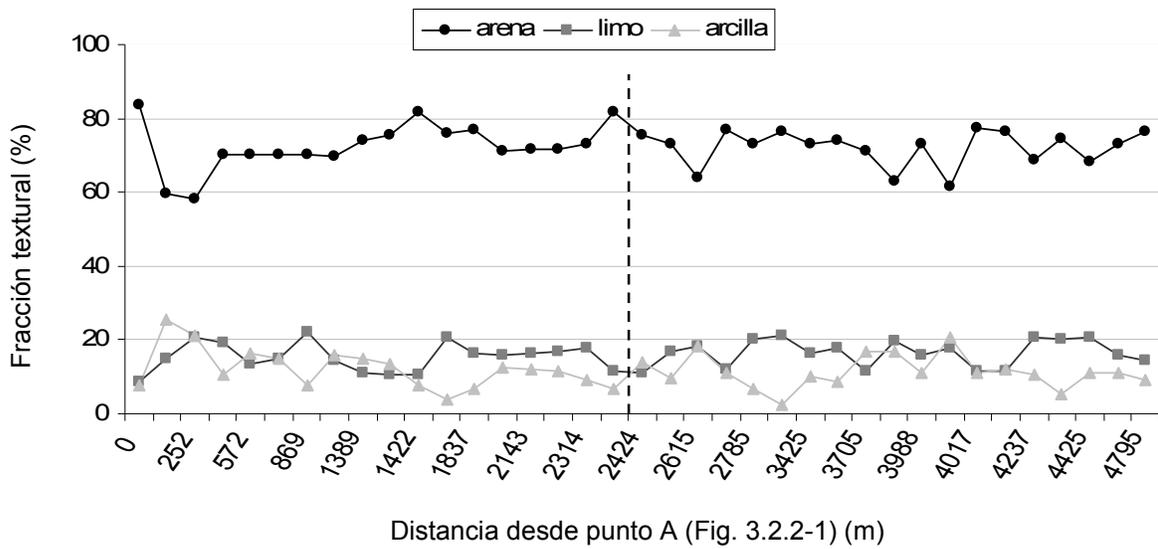


Fig. 3.3.1-2. Porcentajes de arena, limo y arcilla a lo largo de la ladera. De aquí en adelante la línea vertical punteada representa el quiebre de la pendiente general de la ladera.

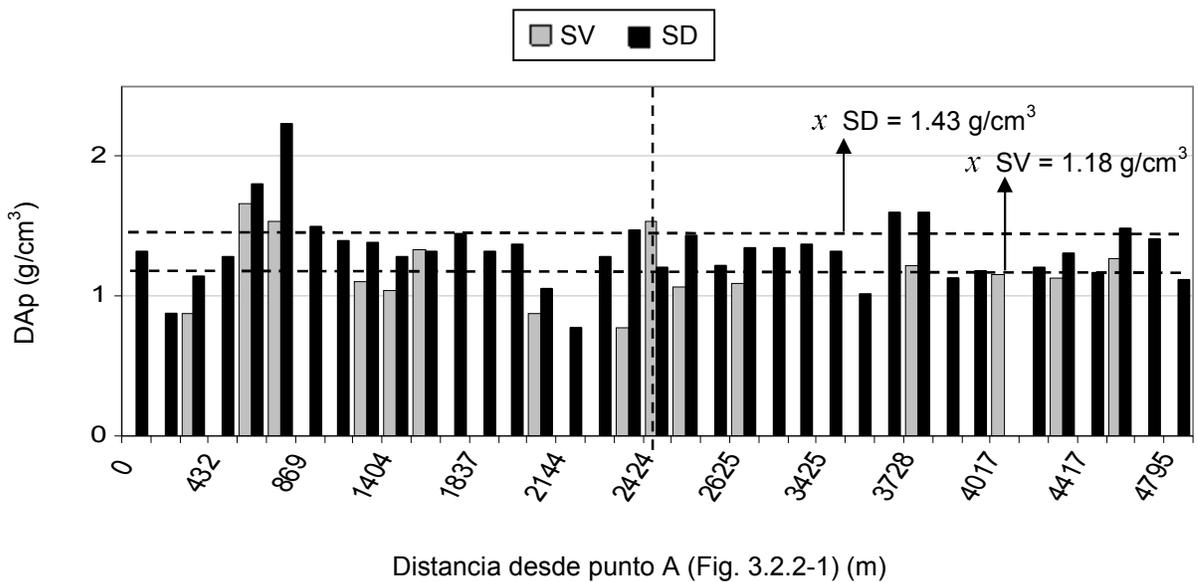


Fig. 3.3.1-3. DAP en muestras SD y SV a lo largo de la ladera (Fig. 3.2.2-1).

Se encontraron diferencias estadísticamente significativas entre los datos de DAP de las muestras tomadas en condiciones de SV y SD en las parcelas con vegetación (Fig. 3.3.1-3 y Tabla 3.3.1-3, $n = 28$, $P = 0.012$; rango: $0.77-2.23 \text{ g/cm}^3$, media (\bar{x}): 1.3 g/cm^3 ; SD: $1.43 \text{ g/cm}^3 \pm 0.08$; SV: $1.18 \text{ g/cm}^3 \pm 0.07$).

Tabla 3.3.1-3. Prueba *t* para medias de DAp en SV y SD (*n* = 28).

<i>DAp</i>	<i>SV</i>	<i>SD</i>
Media	1.17727448	1.43332894
Varianza	0.0710119	0.08834041
Observaciones	14	14
Varianza agrupada	0.07967616	
Grados de libertad	26	
Estadístico <i>t</i>	-2.4000328	
P(T<=t) una cola	0.01192432	
Valor crítico de <i>t</i> (una cola)	1.7056179	

La Fig. 3.3.1-4 grafica la variable %RSS muestreada en la ladera diferenciando muestras de SD y SV. Se encontraron diferencias estadísticamente significativas entre ellas (*n* = 15 y 21, *P* = 0.0001) (Tabla I, Anexo), siendo los valores de %RSS mayores en SV.

La Fig. 3.3.1-5 grafica la variable %GSS muestreada en la ladera diferenciando SD y SV. No se encontraron diferencias estadísticamente significativas entre ellas (Tabla I, Anexo).

La Tabla 3.3.1-5 resume los valores de %GSS y %RSS de las muestras de suelo con las que se determinaron los valores de DAp en SD (*n* = 21) y SV (*n* = 14). Hay mayor %GSS y %RSS en las muestras de suelo de DAp en SV.

La distribución del %RSS en profundidad (tres estratos de profundidad) a lo largo de la ladera se grafica en la Fig. 3.3.1-6. Los promedios de dichos porcentajes en los estratos 0-3 cm, 3-9 cm y 9-18 cm son 0.03 %, 0.12 % y 0.07 % respectivamente.

En la Fig. 3.3.1-7 se grafican los %GSS en los tres estratos de profundidad a lo largo de la ladera. Los promedios de dichos porcentajes en los estratos 0-3 cm, 3-9 cm y 9-18 cm son 15.36 %, 12.59 % y 12.40 % respectivamente.

Se muestran las pruebas de significancia de los %GSS y %RSS para las zonas de mayor y menor pendiente topográfica de la ladera (Tabla II, Anexo). Promediando los 3 estratos de profundidad, el %RSS es mayor en las muestras obtenidas en la zona con mayor pendiente de ladera (Fig. 3.2.2-1, %RSS \bar{x} = 0.097 % para la zona de mayor pendiente y %RSS \bar{x} = 0.054 %, para la zona de menor pendiente; *P* = 0.0238). El estrato 3-9 cm de profundidad refleja el mismo comportamiento más acentuado (\bar{x} = 0.170 % en la zona de ladera con mayor pendiente y \bar{x} = 0.068 % en la zona con menor pendiente; *P* = 0.009).

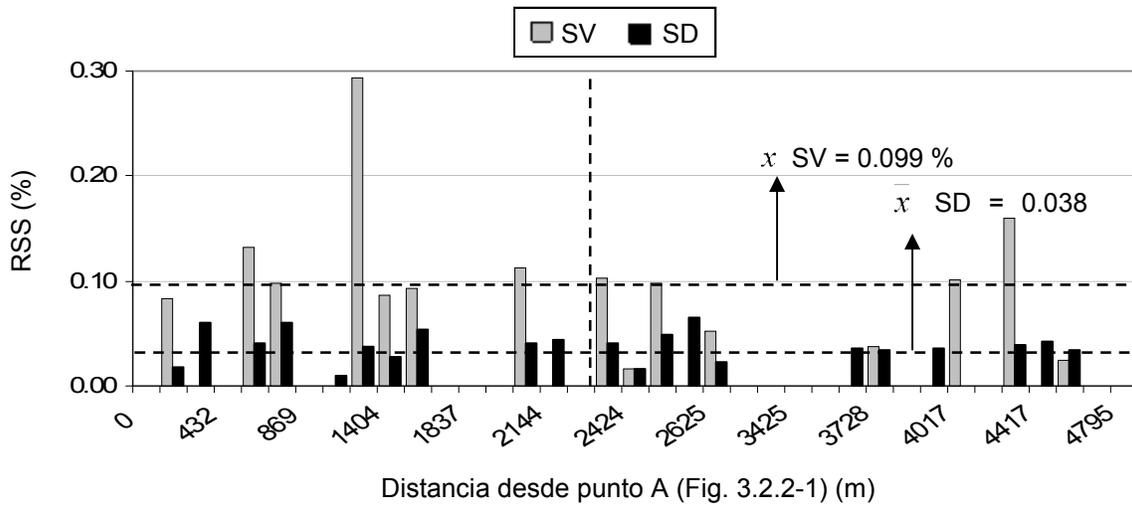


Fig. 3.3.1-4. %RSS en muestras SD y SV a lo largo de la ladera (Fig. 3.2.2-1).

Tabla 3.3.1-4. Promedios de %RSS y %GSS en SV ($n = 14$) y SD ($n = 21$).

%RSS		%GSS	
SV	SD	SV	SD
0.06	0.02	14.06	11.88

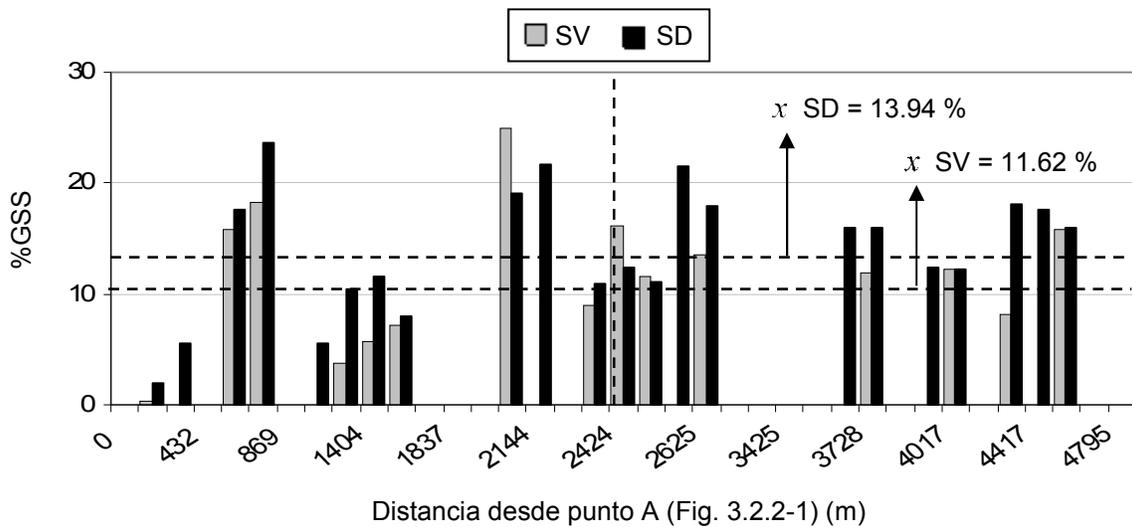


Fig. 3.3.1-5. %GSS en muestras SD y SV a lo largo de la ladera (Fig. 3.2.2-1).

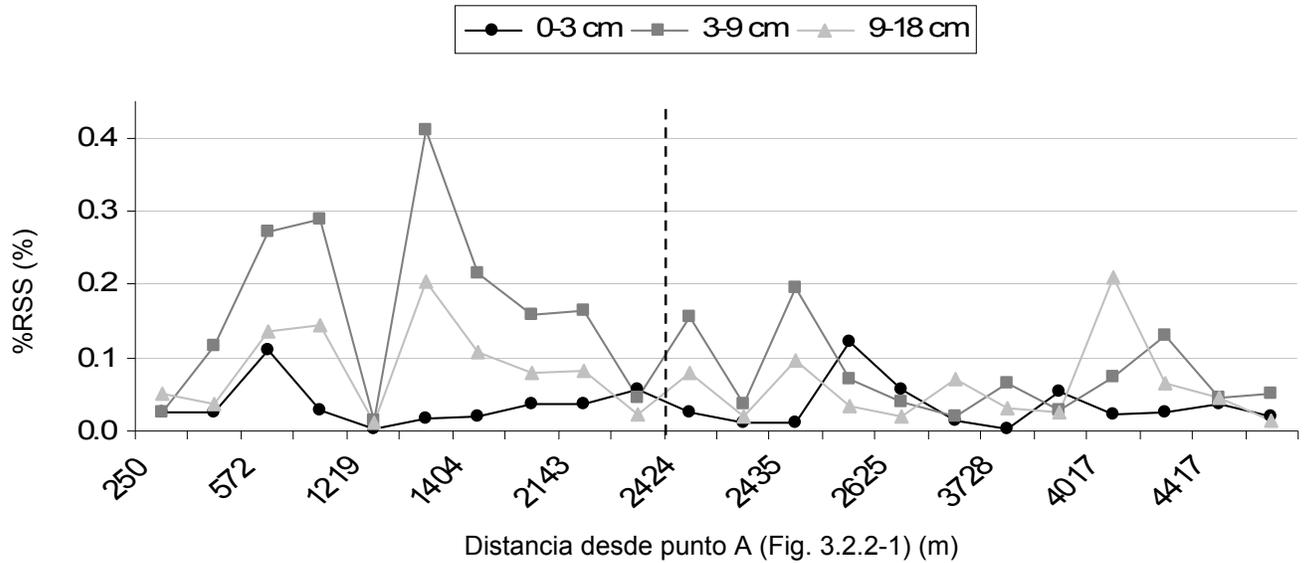


Fig. 3.3.1-6. %RSS en muestras SD y SV en profundidad y a lo largo de la ladera (Fig. 3.2.2-1).

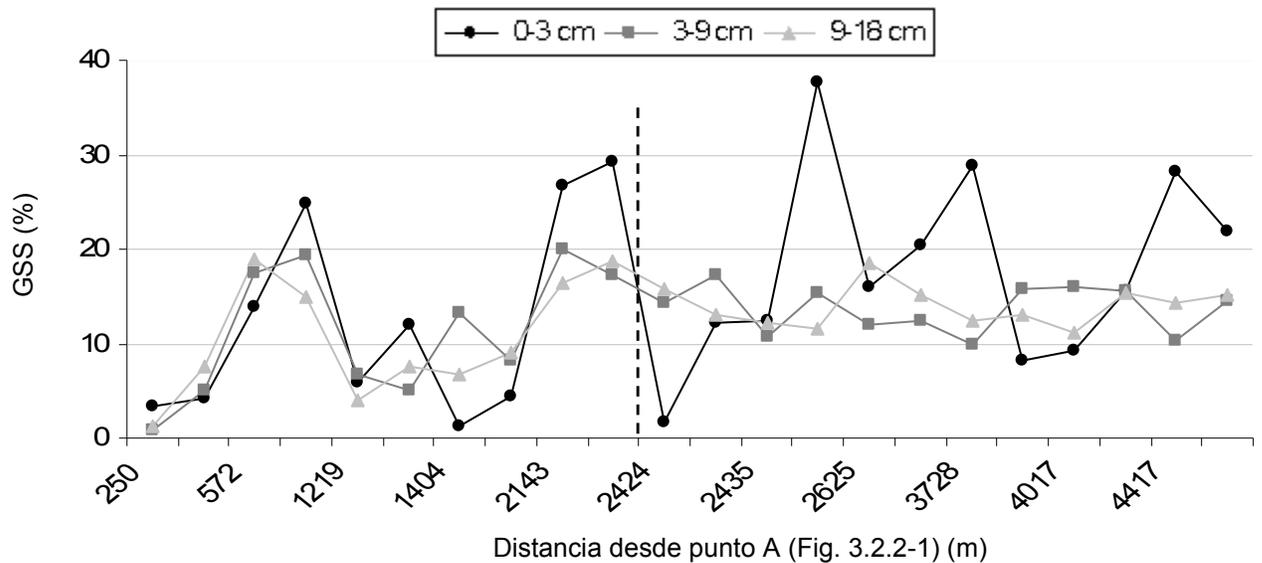


Fig. 3.3.1-7. %GSS en profundidad y su variación a lo largo de la ladera.

3.3.2 Características eco-hidrológicas de ladera en la transecta "La Esperanza"

La Fig. 3.3.2-1 muestra los valores de K_{sat} estimados mediante FPT. El programa Rosetta reportó incertidumbres de $1.31E-4$ a $1.97E-4$ mm/s en las estimaciones por FPT de K_{sat} basadas en datos texturales obtenidas por los cuatro métodos (M1L1, M2L1, M1L2 y M2L1c).

Las series de datos utilizadas en la validación de las K_{sat} ($n = 25$) estimadas en base a datos de textura obtenidos por los M2L1c y M1L2 están relacionadas significativamente. La Fig.

3.3.2-2 muestra su ecuación de ajuste con su coeficiente de correlación e intervalos de predicción del 95 %.

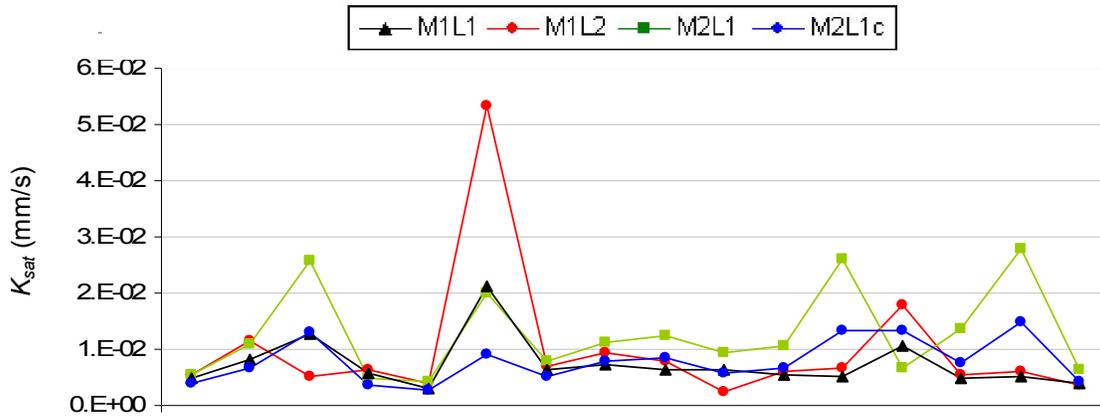


Fig. 3.3.2-1. K_{sat} estimadas mediante FPT en base a datos texturales de los métodos M1 y M2.

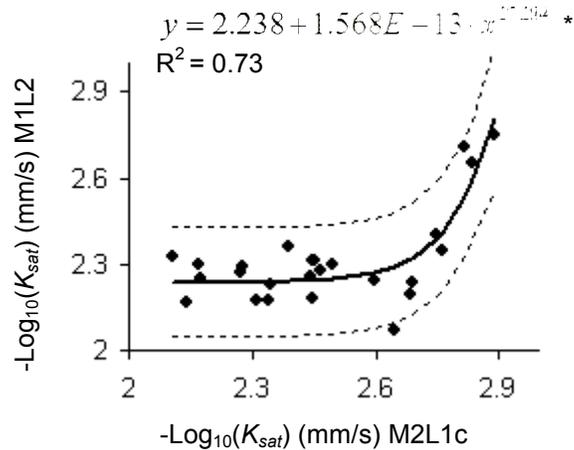


Fig. 3.3.2-2. Validación de los datos de K_{sat} obtenidos con M2L1c en escala $-\log_{10}$. * Cuando los coeficientes de las regresiones no involucran un contenido lógico relacionado con la hipótesis de investigación, solo se indica su valor sin consignar sus intervalos de confianza (IC).

La Fig. 3.3.2-3 muestra los valores de K_{sat} estimados mediante FPT (en base a datos de M2L1c) a lo largo de la ladera.

Se procesaron 41 ensayos de infiltración con el método del IMD en parcelas de SD y 21 ensayos en SV. A modo de ejemplo se muestran cuatro f medidas con sus ecuaciones de ajuste en la parcela n° 24 (dos P24_SV y dos P24_SD) (Fig. 3.3.2-4).

Los datos de K_{sat} estimados con el IMD mediante los modelos de Wooding (1968) y Zhang (1997) se grafican en la Fig. 3.3.2-5. La Fig. 3.3.2-6 muestra los valores de K_{sat} estimados con IMD

mediante la Ec. de Wooding a lo largo de la ladera. En todos los casos las K_{sat} estimadas en SV son mayores que aquellas en SD.

La Fig. 3.3.2-7 resume los análisis de regresión entre las K_{sat} estimadas mediante FPT y aquellas estimadas con IMD mediante el modelo de Wooding en SD y SV.

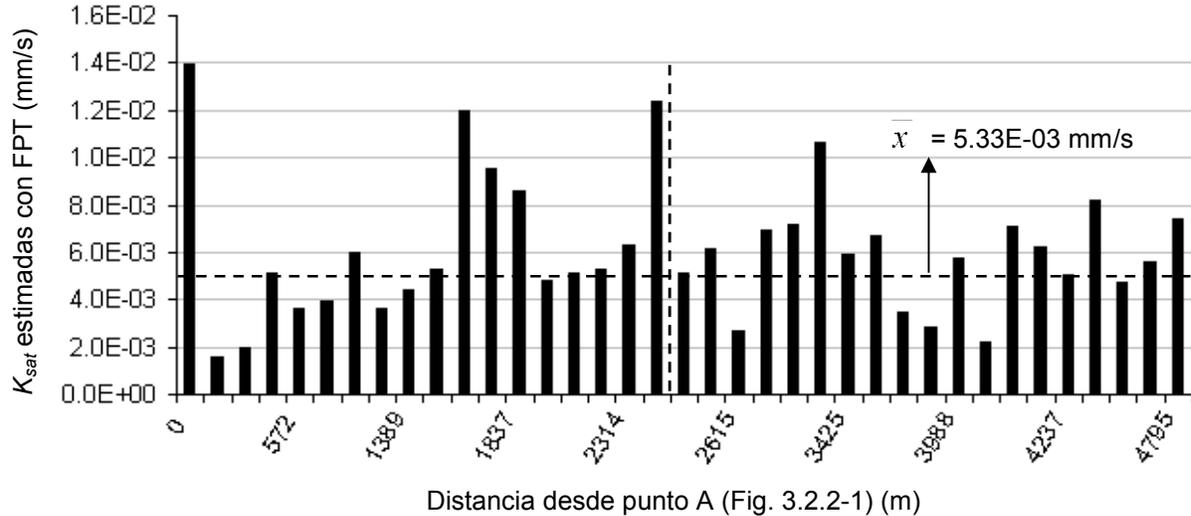


Fig. 3.3.2-3. K_{sat} estimadas mediante FPT y su variación a lo largo de la ladera.

No se encontraron diferencias estadísticamente significativas entre las K_{sat} estimadas con IMD mediante el modelo de Wooding (diferenciando SD y SV) entre las zonas de mayor pendiente y menor pendiente de la ladera ($P = 0.1818$ y 0.01136 , respectivamente) (Tabla III, Anexo).

En la Fig. 3.3.2-8 se muestran las regresiones entre las K_{sat} estimadas con IMD mediante el modelo de Wooding en parcelas SV y sus correspondientes %RSS (modelo K_{sat} (IMD, SV) ~ %RSS (modelo de regresión de: variable dependiente ~ variable/s predictiva/s)). Los modelos que resultaron estadísticamente significativos fueron: K_{sat} (IMD, SV) ~ %RSS en el estrato 3 a 9 cm ($P = 3.5E-03$) y K_{sat} (IMD, SV) ~ %RSS de 0 a 18 cm de profundidad ($P = 2.0E-03$).

Respecto al %GSS, los modelos de regresión lineal simples entre las K_{sat} estimadas con IMD mediante el modelo de Wooding y los %GSS (K_{sat} (IMD) ~ %GSS) no resultaron estadísticamente significativos. Se muestra un ejemplo en la Fig. 3.3.2-9 de K_{sat} (IMD) ~ promedio %GSS.

Las regresiones lineales simples de los modelos K_{sat} (SV) ~ %GSS y K_{sat} (SV) ~ DAp no resultaron estadísticamente significativas (Tabla 3.3.2-2). La Tabla 3.3.2-2 sintetiza solo el modelo K_{sat} (SV) ~ %GSS en el estrato 0-3 cm ya que este estrato es el que mayor significancia tuvo en relación a los demás estratos y el promedio de éstos.

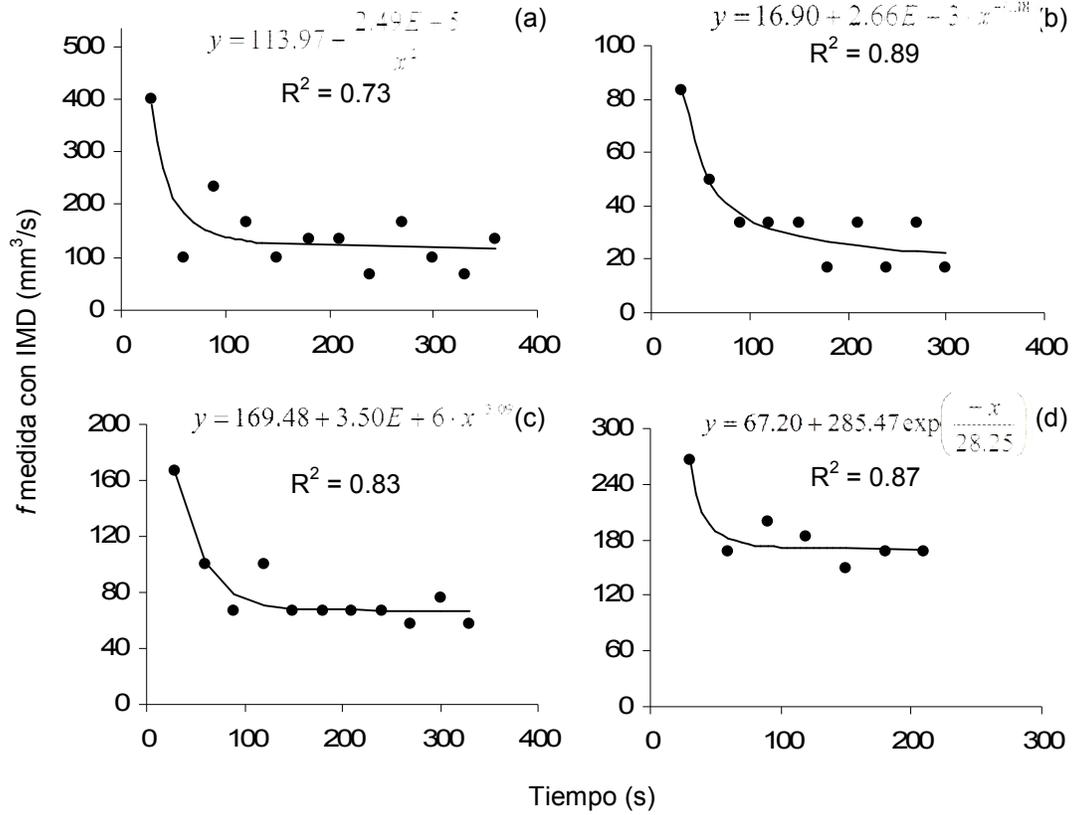


Fig. 3.3.2-4. Tasa de infiltración f (mm³/s) medida con el IMD en la P24 en (a) y (b) SD con -2 cm de tensión y en SV con (c) -3 y (d) -2.5 cm de tensión y sus ecuaciones de ajuste.

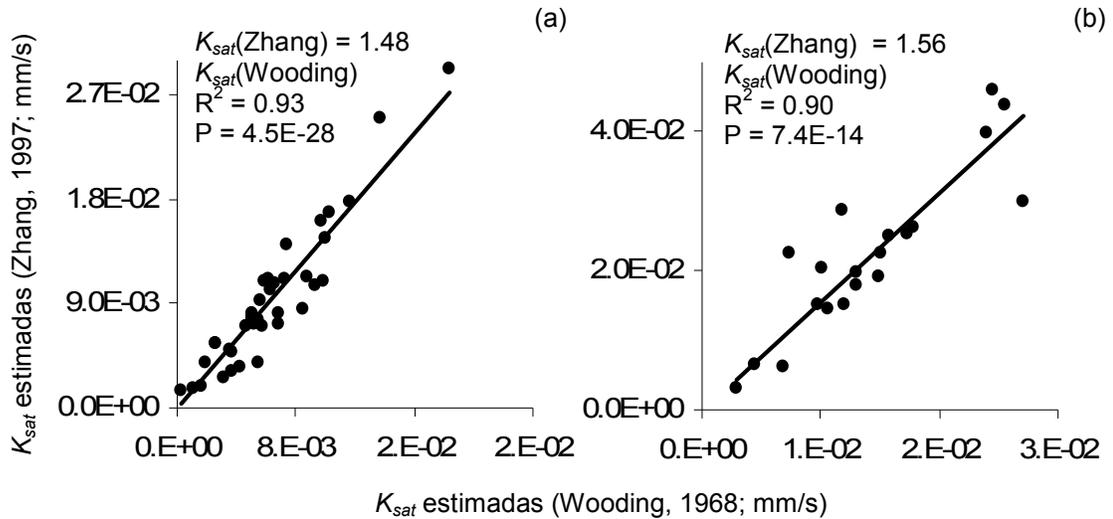


Fig. 3.3.2-5. Regresión de K_{sat} estimadas con el IMD mediante Ec. de Wooding y Zhang en (a) SD y (b) SV.

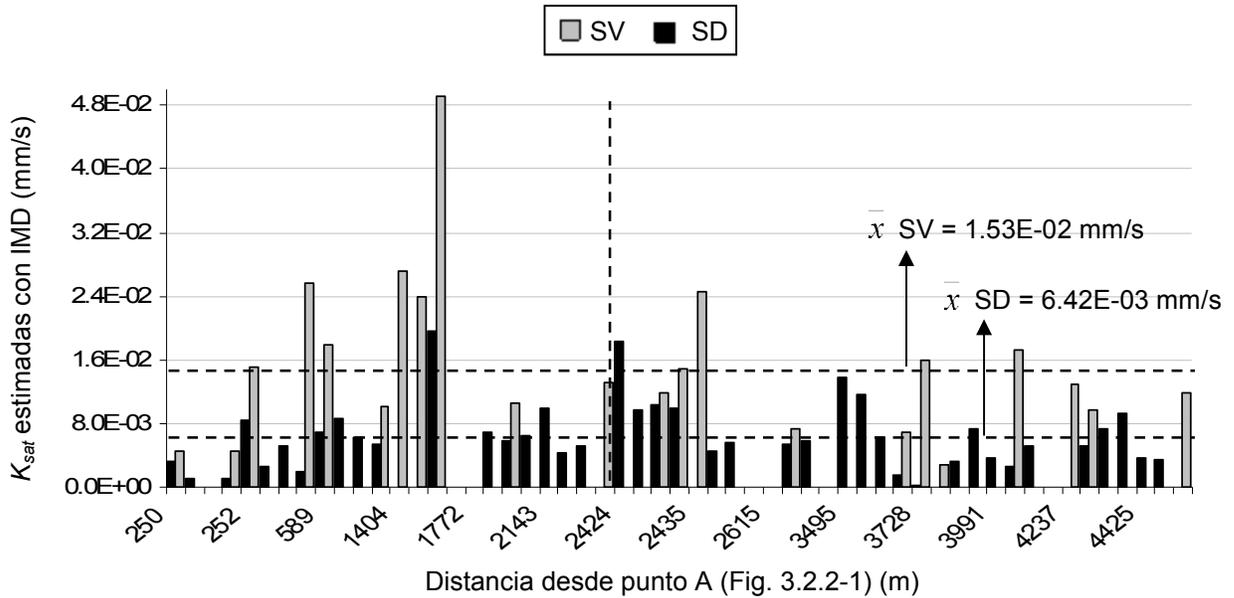


Fig. 3.3.2-6. K_{sat} estimadas con el IMD (Wooding, 1968) en SD y SV y su variación a lo largo de la ladera.

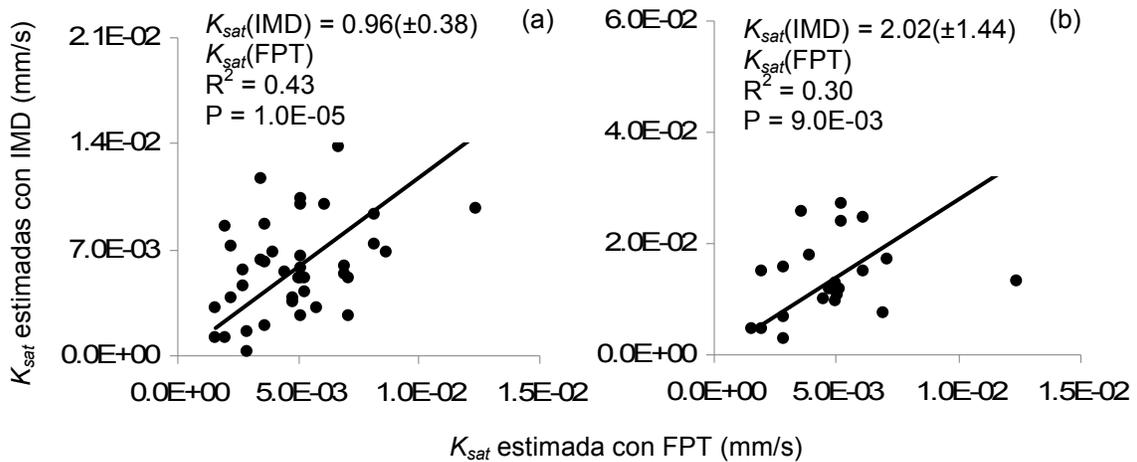


Fig. 3.3.2-7. Regresión de K_{sat} estimadas mediante FPT e IMD en (a) SD y (b) SV.

A pesar de que las variables predictivas %GSS (0-3 cm) y DAp en los modelos de regresión lineal simples $K_{sat}(SV) \sim \%GSS$ y $K_{sat}(SV) \sim DAp$ no resultaron significativos, el modelo de regresión lineal multivariado que incluye las variables mencionadas además del %RSS ($K_{sat}(SV) \sim \%RSS; \%GSS; DAp$) si resultó significativo (Tabla 3.3.2-3). El mejor modelo de regresión lineal multivariado para estimar K_{sat} en condiciones de SV excluye la variable predictiva %RSS (Tabla 3.3.2-3).

Al incorporar la variable porcentaje de arena (%A) en la estimación de la K_{sat} en SV mediante un modelo de regresión lineal multivariado (K_{sat} (SV) ~ %RSS; %GSS; DAp; %A), las demás variables predictivas (%RSS, %GSS y DAp) pierden significancia estadística (Tabla 3.3.2-4).

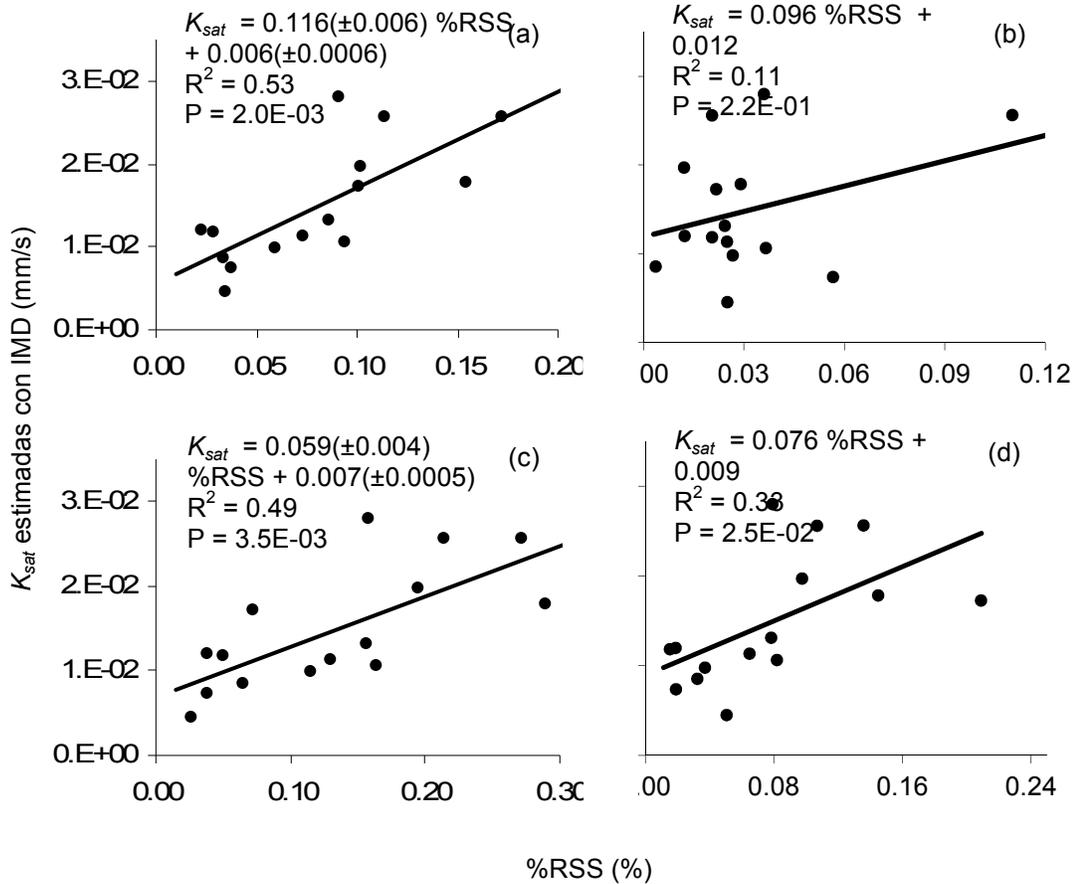


Fig. 3.3.2-8. Regresión de K_{sat} estimadas con IMD en SV y %RSS (K_{sat} (SV) ~ %RSS) de (a) 0 a 18 cm de profundidad, (b) 0 a 3 cm, (c) 3 a 9 cm y (d) 9 a 18 cm de profundidad. * Se han incluido los intervalos de confianza (IC) de aquellos coeficientes de las regresiones que involucran un contenido lógico relacionado con la hipótesis de investigación.

Tabla 3.3.2-2. Modelos de regresión lineal: K_{sat} (SV) ~ %GSS y K_{sat} (SV) ~ DAp.

Variables predictoras	Modelo	Coefficientes	t^*	P	R^2	gl*
Constante	Constante	0.021	4.30	0.001	0.090	15
%GSS (0-3 cm)	%GSS	0.000	-1.18	0.258		
Constante	Constante	-0.002	-0.16	0.875	0.134	14
DAp	DAp	0.016	1.42	0.180		

* de aquí en adelante t se refiere al parámetro estadístico de t de Student y gl se refiere a "grados de libertad"

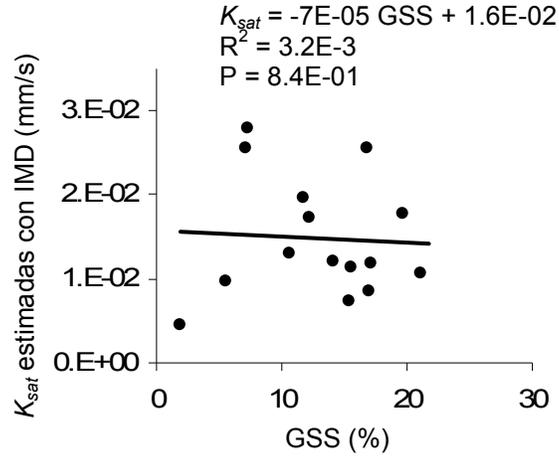


Fig. 3.3.2-9. Modelo de regresión lineal simple: K_{sat} (IMD) ~ promedio %GSS.

Tabla 3.3.2-3. Modelo de regresión lineal multivariado de K_{sat} en SV. Se excluye el porcentaje de arena (%A) como una variable predictiva: K_{sat} (SV) ~ DAp; %RSS; %GSS.

Variables predictoras	Modelo	Coefficientes	t	P	R ²	gl
Constante	Constante	-0.002	-0.153	0.881	0.370	14
%RSS (3-9 cm)	%RSS	0.006	0.261	0.799		
%GSS (0-3 cm)	%GSS	-0.001	-1.988	0.072		
DAp	DAp	0.022	2.050	0.065		
Constante	Constante	-0.001	-0.078	0.939	0.366	14
%GSS (0-3 cm)	%GSS	-0.001	-2.094	0.058		
DAp	DAp	0.022	2.121	0.055		

En el caso de las K_{sat} en SD, la regresión lineal multivariada sin incorporar el %A como variable predictiva (K_{sat} (SD) ~ DAp; %RSS; %GSS) no generó un modelo que incluyera las variables edafológicas bajo estudio como variable predictivas significativas (Tabla 3.3.2-5). Al incluir el %A como variable predictiva el modelo de regresión lineal multivariado de K_{sat} en SD (K_{sat} (SD) ~ DAp; %RSS; %GSS; %A) resultó significativo (Tabla 3.3.2-6).

Tabla 3.3.2-4. Modelo de regresión lineal multivariado de K_{sat} en SV. Se incluye el %A como una variable predictiva: K_{sat} (SV) ~ DAp; %RSS; %GSS; %A

Variables predictoras	Modelo	Coefficientes	t	P	R ²	gl
Constante	Constante	-0.051	-1.658	0.121	0.270	14
%A	%A	0.001	2.191	0.047		

Tabla 3.3.2-5. Modelo de regresión lineal multivariado de K_{sat} en SD. Se excluye el %A como una variable predictiva: K_{sat} (SD) ~ DAp; %RSS; %GSS.

Variable predictora	Modelo	Coefficiente	t	P	R ²	gl
Constante	Constante	0.007	7.123	0.000	0.000	19

Tabla 3.3.2-6. Modelo de regresión lineal multivariado de K_{sat} en SD. Se incluye el %A como una variable predictiva: K_{sat} (SD) ~ DAp; %RSS; %GSS; %A.

Variables predictoras	Modelo	Coefficientes	t	P	R ²	gl
Constante	Constante	-0.028	-4.163	0.001	0.714	19
%RSS (3-9 cm)	%RSS	0.099	2.352	0.032		
%GSS (0-3 cm)	%GSS	0.000	-2.663	0.017		
%A	%A	0.000	5.290	0.000		

3.3.3 Características ecológicas, meso-topográficas e hidrológicas en la parcela "El Desempeño"

La Fig. 3.3.3-1 muestra la imagen satelital Landsat, el MDET, el mapa de curvas de nivel y el MIE de la parcela bajo estudio.

La Fig. 3.3.3-2 muestra una vista general del área de estudio "El Desempeño" mediante la imagen pancromática de 0.6 m de resolución espacial. Los píxeles más oscuros corresponden a arbustos altos y densos, los grises a arbustos más bajos y pastizales perennes y los grises claros a suelos con pastos y escasa cobertura por forma de vida vegetal. La parcela de 30 x 30 m se indica con un contraste diferente en el centro de la imagen.

En el campo El Desempeño se encuentran respuestas en la frecuencia de cobertura por forma de vida vegetal para la altitud así como también para el escurrimiento superficial, para los cuales los coeficientes no paramétricos de Cramer indican asociaciones moderadas (Fig. 3.3.3-3). Se observa mayor correspondencia en la vegetación asociada a los píxeles más oscuros de la imagen pancromática (excepto en el rango de píxeles 0-20) en ciertos rangos de altitud (de 10 a 15 cm y de 25 a 35 cm). En cambio, en los rangos de altitud mencionados, se observa menos correspondencia en los suelos con pastos y escasa cobertura por forma de vida vegetal asociada a los píxeles claros.

En cuanto a la intensidad de escorrentía potencial (Fig. 3.3.3-3(b)), se observan valores menores al aumentar la frecuencia de cobertura por forma de vida vegetal de todos los grupos funcionales. También se observan tendencias menos marcadas y más indiferentes en los suelos con pastos y escasa cobertura por forma de vida vegetal, especialmente en intensidades de escorrentía menores a Ln_{10} 2 mm.

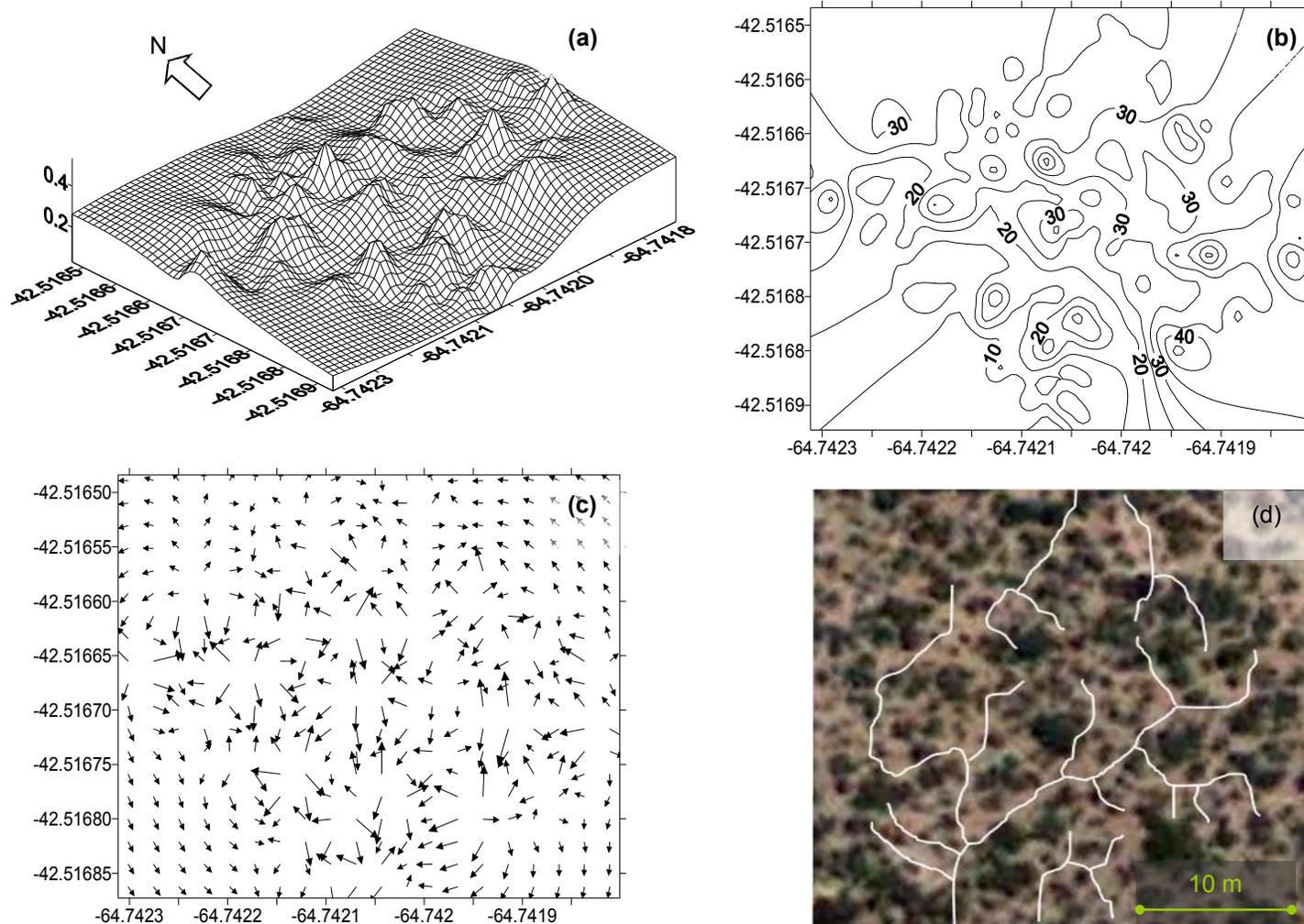


Fig. 3.3.3-1. (a) MDET, (b) mapa de curvas de nivel, (c) MIE e (d) imagen del área de estudio "El Desempeño" (900 m²) con caminos predominantes de escorrentía, Fuente: (d) Modificado de imagen Landsat (Google Maps, febrero del 2004).

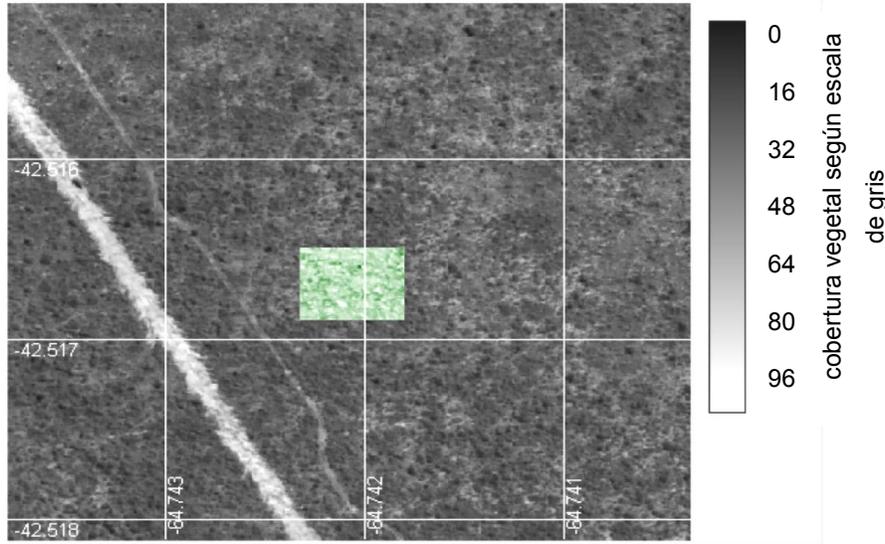


Fig. 3.3.3-2. Vista general y ubicación del área de estudio "El Desempeño" y la parcela de 900 m² (área verde). Fuente: Imagen QuickBird, abril del 2010.

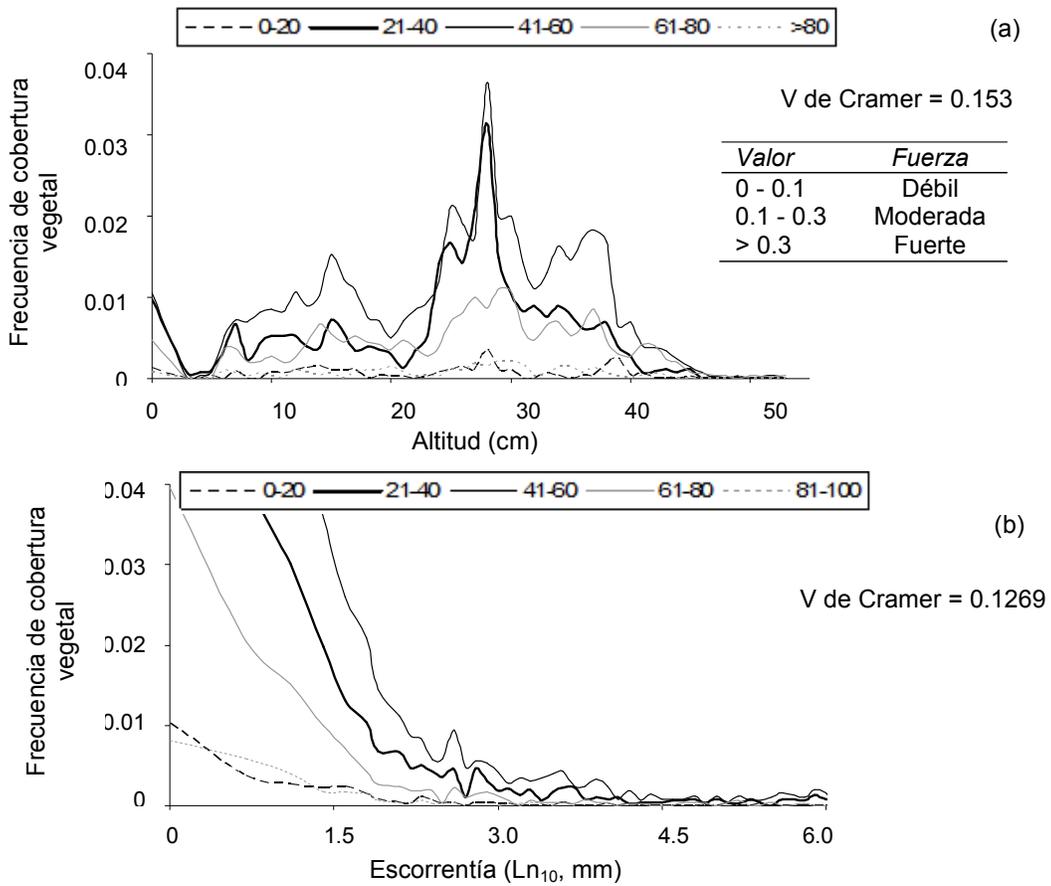


Fig. 3.3.3-3. (a) Relaciones estimadas altitud y cobertura por forma de vida vegetal y (b) escorrentía superficial potencial y cobertura por forma de vida vegetal en la parcela "El Desempeño" de 900 m² de la Fig. 3.3.3-1.

3.4 Discusión

Para responder la pregunta de investigación "**¿Que errores devienen de las estimaciones de conductividad hidráulica saturada obtenidas mediante algoritmos de pedotransferencia basados en los datos de textura?**" hay que considerar que los errores de las estimaciones de K_{sat} se pueden clasificar en 2 tipos:

1. aquellos derivados de los errores en las estimaciones de textura según el método con el que se determine y el laboratorio donde se la analice.
2. aquellos propios de las FPT con las que se estiman las K_{sat} .

El trabajo presentado a escala de ladera, con datos de propiedades hidrológicas de la ZSV medidos y estimados, confirma que utilizar información de propiedades hidrológicas estimadas a partir de fracciones texturales conduce a resultados con incertidumbres (errores de K_{sat} del primer y segundo tipo). Lo anterior es válido solo en los casos de SD. Los resultados de este estudio confirman que las propiedades hidrológicas en SV estimados en base a datos texturales de la ZSV no son sustitutos apropiados para las mediciones a campo de dichos parámetros. Esto se debe a que en la estimación por medio de FPT sólo se incluye la variable textura, pero en condiciones de SV la infiltración del agua en el suelo se produce también por flujos preferenciales (Beven y Germann, 1982).

Respecto del primer tipo de error en las estimaciones de K_{sat} , en este trabajo se determinaron las diferencias texturales obtenidas mediante distintos métodos de determinación de textura y laboratorios mediante doble muestreo. Asimismo, se determinó textura con el M2L1 a la totalidad de las muestras de suelo aplicando el método de doble muestreo corrigiendo con la Ec. 3.3-1. Algunos autores (por ejemplo Bronson et al., 2003 y Youn-Joo, 2006) utilizaron la técnica M2 para determinar textura con diversos fines. En particular, Bronson et al. (2003) determinaron textura con M2 sin realizar doble muestreo.

Zimmermann y Basile (2008) utilizaron FPT (entre otros métodos) incluidas en los códigos Rosetta y SoilPar para la estimación de propiedades hidrológicas en suelos de la llanura Argentina y compararon sus pronósticos con los resultados de ensayos a campo. Los autores concluyeron que los procedimientos que emplean las FPT son los que mejor pronostican las propiedades hidrológicas, principalmente el código Rosetta.

Para estudiar el segundo tipo de error en las estimaciones de K_{sat} , se debe tener en cuenta el rango de incertidumbre ($1.31E-4$ a $1.97E-4$ mm/s) que reporta la aplicación Rosetta en los cálculos de K_{sat} para los cuatro métodos de determinación de textura. Además, se calcularon las K_{sat} con el IMD mediante las Ec. de Wooding y Zhang en SD y SV. Ruiz Sinoga et al. (2003) afirman que con el método de Zhang (1997) se debe analizar la textura para después ajustarla a las 12 clases que establecen Carsel y Parrish (1988), lo que aporta a esta variable un excesivo protagonismo. Al utilizar la Ec. de Wooding en la estimación de las K_{sat} , el cálculo de éstas se encuentra menos influenciado por la clase textural. Además, mediante la Ec. de Wooding, la estacionariedad del modelo es justificada con la suposición que después de un intervalo de tiempo, el fenómeno de infiltración se asimila a un fenómeno estacionario. Esto

se logró ajustando los datos de f a una ecuación asintótica respecto del tiempo y utilizando $f(h)_\infty$ (en tiempo infinito) en el cálculo de K_{sat} .

Respecto a los valores K_{sat} estimados con IMD en SV, éstos resultaron mayores a los obtenidos por medio de estimación con FPT; lo que se debe a que las FPT, al carecer de información relacionada con la macro, mesoporosidad y estructura del suelo, no representan adecuadamente el componente de flujo de infiltración preferencial. En zonas semiáridas una elevada proporción de raíces finas se encuentran localizadas en los estratos superficiales del suelo (Gill et al., 1999; Silva y Rego, 2003). Ensayos realizados con un infiltrómetro de tensión, en cercanías a la ciudad de Azul (Buenos Aires, Argentina), demuestran un importante porcentaje de macroporosidad en la primera parte del perfil del suelo (Weinzettel y Usunoff, 1999), vinculado especialmente a las raíces de la vegetación natural presente, que influye en la f medida. Además, la presencia de gravas en el suelo habitualmente aumenta la f del agua a causa de la expansión y contracción entre las gravas y el suelo, dando como resultado la formación de canales y macroporos (Pritchett, 1991; Poesen y Lavee, 1994).

Lo anterior confirma la necesidad de realizar mediciones a campo de f en SV para una posterior estimación de K_{sat} o estimar la influencia de las variables que afectan la infiltración preferencial sobre la K_{sat} .

En este estudio, la comparación de los valores K_{sat} estimados mediante FPT con aquellos estimados con IMD en SD indicó una leve subestimación de la K_{sat} estimada con FPT. Esto se debe al hecho de que en su estimación mediante FPT sólo se incluye una propiedad de la matriz primaria del suelo (textura) y no incluye otras variables como %GSS y %RSS que resultaron significativas en otros estudios (Pritchett, 1991; Poesen y Lavee, 1994; Weinzettel y Usunoff, 1999) y en los modelos de regresión multivariadas del presente trabajo.

"¿Las propiedades eco-edafológicas (textura, DAp, %GSS y %RSS) que determinan las propiedades hidroológicas de las zonas de estudio varían en profundidad y a lo largo de la ladera?"

Los estudios de hidrología de ladera son especialmente desafiantes debido a un número de procesos que interactúan a distintas escalas, contribuyendo significativamente a la complejidad del sistema (Ridolfi et al., 2003). En el presente trabajo, las laderas estudiadas no constituyeron una excepción a la afirmación anterior. Distintas superficies que integran las laderas bajo estudio presentan comportamientos hidroológicos diferentes, siendo las áreas de SV las que presentaron tasas de infiltración más altas y las de SD o escasamente vegetada las más eficientes en la producción de escorrentía potencial.

En la ladera del sitio "La Esperanza" los datos de f y K_{sat} resultaron mayores en SV en comparación con aquellos en SD. Estos resultados concuerdan con otros estudios en hidrología de laderas en zonas áridas y semiáridas que demuestran que la infiltración y generación de escorrentía es espacialmente heterogénea (Ridolfi et al., 2003; Calvo et al., 1991; Solé-Benet et al., 1997; Puigdefabregas et al., 1998) y se encuentra relacionada y controlada por las condiciones superficiales del suelo como textura, pendiente (Puigdefabregas et al., 1998), encostramiento, gravas (Brown y Dunkerley, 1996) y cobertura por forma de vida

vegetal (Bromley et al., 1997; Yair, 1990; Solé-Benet et al., 1997). En cuanto a la cobertura por forma de vida vegetal, experimentos de simulación de lluvia en el desierto de Tabernas (Almería, España) demostraron la gran variabilidad en la capacidad de infiltración de la ladera formada por un complejo mosaico de superficies con y sin vegetación (Calvo et al., 1991; Solé-Benet et al., 1997).

En la ladera de "La Esperanza" la textura y la DAp no presentaron grandes variaciones que pudiera generar variabilidad en f y K_{sat} . La DAp muestreada en SD resultó mayor (con diferencias estadísticamente significativas) que la en SV. Resulta conveniente señalar que los %GSS de las muestras de DAp no presentaron diferencias significativas entre SD y SV, por lo que esta variable no influye sobre las diferencias encontradas entre DAp en SD y SV.

En cambio, los %RSS muestreados en la misma ladera, presentaron diferencias significativas a lo largo de ésta, y en profundidad la mayor concentración se encontró entre los 3 a 9 cm. En zonas semiáridas una elevada proporción de raíces finas se encuentran localizadas en los estratos superficiales del suelo (Gill et al., 1999; Silva y Rego, 2003). Conviene señalar que los resultados de distribución de %RSS obtenidos en profundidad del presente estudio son acordes a los obtenidos por Snyman (2005) que estudió la distribución de raíces en profundidad en un ambiente semiárido de Sudáfrica. Snyman realizó muestreos hasta 90 cm de profundidad y encontró que en sitios no degradados, al igual que en el sitio "La Esperanza", la mayor concentración de raíces se desarrolla de 5 a 10 cm de profundidad.

Los datos de %GSS no presentaron diferencias estadísticamente significativas a lo largo de la ladera ni en profundidad. A pesar que el promedio de los datos de %GSS es mayor en SD que en SV, esta diferencia no resulta estadísticamente significativa. Abrahams et al. (1994) sugirió que en zonas semiáridas en proceso de degradación, la dinámica de salpicadura diferencial, la infiltración y el flujo de agua entre zonas vegetadas y zonas abiertas de suelo desnudo conducen a la formación de superficies cubiertas de gravas en las zonas abiertas. Muchas laderas áridas se caracterizan por un extenso suelo sin vegetación cubierto de fragmentos de roca (Katra et al., 2008). Maestre y Cortina (2002) investigaron la distribución espacial de la vegetación y propiedades superficiales edáficas, entre ella las gravas, en una región semiárida del SE de España. En su estudio no encontraron patrón espacial en la distribución de las gravas en la superficie del suelo; sin embargo, alegan que este resultado puede deberse al esquema de muestreo utilizado, que no pudo detectar patrones a pequeña escala dentro de la zona de estudio.

En base a los datos de la imagen satelital y de relevamiento topográfico, se encontraron evidencias en la ladera de "El Desempeño" que los arbustos se corresponden a rangos de altitud elevados (10 a 15 cm y de 25 a 35 cm), en cambio los suelos con pastos y escasa cobertura por forma de vida vegetal son más indiferentes a la altitud. Dicho patrón resulta importante debido a que la vegetación es uno de los factores clave que controlan la generación de flujo superficial en zonas semiáridas, donde el agua de escorrentía proveniente de los suelos desnudos se infiltra en los parches con vegetación (Maestre y Cortina, 2002; Ludwig et al., 2005), lo que hace al flujo superficial muy discontinuo (Cerdá, 1998; Lavee et al,

1998). Según Muñoz-Robles et al. (2012) herramientas de teledetección de alta resolución (es decir, tamaño de píxel < 4 m) pueden proporcionar un medio de caracterizar los patrones espaciales de la cobertura del suelo con suficiente detalle para describir interacciones ecohidrológicas. Estas imágenes de alta resolución podrían identificar zonas de parches e inter-parches (o sitios escasamente vegetados) que determinan en gran medida procesos ecohidrológicos, cuya comprensión es esencial para la gestión de la vegetación y del suelo en laderas, así como a escalas más amplias. Según Ludwig et al. (2007), los datos de las imágenes QuickBird muestran patrones de vegetación a escala de potrero y ladera, los cuales, junto con los datos de campo y modelos digitales de elevación, pueden ayudar a describir los procesos ecohidrológicos de superficie (Ludwig et al., 2007).

En los SD del sitio experimental "El Desempeño" hay mayores intensidades de escorrentía potencial en comparación con los sitios más vegetados. Debido a que la conductividad hidráulica en sitios de SD es menor que aquella en SV, es esperable que las precipitaciones generen una acumulación de agua en el SD antes que en SV. Este aspecto interactivo entre características hidrológicas de SD y SV tiene un efecto significativo sobre la respuesta hidrológica de las laderas que, sin embargo, a menudo no es contemplado por algunos modelos hidrológicos (Dusek et al., 2012; Johnson et al., 2003).

"¿Cómo afectan las propiedades eco-edafológicas a las hidrológicas en situaciones de SD y SV de la zona de estudio?"

Conviene señalar que se observa una cierta variabilidad entre las curvas de f de la Fig. 3.3.2-4, lo que indica que no hay un único mecanismo involucrado en el fenómeno de infiltración, debido a que el suelo contenía distintas concentraciones de raíces, grava, materia orgánica y otros elementos que afectaron la infiltración. Por ello se han ajustado los datos de infiltración de cada experimento al mejor modelo empírico y generado el mejor modelo que produzca los menores desvíos al cuadrado con respecto a la ecuación de predicción.

Considerando la literatura citada (Sección 3.1.3) en relación con el flujo preferencial, es de esperar que las propiedades edafológicas como textura y DAp determinen la infiltración en la matriz primaria del suelo en SD y que las gravas y raíces determinen la infiltración por flujo preferencial. Analizando las regresiones K_{sat} (SV) ~ %RSS de la Fig. 3.3.2-8, se puede afirmar que las raíces que se encuentran en el estrato de 3 a 9 cm de profundidad son las que mayormente determinan la K_{sat} en SV. También resalta la poca a nula participación de las raíces en el estrato de 0 a 3 cm de profundidad en la explicación de la variación de K_{sat} (recordar que la mayor concentración de raíces se encuentra en el estrato de 3 a 9 cm de profundidad). Kizito et al., (2006) llevaron a cabo un estudio de 2 años sobre la dinámica del agua del suelo y los patrones de raíces de arbustos y entre sus conclusiones sostienen que en la temporada de lluvias, las raíces de arbustos tuvieron un impacto positivo sobre el régimen de humedad del suelo, incrementando la entrada de agua en el perfil del suelo.

En el modelo de regresión simple K_{sat} (SV) ~ %RSS(3-9 cm), el %RSS es estadísticamente significativo al explicar la variación de K_{sat} en SV; sin embargo al incorporar al modelo las variables predictivas DAp y %GSS (K_{sat} (SV) ~ DAp; %RSS; %GSS), el %RSS

pierde significancia. Probablemente el %RSS pierda significancia en el modelo debido a que las vías preferenciales de flujo son producidas en mayor proporción por las gravas que por las raíces. Según Katra et al., (2008), Pritchett (1991) y Poesen y Lavee (1994), la presencia de gravas en el suelo habitualmente aumenta la f del agua a causa de la expansión y contracción entre las gravas y el suelo, dando como resultado la formación de canales y macroporos. Poesen et al. (1990) argumenta que una superficie cubierta con gravas favorece la infiltración de agua más rápida y a mayor profundidad debido al contacto entre las gravas y la matriz de suelo. Cabe mencionar que la presencia de gravas sueltas (como es el caso de las laderas bajo estudio), y no aquellas que se encuentran incluidas en la matriz del suelo superficial, son las que habitualmente aumentan la f del agua en el suelo (Brown y Dunkerley, 1996).

No se encontró relación estadísticamente significativa en la regresión lineal simple K_{sat} (SV) ~ DAp. En un estudio realizado por Soracco (2003), el autor determinó que la variación de la DAp no sería el factor determinante de las disminuciones de la K_{sat} , sino que formaría parte de una serie de factores que en conjunto producen cambios en las propiedades hidrológicas del suelo en los diferentes manejos del suelo. El autor observó como el comportamiento de la K_{sat} no presentó un buen ajuste con los valores de DAp, lo que refuerza la idea de que no es posible predecir el comportamiento de la K_{sat} en sitios de SV partiendo sólo del conocimiento del volumen de poros, sino que se está en presencia de un problema complejo que incluye, distribución del tamaño de poros, estabilidad del sistema poroso y, fundamentalmente, continuidad del sistema poroso. En cambio Mbagwu (1997) midió en los suelos de Nigeria la densidad aparente y tasas de infiltración estacionarias (entre otras propiedades físicas del suelo) y afirmó que la porosidad preferencial y DAp son los factores que mayormente explican las variaciones encontradas en las tasas de infiltración estacionarias (con coeficientes de correlación de 0.85 y -0.81 respectivamente). Al igual que en el estudio de Soracco (2003), el modelo de regresión lineal (simple) K_{sat} (SV) ~ DAp no resultó significativo; sin embargo, al considerar la interacción conjunta de ésta y el %GSS y %RSS, los modelos de regresión (multivariados) adquieren significancia en la explicación de la variación de K_{sat} en SV.

El modelo de regresión lineal multivariado K_{sat} (SV) ~ DAp; %RSS; %GSS incluye ambas variables DAp y %GSS a pesar que la DAp incluye el efecto de las gravas debido a la forma en que se estima (sin tamizar el suelo, de manera que incluye el peso de las gravas). Esto es debido a que la DAp en SV involucra otras propiedades del suelo (microtopografía, estructura, materia orgánica) no sólo condicionadas por el contenido de gravas, sino condicionadas también por la presencia de vegetación. Como ya se ha mencionado en el marco teórico y la discusión del presente trabajo, en las zonas áridas y semiáridas existen marcadas diferencias en las propiedades edáficas en condiciones de SV y las áreas de SD circundantes. Así, si se compara con los espacios desnudos contiguos, el suelo en los parches de SV suele presentar distinta microtopografía, una mejor estructura (Abrahams y Parsons, 1991) y más materia orgánica (Bochet et al., 1998) que influyen la DAp del suelo. Asimismo estas características le confieren al suelo en condiciones de SV mayor capacidad de almacenamiento de agua y de infiltración (Cerdá, 1997; Cammeraat y Imeson, 1999; Bromley

et al., 1997; Valentin et al., 1999). Respecto a este último punto, se han reportado efectos diferenciales en escalas finas (1-3 m) entre las áreas desnudas y las áreas cubiertas con vegetación (Cerdá, 1997). Lyford y Qashu (1969) obtuvieron tasas de infiltración tres veces mayores en SV en comparación con SD. Diferentes trabajos reportan la existencia de una relación entre la cantidad de mantillo, un incremento en biomasa y mayores tasas de f en escalas finas (Cerdá, 1997; Bergkamp et al., 1999).

La comparación entre los coeficientes de determinación (R^2) de los modelos multivariados (con y sin %A): K_{sat} (SV) ~ DAp; %RSS; %GSS y K_{sat} (SV) ~ DAp; %RSS; %GSS; %A, es consistente con el hecho de que la K_{sat} en SV es proyectada mayormente por las variables que influyen en el flujo preferencial (%GSS 0-3 y DAp) y en menor medida por %A que determina el flujo por la infiltración en la matriz primaria del suelo. De esta manera las variables que influyen en el flujo preferencial explican un mayor porcentaje de variabilidad (36.6 %) de la K_{sat} en condiciones de SV respecto de la variable arena que explica el 27.0 %.

En el caso de las K_{sat} estimadas con el IMD en condiciones de SD los modelos (con y sin %A): K_{sat} (SD) ~ DAp; %RSS; %GSS y K_{sat} (SD) ~ DAp; %RSS; %GSS; %A, son consistentes con el concepto de prevalencia de flujo de infiltración en la matriz primaria del suelo, condicionada mayormente en la clase textural. De esta manera al incluir en la regresión multivariada al %A como una de las variables predictivas, el modelo resultó significativo. En cambio, al no incluir el %A como variable predictiva, el modelo no resulta significativo, de manera que las demás variables (DAp, %RSS y %GSS) no resultan estadísticamente significativas en la explicación de la variabilidad de la K_{sat} en SD. Esto resulta consistente con el hecho de que estas últimas variables condicionan el flujo preferencial que ocurre en SV, y no el flujo en la matriz primaria del suelo, el cual es condicionado significativamente por el %A.

3.5 Conclusiones

Respecto a las preguntas planteadas al inicio del capítulo se concluye:

¿Que errores devienen de las estimaciones de conductividad hidráulica saturada de los suelos obtenidas mediante algoritmos de pedotransferencia basados en los datos de textura?

Los errores en las estimaciones de textura pueden causar errores en la estimación de K_{sat} . En la estimación de propiedades hidrológicas mediante FPT basadas en datos de textura se debe tener en cuenta que existen diferencias en las estimaciones de textura producidas en distintos laboratorios, aun en los especializados en este tipo de análisis. Se reportan los errores en las estimaciones de textura que presenta el método Lamotte (M2L1c) respecto del método de la pipeta de Robinson informando los intervalos de predicción del método.

Los valores K_{sat} estimados con IMD en SV resultaron mayores a los obtenidos por medio de FPT; lo que se debe a que las FPT, al carecer de información relacionada con la macro, mesoporosidad y estructura del suelo, no representan adecuadamente el componente de flujo de infiltración preferencial. En cambio los valores K_{sat} estimados con IMD en SD fueron similares a los obtenidos por medio de FPT, sin embargo los primeros fueron levemente

subestimados respecto a los obtenidos por FPT debido a que en la estimación mediante FPT sólo se incluye una propiedad de la matriz primaria del suelo (textura) y no incluye otras variables como %GSS y %RSS que resultaron significativas.

El IMD resultó un instrumento de medición de K_{sat} adecuado para reproducir el comportamiento del agua en el suelo en condiciones de SV y SD, hallándose una relación estadísticamente significativa entre estos últimos y los estimados en base a FPT.

¿Las propiedades eco-edafológicas (textura, densidad aparente, porcentaje de raíces y gravas (peso) en suelo seco) que determinan las propiedades hidrológicas de las zonas de estudio varían en profundidad y en relación a la macro-topografía?

El presente estudio de laderas demuestra que la capacidad de infiltración del suelo que a su vez está controlada por las condiciones superficiales del suelo como DAp, %RSS, %GSS, textura, es espacialmente heterogénea. La presencia de parches de vegetación que alternan con parches de suelo desnudo o casi desnudo es una característica de las zonas de estudio que genera comportamientos hidrológicos y procesos ecohidrológicos diferentes, donde las áreas de SV presentan tasas de infiltración más altas y las de SD son las más eficientes en la producción de escorrentía.

¿Cómo afectan las propiedades eco-edafológicas a las hidrológicas en situaciones de suelo desnudo y suelo con vegetación de las zonas de estudio?

La K_{sat} no presenta diferencias significativas a lo largo de la transecta en el sitio "La Esperanza" en relación a la macrotopografía. Sin embargo, K_{sat} depende de la textura, DAp, %RSS y %GSS, ya sea mediante una relación univariada con ellos (por ejemplo con %RSS en el estrato 3-9 cm de profundidad) o por la interacción de dos o más de estas variables. En particular, la K_{sat} en SV se encuentra condicionada con aquellas propiedades eco-edafológicas que inciden en el flujo preferencial de la infiltración. La predominancia en SV de raíces y valores menores de DAp (en relación al SD) favorecen la existencia de flujos preferenciales que aumentan los valores de f y K_{sat} . Las raíces que se encuentran en el estrato de 3 a 9 cm de profundidad son las que mayormente determinan la K_{sat} en condiciones de SV. En cambio, las propiedades de la matriz primaria del suelo determina la K_{sat} en SD.

3.6 Bibliografía

- Abraham E., del Valle H., Roig F., Torres L., Ares J., Coronato F., Godagnone R. 2009. Overview of the geography of the Monte desert of Argentina. J. Arid Environ. 73, 144-153.
- Abrahams A. D., Parsons A. J. 1991. Resistance to overland flow on desert pavement and its implications for sediment transport modeling. Water Resour. Res. 27(8), 1827-1836.
- Abrahams A. D., Parsons A. J., Wainwright J. 1994. Resistance to overland flow on semi-arid grassland and shrubland hillslopes Walnut Gulch, Southern Arizona. J. Hydrol. 156, 431-446.
- Acutis M., Donatelli M. 2003. SOILPAR 2.00, software to estimate soil hydrological parameters and functions. Eur. J. Agron. 18, 373-377.
- Ankeny M. D., Ahmed M., Kaspar T. C., Horton R. 1991. Simple Field Method for Determining Unsaturated Hydraulic Conductivity. Soil Sci. Soc. Am. J. 55(2), 467-470.
- Ankeny M. D., Kaspar T. C., Horton R. 1988. Design for an automated tension infiltrometer. Soil Sci. Soc. Am. J. 52, 893-896.
- Poesen J., Ingelmo-Sanchez F., Mucher H. 1990. The hydrological response of soil surfaces to rainfall as affected by cover and position of rock fragments in the top layer. Earth Surf. Proc. Land. 15(7), 653-671.
- Ares J. O., Beeskow A. M., Bertiller M. B., Rostagno M. B., Irisarri C. M., Anchorena J., Defosse G. E., Merino C. A. 1990. Structural and dynamic characteristics of overgrazed lands of northern

Cap. 3: Caracterización de propiedades eco-edafo-hidrológicas en la zona de estudio

- Patagonia, Argentina. En: Breymeyer, A. (Ed.), *Managed Grasslands: Regional Studies*. Amsterdam, pp. 149-175.
- Arnau-Rosalén E., Calvo-Cases A., Boix-Fayos C., Lavee H., Sarah P. 2008. Analysis of soil surface component patterns affecting runoff generation. An example of methods applied to Mediterranean hillslopes in Alicante (Spain). *Geomorphology*. 101, 595-606.
- Ball B. C., Campbell D. J., Douglas J. T., Henshall J. K., O'Sullivan M. F. 1997. Soil structural quality, compaction and land management. *European J. Soil Sci.* 48, 593-601.
- Barros V., Rivero M. 1982. Mapas de probabilidad de precipitación en la Provincia del Chubut. CENPAT. Pub.N° 54. Puerto Madryn. Argentina.
- Bergkamp G., Cerda A., Imeson A.C. 1999. Magnitude-frequency analysis of water redistribution along a climate gradient in Spain. *Catena*. 37, 129-146.
- Berndtsson, R. Larson M. 1987. Spatial variability of infiltration in a semi-arid environment. *J. Hydrol.* 90, 117-133.
- Bertiller M. B., Beeskov A. M., Coronato F. 1991. Seasonal environmental variation and plant phenology in arid Patagonia (Argentina). *J. Arid Environ.* 21, 1-11.
- Bertiller M. B., Bisigato A. J., Carrera A. L., del Valle H. F. 2004. Estructura de la Vegetación y Funcionamiento de los Ecosistemas del Monte Chubutense. *Bol. Soc. Argent. Bot.* 39(3-4), 139-158.
- Bertiller M. B., Ares J. O., Bisigato A. 2002a. Multiscale indicators of land degradation in the Patagonian Monte, Argentina. *Environmental Management*. 30, 704-715.
- Bertiller M. B., Sain C. L., Bisigato A. J., Coronato F. R., Ares J. O., Graff P. 2002b. Spatial sex segregation in the dioecious grass *Poa ligularis* in northern Patagonia: the role of environmental patchiness. *Biodiversity and Conservation*. 11, 69-84.
- Beven K., Germann P. 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.* 18(5), 1311-1325.
- Bisigato A., Bertiller M. B. 1997. Grazing effects on patchy dryland vegetation in northern Patagonia. *J. Arid Environ.* 36, 639-653.
- Bisigato A. J., Bertiller M. B. 2004. Temporal and micro-spatial patterning of seedling establishment. Consequences for patch dynamics in the southern Monte, Argentina. *Plant Ecology*. 174, 235-246.
- Blackburn W. H. 1984. Impacts of grazing intensity and specialized grazing systems on watershed characteristics and responses. En: *Developing Strategies for Rangeland Management*. Natural Resources Council / National Academy of Science, Westview Press, Boulder, CO. pp. 927-933.
- Blackburn W. H., Pierson F. B. Seyfried M. S. 1990. Spatial and temporal influence of soil frost on infiltration and erosion of sagebrush rangelands. *Water Resour. Bul.* 26, 991-997.
- Bochet E., Rubio J. L., Poesen J. 1998. Relative efficiency of three representative matorral species in reducing water erosion at the microscale in a semi-arid climate (Valencia, Spain). *Geomorphology*. 23, 139-150.
- Böhm W. 1979. *Methods of studying root systems*. Springer Verlag, Berlin. 188 pp.
- Bose C. 1943. Note on the sampling error in the method of double sampling. *Sankhya*. 6, 329-330.
- Bouma J., Dekker L. W. 1978. A case study on infiltration into dry clay soil, I, Micromorphological observations. *Geoderma*. 20, 27-40.
- Bower H. 1986. Intake rate. Cylinder infiltrometer. En: A. Klute (ed.) *Methods of soil analysis*. Part 1. Physical and mineralogical properties. 2da Ed. ASA. Madison, WI. pp 825-843.
- Brady N. C., Weil R. R. 1996. *The Nature and Properties of Soils*. Prentice-Hall, New Jersey. 881 pp.
- Brakensiek D. L., Rawls W. J. 1994. Soil containing rock fragments: effects on infiltration. *Catena*. 23(1-2), 99-110.
- Bromley J., Brouwer J., Barker A. P., Gaze S. R., Valentin C. 1997. The role of surface water redistribution in an area of patterned vegetation in a semi-arid environment, south-west Niger. *J. Hydrol.* 198, 1-29.
- Bronson W., Griscom P., Ashton M. S. 2003. Bamboo control of forest succession: *Guadua sarcocarpa* in Southeastern Peru. *Forest Ecology and Management*. 175(1-3), 445-454.
- Brown K. J., Dunkerley D. L. 1996. The influence of hillslope gradient, regolith texture, stone size and stone position on the presence of a vesicular layer and related aspects of hillslope hydrologic processes: a case study from the Australian arid zone. *Catena*. 26, 71-84.
- Cabrera A. L. 1976. Regiones fitogeográficas argentinas. *Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería*. Tomo II, Fascículo 1. Acme. 85 pp.
- Calvo A., Harvey A. M., Paya-Serrano J., Alexander R. W. 1991. Response of badlands surfaces in South East Spain to simulated rainfall. *Cuaternario y Geomorfología*. 5, 3-14.
- Cammeraat L. H., Imeson A. C. 1999. The evolution and significance of soil-vegetation patterns following land abandonment and fire in Spain. *Catena*. 37, 107-127.
- Carrera A., Ares J., Labraga J., Thurner S., Bertiller M. 2007. Scenarios of Future Climate and Land-Management Effects on Carbon Stocks in Northern Patagonian Shrublands. *Enviro. Manage.* 40, 944-957.
- Carrera A. L., Bertiller M. B., Larreguy C. 2008. Leaf litterfall, fineroot production, and decomposition in shrublands with different canopy structure induced by grazing in the Patagonian Monte, Argentina. *Plant Soil*. 311, 39-50.

Cap. 3: Caracterización de propiedades eco-edafo-hidroológicas en la zona de estudio

- Carsel R. F., Parrish R. S. 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.* 24, 755-769.
- Cerdá A. 1998. The influence of geomorphological position and vegetation cover on the erosional and hydrological processes on a Mediterranean hillslope. *Hydrol. Process.* 12, 661-671.
- Cerdá A. 1997. The effect of patchy distribution of *Stipa tenacissima* L. on runoff and erosion. *J. Arid Environ.* 36, 37-51.
- Chartier M. P. 2009. La erosión hídrica y su relación con las condiciones superficiales del suelo y la vegetación en los pastizales naturales del noreste Patagónico. Tesis doctoral Facultad de Ciencias Agropecuarias- Universidad Nacional de Córdoba. 135 pp.
- Chow V. T., Maidment D. R., Mays L. W. 1994. *Hidrología aplicada*. Bogotá, Colombia: McGraw-Hill. 584 pp.
- Clothier B. E., White I. 1981. Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 241-245.
- Connolly R. D., Ciesiolka C. A., Silburn D. M., Carroll C. 1997. Distributed parameter hydrology model (Answers) applied to a range of catchment scales using rainfall simulator data. IV Evaluating pasture catchment hydrology. *J. Hydrol.* 201(1-4), 311-328.
- Coronato F., Coronato F., Mazzoni E., Vázquez M. 2008. Physical geography of Patagonia and Tierra del Fuego. En: Late cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Development in quaternary sciences. Rabassa J. (Ed.), Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. pp. 13-56.
- Coronato F. R. 1993. Wind chill factor applied to Patagonian climatology. *Int. J. Biometeorol.* 37, 1-6.
- Coronato F. R., Bertiller M. B. 1996. Precipitation and landscape related effects on soil moisture in semi-arid rangelands of Patagonia. *J. Arid Environ.* 34, 1-9.
- Coronato F. R., Bertiller M. B. 1997. Climatic controls of soil moisture in an arid steppe of northern Patagonia (Argentina). *Arid Soil Res. Rehab.* 11, 277-288.
- Dekker L. W., Ritsema C. J. 1994. How water moves in repellent sandy soil. 1. Potential and actual water repellency. *Water Resour. Res.* 30, 2507-2517.
- del Valle H. F., Elissalde N. O., Gagliardini D. A., Milovich J. 1998. Status of desertification in the Patagonian region: assessment and mapping from satellite imagery. *Arid Soil Res. Rehabil.* 12, 95-122.
- Dusek J., Vogel T., Dohnal M., Gerke H. H. 2012. Combining dual-continuum approach with diffusion wave model to include a preferential flow component in hillslope scale modeling of shallow subsurface runoff. *Advances in Water Resources.* 44, 113-125.
- Elrick D. E., Reynolds W. D. 1992. Infiltration from Constant-Head Well Permeameters and Infiltrometers. *Advances in Measurements Properties: Bringing Theory into Practice*. SSSA Special Publication no. 30 pp 1-24.
- Elrick D. E., Parkin G. W., Reynolds W. D., Fallow D. J. 1995. Analysis of early-time and steady state single-ring infiltration under falling head conditions. *Water Resour. Res.* 31, 1883-1893.
- Fernández O. A., Busso C. A. 1999. Arid and semi-arid rangelands: Two thirds of Argentina. En: Case studies of rangeland desertification. Report No. 200. Arnalds O. y Archer S. (eds.), Agricultural Research Institute, Reykjavik, Islandia. pp. 41-60
- Filgueira R. R., Soracco C., Sarli G., Fournier L. I. 2006. Estimación de propiedades hidráulicas de suelos por mediciones a campo y el uso de modelos de flujo estacionario y transitorio. *Cienc. suelo*, v.24 n.1.
- Gardner W. R. 1985. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equations with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 85, 228-232
- Gee G. W., Bauder W. 1986. Particle Size Analysis. *Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods*. Second Edition. pp 383-409.
- Gill R., Burke I. C., Milchunas D. G., Lauenroth W. K. 1999. Relationship between root biomass and soil organic matter pools in the shortgrass steppe of eastern Colorado. *Ecosystems.* 2, 226-236,
- Giménez D., Rawls W. J., Lauren J. G. 1999. Scaling properties of saturated hydraulic conductivity in soil. *Geoderma.* 88, 205-220.
- Glass R. J., Cann S., King J., Baily N., Parlange J. Y., Steenhuis T. S. 1990. Wetting front instability in unsaturated porous media: a tree-dimensional study in initially dry sand. *Transp. Porous Media.* 5, 247-268.
- Goudie A. S., Sands M. J. S., Livingstone I. 1992. Aligned linear gilgai in the West Kimberley district, Western Australia. *J. Arid Environ.* 23, 157-167.
- Haylock M. R., Peterson T., Abreu de Sousa J. R., Alves L. M., Ambrizzi T., Anunciacao Y. M. T., Baez J., Barbosa de Brito J. I., Barros V. R., Berlato M. A., Bidegain M., Coronel G., Corradi V., Garcia V. J., Grimm A. M., Jaido dos Anjos R., Karoly D., Marengo J. A., Marino M. B., Meira P. R., Miranda G. C., Molion L., Moncunill D. F., Nechet D., Ontaneda G., Quintana J., Ramirez E., Rebello E., Rusticucci M., Santos J. L., Trebejo I., Vincent, L. 2006. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-2000 and links with sea surface temperature. *J. Climate.* 19, 1490-1512.
- Hillel D. 1982. *Introduction to Soil Physics*. Academic press Inc. 1250 Sixth Avenue, San Diego, California. 364 pp.
- Hillel D. 1998. *Environmental soil physics*. academic Press, New York, USA. 771 pp.

Cap. 3: Caracterización de propiedades eco-edafó-hidrológicas en la zona de estudio

- Hillel D., Baker R. S. 1988. A descriptive theory of fingering during infiltration into layered soils. *Soil Sci.* 146, 51-56.
- Holden J., Burt T. P. 2002. Infiltration, runoff and sediment production in blanket peat catchments: implications of field rainfall simulation experiments. *Hydrol. Process.* 16(13), 2537-2557.
- Horton R. E. 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Science Society of America Processes.* 5, 399-417.
- Johnson M. S., Coon W. F., Mehta V. K., Steenhuis T. S., Brooks E. S., Boll J. 2003. Application of two hydrologic models with different runoff mechanisms to a hillslope dominated watershed in the northeastern US: a comparison of HSPF and SMR. *J. Hydrol.* 284(1-4), 57-76.
- Katra I., Lavee H., Sarah P. 2008. The effect of rock fragment size and position on topsoil moisture on arid and semi-arid hillslopes. *Catena.* 72, 49-55.
- Kizito F., Dragila M., Sene M., Lufafa A., Diedhiou I., Dick R.P., Selker J.S., Dossa E., Khouma M., Badiane A., Ndiaye S. 2006. Seasonal soil water variation and root patterns between two semi-arid shrubs co-existing with Pearl millet in Senegal, West Africa. *J. Arid Environ.* 67, 436-455.
- Klute A., Dirksen C. 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. En: A. Klute (Ed.), *Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods, Agronomy (2nd ed)*, vol. 9, American Society of Agronomy, Madison, WI, pp. 687-734
- Kung K. J. S. 1990. Preferential flow in a sandy vadose zone, 2, Mechanisms and implications. *Geoderma.* 46, 59-71.
- Lai J., Ren L. 2007. Assessing the size dependency of measured hydraulic conductivity using double-ring infiltrometers and numerical simulation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 71, 1667-1675.
- Larreguy C., Carrera A., Bertiller M. B. 2012. Production and turnover rates of shallow fine roots in rangelands of the Patagonian Monte, Argentina. *Ecol Res.* 27, 61-68.
- Lavee H., Imeson A. C., Sarah P. 1998. The impact of climate change on geomorphology and desertification along a Mediterranean-arid transect. *Land Degradation and Development.* 9, 407-422.
- León R. J. C., Bran D., Collantes M., Paruelo J. M., Soriano A. 1998. Grandes unidades de vegetación de la Patagonia extraandina. *Ecología Austral.* 8, 125-144.
- Li X. Y., González A., Solé-Benet A. 2005. Laboratory methods for the estimation of infiltration rate of soil crusts in the Tabernas Desert badlands. *Catena.* 60, 255-266.
- Ludwig J. A., Bastin G. N., Wallace J. F., Mc Vicar T. R. 2007. Assessing landscape health by scaling with remote sensing: when is it not enough?. *Landscape Ecol.* 22, 163-169.
- Ludwig J. A., Wilcox B. P., Breshears D. D., Tongway D. J., Imeson A. C. 2005. Vegetation patches and runoff-erosion as interacting hydrological processes in semiarid landscapes. *Ecology.* 86, 288-297.
- Lyford F. P., Qashu H. K. 1969. Infiltration rates as affected by desert vegetation. *Water Resour. Res.* 5, 1373-1376.
- Maestre F. T., Cortina J. 2002. Spatial patterns of surface soil properties and vegetation in a Mediterranean semi-arid steppe. *Plant and Soil.* 241, 279-291.
- Mares M. A., Morello J., Goldstein G. 1985. Semi-arid shrublands of the world, in: *Hot deserts and arid shrublands, Ecosystems of the world*, chapter 10, edited by: Evenari, M., Noy-Meir, I., and Goodall, D., Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. pp 203-237.
- Massuel S., Favreau G., Descloitres M., Le Troquer Y., Albouy Y., Cappelaere B. 2006. Deep infiltration through a sandy alluvial fan in semiarid Niger inferred from electrical conductivity survey. *Vadose zone chemistry and hydrological modelling.* 67(2), 105-118.
- Mbagwu J. S. 1997. Quasi-steady infiltration rates of highly permeable tropical moist Savannah soils in relation to landuse and pore size distribution. *Soil Technol.* 11, 185- 195.
- Morello J. H. 1984. *Perfil Ecologico de Sud America*, Instituto de Cooperacion Iberoamericana, Madrid. 93 pp.
- Morgan R. P. C., McIntyre K., Vickers A. W., Quinton J. N., Rickson R. J. 1997. A rainfall simulation study of soil erosion on rangeland in Swaziland. *School of Agriculture Food and Environment, Cranfield University, Silsue Campus, Bedford MK45, UK.*
- Mualem Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12(3), 513-522.
- Munn J. R., Huntington G. L. 1976. A Portable Rainfall Simulator for Erodibility and Infiltration Measurements on Rugged Terrain. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40(4), 622-624.
- Munoz-Carpena R., Regalado C. M., Alvarez-Benedi J., Bartoli F. 2002. Field evaluation of the new Philip-Dunne permeameter for measuring saturated hydraulic conductivity. *Soil Sci.* 167, 9-24.
- Muñoz-Robles C., Frazier P., Tighe M., Reid N., Briggs S.V., Wilson B. 2012. Assessing ground cover at patch and hillslope scale in semi-arid woody vegetation and pasture using fused Quickbird data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation.* 14, 94-102
- Noy-Meir I. 1973. Desert ecosystems: Environment and producers. *Annual Review of Ecology and Systematics* 4, 25-52.
- Parr J. F., Bertrand A. R. 1960. Water infiltration in soils. *Advances in Agronomy* 12, 311-363.
- Paruelo J. M., Beltrán A., Jobbágy E., Sala O. E., Golluscio R. A. 1998. The climate of Patagonia: General patterns and controls on biotic processes. *Ecología Austral.* 8, 85-101.
- Perroux K. M., White I. 1988. Designs for disc permeameters. *Soil Sci. Am. J.* 52, 1205-1215.

Cap. 3: Caracterización de propiedades eco-edafo-hidrológicas en la zona de estudio

- Philip J. R. 1957. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.* 84, 257–264.
- Poesen J., Lavee H. 1994. Rock fragments in topsoil: Significance and processes. *Catena*. 23, 1-28.
- Pritchett W. L. 1991. Suelos Forestales. Propiedades, conservación y mejoramiento. Editorial LIMUSA. Grupo Noriega Editores, Mexico, D.F, Mexico.
- Prohaska F. 1976. The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. En: *Climates of Central and South America*. World Survey of Climatology, Vol. 12. Schwertfeger W. (Ed.), Elsevier, Amsterdam. pp. 13-112.
- Puigdefabregas J, del Barrio G., Boer M. M., Gutiérrez L., Sole A. 1998. Differential responses of hillslope and channel elements to rainfall events in a semi-arid area. *Geomorphology*. 23, 337–351
- Quinn T., Zhu A. Z., Burt J. E. 2005. Effects of detailed soil spatial information on watershed modeling across different model scales. *Int. J. Appl. Earth Obs.* 7(4), 324–338.
- Raats P. A. 1973. Unstable wetting fronts in uniform and nonuniform soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 37, 681-685.
- Raof M., Nazemi A. H., Sadraddini A., Marofi S. 2011. Measuring and estimating saturated and unsaturated hydraulic conductivity in steady and transient states on sloping lands. *World Applied Science Journal*. 13(4), 747-755.
- Rawls W. J., Ahuja L. R., Brakensiek D., Shirmohammadi A. 1992. Infiltration and soil water movement. En: Maidment, D. R. (Ed) *Handbook of hydrology*. pp. 51-55.
- Reynolds W. D., Elrick D. E. 1986. A method for simultaneous in-situ measurements in the vadose zone of field saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the conductivity pressure head relationship. *Ground Water Monit. Rev.* 6, 84–89.
- Reynolds W. D., Elrick D. E. 1990. Ponded infiltration from a single ring: I. Analysis of steady state flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54, 1233-1241.
- Richards L. A. 1931. Capillary conduction of liquids in porous mediums. *Physics*. 1, 318-333.
- Ridolfi L., D'Odorico P., Porporato A., Rodríguez-Iturbe I. 2003. Stochastic soil moisture dynamics along a hillslope. *J. Hydrol.* 272(1-4), 264–275.
- Rodríguez M. V., Bertiller M. B., Bisigato A. J. 2007. Are fine roots of both shrubs and perennial grasses able to occupy the upper soil layer? A case study in the arid Patagonian Monte with nonseasonal precipitation. *Plant Soil*. 300, 281–288.
- Rossi B. E., Villagra P. E. 2003. Effects of *Prosopis flexuosa* on soil properties and the spatial pattern of understorey species in arid Argentina. *Journal of Vegetation Science*. 14, 543–550.
- Roth C. 2004. A framework relating soil surface condition to infiltration and sediment and nutrient mobilisation in grazed rangelands of north-eastern Queensland. *Earth Surf. Proc. Land*. 29, 1093-1104.
- Ruan H., Illangasekare T. H. 1998. A model to couple overland flow and infiltration into macroporous vadose zone. *J. Hydrol.* 210(1-4), 116–127.
- Ruiz Sinoga J., Lucas B., Romero A., Noguera M., Gallegos A., Márquez J. Martínez Murillo J. F. 2003. Determinación de la conductividad hidráulica en laderas mediante el uso de infiltrometros de minidisco a lo largo de un gradiente pluviométrico mediterráneo. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*. 6, 143-152.
- Sala O. E. Laurenroth W. K. 1982. Small rainfall events: An ecological role in semiarid regions. *Oecologia*. 53, 301-304.
- Sanderson M. A., Rotz C. A., Fultz S. W., Rayburn E. 2001. Estimating forage mass with a commercial capacitance meter and pasture ruler. *Agronomy Journal*. 93, 1281-1286.
- Schaap M. G., Leij F. J., van Genuchten M. TH. 1998. Neural network analysis for hierarchical prediction of soil hydraulic properties, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62, 847–855.
- Schaap M. G., Leij F. J., van Genuchten M. TH. 2001. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol.* 251, 163-176.
- Silva J. S., Rego F. C. 2003. Root distribution of a Mediterranean shrubland in Portugal. *Plant Soil*. 255, 529–540
- Simanton J. R., Emmerich W. E. 1994. Temporal variability in rangeland erosion processes. En: *Variability in rangeland water erosion processes*. Special Publication 38. Blackburn W.H., Pierson F.B. Jr., Schuman G.E. y Zartman R. (eds.), Soil Science Society of America, Madison, WI, USA. pp. 51-65
- Simunek J., van Genuchten. M. TH. 1996. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion. *Water Resour. Res.* 32(9), 2683-2696.
- Snyman H. A. 2005. Rangeland degradation in a semi-arid South Africa—I: influence on seasonal root distribution, root/shoot ratios and water-use efficiency. *J. Arid Environ.* 60, 457–481.
- Solé-Benet A., Calvo A., Cerdá A., Lázaro R., Pini R., Barbero J. 1997. Influences of micro-relief patterns and plant cover on runoff related processes in badlands from Tabernas (SE Spain). *Catena*. 31, 23-28.
- Soracco C. G. 2003. Relación entre la conductividad hidráulica saturada y la densidad aparente en tres situaciones de manejo contrastantes. Evaluación de parámetros y procesos hidrológicos en el suelo. VII Escuela Latinoamericana de Física de Suelos. La Serena, Chile. pp 35-38.
- Soriano A., Sala O. 1983. Ecological strategies in a Patagonian arid steppe. *Vegetation*. 56, 9-15.

Cap. 3: Caracterización de propiedades eco-edafo-hidrológicas en la zona de estudio

- Stephens M. A. 1970. Use of the Kolmogorov-Smirnov, Cramer-Von Mises and related statistics without extensive tables, *J. R. Statist. Soc. B.* 32, 115-122.
- Tongway D. J., Ludwig J. A. 1990. Vegetation and soil patterning in semi-arid mulga lands of Eastern Australia. *Australian Journal of Ecology*, 15, 23-34.
- USDA (Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de Norteamérica). 1999. Guía para la Evaluación de la Calidad y Salud del Suelo. 82 pp.
- Valentin C., d'Herbes J. M., Poesen J. 1999. Soil and water components of banded vegetation patterns. *Catena*, 37, 1-24.
- van Genuchten M. TH. 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci.* 44, 892-898.
- Vereecken H., Maes J., Feyen J., Darius P. 1989. Estimating the soil moisture retention characteristics from texture, bulk density and carbon content. *Soil Sci.* 148, 389-403.
- Vicenty O. A., Serra J. J., Gabetta A. D. 1984. Estudio de las precipitaciones en la ciudad de Trelew, Chubut. MESOP, Rawson, Chubut, Argentina. 44 pp.
- Warrick A. W., Nielsen D. R. 1980. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: Hillel, D. (Ed.) *Applications of Soil Physics*. New York. pp 319-344.
- Weinzettel P., Usunoff E. 1999. Evaluación del flujo por macroporosidad con un infiltrómetro de tensión. VII Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Santa Rosa, Actas 1,361-368.
- Western W., Zhou S, Grayson, R. 2004. Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes. *J. Hydrol.* 286, 113-134.
- Wooding R. A. 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.* 4, 1259-1273.
- Xu D., Mermoud A. 2003. Modeling the soil water balance based on time-dependent hydraulic conductivity under different tillage practices. *Agric. Water Manage.* 63, 139-151
- Yair A. 1990. The role of topography and surface cover upon soil formation along hillslopes in arid climates. *Geomorphology*. 3(3-4), 287-299.
- Youn-Joo A. 2006. Assessment of comparative toxicities of lead and copper using plant assay. *Chemosphere*. 62(8), 1359-1365.
- Zhang R. 1997. Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61, 1024-1030.
- Zimmermann E. D., Basile P. A. 2008. Uso de funciones de pedotransferencia para la estimación de parámetros hidráulicos en suelos limosos (Llanura Argentina). *Boletín Geológico y Minero*, Vol 119, No 1.

CAPÍTULO 4: Validación de parámetros y variables de un modelo de los procesos combinados de escorrentía e infiltración en el Monte Patagónico.

4.0 Objetivos

El presente capítulo es pertinente al objetivo 3 de la tesis: "Desarrollar modelos numéricos complementarios a los ya existentes de base física y/o empírica de los procesos combinados de escorrentía e infiltración en sistemas semiáridos del Monte Patagónico". Este objetivo se aborda mediante la modelación de los flujos de infiltración y escorrentía y validación de los parámetros y variables que surgen de los experimentos descritos en las secciones 2.2.2 y 3.2.2 desarrollados en el Refugio de Vida Silvestre "La Esperanza". Las interacciones de los flujos de escorrentía superficial e infiltración se analizaron a dos escalas:

- Escala micro: son aquellas características hidrológicas, relaciones e interacciones simuladas y modeladas dentro de cada parcela de 1 m² (intra-parcela).
- Escala macro: son aquellas características hidrológicas, relaciones e interacciones entre las parcelas (inter-parcelas) analizadas a nivel de transecta de 4800 m del sitio "La Esperanza".

Las preguntas de investigación planteadas en este capítulo son:

- (1) ¿Es el modelo hidrológico de parcelas (MHP) desarrollado adecuado para simular los experimentos de parcela en la zona de estudio?.
- (2) ¿El MHP empleado es consistente en términos de balance de masa?
- (3) ¿La configuración experimental en parcelas resulta adecuada para recrear los fenómenos hidrológicos de escorrentía e infiltración en zonas semiáridas con suelos predominantemente no perturbados?.
- (4) ¿Son los parámetros y variables hidrológicas validados mediante el MHP adecuados en la representación de los fenómenos de infiltración y escorrentía?. (4.b) ¿Son dichos parámetros y variables similares a los obtenidos en otros estudios hidrológicos de zonas semiáridas?
- (5) ¿Los parámetros y variables de los procesos de infiltración y escorrentía de la zona de estudio varían según condición de SD o SV?.
- (6) ¿Cómo son las relaciones a escalas micro y macro de algunas propiedades hidrológicas?

Resultados del desarrollo de estos objetivos fueron presentados en:

Rossi M.J, Ares J.O. 2012. Depression storage and infiltration effects on overland flow depth-velocity-friction at desert conditions: field plot results and model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 3293–3307.

4.1 Introducción

Mediante el presente trabajo se desarrolló un estudio de las características hidrológicas de los flujos de escorrentía superficial e infiltración y sus relaciones e interacciones en condiciones de campo sin perturbar la microtopografía a escala intra (1m²) e inter-parcelaria (4800 m). Como ya se explicó en la Sección 4.0, las relaciones intra-parcelarias corresponden a la escala micro y las inter-parcelarias a escala macro (4800 m). Primeramente se estudiaron las características

hidrológicas de los flujos de escorrentía superficial e infiltración y sus relaciones e interacciones en condiciones de campo sin perturbar la microtopografía a escala de parcela de 1m². Luego, una vez estudiados los parámetros, variables y relaciones intra-parcelarias, se procedió a estudiar correlaciones inter-parcelarias de parámetros que ocurren a macroescala.

4.1.1 Procesos de infiltración y escorrentía en zonas semiáridas

La complejidad de las interacciones entre el flujo superficial y la infiltración ha sido desde hace mucho tiempo objeto de atención en los estudios hidrológicos. La variabilidad espacial de algunas propiedades de la zona vadosa superior del suelo que son relevantes en estos procesos ha sido identificada como un importante factor determinante de las tasas de infiltración y la respuesta hidrológica de las cuencas hidrográficas (Abrahams et al., 1990; Köhne et al., 2009; Darboux et al., 2001).

En el caso de zonas áridas y semiáridas, las complejas interacciones entre la generación de escorrentía, transmisión y re-infiltración ocurriendo en escalas temporales cortas (Reaney, 2008; Li et al., 2011) añaden dificultades en la estimación de los flujos de infiltración-escorrentía.

Thompson et al. (2010) afirman la importancia del papel de la microtopografía en los procesos ecohidrológicos de los sistemas áridos y semiáridos. En estos sistemas la partición de lluvia entre infiltración y escorrentía en la superficie del suelo es particularmente importante, ya que el agua perdida a los procesos de escorrentía hortoniana no puede contribuir a sostener la vegetación en un sitio (aunque puede contribuir al crecimiento de la vegetación en sitios cuesta abajo) (Noy-Meir, 1979; Descroix et al., 2007; Lehmann et al., 2007). La microtopografía tiene un efecto positivo directo sobre el aumento de la infiltración cerca de la vegetación, lo que reduce la escorrentía. Las mayores tasas de infiltración cerca de la vegetación de ambientes semiáridos se han atribuido también a las propiedades del suelo bajo las plantas, tales como una menor densidad aparente del suelo (Belsky et al., 1993), mayor estabilidad de agregados del suelo (Blackburn, 1975) y mayor densidad de macroporos (Dunne et al., 1991, Bergkamp et al., 1996). A pesar de su importancia en escalas mayores, el efecto de la microtopografía hasta ahora ha sido poco estudiado.

Thompson et al. (2011) observaron que la redistribución lateral de agua estancada en pequeñas lagunas generada durante tormentas intensas juega un papel importante en el funcionamiento hidrológico, biogeoquímico y ecológico de los ecosistemas áridos con parches de vegetación. Bromley et al. (1997) han hipotetizado que la redistribución lateral de las aguas superficiales en los ecosistemas áridos contribuye al mantenimiento de los parches de vegetación a través de una provisión de agua de los sitios con suelos desnudos a los sitios con vegetación. Varias evidencias indican que los movimientos horizontales del agua de lluvia (naturalmente escasas) sobre la superficie del suelo en los ecosistemas áridos contribuyen a definir el patrón espacial de las formas de vegetación leñosas y herbáceas, así como la extensión de los parches de suelo desnudo (Aguir y Sala, 1999; Dunkerley, 2002; Ares et al., 2003; Borgogno et al., 2009). Ares et al. (2003) reportaron que estadíos tempranos

de desertificación en la región del Monte Patagónico fueron caracterizados por un progresivo desacoplamiento de los patrones espaciales de ordenamiento de la vegetación y escorrentía superficial, indicando que cambios en el balance hídrico en varios parches de vegetación alteraron las interacciones entre los componentes vegetales.

4.1.2 Modelos hidrológicos

El éxito de aplicaciones de modelos que describen el movimiento del agua a través de la zona no saturada depende en gran medida de la idoneidad del modelo conceptual, así como de la calidad de la estimación de los parámetros del modelo.

La infiltración del agua en el suelo se ha modelado con éxito a través de diversas técnicas. Algunos modelos aplican soluciones numéricas a la ecuación de Richards (Radcliffe y Simunek, 2010; Weill et al., 2011) y otros utilizan varias modificaciones (Green y Ampt, 1911) del modelo Green-Ampt (Fiedler y Ramirez, 2000; Schröder, 2000; Gowdich y Muñoz-Cárpena, 2009; Mengistu et al., 2012).

Los procedimientos habituales para el estudio de los procesos de infiltración y escorrentía implican el uso de modelos hidrológicos basados en los registros de hidrograma. A pesar de que una gran cantidad de literatura se ha dedicado a los criterios utilizados para inspeccionar los registros de hidrograma (Ewen, 2011), se ha prestado menos atención al hecho de que muchos de los modelos hidrológicos que pueden reproducir con precisión los registros de hidrograma, producen estimaciones incorrectas o sesgadas de las velocidades de flujo superficial (Mügler et al., 2011) o los números correspondientes de Reynolds-Froude (Tatard et al., 2008).

Los modelos de infiltración-escorrentía, necesitan calcular la velocidad de la escorrentía superficial y la profundidad para poder simular el flujo de agua sobre la superficie de la tierra. Los efectos de fricción deben tenerse en cuenta, generalmente a través de la simplificación de las ecuaciones de las leyes fundamentales hidrodinámicas de continuidad y momento. Para ello, la mayoría de estudios de campo y de laboratorio sobre el flujo superficial utilizan el factor de fricción de Darcy-Weisbach (ff) y n de Manning (Darboux et al., 2001; Hessel et al., 2003; Li, 2009). Ambos se calculan a partir de las mismas variables y ambos sufren de limitaciones impuestas por la alta variabilidad de los efectos representados tanto en el espacio como en el tiempo. Abrahams et al. (1990) estudiaron ff de Darcy-Weisbach para laderas de las colinas de desierto y encontraron que varía con la velocidad del flujo. Dado que la tasa de flujo es muy variable en el espacio, también lo es ff . Limitaciones análogas se pueden esperar en relación con n de Manning.

Las investigaciones y modelos de flujo superficial han utilizado ampliamente las soluciones reducidas de onda cinemática a ecuaciones de Saint-Venant (Mügler et al., 2011; Thompson et al., 2011). Las soluciones numéricas de estas reducciones requieren la estimación de los efectos de fricción que actúan sobre el flujo superficial. Además, con el fin de modelar ecuaciones de continuidad, la profundidad media del flujo superficial debe ser conocida, así como su velocidad de propagación. A pesar de que las ecuaciones de Saint-

Venant han demostrado consistentemente ser capaces de simular con precisión hidrogramas a escala de parcela, la mayoría de los supuestos que subyacen en la estimación de las fuerzas de fricción y la profundidad del flujo no se sostienen cuando se aplica a flujo superficial en condiciones de campo (Smith et al., 2007). Además, la elección de los modelos de rugosidad para ser usados en las ecuaciones Saint-Venant se realiza con mayor frecuencia con el propósito de aumentar la calidad del hidrograma modelado, mientras que el tiempo real de viaje de agua superficial se ignora. En la práctica, los factores de fricción se toman usualmente de tablas o se suponen espacialmente constantes (Esteves et al., 2000).

4.1.3 Infiltración saturada-no saturada

Consideramos un perfil de suelo en una superficie de parcela experimental que recibe un flujo continuo de entrada de agua (W) (Fig. 4.1.3). Un frente de agua en la superficie del suelo limita una zona donde ocurre simultáneamente infiltración saturada en áreas de encharcamiento superficial de agua e infiltración no saturada en sectores no encharcados.

La infiltración saturada puede estimarse a partir de la ecuación de Darcy (Darcy, 1856):

$$q = K_{sat} \frac{dh}{dz} = K_{sat} \frac{h_2 - h_1}{z_2 - z_1} = K_{sat} \frac{(h_f + z_f) - (d + 0)}{z_f - 0} = K_{sat} \frac{h_f + z_f - d}{z_f} \quad (\text{Ec. 4.1.3-1})$$

donde: q es la tasa de infiltración saturada (mm/s), h_f es la succión en el frente de mojado (mm) y d es la profundidad de la lámina de escorrentía (mm).

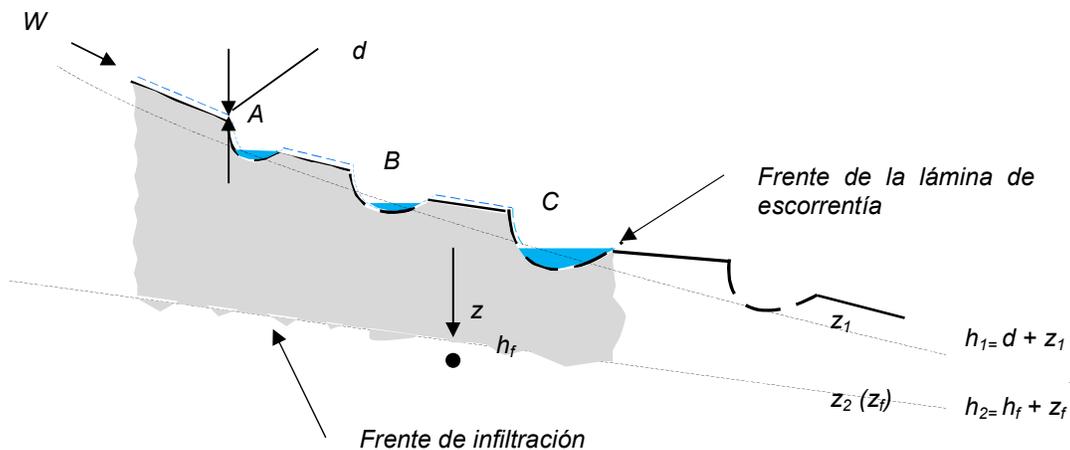


Fig. 4.1.3. Representación esquemática de los parámetros involucrados en la consideración de infiltración de un flujo de entrada de agua (W) hasta una profundidad de infiltración (z_f) sobre un suelo con pendiente y áreas deprimidas parcialmente encharcadas.

Una profundidad acumulada de infiltración F (mm) se define:

$$F = z_f (\theta_{sat} - \theta_i) \quad (\text{Ec. 4.1.3-2})$$

donde θ_i es el contenido volumétrico inicial de humedad (adimensional) y θ_{sat} es el contenido volumétrico de humedad saturado (adimensional).

Reorganizando (Ec. 4.1.3-2) y sustituyendo en la ecuación de Darcy, se obtiene:

$$q = \frac{dF}{dt} = K_{sat} \frac{h_f + \frac{F}{\theta_{sat} - \theta_i} - d}{\frac{F}{\theta_{sat} - \theta_i}} = K_{sat} \left(h_f + \frac{F}{\theta_{sat} - \theta_i} - d \right) \frac{\theta_{sat} - \theta_i}{F} \quad (\text{Ec. 4.1.3-3})$$

Suponiendo que d es pequeño en relación con los otros términos de la ecuación anterior, se simplifica a:

$$IN_{sat} = \frac{dF}{dt} = K_{sat} \left(h_f \frac{\theta_{sat} - \theta_i}{F} + 1 \right) \quad (\text{Ec. 4.1.3-4})$$

que es la ecuación de infiltración de Green-Ampt.

Cuando el suelo no se encuentra saturado, la velocidad de infiltración se puede calcular como en la Ec. 4.1.3-1 sustituyendo en la ecuación de Darcy-Buckingham (Buckingham, 1907):

$$q = K_h \frac{dh}{dz} = K_h \frac{h_2 - h_1}{z_2 - z_1} = K_h \frac{(h_f + z_f) - (d + 0)}{z_f - 0} = K_h \frac{h_f + z_f - d}{z_f} \quad (\text{Ec. 4.1.3-5})$$

donde $K_h(\theta)$ y $h_f(\theta)$ son la conductividad hidráulica no saturada y la succión, respectivamente. En este caso la conductividad hidráulica no puede generalizarse con un valor constante ya que depende del contenido de humedad y la succión del suelo.

Sustituyendo en (Ec. 4.1.3-3) y suponiendo que d es pequeño en relación con los otros términos de la ecuación, se obtiene:

$$IN_{unsat} = \frac{dF}{dt} = K_h \left(h_f \frac{\theta - \theta_i}{F} + 1 \right) \quad (\text{Ec. 4.1.3-6})$$

donde θ es el contenido volumétrico de humedad.

4.1.4 Propiedades hidrológicas del suelo

El estudio de los fenómenos de transferencia hídrica en el suelo, necesita una completa determinación de sus características hidrológicas, que dependen de algunas características

físicas del suelo ya descritas en el capítulo 3. Estas características físicas determinan la capacidad de un suelo de retener y de conducir el agua.

Para comprender el movimiento del agua en el suelo es necesario conocer (además de las propiedades físicas descritas en el capítulo 3) la relación dinámica existente entre el contenido de humedad del suelo y la tensión con la que el agua es retenida en la matriz porosa del mismo. Esta tensión es equivalente a la presión que debe ejercerse sobre el suelo para extraer agua del mismo (Rawls et al., 1992). Esta relación suele describirse por medio de la curva succión-contenido de humedad (CSCH, $\theta(h)$). Existe una curva de mojado y otra de secado del suelo. La succión es la presión isotrópica que el sistema suelo-agua impone para absorber agua. Para un mismo contenido de humedad los distintos suelos retienen el agua con distinta energía, es decir, la CSCH es característica de cada suelo y su forma depende de la estructura del suelo y de la geometría y distribución de los tamaños de los poros. El contenido de agua en el suelo y la succión tienen una relación del tipo potencial.

La CSCH de mojado presenta tres regiones definidas en función del proceso de saturación del suelo (Fig. 4.1.4): (a) una región de saturación capilar, en la cual el suelo se encuentra saturado debido a las fuerzas de capilaridad. El límite de la zona de saturación capilar es el valor de entrada de aire, que es el valor de la succión que se debe exceder para que los poros más grandes del suelo comiencen a drenar y el aire empiece a ocupar los poros del suelo. (b) Una región de desaturación, en la cual el agua que se encuentra dentro los poros es desplazada por el aire en forma creciente. El límite de la región es el contenido de agua residual (θ_r), donde el agua dentro los poros se torna esencialmente inmóvil respecto de la estructura del suelo y donde los incrementos en la succión no producen un descenso significativo del contenido de agua. (c) Una región de saturación residual, en la cual el agua se mantiene fija y el movimiento de humedad principalmente ocurre como flujo de vapor. En esta última región citada existe una baja conductividad hidráulica de agua a través de los poros. La zona de saturación residual finaliza en condiciones de contenido de agua casi nulo, que depende del tipo de suelo.

Existen numerosos tipos de funciones para describir la dependencia de K y θ respecto h . Para la descripción de dicha dependencia suelen usarse funciones no lineales (Brooks y Corey, 1964; van Genuchten, 1980). Desde el punto de vista práctico, es común emplear, en lugar del potencial matricial (ψ), el cual tiene signo negativo en suelos no saturados, su valor modular representado por h y llamado "succión".

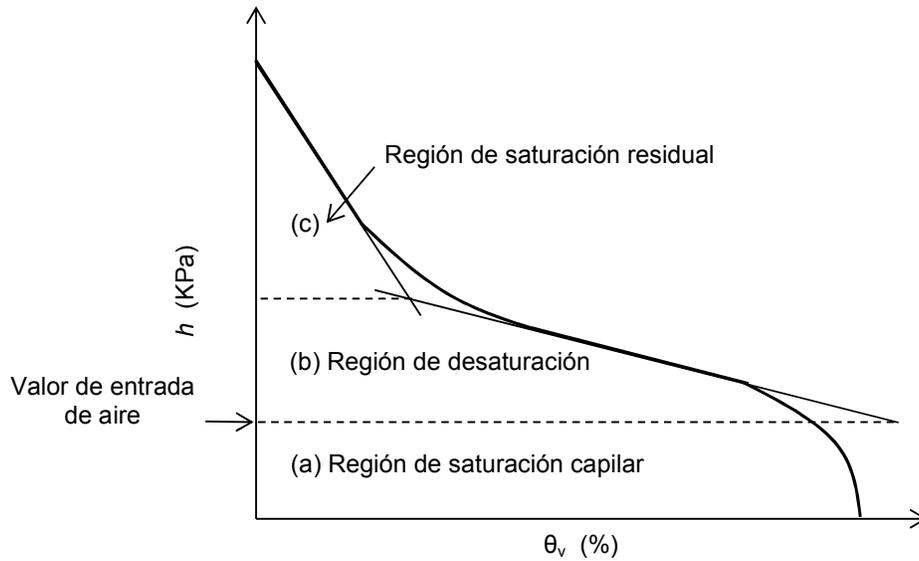


Fig. 4.1.4. Regiones de la curva succión-contenido de humedad (CSCH). Fuente: Modificado de Sillers et al., 2001.

La expresión desarrollada por van Genuchten (1980) para describir la CSCH es la más ampliamente utilizada para expresar el contenido de humedad en función de la succión y se define como:

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_{sat} - \theta_r}{\left(1 + |\alpha h|^n\right)^m} \quad (\text{Ec. 4.1.4-1})$$

donde θ_r es el contenido de humedad residual, α es el inverso de la presión de entrada de aire y n y m son parámetros adimensionales.

Van Genuchten (1980) también desarrolló un modelo no lineal para el cálculo de la conductividad hidráulica no saturada K_h y al grado de saturación efectiva S_e utilizando el modelo de Mualem (1976). La función de conductividad (van Genuchten, 1980) es descrita por:

$$K_h = K_{sat} S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (\text{Ec. 4.1.4-2})$$

donde S_e es el contenido efectivo de humedad o contenido volumétrico de agua normalizado.

4.1.5 Descriptores numéricos del escurrimiento superficial

El número de escurrentía Reynolds (Re) caracteriza la relación de fuerzas inerciales de flujo y viscosidad. Es un índice importante para determinar si el flujo de agua es laminar o turbulento. Cuando Re es menor que un número crítico, se produce un flujo laminar que se caracteriza por

el movimiento rectilíneo sin mezcla. Cuando Re es mayor que un número crítico, se produce un flujo turbulento que se caracteriza por la mezcla y el desorden. En el flujo laminar, el efecto de la fuerza de la viscosidad de flujo es mayor que la fuerza inercial del flujo, de manera que el flujo se mueve en capas estables (Lv et al., 2002).

$$Re = \frac{4 \cdot v^* \cdot d^*}{\nu} \quad (Ec. 4.1.5-1)$$

donde: ν es la viscosidad cinemática del fluido, en este caso $0.9 \text{ mm}^2/\text{s}$.

El número de Froude (Fr) es la relación de la fuerza inercial del flujo de agua a la gravedad, y es un índice importante de estado del flujo de agua.

$$Fr = \frac{v^*}{\sqrt{g \cdot d^*}} \quad (Ec. 4.1.5-2)$$

donde: g es la aceleración de la gravedad, $9.8E-03 \text{ mm/s}^2$.

La ecuación de Darcy-Weisbach (Ec. 4.1.5-3) ha sido ampliamente utilizada (Delfs et al., 2009; Thompson et al., 2011; Tatard, et al., 2008; Pan y Shangguan, 2006) para describir características de flujo de escorrentía a escala de mm y cm. Bajo condiciones de flujo uniforme, el coeficiente ff de Darcy-Weisbach es (Chow, 1959):

$$ff = \frac{8 \cdot g \cdot d^* \cdot m}{(v^*)^2} \quad (Ec. 4.1.5-3)$$

donde m es la pendiente de la pluma de mojado (PM), calculada como:

$$m = \frac{s^*}{\sqrt{A_{fin}}} \quad (Ec. 4.1.5-4)$$

donde s^* es el promedio de las diferencias de cotas del perfil de avance de la PM al final del experimento (mm) y A_{fin} es el área total de la PM al final del experimento (mm^2).

En el caso flujo laminar, se puede asumir que (Nakayama y Boucher, 1998):

$$ff = \frac{64 \cdot \mu}{\rho \cdot v^* \cdot d^*} = \frac{64}{Re} \quad (Ec. 4.1.5-5)$$

donde μ es la viscosidad dinámica del fluido y ρ es la densidad del agua.

Tanto la Ec. 4.1.5-3 como la Ec. 4.1.5-5 han sido diseñadas para el cálculo de ff en tubos.

4.1.6 Importancia del efecto de la microtopografía y la conectividad hidrológica en estudios hidrológicos y de riego

El flujo superficial sobre una superficie rugosa se caracteriza por la dinámica discontinua de encharcamientos que se rellenan, derraman, fusionan con otros charcos y se dividen (Chu et al., 2013) e implican una serie de áreas hidrológicamente conectadas y áreas de encharcamientos individuales bajo la influencia de la microtopografía. Durante un evento de lluvia o riego, las depresiones de la superficie se pueden llenar gradualmente, lo que resulta en la formación dinámica o evolución de las áreas que están conectadas hidrológicamente.

Existe una necesidad de abundar en el conocimiento sobre los procesos de generación de escorrentía, más allá de las ideas tradicionales sobre la generación de flujos (Bracken y Croke, 2007).

La conectividad hidrológica es un mecanismo de accionamiento de los procesos de generación de escorrentía, infiltración, y procesos de transporte de solutos y regulación de sus variaciones espacio-temporales.

Varios estudios se han realizado para investigar la conectividad hidrológica de superficies topográficas y caracterizar los comportamientos dinámicos de generación de flujo superficial (Darboux et al., 2001; Antoine et al., 2009; Antoine, 2010; Antoine et al., 2011b; Appels et al., 2011). Bracken y Croke (2007) enfatizaron la importancia de los estudios de conectividad hidrológica y describen las necesidades de nuevos enfoques y métodos para estudiar los factores intrínsecos en la generación de escorrentía, en lugar de examinar únicamente hidrogramas para el análisis de la conectividad hidrológica funcional.

En diversos campos de las ciencias naturales, la hidrología de laderas se ha estudiado a través del concepto de la conectividad hidrológica de manera de mejorar la comprensión del comportamiento del sistema a través de modelos (Buttle et al., 2004).

4.1.7 Experimentación en parcelas, equipamiento y flujos de entrada de agua utilizados

El término experimentación con parcelas se refiere a estudios en laboratorio (Dunkerley, 2002, 2001; Antoine et al, 2011a) o en el campo (Esteves et al, 2000; Mengitsu et al, 2012) que involucran áreas en la escala de unos pocos metros cuadrados, donde las condiciones de flujo de agua pueden ser manipuladas. La experimentación con parcelas ha sido relevante en el desarrollo de modelos de base física del flujo de agua (Esteves et al., 2000; Descroix et al., 2007; Köhne et al., 2009). Ha sido frecuentemente utilizada para obtener estimaciones de AD (Antoine et al., 2011a y 2011b) en estudios de flujo superficial, en el contexto de la interpretación de los registros de hidrograma en cuanto al efecto de la retención de agua en los AD (Govers et al., 2000; Hansen, 2000). El concepto subyacente es que las áreas de AD se comportarían predominantemente como un almacenamiento temporal pasivo del flujo superficial que daría lugar a un retraso en las señales de hidrograma. Esto, a su vez, impulsa el interés en su medición directa a escala de parcela a través del análisis geométrico de modelos

de elevación de terreno (Planchón y Darboux, 2002) o en el análisis de las cantidades de agua retenida en ella (Antoine et al., 2011a).

Los estudios de parcelas por lo general requieren una alteración de las condiciones naturales del terreno, como la construcción de canales de flujo (flumes en inglés) (Esteves et al, 2000; Giménez et al, 2004), la modificación de la superficie del suelo para obtener canales de flujo (Mugler et al, 2011) o la simulación de la superficie del suelo con diferentes técnicas (Dunkerley, 2003). Los experimentos en parcelas de precipitación-escorrentía donde se utiliza un dispositivo para generar eventos de lluvia que imitan las condiciones naturales también pueden requerir la medición del flujo de agua en una salida con el fin de calcular el balance hídrico (Grierson y Oades, 1977; Cerdá et al, 1997). Estas configuraciones experimentales introducen perturbaciones que afectan con algún grado las características de los flujos de agua en comparación con aquellos flujos en condiciones naturales de campo.

Los estudios parcelarios sobre flujos de escorrentía a menudo utilizan las precipitaciones naturales que caen en el terreno como entrada de agua (Esteves et al., 2000), también pueden utilizar un flujo controlado de agua a través de simulación de lluvia sobre la superficie de la parcela completa (Abrahams et al., 1990; Biemelt et al., 2005; Mugler et al, 2011), o a través de goteros, tubos perforados, etc en la parte superior de las parcelas (Dunkerley, 2001, 2003; Hessel et al, 2003). En estos últimos casos, un área reducida dentro de la parcela recibe la entrada de agua, mientras que el flujo superficial se observa en el resto del área. Esto se considera adecuado, ya que durante eventos de tormentas las entradas de agua superficial no necesariamente se encuentran relacionadas con la entrada de precipitación instantánea, sino que dependen del enrutamiento de agua en superficie como consecuencia de la posición de la parcela en la red de drenaje. Abrahams et al. (1990) utilizaron un sistema de goteo para suministrar $140000 \text{ mm}^3/\text{s}$ de agua a la parte superior de parcelas de 10 m^2 en estudios de resistencia al flujo en ambientes semiáridos, mientras Dunkerley (2003), en estudios de fricción de flujos laminares de escorrentía, eligió tubos perforados para entregar 1×10^3 a $9 \times 10^3 \text{ mm}^3/\text{s}$ de agua a parcelas de 1.4 m^2 .

4.2 Materiales y métodos

Se seleccionaron 25 parcelas ($\approx 800 \times 800 \text{ mm}$) de las 37 ubicadas a lo largo de una transecta de 4800 m en el Refugio de Vida Silvestre "La Esperanza" (Sección 3.2), de las cuales 13 corresponden a condiciones de suelo desnudo (SD) y 12 a suelo vegetado (SV). El criterio establecido para la selección de los experimentos a modelar fue la representación de todas las situaciones de propagación de la pluma de mojado (PM) debido a diferencias en condiciones topográficas (PM desarrollada sobre un montículo, una depresión, distintas pendientes generales), condiciones con y sin vegetación y diferentes condiciones de ramificaciones de la PM. Se procedió a modelar experimentos hasta que las correlaciones entre los datos observados y estimados no se alteraran significativamente; señal de que el número de casos modelados es suficiente.

Se elaboraron los modelos digitales de elevación del terreno (MDET) de estas parcelas y se capturaron imágenes de las plumas de escorrentía (generadas con aplicaciones controladas de flujos de agua) mediante los procedimientos detallados en la Sección 2.2-2. Los experimentos fueron llevados a cabo durante la estación seca en días con temperaturas del aire en el rango de 20-32 °C. Hubo experimentos desarrollados con suelo húmedo por ser llevados a cabo luego de eventos de lluvias intensas durante la estación cálida.

En el presente trabajo, así como en otros estudios de parcelas de escorrentía, el flujo de entrada de agua y el flujo de escorrentía ocurrieron en áreas diferentes. Así se generaron dentro de la parcela dos sub-regiones: una que recibió directamente el agua y otra que recibió el flujo superficial resultante del exceso de agua aportado por la primera.

El contenido volumétrico de humedad (θ_v) del suelo a una profundidad de 0-30 mm se midió (inmediatamente después de que la entrada de agua cesó) con una sonda de reflectometría en dominio de tiempo (TDR, Time-Domain Reflect meter, TRIME®-FM, Ettlingen) insertada en puntos equidistantes (30-35 mm) de una cuadrícula sobre el área del flujo superficial. También se realizaron mediciones TDR en dos puntos vecinos a la parcela para estimar los valores de humedad volumétrica antecedente (θ_i).

A continuación se tomaron mediciones del contenido gravimétrico de humedad (θ_g) de la zona superficial de la vadosa (ZSV, 0-180 mm) por gravimetría mediante la extracción de muestras en cilindros de suelo de 50 mm de diámetro a lo largo de los ejes principales de la PM (Fig. 4.2-2). Se tomaron de 2 a 5 muestras de suelo en la zona mojada de la parcela, una en el centro de la superficie que recibe directamente el flujo de agua y las demás en posiciones equidistantes hasta el borde de la PM. Cada muestra se extendió a profundidades de 0 a 180 mm y fue seccionada en profundidades menores (0-30 mm, 30-60 mm, 60-90 mm y 90-180 mm). Con esta configuración de muestras y submuestras se tomaron además dos muestras de θ_i en los mismos lugares donde se midió con TDR. Las muestras se pesaron húmedas, se secaron en estufa (105°C) hasta peso constante (MAPA, 1986; Topp y Ferré 2002) y se volvieron a pesar.

La humedad gravimétrica se expresó en términos volumétricos utilizando la ecuación que relaciona el contenido gravimétrico del agua con la densidad aparente del suelo (Hillel, 1980):

$$\theta_v = \theta_g D_{Ap}/D_w, \quad (\text{Ec. 4.2-1})$$

donde θ_v es el contenido volumétrico de agua (adimensional), θ_g es el gravimétrico (g), D_{Ap} es la densidad aparente del suelo (g/cm^3) y D_w es la densidad del agua que se asume igual a 1 g/cm^3 .

Las estimaciones de θ_v obtenidas con TDR fueron calibradas con estimaciones de θ_g de las muestras de suelo en la PM y θ_i .

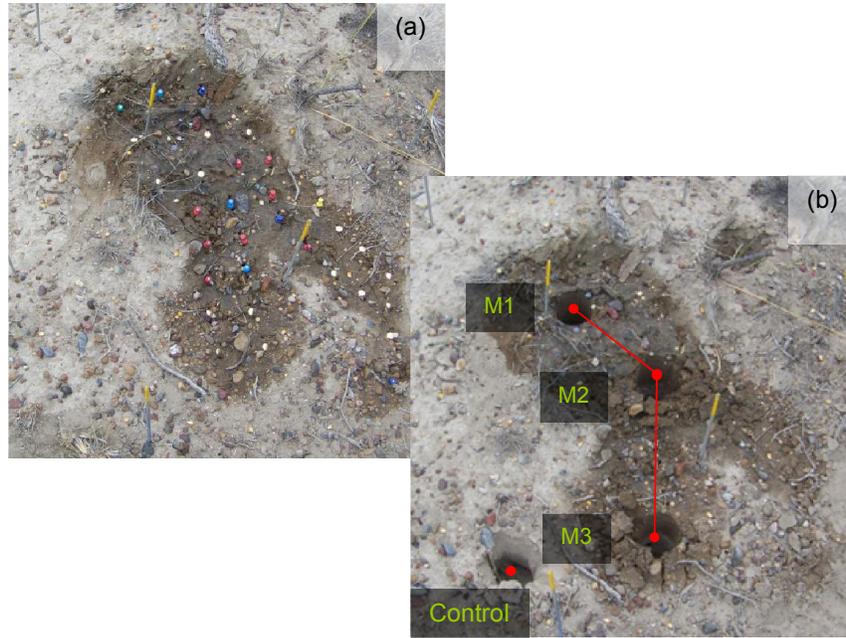


Fig. 4.2-2. (a) Vista de una parcela de estudio al final del período de entrada de agua con marcas de posición de la sonda TDR y agujas de control usadas en el procedimiento de fotogrametría de rango cercano - modelación geoestadística (FRC-MG). (b) Muestras de suelo tomadas a lo largo del eje principal de la pluma de mojado (PM) y de control de humedad antecedente. Flujo producido en la dirección M1 a M3.

Se confeccionaron mapas de la distribución de humedad del suelo en la PM al final del período de aplicación de agua en base a las estimaciones de TDR previamente calibradas. Los mapas se obtuvieron por interpolación de 4-6 estimaciones TDR más cercanas, basadas en un algoritmo de radio de búsqueda (v. 14.02 Idrisi, Clark labs., Worcester).

Las funciones hidrológicas del suelo fueron consideradas según el modelo de van Genuchten-Mualem (van Genuchten, 1980). Los parámetros θ_r , θ_s , K_{sat} , parámetro de tortuosidad o conectividad (L) y parámetros de la forma de la CSCH ($\log_{10}\alpha$, $\log_{10}h$) (Van Genuchten, 1980) de las muestras de suelo fueron estimados basados en los datos de textura mediante funciones de pedotransferencia (FPT) de Redes Neuronales (Rosetta v. 1,2, US Salinity Laboratory, Riverside) desarrollado por Shaap y Leij (2000). $K_h(\theta(t))$ y $h_f(\theta(t))$ fueron estimados mediante la solución (van Genuchten, 1980) de la formulación de Mualem (Mualem, 1976) para predecir la conductividad hidráulica relativa desde el conocimiento de la CSCH.

Las CSCH fueron además estimadas mediante ensayos con el método del papel de filtro de acuerdo a la norma ASTM D 5298-94 para comparar estos datos empíricos con aquellos estimados con el modelo de van Genuchten (1980) y evaluar si existe motivo para rechazar su uso en el MHP. Se utilizaron especímenes de suelo sin alterar extraídos en campo mediante cilindros de 4 y 6 cm de altura y diámetro, respectivamente. Los especímenes de suelo fueron secados a estufa a 110°C por 24 horas, retirados e instalados dentro de recipientes herméticos. Posteriormente, sobre cada especimen se colocó un disco de papel

filtro (Schleicher & Schuell banda blanca 589) durante un periodo de 9 días, a fin de equilibrar su contenido de agua con la presión de vapor dentro del recipiente de la muestra. Cuando se alcanzó el equilibrio entre el agua del papel filtro y el vapor del recipiente, se determinó a cada disco de papel filtro su contenido de agua.

Una vez determinado el contenido de agua del papel filtro se utilizó la curva de humedad-peso del papel de filtro provista por la Norma ASTM D5298-94 para inferir la magnitud de la succión del suelo. Con la magnitud de la succión conocida y el grado de saturación para cada uno de los especímenes, se determinaron las CSCH del suelo en trayectoria de humedecimiento.

En base a los datos de succión del suelo de la CSCH y a valores de conductividad hidráulica saturada y conductividad efectiva estimada en campo (mediante la Ec. de Darcy, Ec. 4.1.3-5) se determinó la curva conductividad- succión.

Las imágenes de los videos obtenidos a intervalos de tiempo durante los experimentos de aplicación de agua fueron exportadas a una aplicación de procesamiento de imágenes (Idrisi v. 14,02 de ClarkLabs, Worcester). El espaciamiento de los intervalos de tiempo se seleccionó de acuerdo con la duración de los experimentos. Los intervalos de tiempo fueron constantes ($T = 6$ s) para los experimentos de duración relativamente corta con flujos de entrada de agua más altos (Parcela (P) 02 a 05). En experimentos más largos con flujos de entrada de agua más bajos, los intervalos de tiempo (s) se seleccionaron de acuerdo a $T = (e^{(0.265 \times ts)}) \times 6$, donde ts es el número cardinal del intervalo. Esto dio lugar a imágenes de intervalos cortos durante las primeras etapas de flujo superficial rápido y gradualmente a intervalos más largos durante las etapas posteriores del flujo superficial lento.

Las capas (MDET, mapa de intensidad de escorrentía (MIE), mapa de cotas e imágenes orto-rectificadas de la filmación) fueron superpuestas y se midieron en cada intervalo de tiempo los siguientes parámetros:

- área de la PM avanzada en un intervalo de tiempo ($A(t)_{(n+1)} - A(t)_{(n)}$),
- diferencia de cotas del perfil de avance de la PM (s),
- velocidades de avance de la PM (v) y
- áreas correspondiente a AD.

En la Fig. 4.2-3 se observa una PM que avanza pendiente abajo de izquierda a derecha hasta la depresión C, sobre A-C totalmente encharcada y B parcialmente encharcada. Los frentes de la PM delimitan áreas $A(t)_n$ y $A(t)_{n+1}$ (ver Ec. 4.2-2 y 4.2-3). Las áreas de AD se identificaron en cada intervalo de muestreo midiendo el área $A(t)_{n+1} - A(t)_n$ avanzada por la PM durante el intervalo n -ésimo, discriminada entre: 1. área avanzada pendiente abajo, y 2. área avanzada en contra de la pendiente (ACP, Avance-Contra-Pendiente) mientras la PM rellena las depresiones y finalmente sobrepasa los límites de la depresión. Las estimaciones ACP fueron luego ponderadas:

$$w(t) = \frac{A(t)_{(n+1)} - A(t)_{(n)}}{A(t)_{(n+1)}} \quad (\text{Ec. 4.2-2})$$

donde: $w(t)$ es el factor de ponderación a aplicar al ACP.

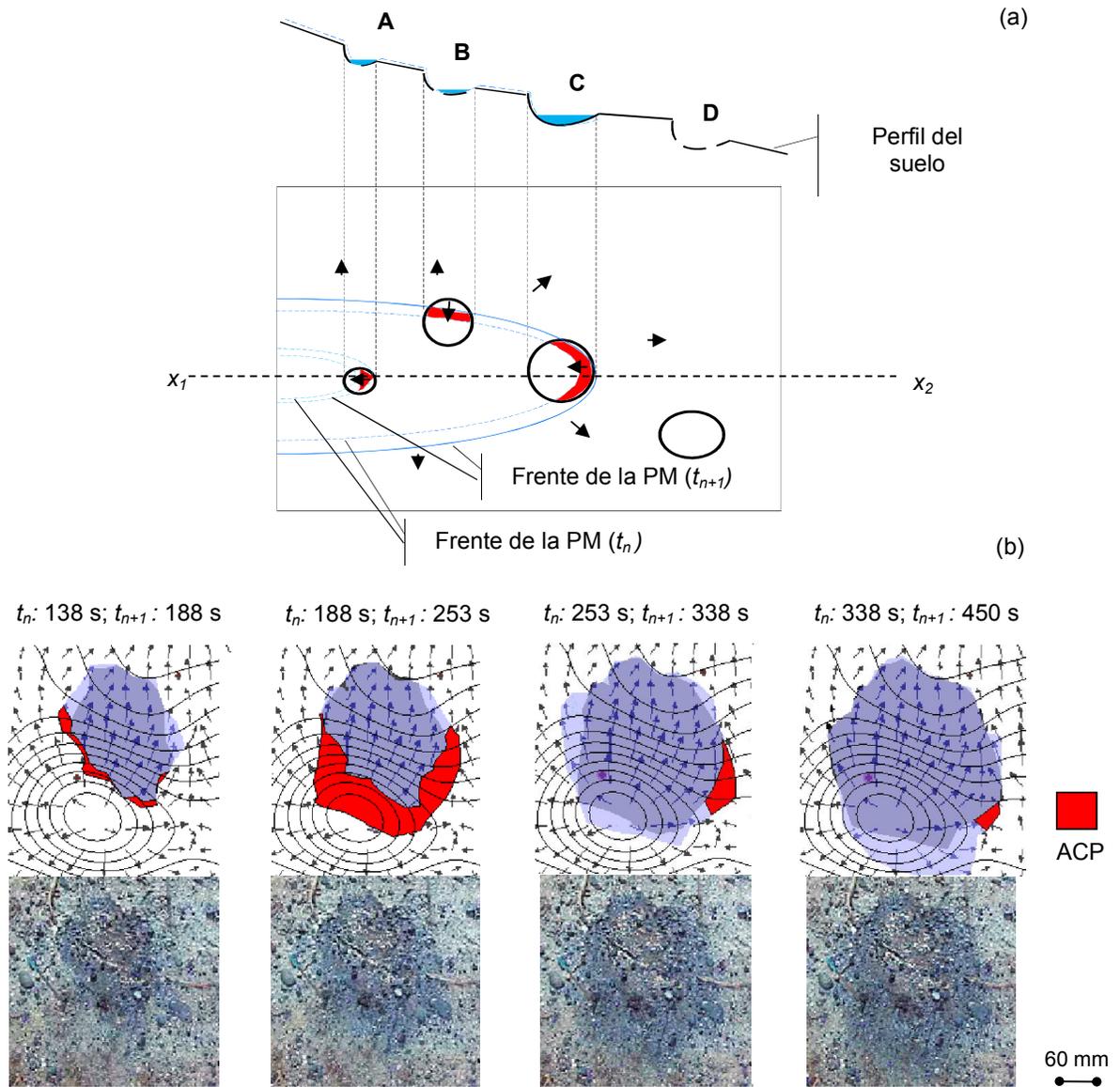


Fig. 4.2-3. Estimación de los avances contra pendiente (ACP) locales de la pluma de mojado (PM) en este estudio. (a) Un ejemplo de un perfil de suelo en x_1 - x_2 con micro-depresiones (A-D). (b) Ejemplos de escenas (recuadros inferiores) de los avances de la PM de la P08 en cuatro intervalos de muestreo con sus correspondientes escenas análisis de imágenes rectificadas de video (AIRV, recuadros superiores) compuestas por las áreas de PM, modelo digital de elevación de terreno (MDET, equidistancia: 4 mm) y mapa de intensidades de escorrentía (MIE). Las áreas rojas corresponden a ACP y las áreas azules semitransparentes corresponden a avances de la PM a favor de la pendiente en ese intervalo de tiempo.

En las dos primeras escenas de la Fig. 4.2-3(b) el avance es predominantemente en contra de la pendiente, en las escenas finales la PM ha sobrepasado los límites de la depresión y el avance es predominantemente a favor de la pendiente.

Finalmente el AD se expresó como el área de ACP acumulada en porcentaje del $A(t)_{n+1}$ (Fig. 4.2-3):

$$AD(t)\% = \frac{\left(\sum_{t=1}^{t=n} ACP(t)_{(n+1)} \times w(t) \right)}{A(t)_{(n+1)}} \times 100 \quad (\text{Ec. 4.2-3})$$

4.2.1 Modelo hidrológico de parcelas (MHP)

Se construyó un modelo dinámico de simulación de base física de continuidad de los flujos de agua (infiltración, flujo superficial) en las parcelas experimentales mediante la aplicación Stella (v9.0, isee systems, inc., Lebanon). Stella es un programa con licencia paga que permite generar modelos dinámicos de manera gráfica. La Fig. 4.2.1 es el modelo de compartimentos generado, homólogo al sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias detalladas a continuación:

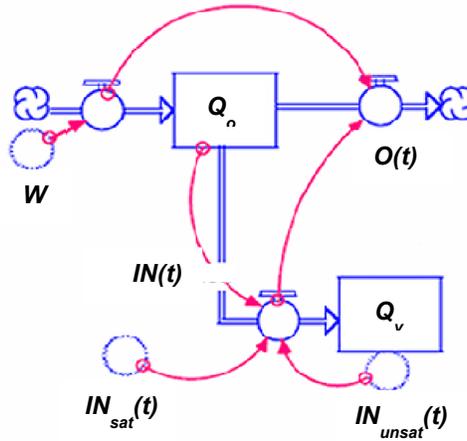


Fig. 4.2.1. Modelo de compartimentos de Q_o (agua almacenada en la lámina de escorrentía) y Q_v (agua almacenada en la ZSV) generado mediante la aplicación Stella. Las flechas azules representan los flujos, los rectángulos representan las variables de estado y las líneas rojas representan los controles.

$$\frac{dQ_o}{dt} = W - IN(t) - O(t) \quad (\text{Ec. 4.2.1-1})$$

$$\frac{dQ_v}{dt} = IN(t) \quad (\text{Ec. 4.2.1-2})$$

$$CW = Q_o + Q_v \quad (\text{Ec. 4.2.1-3})$$

donde: Q_o es el agua almacenada en la lámina de escorrentía (mm^3), W es el flujo de entrada de agua (mm^3/s), $IN(t)$ es el flujo total de infiltración (mm^3/s), $O(t)$ es el flujo de escorrentía (mm^3/s), Q_v es el agua almacenada en la ZSV (mm^3) y CW es el agua acumulada (mm^3).

La evapotranspiración fue ignorada debido a la corta duración de los experimentos de campo. Mientras que W es constante en el tiempo para cada experimento, es esperable que $IN(t) - O(t)$ cambie en el tiempo en función de los efectos de la microtopografía del suelo y las propiedades físicas de la ZSV. Además, la PM incluye áreas de AD donde el agua se acumula durante el período de entrada de agua, y otras áreas donde el flujo de agua no es suficiente para mantener el agua libre en la superficie del suelo. Por consiguiente es esperable que $IN(t)$ resulte de la composición de flujos de infiltración tanto en condiciones saturadas como insaturadas. Las condiciones de saturación se producen en áreas de AD, mientras que los flujos de infiltración tanto saturados y / o no saturados pueden ocurrir en otras áreas en función de su contenido de agua:

$$IN(t) = IN_{sat}(t) + IN_{unsat}(t) \quad (\text{Ec. 4.2.1-4})$$

donde: $IN_{sat}(t)$ es el flujo de infiltración saturado en las áreas de AD (mm^3/s) e $IN_{unsat}(t)$ es el flujo de infiltración no saturado en áreas de la PM que no corresponden a AD (mm^3/s).

El flujo $IN_{sat}(t)$ fue modelado a través de la ecuación de infiltración de Green-Ampt. (Ec. 4.1.3-4) que se deriva de la ecuación de Darcy (Sección 4.1.3), donde la infiltración se produce bajo condiciones de saturación en función del gradiente de carga de agua entre la superficie del suelo y un punto en el frente de humedecimiento infiltrante:

$$IN_{sat} = K_{sat} \times \left[h_f \times \left(\frac{\theta_{sat} - \theta(t)}{F} \right) + 1 \right] \times A_{AD} \quad (\text{Ec. 4.2.1-5})$$

$$F = z_f(t) \times (\theta_s - \theta(t)) \quad (\text{Ec. 4.2.1-6})$$

donde: $h_f(\theta)$ es la succión en el frente de mojado (mm), F es la infiltración acumulada (mm), A_{AD} es el área de AD (mm^2) y $z_f(t)$ es la profundidad de infiltración de agua instantánea (mm).

En las áreas de la PM donde no se produjo AD, se asumió la infiltración de agua en condiciones no saturadas, y el flujo $IN_{unsat}(t)$ fue modelado a través de la siguiente ecuación obtenida en base a la Ec. 4.1.3-6:

$$IN_{unsat}(t) = K_h(\theta(t)) \times \left[h_f(\theta(t)) \times \left(\frac{\theta(t) - \theta_i}{F} \right) + 1 \right] \times (A(t) - A_{AD}) \quad (\text{Ec. 4.2.1-7})$$

donde: $K_h(\theta(t))$ es la conductividad hidráulica no saturada (mm/s), θ_i es la θ_v antecedente del suelo, $A(t)$ es el área de la PM en el tiempo t (mm²), $K_h(\theta(t))$ y $h_f(\theta(t))$ fueron estimados mediante la solución (van Genuchten, 1980) de la formulación de Mualem (Mualem, 1976) para predecir K_h desde el conocimiento de la CSCH del suelo.

El almacenamiento instantáneo de agua en la lámina de escorrentía (mm³) se estimó mediante:

$$Q_o = A(t) \times d(t) \quad (\text{Ec. 4.2.1-8})$$

donde: $d(t)$ es la profundidad media del volumen de agua de la lámina de escorrentía en el tiempo t (mm) que fluye en el espacio x-y, con una velocidad variable que depende del gradiente de altitud local a lo largo de su perfil de avance, de tal manera que $d(t)$ es inversamente proporcional a la pendiente de la superficie del suelo subyacente. De acuerdo a la forma general de Darcy de la ley de fricción (Dingman, 2007; Mügler et al, 2011):

$$d(t) = \left(\frac{W}{C} \right)^2 / S(t, t + dt) \quad (\text{Ec. 4.2.1-9})$$

donde: C es una constante de proporcionalidad que conceptualmente equivale a un coeficiente de fricción y $S(t, t + dt)$ es el promedio de las diferencias de cotas del perfil de avance de la PM durante el intervalo $t, t + dt$ (mm). El término de velocidad se sustituyó en este caso con la tasa de flujo de entrada de agua W y $S(t, t + dt)$ se obtuvo a partir del AIRV. El término C se estima a través del modelado inverso de las ecuaciones de continuidad 4.2.1-1 al 4.2.1-3.

Se introdujo una modificación en aquellos modelos de parcelas de SV de manera de representar tanto los flujos de infiltración en la matriz primaria del suelo, así como en rutas preferenciales. Específicamente, en los casos de las parcelas de SV en las que la PM se desarrolló completamente sobre SV, se reemplazó la K_{sat} de la Ec. 4.2.1-5 por la K_{sat} estimada mediante un infiltrómetro minidisco (IMD, Sección 3.2.2). En aquellas parcelas de SV en los que la PM se desplazó fuera del parche de vegetación hacia el SD circundante, la K_{sat} de la Ec. 4.2.1-5 se estimó mediante un promedio ponderado (por el área de SD y SV) de las conductividades correspondientes a SD y a SV mediante:

$$K_{sat}(t) = \frac{(K_{sat}SV \times A_{SV}(t)) + (K_{sat}SD \times A_{SD}(t))}{2} \quad (\text{Ec. 4.2.1-10})$$

donde: $K_{sat}SV$ es la K_{sat} en SV estimada mediante IMD (mm/s), A_{SV} es el área de la PM que corresponde a SV (mm²), $K_{sat}SD$ es la K_{sat} en SD (mm/s) y A_{SD} es el área de la PM que corresponde a SD (mm²).

Las Ec. 4.2.1-1 al 4.2.1-3 fueron resueltas por medio de integración numérica con una aproximación de 4to orden de Runge-Kutta, con intervalos de tiempo de solución de $0.06 \leq \Delta t \leq$

0.3 s, y un umbral de error absoluto aceptado de agua equivalente a $e \leq 1 \times 10^{-6} \text{ mm}^3$ mediante la aplicación Stella.

4.2.2 Calibración de parámetros y validación del modelo hidrológico de parcelas (MHP)

La Tabla 4.2.2-1 resume los parámetros y variables utilizados para calibrar el modelo de los experimentos de parcela de campo. La calibración del MHP se logró a través del modelado inverso del parámetro C y calibración simultánea de los parámetros 7-14 (Tabla 4.2.2-1). Con el fin de restringir la posibilidad de artefactos compensatorios durante el proceso de calibración, la calidad del procedimiento de calibración se evaluó mediante la convergencia simultánea para todos los valores medidos que describen el entorno experimental, la morfología de la superficie del suelo de la parcela y las propiedades edafó-hidrológicas de la ZSV. El criterio en el caso de parámetros 1-6 fue convergencia estricta a los valores de datos medidos. La convergencia al parámetro 7 (K_{sat}) fue lograda dentro del intervalo de confianza del proceso de estimación de FPT (Shaap y Leij, 1998). La convergencia de la serie de tiempo $A(t)$ a los valores observados se evaluó a través del Coeficiente de Eficiencia (CE, Nash y Sutcliffe, 1970; Ewen, 2011). Los valores de 9-14 fueron forzados a converger a:

$$\sum_{i=1, n} (x_i - x_{data})^2 = \min \quad (\text{Ec. 4.2.2-1})$$

donde: x_i es la estimación del modelo y x_{data} corresponde al valor experimental medido.

Las variables 10-12 (Tabla 4.2.2-1) son valores de la variable instantánea correspondiente promediados durante el tiempo de simulación.

Adicionalmente, se definieron las siguientes variables construidas con los resultados del MHP:

$$\zeta^* = (\sum_{t=1, n} (O(t)/W)/n \quad (\text{Ec. 4.2.2-2})$$

donde: ζ^* es el coeficiente de escurrentía promedio de $\zeta = O(t)/W$.

$$d^* = (\sum_{t=1, n} d(t))/n \quad (\text{Ec. 4.2.2-3})$$

donde: d^* es el promedio de la profundidad de agua de la lámina de escurrentía (mm).

$$v^* = (A^*)^{0.5} / t_{fin} \quad (\text{Ec. 4.2.2-4})$$

donde: v^* es el promedio de la velocidad de agua de la lámina de escurrentía (mm/s) al final del período de aplicación de agua.

Tabla 4.2.2-1. Parámetros de calibración y variables del suelo superficial y la ZSV y criterios de convergencia utilizados en la calibración del MHP. IC FPT: intervalo de confianza del proceso de estimación por FPT^a. R²: coeficiente de correlación de Pearson, valores de modelos de

regresión lineal de datos ($x_{\text{modelo}} = a + b \times x_{\text{dato}}$; $H_0: a = 0, b = 1$) sobre todos los experimentos de parcela. (** : significado estadístico a $P < 0.05$).

	Parámetros y variables	Criterio de convergencia	Compartimento
1	Textura	Valor medido	ZSV
2	θ_{sat}	Valor medido	ZSV
3	θ_r	Valor medido	ZSV
4	θ_{ant}	Valor medido	ZSV
5	W (mm^3/s)	Valor medido	Sup. del suelo
6	t (s)	Valor medido	Sup. del suelo
7	K_{sat} (mm/s)	IC FPT ^a - R^{2**}	ZSV
8	$A(t)$ (mm^2)	$EC \geq 0.99$ ^b	Sup. del suelo
9	A_{fin} (mm^2)	R^{2**}	Sup. del suelo
10	v^* (mm/s)	R^{2**}	Sup. del suelo
11	s^* (mm)	R^{2**}	Sup. del suelo
12	AD %	R^{2**}	Sup. del suelo
13	θ_{fin}	R^{2**}	ZSV
14	z_f (mm)	R^{2**}	ZSV
15	Balance de masa (mm^3)	$e < 7.7E-09$ mm^3	ZSV
16	CSCH	R^{2**}	ZSV

^a Ver sección 3.4

^b Nash y Sutcliffe (1970).

Asimismo se estimaron los números de Reynolds y Froude con el fin de facilitar comparaciones de las condiciones en este estudio con datos reportados en otros estudios similares.

A continuación se llevó a cabo un estudio a escala de 4800 m mediante el análisis de correlaciones inter-parcelarias entre propiedades hidrológicas obtenidas por modelación. Estos estudios se llevaron a cabo para analizar la lógica así como la consistencia del MHP en términos de balance de masa y estudiar aquellas correlaciones inter-parcelarias de parámetros que ocurren a macroescala. Se discriminó el análisis de las correlaciones centrando el énfasis en las diferencias encontradas entre SD y SV.

4.3 Resultados

4.3.1 Calibración de las estimaciones de humedad y succión

Las estimaciones de θ_g resultaron significativamente correlacionadas con los valores de θ_v obtenidos con el TDR (Fig. 4.3.1-1).

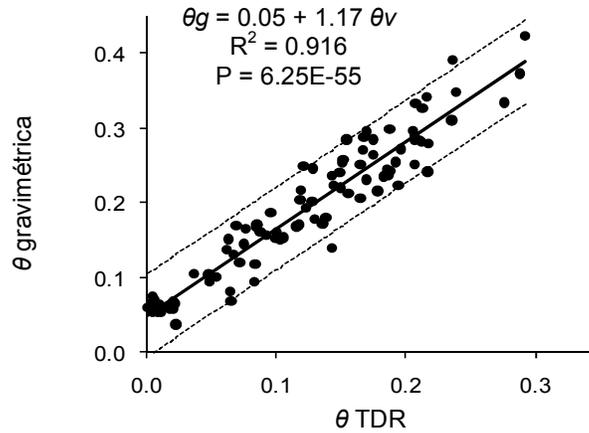


Fig. 4.3.1-1. Análisis de regresión con ecuación de ajuste (línea sólida) e intervalos de confianza ($P \leq 0.05$, líneas punteadas) entre los valores de humedad volumétrica calculados con gravimetría (θ_g) y los valores de humedad volumétrica (θ_v) obtenidos con el equipo de reflectometría en dominio de tiempo (TDR).

Se muestran ejemplos de los mapas de la distribución de humedad (θ_{fin}) en la ZSV (0-30 mm) en parcelas de SD y SV construidos a partir de datos obtenidos con la sonda TDR al final del período de aplicación de agua (Fig. 4.3.1-2). Dependiendo de la microtopografía local y las condiciones de la ZSV, algunas áreas contienen humedad a niveles de saturación, mientras que en otras áreas prevalecen condiciones insaturadas.

Se grafican los puntos de cada magnitud de succión del suelo correspondiente a un contenido específico de agua del papel filtro (Fig 4.3.1-3). Se muestran también las CSCH del suelo en trayectoria de humedecimiento (Fig 4.3.1-4). Dicha curva sirvió de parámetro de calibración del MHP (parámetro 16 de la Tabla 4.2.2-1).

Se muestran también los valores de K_h estimados mediante mediciones de campo y la CSCH y el modelo de mejor ajuste, que se trata de una exponencial que obedece al modelo propuesto por Gardner (1958) (Fig 4.3.1-5). El rango de h ensayado es el medido en los experimentos de campo.

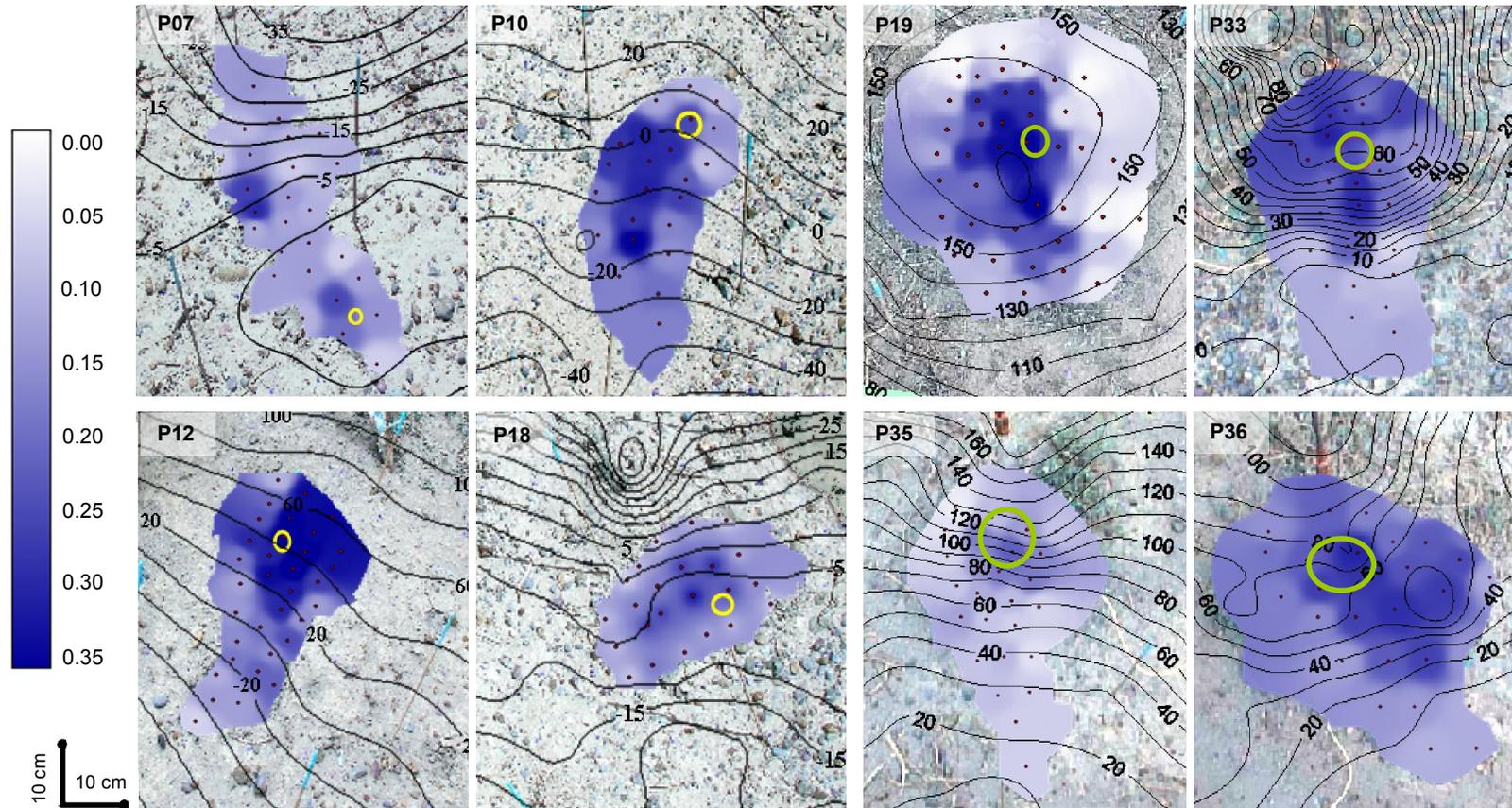


Fig. 4.3.1-2. mapas de distribución de humedad (θ_{fm}) en la zona superficial de la vadosa (ZSV, 0-30 mm) basados en mediciones con sonda de reflectometría en dominio de tiempo (TDR, puntos rojos) al final del período de aplicación de agua. Los mapas se superponen a fotos orto-rectificadas de las parcelas y a sus correspondientes mapas de curvas de nivel (mm). Los círculos amarillos y verdes (suelo desnudo (SD) y suelo vegetado (SV), respectivamente) indican las sub-regiones que reciben directamente el flujo de entrada de agua (W).

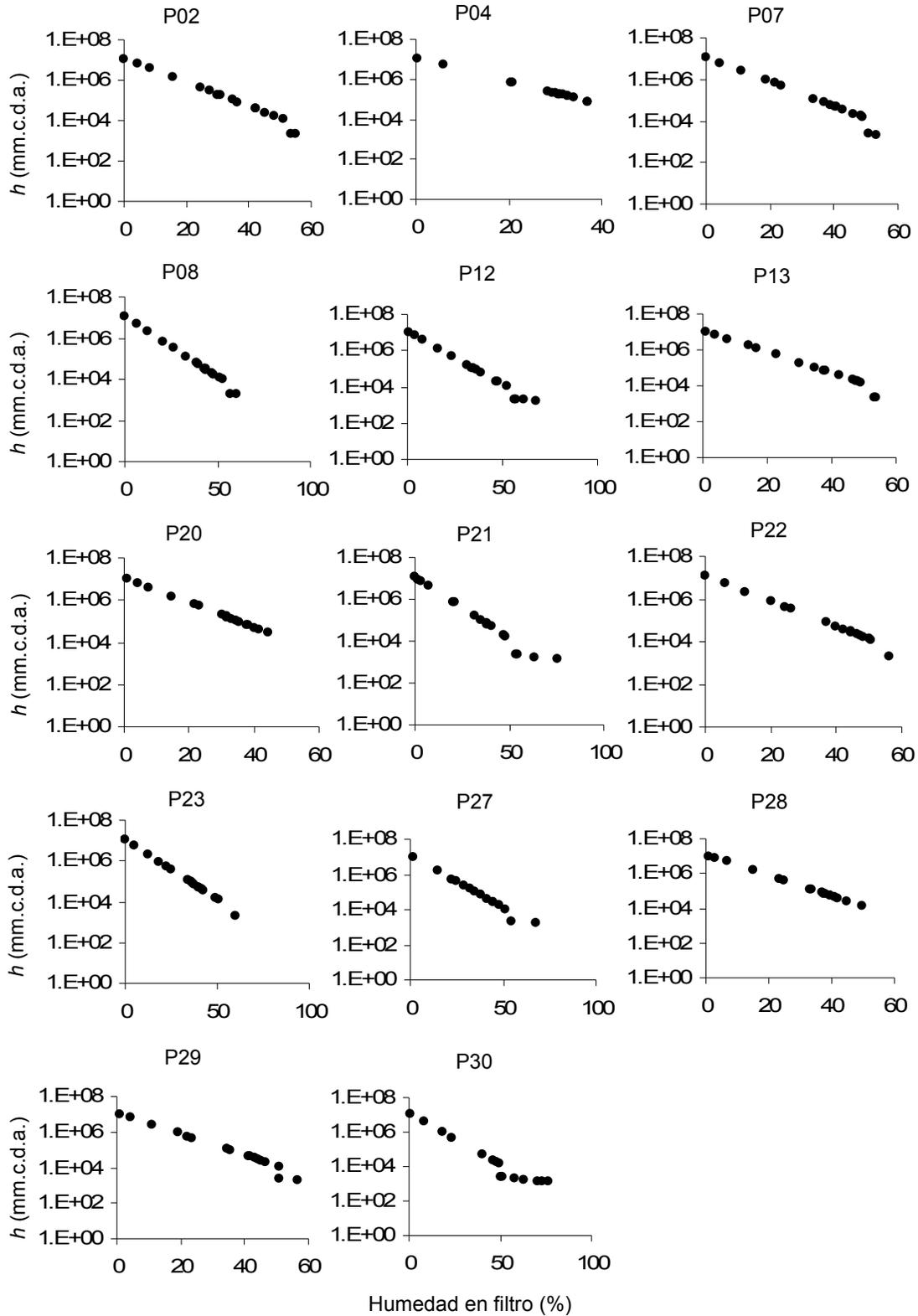


Fig 4.3.1-3. Puntos de succión del suelo (h) estimadas con la norma ASTM D 5298-94 correspondiente a un contenido específico de agua del papel filtro Schleicher & Schuell.
mm.c.d.a: milímetros columna de agua.

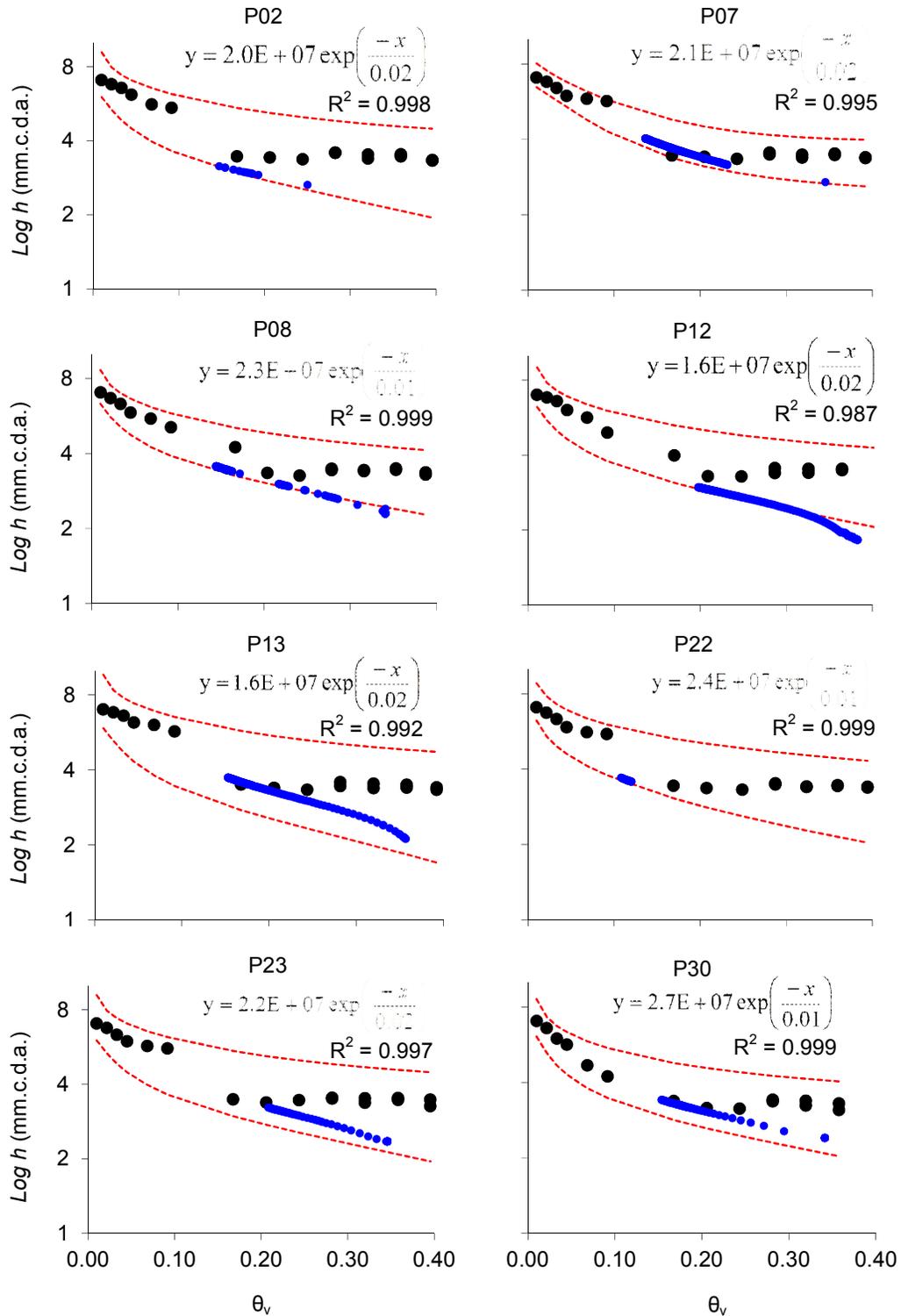


Fig 4.3.1-4. Curvas succión-contenido de humedad (CSCH) en trayectoria de humedecimiento de muestras de suelo con sus correspondientes ecuaciones de ajuste, coeficientes de correlación e intervalos de predicción ($P \leq 0.05$). Los puntos azules son las tensiones estimadas por el modelo van Genuchten (1980) y los negros son las medidas con la norma ASTM D 5298-94.

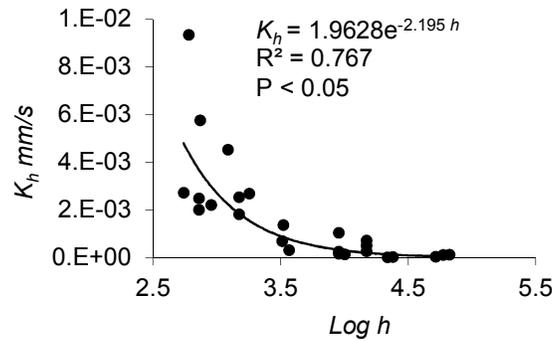


Fig 4.3.1-5. Curva conductividad- succión estimada mediante mediciones de campo y la CSCH.

4.3.2 Modelación de experimentos de parcelas

Se muestran los resultados obtenidos en los experimentos y la calibración de sus modelos en parcelas con SD (Tabla 4.3.2-1) y SV (Tabla 4.3.2-2). La textura de la ZSV de las parcelas estudiadas fueron combinaciones dentro de los límites de franco-arenosa y areno-franca y franco-arcillo-arenosa.

El rango de W utilizado produjo condiciones de flujo superficial tanto rápido como lento, como se ve reflejado en los indicadores v^* , Fr y Re , así como también distintas condiciones de infiltración (Tablas 4.3.2-1 y 4.3.2-2). Los valores de K_{sat} , A_{fin} , v^* , s^* , σ_s , θ_{fin} , z_f y AD se correlacionaron significativamente con los valores de los datos obtenidos en los experimentos (R^2 en Tablas 4.3.2-1 y 4.3.2-2).

Los datos de z_f se estimaron a partir de muestras de suelo a lo largo de los ejes principales de la PM, mientras que z_f estimado por el MHP expresa la profundidad de infiltración media correspondiente a toda el área de la PM (Tablas 4.3.2-1 y 4.3.2-2). La hipótesis nula $H_0: a = 0, b = 1$ fue rechazada en el caso del parámetro z_f . Los modelos del parámetro z_f resultaron:

- para SD: $z_f \text{ modelo} = -3.90 + 0.93 \times z_f \text{ dato}$, $P = 5.8E-06$;
- para SV: $z_f \text{ modelo} = 3.36 + 0.68 \times z_f \text{ dato}$, $P = 4.2E-09$;

Las $A(t)$ modeladas se correlacionaron con las observadas tal como lo indican los C_{eff} Nash-Sutcliffe (Tabla 4.2.2-1).

Se resumen también los parámetros hidrodinámicos de cada parcela estimados por el MHP (números de Fr y Re y C y d^*) y sus s^* correspondientes (Tabla 4.3.2-1 y 4.3.2-2). De acuerdo a Re y Fr el flujo resultó laminar-subcrítico.

Se muestran valores y estimaciones de $A(t)$ y AD de 3 parcelas de SD obtenidas con las Ec. 4.2.1-1 a 4.2.1-3 (Fig. 4.3.2-1).

Los parámetros de modelación de los experimentos de aplicación de agua (Tablas 4.3.2-1 y 4.3.2-2) que presentaron diferencias estadísticamente significativas entre SD y SV fueron s^* ($P = 1.0E-03$), σ_s ($P = 4.6E-03$), ff ($P = 2.5E-02$) y z_f ($P = 2.9E-04$) (Tabla IV, Anexo). En todos los casos los parámetros correspondientes a SV resultaron mayores.

Cap. 4: Modelación de infiltración y escorrentía.

Tabla 4.3.2-1. Parámetros y variables hidrológicas obtenidos en los experimentos y la calibración de sus modelos en parcelas de SD.

	P02	P03	P04	P05	P07	P08	P10	P12	P13	P16	P18	P22	P24	R²
θ_{sat}	0.38	0.38	0.39	0.38	0.38	0.38	0.38	0.39	0.38	0.38	0.38	0.39	0.39	
θ_r	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.06	
θ_i	0.06	0.05	0.06	0.11	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.06	0.04	0.06	
W (mm ³ /s)	4500	4500	4500	4500	408	408	308	442	450	500	225	1433	1350	
CW (mm ³).	3.2E+05	4.3E+05	2.2E+05	3.2E+05	2.7E+05	3.7E+05	3.5E+05	4.5E+05	3.2E+05	4.0E+05	1.9E+05	1.6E+05	4.9E+05	
t (s)	72	96	48	72	660	906	1128	1026	714	792	852	114	366	
K_{sat} (mm/s)	8.2E-03 1.1E-02	1.1E-02 9.7E-03	8.2E-03 5.7E-03	5.8E-03 4.7E-03	2.9E-03 3.6E-03	6.2E-03 6.2E-03	5.3E-03 6.2E-03	5.3E-03 8.2E-03	1.2E-03 4.2E-03	4.5E-03 4.4E-03	4.6E-03 5.9E-03	8.2E-03 8.2E-03	2.0E-03 2.0E-03	0.850
A_{fin} (mm ²)	1.6E+05 1.6E+05	3.7E+04 3.6E+04	5.2E+04 5.1E+04	1.4E+05 1.4E+05	7.4E+04 7.5E+04	1.2E+05 1.2E+05	5.3E+04 5.5E+04	5.4E+04 5.3E+04	1.1E+05 1.1E+05	7.3E+04 7.3E+04	3.2E+04 3.2E+04	5.9E+04 5.9E+04	1.1E+05 1.1E+05	0.999
s^* (mm)	0.30 0.20	1.80 1.60	4.50 4.60	1.80 1.50	1.02 1.02	0.55 0.51	1.22 1.50	2.67 3.44	0.50 0.65	2.11 1.81	0.34 0.29	2.05 2.11	0.44 0.44	0.895
σ_s (mm)	0.04 0.07	0.22 1.38	8 8.49	4.15 3.94	0.21 0.33	0.21 0.25	0.16 0.4	1.82 3.71	0.06 0.46	0.45 1.61	0.03 0.07	1.67 2.02	0.03 0.04	0.938
θ_{fin}	0.19 0.19	0.21 0.21	0.19 0.19	0.20 0.20	0.13 0.12	0.15 0.16	0.18 0.18	0.20 0.20	0.13 0.13	0.19 0.20	0.17 0.17	0.11 0.12	0.14 0.14	0.862
z_f (mm)	14 23	12 21	13.5 24	12 18	37 42	35 60	36 47	43 53	24 28.3	34 45	44 55	28 38.3	13 28.3	0.856
AD (%)	3.67 4.72	2.7 1.7	2.9 2.76	0.74 0.28	1.28 1.13	12.36 17.01	7.36 5.65	14.15 13.2	10.61 11.99	21.31 19.84	16.15 16.84	1.84 2.61	14.38 15.28	0.946
ζ^*	0.14	0.86	0.56	0.47	0.7	0.02	0.01	0.17	0.04	0.03	0.19	0.31	0.81	
v^* (mm/s)	5.55	1.96	4.77	5.24	0.41	0.38	0.2	0.22	0.48	0.34	0.21	2.13	0.91	
h	1125	776	1617	1993	5195	2835	651	412	3545	1257	1842	3932	140721	
d^* (mm)	0.34	11.4	2.16	1.09	0.28	0.05	0.21	3.7	0.16	0.45	0.23	0.4	2.77	
C	9.5E+04	4.8E+03	7.6E+03	1.5E+04	4.6E+03	1.5E+04	3.5E+03	8.6E+02	7.0E+03	3.2E+03	5.0E+03	1.1E+04	7.4E+03	
Re	8.33	101.77	45.76	25.62	0.51	0.09	0.19	3.7	0.34	0.68	0.21	3.78	11.26	
Fr	9.5E-02	6.0E-03	3.3E-02	5.1E-02	7.9E-03	1.7E-02	4.6E-03	1.2E-03	1.2E-02	5.1E-03	4.4E-03	3.4E-02	5.5E-03	

Cap. 4: Modelación de infiltración y escorrentía.

ff^a	4.6E-01	2.9E+03	1.5E+02	1.4E+01	4.9E+02	3.8E+01	2.0E+03	6.6E+04	8.1E+01	2.4E+03	6.2E+02	6.2E+01	3.6E+02
CW/A_{fin}	2.06	11.62	4.13	2.24	3.65	3.08	6.56	8.5	2.7	5.53	5.98	2.78	4.41
Corr. AD- ζ	-0.9	-0.55	-0.78	-0.76	0.72	0.68	0.73	0.91	0.59	0.99	0.58	-0.67	-0.24
Balance de masa (mm^3)	7.7E-09	-9.9E-10	1.7E-10	1.7E-10	2.9E-10	1.7E-10	-1.2E-07	-1.2E-09	-2.2E-09	2.9E-10	-2.9E-10	2.9E-10	3.5E-10

^a ff calculada mediante la Ec. 4.1.5-3.

Datos en negrita corresponden a mediciones de campo.

Tabla 4.3.2-2. Parámetros y variables hidrológicas obtenidos en los experimentos y la calibración de sus modelos en parcelas de SV.

	P19	P23	P30	P31	P33	P34	P35	P36	P37	P38	P39	P40	R^2
θ_{sat}	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	
θ_r	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	
θ_i	0.05	0.08	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.08	0.05	0.05	0.05	0.05	
W (mm^3/s)	1483	1433	1500	1367	2983	2983	2400	2400	2400	3233	1500	2533	
CW (mm^3)	2.3E+06	4.5E+05	6.8E+05	8.1E+05	1.3E+06	8.6E+05	4.2E+05	1.8E+06	1.5E+06	1.5E+06	1.2E+06	8.1E+05	
t (s)	1572	312	456	594	432	288	174	738	612	450	810	318	
K_{sat}^{SD} (mm/s)	7.1E-03	4.7E-03	6.9E-03	2.9E-03	3.6E-03	3.9E-03	4.4E-03	5.3E-03	1.2E-02	1.2E-02	4.9E-03	5.8E-03	0.999
	7.1E-03	4.7E-03	6.9E-03	2.9E-03	3.6E-03	3.9E-03	4.4E-03	5.3E-03	1.2E-02	1.2E-02	5.1E-03	6.1E-03	
K_{sat}^{SV} (mm/s)	1.7E-02	1.2E-02	7.3E-03	8.5E-03	2.6E-02	1.8E-02	1.0E-02	2.4E-02	4.9E-02	1.3E-02	8.3E-03	1.7E-02	0.987
	1.7E-02	1.2E-02	7.3E-03	8.5E-03	2.6E-02	1.8E-02	1.0E-02	2.6E-02	4.9E-02	1.3E-02	1.2E-02	2.0E-02	
A_{fin} (mm^2)	1.8E+05	7.0E+04	7.3E+04	1.6E+05	1.4E+05	2.0E+05	1.1E+05	1.7E+05	8.7E+04	1.9E+05	1.3E+05	1.7E+05	0.998
	1.8E+05	7.0E+04	7.4E+04	1.6E+05	1.4E+05	2.0E+05	1.1E+05	1.7E+05	8.8E+04	1.9E+05	1.3E+05	1.7E+05	
s^* (mm)	1.93	2.86	2.05	1.78	4.01	4.06	8.18	3.86	2.83	4.42	3.54	7.74	0.999
	1.92	2.86	2.01	1.74	4.01	4.04	8.25	3.92	2.83	4.44	3.35	7.75	
σ_s (mm)	2.33	5.86	1.13	0.66	15.47	2.87	27.99	4.09	2.89	8.58	1.64	12.56	0.999
	2.46	6.18	1.22	0.67	15.45	3.16	28.42	4.01	2.88	8.70	1.73	12.74	

Cap. 4: Modelación de infiltración y escorrentía.

θ_{fin}	0.20	0.21	0.15	0.15	0.20	0.15	0.17	0.18	0.15	0.17	0.18	0.13	0.922
	0.19	0.21	0.15	0.16	0.21	0.15	0.16	0.18	0.15	0.16	0.20	0.12	
z_f (mm)	87.0	42.0	70.0	30.0	43.0	34.0	20.0	58.0	68.0	65.0	67.0	53.0	0.972
	125.0	64.3	99.0	40.0	60.0	43.3	28.3	69.7	96.7	90.0	90.8	66.0	
AD (%)	16.62	10.99	12.40	0.13	7.55	10.15	7.59	10.24	0.77	10.18	14.32	14.25	0.925
	16.30	10.89	16.72	0.12	9.91	12.44	8.57	12.18	0.00	10.88	16.60	19.73	
ζ^*	0.13	0.08	0.35	0.68	0.36	0.26	0.31	0.39	0.80	0.02	0.04	0.02	
v^* (mm/s)	0.27	0.85	0.60	0.67	0.86	1.56	1.89	0.55	0.49	0.97	0.45	1.28	
h	421	908	1704	25863	210	1506	816	742	1899	862	1728	2806	
d^* (mm)	1.85	1.11	2.31	2.13	4.11	1.13	1.81	4.07	10.41	0.29	0.09	0.10	
C	5.1E+03	4.8E+03	4.0E+03	4.6E+03	5.0E+03	8.5E+03	3.6E+03	3.9E+03	2.7E+03	1.8E+04	1.8E+04	1.8E+04	
Re	2.21	4.19	6.11	6.34	15.77	7.86	15.23	10.01	22.46	1.25	0.18	0.57	
Fr	2.0E-03	8.1E-03	4.0E-03	4.6E-03	4.3E-03	1.5E-02	1.4E-02	2.8E-03	1.5E-03	1.8E-02	1.5E-02	4.1E-02	
ff^a	1.3E+04	1.0E+03	4.4E+03	1.4E+03	5.9E+03	3.1E+02	9.5E+02	1.3E+04	2.5E+04	1.6E+02	3.6E+02	7.9E+01	
CW/A_{fin}	13.01	6.36	9.29	5.13	9.27	4.23	3.85	10.62	16.64	7.61	9.00	4.84	
Corr. AD- ζ	-0.67	-0.71	-0.09	-0.95	-0.29	0.74	-0.71	0.47	-0.97	-0.81	-0.50	0.94	
Balance de masa (mm^3)	4.6E-10	0.0E+00	2.8E-10	-1.2E-10	4.6E-10	0.0E+00	3.5E-10	1.4E-10	4.6E-10	3.5E-10	0.0E+00	2.3E-10	

^a ff calculada mediante la Ec. 4.1.5-3.

Datos en negrita corresponden a mediciones de campo.

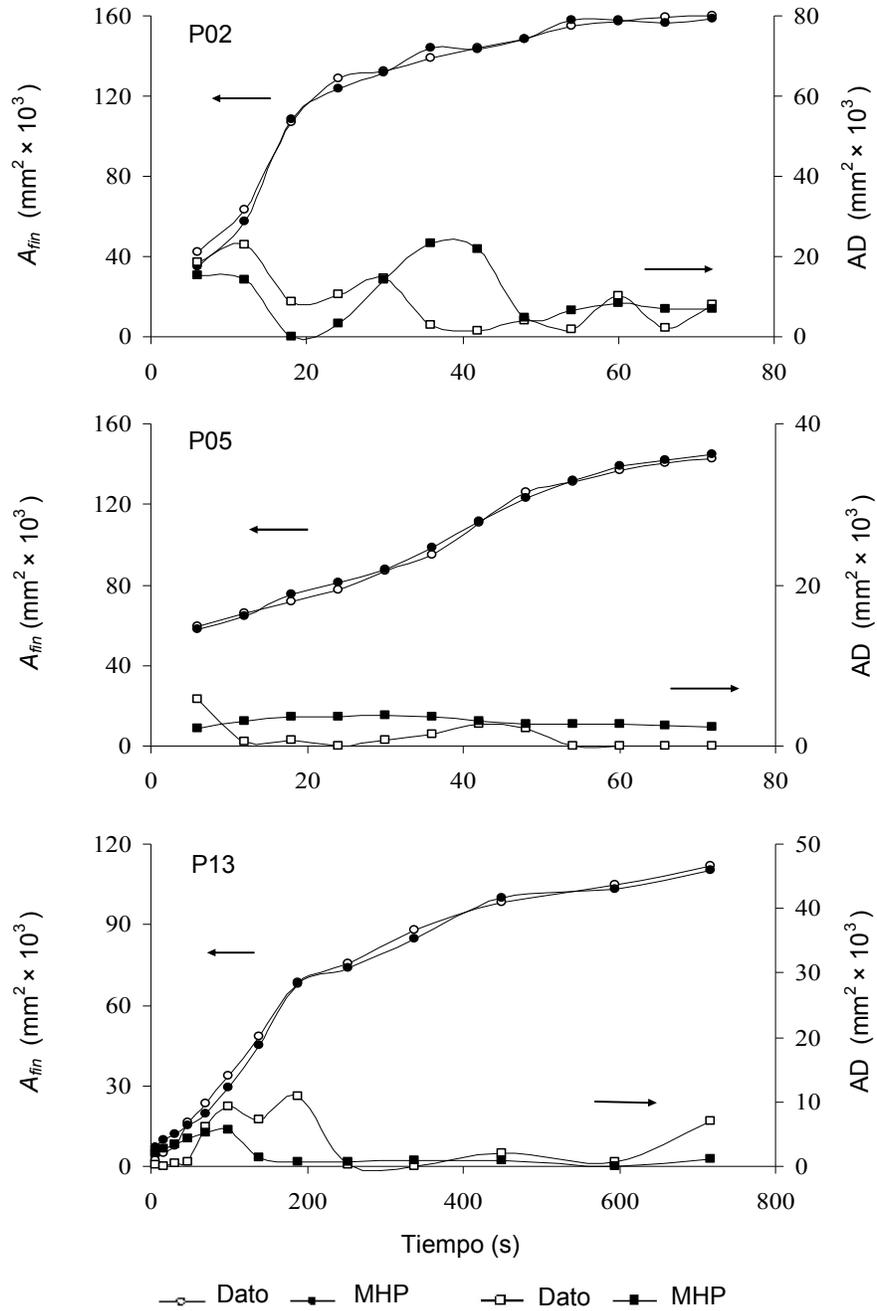


Fig. 4.3.2-1. Progresión de las áreas de la pluma de mojado (PM) y almacenamiento en depresiones (AD) de la PM durante los períodos de ingreso de flujo de agua en tres parcelas de suelo desnudo (SD) según se estimó a partir de imágenes de vídeo orto-rectificados y el MHP.

4.3.3 Análisis de la consistencia del MHP en términos de balance de masa

El balance de masa general fue calculado como salida del MHP. El error de las estimaciones resultó en todos los casos $e < 7.7\text{E-}09$ (Tablas 4.3.2-1 y 4.3.2-2). Se muestran correlaciones

inter-parcelarias (significativas) entre parámetros y variables hidrológicas resultantes de la modelación de los experimentos de aplicación de agua a parcelas para verificar la consistencia del MHP en términos de balance de masa (Fig. 4.3.3-1 y 4.3.3-2). Los modelos de regresión lineal se simbolizan mediante el símbolo \sim , donde el término a la izquierda es la variable dependiente y el término a la derecha del signo \sim es la variable independiente. $Y \sim X$, léase Y es función de X.

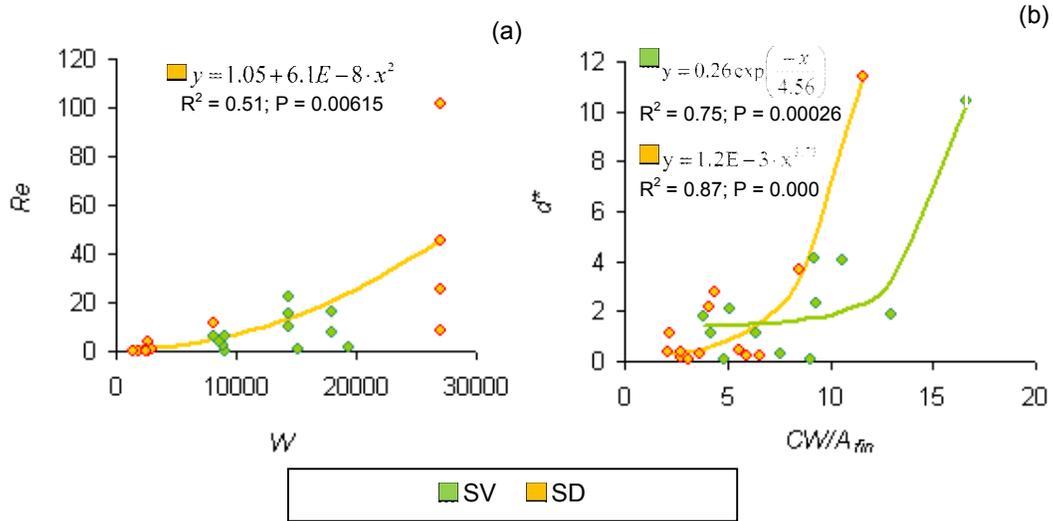


Fig. 4.3.3-1. Relaciones inter-parcelarias (a) número de Reynolds y flujo de entrada de agua ($Re \sim W$), (b) promedio de la profundidad de agua de la lámina de escorrentía y volumen de agua por unidad de área de la pluma de mojado ($d^* \sim CW/A_m$).

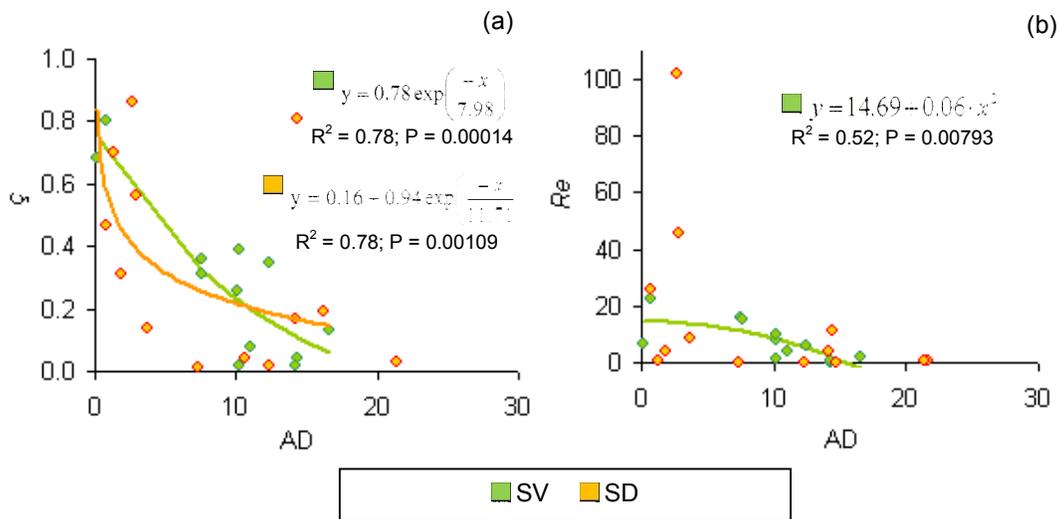


Fig. 4.3.3-2. Relaciones inter-parcelarias (a) coeficiente de escorrentía y almacenamiento en depresiones ($\zeta \sim AD$) y (b) Reynolds y almacenamiento en depresiones ($Re \sim AD$).

Se muestran además, correlaciones (significativas) entre ciertos parámetros y variables hidrológicas de la modelación de los experimentos de aplicación de agua (Fig. 4.3.3-3 y 4.3.3-4).

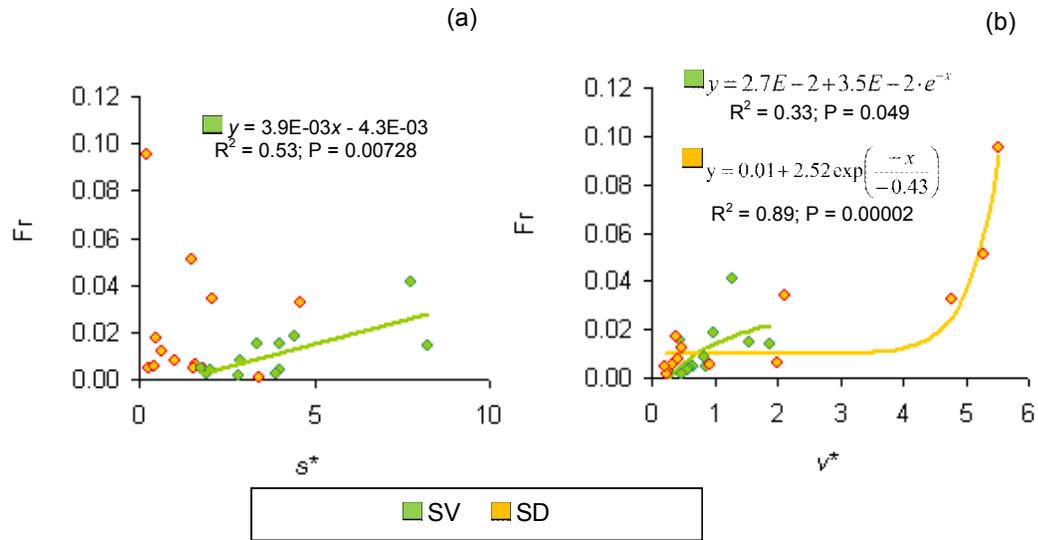


Fig. 4.3.3-3. Relaciones inter -parcelarias (a) Froude y promedio de las diferencias de cotas del perfil de avance de la pluma de mojado ($Fr \sim s^*$) y (b) Froude y promedio de las velocidades de avance de la pluma de mojado ($Fr \sim v^*$).

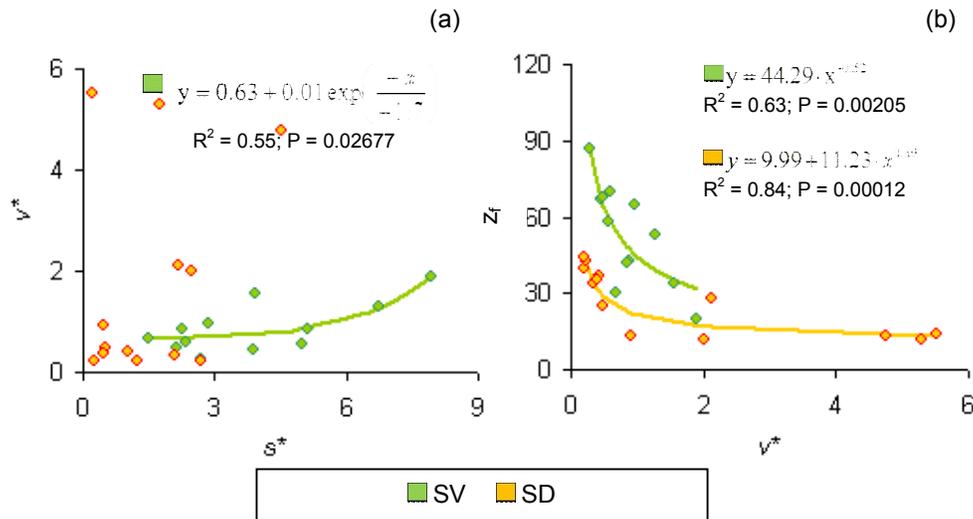


Fig. 4.3.3-4. Relaciones inter -parcelarias (a) promedios de las velocidades y diferencias de cotas del perfil de avance de la pluma de mojado ($v^* \sim s^*$) y (b) profundidades de infiltración y promedios de las velocidades de avance de la pluma de mojado ($z_f \sim v^*$).

4.3.4 Evidencias de infiltración preferencial en suelo con vegetación (SV)

Se muestran dos correlaciones ($z_f \sim W$ y $K_{sat} \sim \% SV$) que evidencian la ocurrencia de infiltración preferencial en áreas de la PM con SV así como la inclusión de dicho fenómeno en el MHP (Fig. 4.3.4).

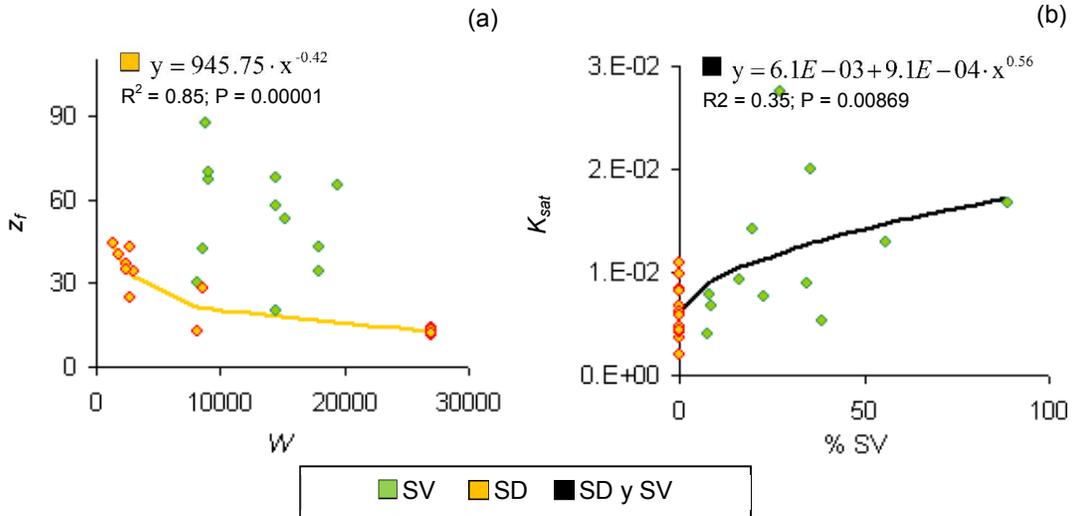


Fig. 4.3.4. Evidencias de infiltración por flujos preferenciales mediante relaciones inter-parcelarias (a) profundidades de infiltración y flujos de entrada de agua ($z_f \sim W$) y (b) conductividad hidráulica saturada y porcentaje de suelo vegetado ($K_{sat} \sim \%SV$).

Se muestran además las diferencias (significativas) de las K_{sat} modeladas en SV y SD (Tabla 4.3.4).

Tabla 4.3.4. Prueba t para valores modelados de K_{sat} en SV y SD ($n = 25$).

K_{sat}	SV	SD
Media	0.01173459	0.00625385
Varianza	4.738E-05	6.611E-06
Observaciones	12	13
Estadístico t	2.59612506	
P($T \leq t$) una cola	0.01056806	
Valor crítico de t (una colas)	1.76131012	

4.3.5 Análisis de relaciones de parámetros del MHP

Se muestran correlaciones inter-parcelarias (significativas) de parámetros del MHP (Fig. 4.3.5-1 y Fig. 4.3.5-2).

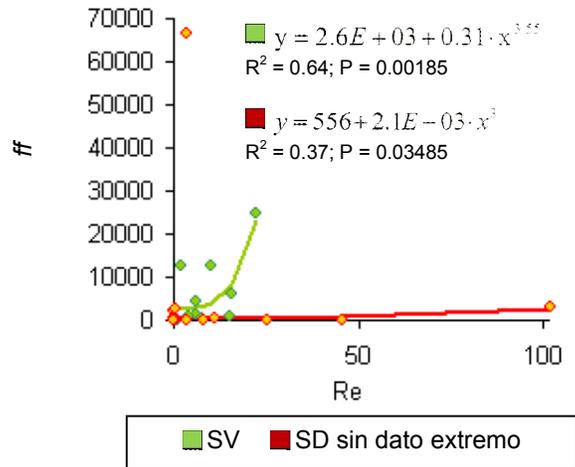


Fig. 4.3.5-1. Relaciones inter-parcelarias entre factores de fricción de Darcy-Weisbach y Reynolds ($ff \sim Re$).

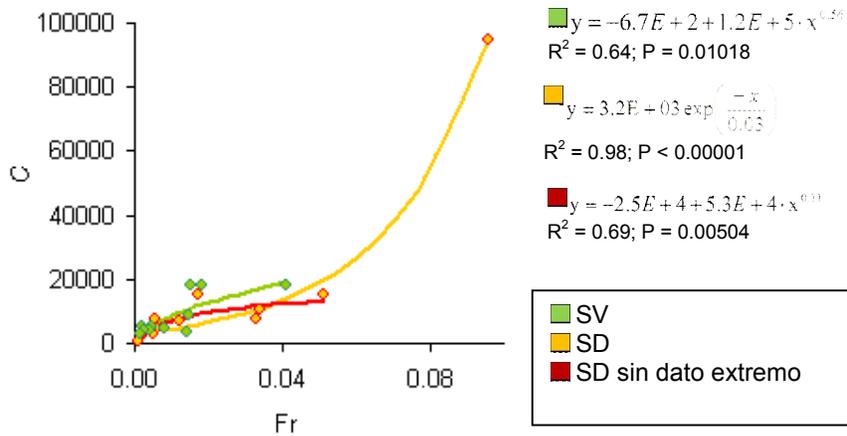


Fig. 4.3.5-2. Relaciones inter-parcelarias coeficientes descriptores de fricción y Froude ($C \sim Fr$).

En los casos de parcelas de SD, los valores de ζ se correlacionan al AD a escala intra-parcelaria (Fig. 4.3.5-3). En aquellos casos de flujo relativamente alto (P02, 03, 04, 05, 22 y 24) se observaron relaciones $\zeta \sim AD$ decrecientes. En cambio, se observó un incremento de ζ con las estimaciones de AD en las parcelas de SD en las que se aplicó flujos de entrada de agua relativamente bajos (P07, 08, 10, 12, 13, 16 y 18).

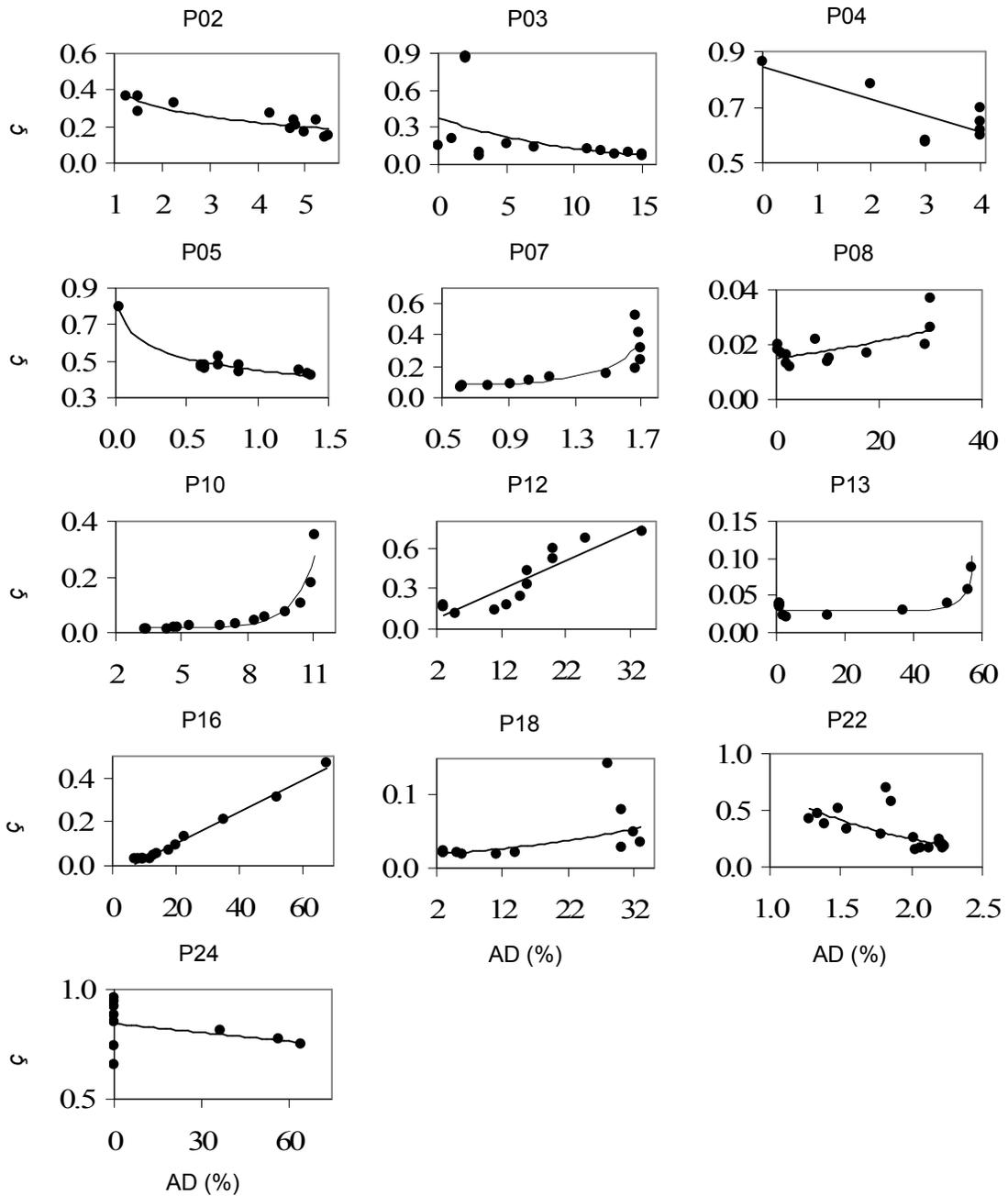


Fig. 4.3.5-3. Relaciones de serie de tiempo intra-parcelarias (sólo parcelas de suelo desnudo) almacenamiento en depresiones y coeficientes de escorrentía ($AD \sim \zeta$).

Mediante la siguiente figura se verifica que en condiciones de SD, ζ se relaciona significativamente al AD en función de v^* a escala inter-parcelaria (Fig. 4.3.5-4).

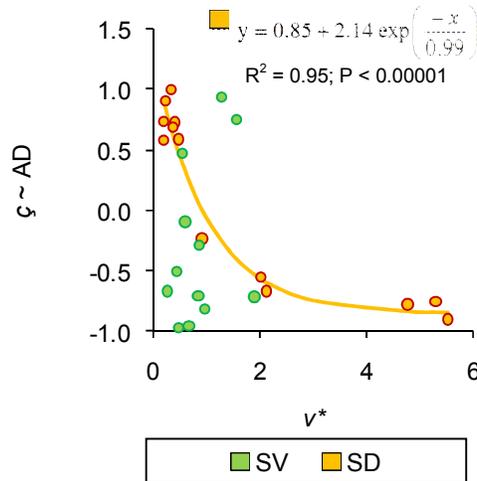


Fig. 4.3.5-4. Relación inter-parcelaria almacenamiento en depresiones y coeficientes de escorrentía versus promedio de las velocidades de avance de las plumas de mojado ($(AD \sim \zeta) \sim v^*$).

4.4 Discusión

4.4.1 Aptitud del MHD en la simulación de los experimentos de campo

La aplicabilidad de las relaciones hidráulicas de canales profundos al flujo superficial de escorrentía ha sido cuestionada en diversos estudios (Horton et al., 1934; Emmett, 1970; Phelps, 1975; Savat, 1977). El flujo de canales profundos es generalmente subcrítico, hidráulicamente homogéneo y turbulento, con elementos de rugosidad completamente sumergidos. El flujo de escorrentía superficial, por lo general en pendientes más pronunciadas, es a menudo mucho más delgado y discontinuo, con profundidades que pueden variar en un orden de magnitud a más de unos pocos centímetros, con elementos de rugosidad que a menudo penetran la capa de agua. Dicho flujo es con frecuencia supercrítico y sus condiciones pueden variar a distancias muy cortas debido a las condiciones microtopográficas y de la ZSV. Lo que llevó a plantear la pregunta: (1) **¿Es el modelo hidrológico de parcelas (MHP) desarrollado adecuado para simular los experimentos de parcela en la zona de estudio?** Para responder la pregunta, hay que tener en cuenta la escala a la cual se llevaron a cabo los experimentos y los fenómenos que se modelaron. El MHP debió representar los fenómenos hidrológicos de una fase (sólo agua) ocurridos a micro-escala y considerar el suelo como un sistema heterogéneo de no equilibrio físico (NEF). No equilibrio físico se refiere al hecho de que se midió la humedad de suelo apenas cesó la entrada de agua en cada experimento, pero la humedad siguió avanzando después de dicha medición. Dicha consideración del suelo como un sistema NEF se ha aplicado a un número de modelos hidrológicos (Köhne et al., 2009). En la mayoría de los casos, el énfasis se ha centrado en los efectos de la heterogeneidad del suelo subsuperficial sobre los flujos de infiltración. En el presente estudio, el énfasis se centra en la heterogeneidad en la superficie del suelo en el plano x-y y se asume que la infiltración debe producirse bajo condiciones de saturación en áreas de AD, mientras que tanto la

infiltración saturada como insaturada puede ocurrir en áreas de no-AD. Esta interpretación es coherente con las observaciones de Abrahams et al. (1990) sobre el flujo de escorrentía superficial compuesto en parcelas de escorrentía en las zonas áridas del sur de Arizona (EE.UU.), donde el flujo ocurrió como estructuras de flujo de agua en láminas poco profundas combinando pequeñas áreas de flujo superficial más rápido divergente y convergente alrededor de protuberancias superficiales, rocas y vegetación; intercalados con patrones de pequeños canales finamente ramificados.

Fiedler y Ramirez (2000) desarrollaron un modelo espacialmente explícito basado en el esquema de diferencias finitas para simular el flujo superficial en dos dimensiones con infiltración variable en el espacio a escala de microtopografía. Ellos logran la interacción dinámica completa entre el agua superficial y la infiltración, donde la infiltración se modeló en celdas que se encontraban encharcadas mediante la ecuación de Green-Ampt. Al igual que en el trabajo de Fiedler y Ramirez (2000), el presente trabajo se llevó a cabo a micro-escala, y el flujo de infiltración saturada fue modelado a través de la ecuación de infiltración de Green-Ampt (Ec. 4.1.3-4) que se deriva de la ecuación de Darcy (Sección 4.1.3). A su vez, el flujo de escorrentía avanzó sobre terreno con pendiente en diversas direcciones ocupando pequeñas depresiones, sorteando pequeños montículos o sobre terreno relativamente plano.

El MHP desarrollado es una representación de los principales conceptos en el experimento de aplicación de agua en parcela. Una PM, generada por un flujo de entrada de agua W está representada por un prisma de agua de profundidad variable d . La PM se mueve desde una zona de aplicación de agua en la dirección predominante pendiente abajo, a la vez que una parte de la misma se infiltra en la ZSV (plano z). Pueden ocurrir eventuales avances de la PM pendiente arriba (ACP), esto es en dirección opuesta a la esperable de acuerdo a la pendiente local del terreno. En base a estos avances se calculan las áreas de AD (Antoine et al., 2011a). En las áreas donde el avance de la PM se produce pendiente abajo, el flujo se produce a velocidad variable en función de la pendiente y las características locales de la rugosidad de la superficie del suelo.

Como se ha señalado anteriormente, la infiltración se produjo en condiciones de saturación en áreas de AD y de flujo saturado o no saturado en las áreas restantes hasta alcanzar una profundidad promedio z_f al final de la simulación. El encharcamiento con agua se produce cuando la entrada de agua en una depresión localizada es mayor que la escorrentía y la infiltración (Warrick et al., 2005). Si la tasa de entrada de agua resulta igual o mayor a la k_{sat} en las zonas de AD y/o la salida de agua por escorrentía es mínima o nula, las áreas deprimidas se encontrarán totalmente encharcadas y el avance de la PM en contra de la pendiente (ACP) ocurrirá por inundación de terreno. A fines prácticos se ignoró el efecto de la capilaridad en el MHP y se asumió al área de AD como totalmente saturada. Dicha simplificación en el MHP es consistente con observaciones acerca de la baja velocidad de ascenso capilar en suelos limo-arenosos. Lane y Washburn (1946) realizaron un estudio experimental sistemático para medir la altura y la velocidad de ascenso capilar de grava, arena y limo. Ellos encontraron que la altura de ascenso capilar es inversamente proporcional al

tamaño de las partículas del suelo. El ascenso capilar sería máximo en suelos con un tamaño de partícula pequeño. Lu y Likos (2004) midieron el ascenso capilar de un suelo limo arenoso que después de un tiempo de 2.4 h fue de aproximadamente 25 cm. La velocidad de ascenso capilar en un suelo limo arenoso resultó de 0.029 mm/s, la cual (como se analiza a continuación mediante la Tabla 4.4) no se considera significativa en la escala del experimento planteado en el presente trabajo.

Mediante la siguiente tabla (Tabla 4.4.1) se comparan las áreas de ACP de la PM estimadas con AIRV y aquellas áreas de ACP calculadas si estas hubieran avanzado por capilaridad considerando una velocidad de ascenso capilar de 0.029 mm/s (Lu y Likos, 2004). Los resultados indican un ACP por AIRV mayor al estimado si este fuese por capilaridad, lo cual constituye otra evidencia de ACP de la PM mediante encharcamiento.

Tabla 4.4.1 Ejemplo de análisis de áreas de ACP de la P08.

Escena ^a	Tiempo (s) ^b	Perímetro de ACP (mm) ^c	Avance capilar (mm) ^d	ACP capilar (mm ²) ^e	ACP (mm ²) ^f
1	50	180	1.5	261	3070
2	65	300	1.9	566	24537
3	85	120	2.5	296	3743
4	112	55	3.2	179	1150

^a Escena de las imágenes de la PM de la Fig. 4.2-3 (b).

^b Intervalo de tiempo $(t)_{n+1} - (t)_n$.

^c Largo perimetral del área de ACP.

^d Velocidad de ascenso capilar según Lu y Likos (2004) * tiempo (b).

^e Área de ACP calculada mediante (c)*(d).

^f Área de ACP estimada mediante AIRV

Mediante el análisis presentado no se encontraron evidencias para rechazar la hipótesis implícita de correspondencia de AD con una lámina de agua encharcada que alimenta un flujo de infiltración saturada.

Bracken y Croke (2007) enfatizaron la importancia de los estudios de conectividad hidrológica y describen las necesidades de nuevos enfoques y métodos para estudiar los factores intrínsecos en la generación de escorrentía, en lugar de examinar únicamente hidrogramas para el análisis de la conectividad hidrológica funcional. El MHP constituye un avance en el conocimiento científico hidrológico en cuanto a que incorporó el concepto de conectividad hidrológica al considerar el efecto de la microtopografía y de los AD y consecuentes encharcamientos y sus efectos espacialmente distribuidos en los flujos de escorrentía e infiltración. Chu et al. (2013) evaluaron los efectos de la topografía, la distribución de precipitaciones y la pendiente topográfica sobre la conectividad hidrológica mediante experimentos de campo y simulación matemática. La metodología propuesta por estos autores reveló la variabilidad y el comportamiento y umbral de generación de escorrentía. Demostraron que la conectividad hidrológica y la consecuente dinámica discontinua de encharcamientos resultan factores que controlan la generación de escorrentía superficial y alteran los patrones

de escorrentía. Sin embargo los efectos de infiltración no fueron considerados en su estudio. Los autores remarcan entre sus conclusiones la necesidad de estudios de los efectos de infiltración en la conectividad hidrológica en sistemas reales.

Además de representar un avance en el estudio de la conectividad hidrológica, los resultados de los experimentos de campo de las parcelas y su modelación constituyen un avance en la hidrología de laderas ya que según Lin et al. (2006), las observaciones puntuales de laderas pueden ser escaladas y conectadas a la respuesta hidrológica a nivel de cuenca para realizar interpretaciones simples sobre procesos complejos.

Las correlaciones significativas $z_r \sim v^*$ de SD y SV de la Fig. 4.3.3-4(b) constituyen evidencia de que la profundidad de infiltración disminuye con la velocidad de escorrentía superficial; la cual a su vez aumenta con la pendiente como puede interpretarse de la correlación positiva $v^* \sim s^*$ de la Fig. 4.3.3-4(a). Estos resultados son consistentes con aquellos encontrados por Leonard et al. (1999), Weiler y Naef (2003) y Ohrstrom et al. (2002), quienes sostienen que cuanto mayor sea la pendiente del terreno, menor es la infiltración tanto en la matriz primaria del suelo, así como en rutas preferenciales de flujo. Las correlaciones significativas $Fr \sim s^*$, positiva para SV (Fig. 4.3.3-3(a)) y $Fr \sim v^*$ también positiva para SV y SD (Fig. 4.3.3-3(b)) indican que mayores fuerzas inerciales respecto a la gravitatoria se correspondieron con menores pendientes y velocidades. Como ya se analizó mediante la Fig. 4.3.3-4(a), la velocidad es función creciente de la pendiente, por lo que un aumento de s^* y por ende de v^* produce menor infiltración (tanto en la matriz primaria del suelo como preferencial) y mayor disponibilidad de agua en la lámina de escorrentía (mayor masa y aceleración), lo que produce mayor inercia. Estos resultados son también consistentes a los previamente citados de Leonard et al. (1999), Weiler y Naef (2003) y Ohrstrom et al. (2002); sin embargo, la respuesta de Fr a s^* y v^* no es siempre clara. En un trabajo de laboratorio mediante modelos físicos de Gong et al. (2011), la respuesta de Fr y velocidad del flujo de escorrentía a la pendiente y la intensidad de la lluvia resultó compleja.

Balance de masas de agua en el MHP.

(2) **¿El MHP empleado es consistente en términos de balance de masa?** La verificación primaria del balance de masas se incluye en el algoritmo del MHP mediante la suma algebraica de todos los flujos de ingreso y egreso del MHP. Asimismo, es esperable que el MHP presente características funcionales que sean congruentes con el balance de masas antes mencionado. A continuación se analizan varias correlaciones significativas que evidencian que el MHP es consistente en términos de balance de masa.

La relación inter-parcelaria $Re \sim W$ (Fig. 4.3.3-1 (a)) resultó creciente, lo cual es lógico debido a que una mayor disponibilidad de agua en la lámina de escorrentía superficial conlleva un flujo más turbulento y desordenado. La relación $Re \sim W$ resultó consistente con estudios de laboratorio de características hidrológicas mediante un modelo físico, llevados a cabo por Gong et al. (2011), quienes concluyeron que en general, Re (entre otros factores) aumentó con mayor intensidad de precipitaciones y pendientes más pronunciadas. Se debe tener en cuenta

que un mismo valor de W se correspondió a distintos valores de Re debido a diferencias en la pendiente del terreno, en las depresiones, en condiciones de SD o SV.

En cuanto a las relaciones inter-parcelarias $d^* \sim CW/A_{fm}$ de la Fig. 4.3.3-1 (b), un aumento de CW/A_{fm} refleja un mayor volumen de agua por unidad de área de la PM, lo cual generó un aumento en d^* . Esta relación es consistente con estudios de Bryan (2000), quien afirma que la profundidad de la lámina de escorrentía en cualquier ubicación refleja el equilibrio entre la tasa de entrada de agua, el caudal proveniente de áreas pendiente arriba y la tasa de infiltración. Esto cambia continuamente durante las tormentas, pero la profundidad aumenta generalmente con la intensidad de la lluvia y duración.

Las relaciones inter-parcelarias exponencialmente decrecientes $\zeta^* \sim AD$ de la Fig. 4.3.3-2 (a) son consistentes con la ocurrencia de infiltración saturada en áreas de AD, lo que generó menor disponibilidad de agua en superficie para formar la lámina de escorrentía. La correlación $Re \sim AD$ de la Fig. 4.3.3-2 (b) fue consistente y describió un comportamiento similar al caso anterior. Mediante esta correlación se interpreta que con la existencia de infiltración saturada en áreas de AD, hubo menor agua disponible en la lámina de escorrentía por lo que dicho flujo tuvo características de laminar o menos turbulento (valores de Re menores corresponden a flujos rectilíneos sin mezclado). Lo anterior es consistente con resultados experimentales de Gong et al. (2011), quienes observaron un aumento de Re (en pendientes de 15° y 20°) con mayores intensidades de lluvia, lo que resulta en (al igual que una disminución en el % de AD) una mayor disponibilidad de agua en la lámina de escorrentía.

4.4.2 Análisis de la escorrentía e infiltración

Si bien existen desarrollos teóricos generales respecto de los métodos de medición y cálculo de los parámetros necesarios para la modelación de la escorrentía e infiltración superficial del agua en cuencas urbanas con predominio de suelos técnicos (Pedraza, 2007; Fletcher et al., 2013; Amaguchi et al., 2012), no existen similares criterios generales para el caso de cuencas con suelos predominantemente no perturbados, con acentuada variabilidad espacial, ocupados por vegetación también espacial y geoméricamente heterogénea que conforman superficies con propiedades de infiltración y fricción de compleja caracterización (Fiedler y Ramirez, 2000; Dunkerley, 2003; Dunkerley, 2002; Antoine et al., 2011a y 2011b; Mügler et al., 2011). A lo anterior se le suma la limitación de la falta de estaciones de aforo en la región de estudio, justificada por la ausencia de cursos permanentes de agua. Atendiendo a la problemática expuesta las siguientes preguntas de investigación fueron planteadas: (3) **¿La configuración experimental en parcelas resulta adecuada para recrear los fenómenos hidrológicos de escorrentía e infiltración en zonas semiáridas con suelos predominantemente no perturbados?**. (4.a) **¿Son los parámetros y variables hidrológicas validados mediante el MHP adecuados en la representación de los fenómenos de infiltración y escorrentía?**. (4.b) **¿Son dichos parámetros y variables similares a los obtenidos en otros estudios hidrológicos de zonas semiáridas?**

En relación con la pregunta (3) planteada, se debe tener en cuenta que los experimentos de parcelas presentan una serie de limitaciones que han sido consideradas y abordadas en el presente trabajo. En experimentos en parcelas con lluvia natural o simulada, la energía cinética de la lluvia puede modificar el momento y velocidad del flujo de escorrentía superficial. Para tormentas del orden de 10 mm/h (evento común en zonas semiáridas bajo régimen tropical) se han medido rangos de energía cinética de lluvia de 12-22 $\text{Jm}^{-2}\text{mm}^{-1}$ (Rosewell, 1986). Aparte de los efectos potenciales de erosión sobre la microtopografía del suelo, estos rangos de energía cinética se puede esperar que contribuyan al balance de momento de escorrentía superficial.

Los experimentos de parcelas con canales de flujo (Esteves et al., 2000; Dunkerley, 2004) pueden introducir diversos tipos de artefactos. Para evitar los efectos que puedan causar las paredes en la parcela, el relieve del suelo debe ser manipulado con el fin de encauzar el flujo superficial a la parte central del canal de flujo de la parcela. En experimentos de laboratorio con canales de flujo, el suelo natural debe ser transportado lo que conlleva modificaciones en la estructura y condiciones naturales del mismo. Asimismo, los estudios de flujo superficial que utilizan materiales artificiales para simular la superficie del suelo pueden no reproducir las condiciones de campo. Los experimentos en el flujo superficial que implican la medición de la escorrentía a través de una salida requieren modificaciones de la microtopografía del suelo para entregar la escorrentía a la salida. Además, la medición del flujo puede necesitar configuraciones sofisticadas de salida (Wang et al., 2011).

Algunas de las limitaciones potenciales de los estudios sobre el flujo superficial mencionadas anteriormente se abordaron a través de la configuración experimental en este estudio. El rango de W produjo condiciones de flujo superficial en un rango desde relativamente rápido a lento, así como también distintas condiciones de infiltración. Las estimaciones de d^* , v^* , ff y k_{sat} se obtuvieron sin manipulación de la microtopografía de las parcelas de campo; los flujos de escorrentía e infiltración fueron considerados simultáneamente y se estimó el efecto del área de AD.

Atendiendo a las preguntas (4.a y b.), se plantea:

Las CSCH medidas con el método ASTM D 5298-94 (Fig. 4.3.4) en ocho parcelas seleccionadas al azar confirman que las h utilizadas en los modelos correspondientes a cada parcela resultaron comprendidas dentro de los intervalos de confianza ($P \leq 0.05$) de las CSCH experimentales. En este sentido Fredlund et al. (2011), en un estudio de las limitaciones en la estimación de la CSCH, determinaron que el porcentaje de error en la estimación de la succión del suelo resultó menor en suelos arenosos (como es el caso del suelo de la región bajo estudio) y mayor en suelos arcillosos.

Conviene señalar que se observa una cierta variabilidad entre las curvas, lo que indica que no hay un único mecanismo involucrado en los fenómenos observados, debido probablemente a que las muestras inalteradas de suelo contenían distintas concentraciones de raíces, grava, materia orgánica y otros elementos que afectan la relación $\theta-h$. Por ello se han ajustado los datos de cada experimento al mejor modelo empírico para describir la relación $\theta-h$

y generar el mejor modelo que produzca los menores desvíos al cuadrado con respecto a la ecuación de predicción. Debido a que los puntos estimados por el modelo van Genuchten (1980) se encontraron dentro del intervalos de confianza del 95% de cada curva empírica, no se encontró motivo para rechazar su uso en el MHP. En algunos casos el modelo van Genuchten (1980) subestimó h , sobretodo en condiciones cercanas a la saturación (sin embargo se encontraron dentro del intervalo de confianza de la determinación experimental), ello se debe probablemente a que mediante el modelo van Genuchten (1980) se estima la relación $\theta \sim h$ en base a datos texturales y mediante el método ASTM D 5298-94 se mide la relación $\theta \sim h$ que ocurre en cada experimento en condiciones reales en suelo con distintas concentraciones de raíces, grava, materia orgánica y otros elementos.

Las diferencias entre los valores de succión estimados con el método de la norma ASTM D 5298-94 y las estimaciones del MHP pueden atribuirse parcialmente a las modificaciones inevitables de la estructura del suelo, de carácter pedregoso y de estructura friable, que se produjeron durante la manipulación en el laboratorio. Las propiedades de retención de agua pueden ser estimadas si se conocen las propiedades de retención de agua de los elementos gruesos y el suelo (Klute, 1986; Cousin et al., 2003). En este sentido, Bruand et al. (1996) estudió los contenidos de agua en muestras de textura arcillosa, franco-arcillosa, limosa y arenosa, que habían sido alteradas, y los comparó con otro conjunto de muestras con las mismas texturas pero inalteradas. Concluyeron que a pF 2.5 existen valores ligeramente superiores en las muestras alteradas respecto a las inalteradas. Por otra parte, estas ligeras diferencias desaparecen cuando se calculan los contenidos de agua a valores mayores de h . En este estudio los valores de h estimados con el método de la norma ASTM D 5298-94 corresponden a valores comprendidos entre 2.2 a 6.1 pF (Log10 cm.c.d.a), de manera que resultó conveniente obtener muestras de suelo sin alterar.

Como fue estimado a través de números de Fr (Tablas 4.3.2-1 y 4.3.2-2; $Fr < 1$; $\bar{x} = 0.016 \pm 0.004$), las fuerzas de inercia que actuaron sobre los flujos de escorrentía resultaron pequeñas y sobrepasadas en importancia por las gravitatorias. El régimen fue subcrítico, caracterizado por velocidades y pendientes bajas.

Como fue estimado a través de números de Re (Tablas 4.3.2-1 y 4.3.2-2; $Re < 500$ $\bar{x} = 11.78 \pm 4.30$), los flujos fueron laminares. El flujo se caracterizó por mantenerse estacionario y las partículas fluidas se movieron según trayectorias paralelas, formando capas o láminas con una determinada velocidad (Trueba Coronel, 1975).

Los resultados de flujo laminar-subcrítico del presente trabajo (Tablas 4.3.2-1 y 4.3.2-2) concuerdan con los obtenidos por Pan y Shangguan (2006) en un estudio similar. Dichos autores desarrollaron experimentos de simulación de lluvia en laboratorio para estudiar los procesos de producción de escorrentía y sedimentos en parcelas con distintos grados de cobertura de pastizales y SD.

Los valores $d(t)$ y d^* , obtenidos en este estudio (Tablas 4.3.2-1 y 4.3.2-2; $\bar{x} d^* = 2.11 \pm 0.59$), se encuentran en una escala similar a los reportados por Esteves et al. (2000) e

instrumentalmente medidos por Dunkerley (2001) y Pan y Shangguan (2006) en condiciones de laboratorio (Fig. 4.4) y Smith et al. (2011) en condiciones de campo.

A modo de ejemplo se comparan gráficamente los valores de d^* , Re , Fr y ff (Ec. 4.1.5-5) obtenidos en el presente trabajo con las simulaciones de los experimentos en parcelas de campo con distintos porcentajes de cobertura por forma de vida vegetal (y distintos W y pendientes) con los obtenidos por Pan y Shangguan (2006) en parcelas con distinto grado de cobertura por forma de vida vegetal con pendientes ajustadas a 15° e intensidad de lluvia de 100 mm/h (Fig. 4.4).

En estudios de experimentos y simulaciones de flujos de agua a escala de parcela se han utilizado para el cálculo de ff de Darcy-Weisbach tanto la Ec. 4.1.5-3 (Delfs et al., 2009; Thompson et al., 2011; Tatard, et al., 2008; Pan y Shangguan, 2006) como la Ec. 4.1.5-5 (Dunne et al., 1991). Sin embargo, estas ecuaciones (al igual que las de Chezy y Manning) se originaron a partir de estudios unidimensionales sobre el flujo de canales cerrados (tuberías) bajo condiciones muy diferentes a las que se producen con el flujo laminar superficial, y asumen numerosas condiciones restrictivas: el flujo es uniforme, paralelo a la superficie, el ancho de flujo es constante, la rugosidad sobre el perímetro mojado es homogénea y se puede considerar como aleatoria. Ninguna de las condiciones anteriores se cumple en el flujo superficial laminar (Smith et al., 2007). Sin embargo, estas ecuaciones son las más ampliamente utilizadas para el cálculo de la velocidad de flujo en modelos de escurrimiento.

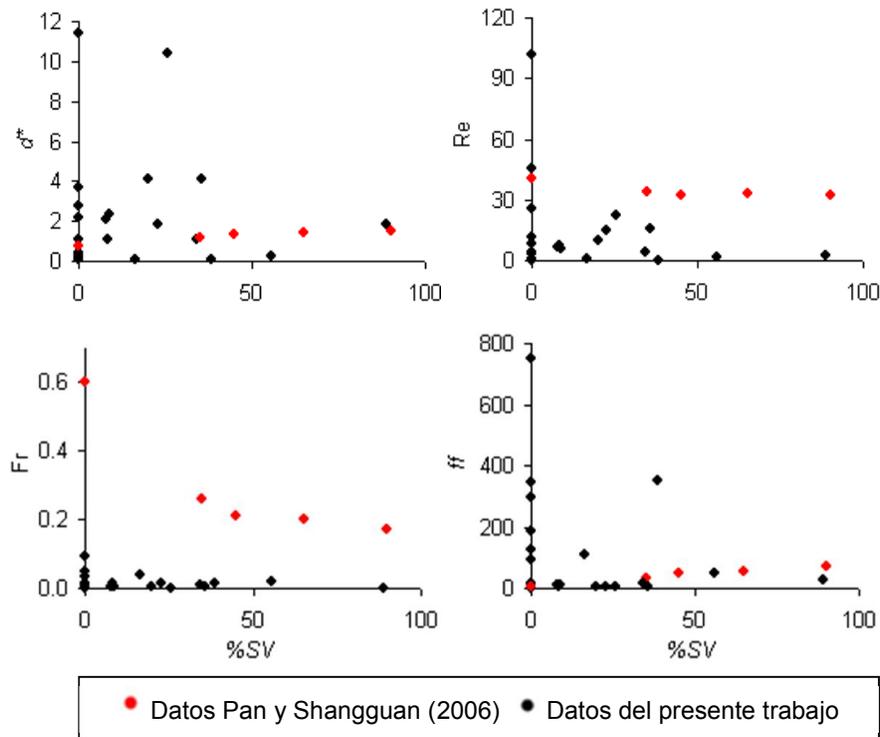


Fig. 4.4. Comparación de valores de promedio de la profundidad de agua de la lámina de escorrentía (d^*), Reynolds (Re), Froude (Fr) y factor de fricción de Darcy-Weisbach (ff)

obtenidos en el presente trabajo en las simulaciones de los experimentos de campo en parcelas con distintos porcentajes de cobertura por forma de vida vegetal con valores obtenidos en laboratorio por Pan y Shangguan (2006).

Se ha demostrado que los ff de Darcy-Weisbach pueden variar en órdenes de magnitud en función de las configuraciones experimentales usadas para generar los flujos superficiales de escorrentía (Parsons et al., 1994). Los resultados de estos autores en estudios de flujo superficial con escorrentía duneana difieren en un orden de magnitud con estudios similares de su mismo grupo de investigación (Abrahams et al., 1987). Algunos ff en nuestro estudio donde predomina el flujo superficial hortoniano son considerablemente más altos que los reportados en los estudios anteriores. En condiciones hortonianas, las velocidades de flujo son considerablemente menores que aquellas que ocurren sobre suelo saturado (condición Dunneana), debido a que la infiltración en condición hortoniana extrae agua del caudal de escorrentía.

4.4.3 Efectos de la cobertura por forma de vida vegetal

Existe una relación particular frecuente en ambientes semiáridos entre la vegetación y la topografía, donde los mínimos topográficos se caracterizan por SD, y altos (montículos) se caracterizan por SV. Estos montículos de SV y zonas circundantes de SD presentan distintas propiedades edáficas. Cabe entonces esperar que se observen interacciones entre la cobertura por forma de vida vegetal y la microtopografía y que éstas se manifiesten en los fenómenos de escorrentía e infiltración. Lo anterior lleva a preguntarse: (5) **¿Las variables y parámetros modelados de los procesos de infiltración y escorrentía de la zona de estudio varían según condición de SD o SV?**

Los parámetros y variables s^* y σ_s presentaron diferencias estadísticamente significativas entre SD y SV debido a las diferencias geo-morfológicas existentes entre dichas condiciones. Estos resultados son consistentes con la estructura espacial de la vegetación en el desierto del Monte de Argentina caracterizada por áreas con cobertura por forma de vida vegetal (parches vegetados sobre montículos) que alternan con áreas de vegetación dispersa o suelo desnudo (depressiones) (Bertiller et al., 2002a; Bisigato y Bertiller, 1997); y que dichos parches y el SD tienen distinta microtopografía y características edáficas que, al igual que en otros ecosistemas, crean heterogeneidad espacial en el agua del suelo (Bertiller et al., 2002b; Bisigato y Bertiller, 2004). Las diferencias encontradas entre s^* y σ_s también sustentan las evidencias encontradas en el capítulo anterior en la ladera de "El Desempeño" mediante las cuales se concluyó que los arbustos se corresponden a rangos de altitud elevados y que los sitios con pastos y escasa cobertura por forma de vida vegetal se encuentran asociados a sitios con menor altitud.

En el presente capítulo el parámetro ff (de la Ec. 4.1.5-3) también presentó diferencias estadísticamente significativas entre SD y SV debido a que esta última condición determina mayor rugosidad de la superficie del suelo, pendiente (como lo indican σ_s y s^*) y densidad

aparente. Al utilizar la Ec. 4.1.5-3, se incorporó el efecto de la topografía a la ff , por lo que las diferencias entre estas en SV y SD resultaron significativas. Sin embargo los valores de ff obtenidos con la Ec. 4.1.5-5 no presentaron diferencias significativas según se tratase de SD o SV por no incorporar el efecto topográfico.

Como se concluyó en el capítulo anterior, distintas superficies que integran las laderas bajo estudio presentaron comportamientos hidrológicos diferentes, siendo las áreas de SV las que presentaron tasas de infiltración más altas y las de SD o escasamente vegetada las más eficientes en la producción de escorrentía potencial. Asimismo, los datos de K_{sat} resultaron mayores en SV en comparación con aquellos medidos en SD debido a la predominancia de infiltración preferencial en SV, lo cual promovió una infiltración a mayor profundidad. Estas condiciones generaron que el parámetro z_f también presentara diferencias estadísticamente significativas en SD y SV, siendo mayor en SV por su característica de mayor infiltrabilidad. La correlación significativa $K_{sat} \sim \%SV$ de la Fig. 4.3.4. (b) resulta consistente con las conclusiones citadas del capítulo anterior y justifica la inclusión del fenómeno de infiltración preferencial en el MHP mediante la Ec. 4.2.1-10. Asimismo, la correlación $z_f \sim W$ de la Fig. 4.3.4 (a) constituye evidencia de infiltración preferencial en SV ya que en condiciones de SD y SV con iguales condiciones de aplicación de agua, z_f resulta significativamente mayor en la última condición.

En relación a los argumentos presentados anteriormente, en los experimentos de Pan y Shangguan, (2006) de simulación de lluvia en laboratorio para estudiar los procesos de producción de escorrentía y sedimentos en parcelas con distintos grados de cobertura de pastizales y SD, los resultados demostraron que los pastizales redujeron significativamente la escorrentía y sedimentos y propiciaron la infiltración.

Dado que la K_{sat} del SD es aproximadamente un orden de magnitud menor que la misma en SV, la aplicación de agua en los suelos de la zona de estudio generó un excedente de agua (en forma de escorrentía) en sitios de SD mucho antes que en SV. Dado que la K_{sat} , y por lo tanto la capacidad de infiltración de los sitios de SV resultó elevada, y en base a los resultados anteriormente mencionados, es esperable que a medida que avance un evento de lluvia las profundidades de la lámina de escorrentía en sitios de SD aumenten hasta alcanzar los sitios de SV para alimentar el flujo de infiltración en dichos sitios a medida que se inundan los montículos. Este aspecto de la infiltración interactiva tiene un efecto significativo sobre la respuesta hidrológica de las zonas semiáridas (Fiedler, 1997).

4.4.6 Consistencia de las relaciones de parámetros y variables hidrológicas con el estado científico hidrológico actual.

Con el objetivo de analizar consistencia de las correlaciones observadas de algunos parámetros obtenidos en la modelación respecto al estado del arte de la hidrología superficial y de la ZSV, se propuso la siguiente pregunta: (6) **¿Cómo son las relaciones a escalas micro y macro de algunas propiedades hidrológicas?**

El incremento del ff de Darcy-Weisbach con el aumento de la turbulencia en el flujo laminar tanto en SD como SV ($ff \sim Re$ de la Fig. 4.3.5-1) refleja un comportamiento estudiado

en la literatura científica (Abrahams et al., 1995; Dunkerley et al., 2001; Järvelä, 2002; Tatard, et al., 2008) que indica que hubo interacción de las condiciones de flujo laminar con la rugosidad de la superficie del terreno y que los elementos sobre la superficie del terreno que actúan como obstáculos (como gravas, hojas de vegetación, mantillo, y demás) fueron grandes en comparación con la profundidad de la lámina de escorrentía. Esta afirmación es coherente con las observaciones visuales llevadas a cabo durante los experimentos donde las delgadas láminas de escorrentía superficial no llegaron a cubrir totalmente las gravas y elementos sobre la superficie del suelo. Según lo investigado experimentalmente por Järvelä (2002), el ff de Darcy-Weisbach puede aumentar o disminuir con un incremento en el número de Re , en función de una serie de parámetros tales como d^* y la naturaleza de los obstáculos. Según lo informado por Abrahams et al. (1995), las interacciones entre ff y las condiciones de flujo son especialmente complejas dependiendo de la presencia de gravas y vegetación. Dunkerley et al. (2001) estudiaron flujos laminares y observaron que éstos presentaron funciones decrecientes de $ff \sim Re$. Determinaron también que no hubo interacción de las condiciones de flujo con la rugosidad de la superficie del terreno y que los elementos de rugosidad (como gravas) eran pequeños con respecto a la profundidad de flujo. Tatard, et al. (2008) obtuvieron relaciones $ff \sim Re$ decrecientes debido a la elevada turbulencia de los flujos con los que trabajaron. Ellos explican que el flujo se vuelve menos sensible a la rugosidad del suelo cuando su turbulencia aumenta. Nearing et al. (1997) también obtuvieron relaciones $ff \sim Re$ decrecientes en sus estudios, argumentando que no hubo interacción de las condiciones de flujo con la rugosidad de la superficie del terreno y que los elementos de rugosidad (como gravas) eran pequeños con respecto a la profundidad de flujo.

Si bien el término C de la relación $C \sim Fr$ de la Fig. 4.3.5-2 es similar a la constante de fricción Chezy, difiere de este último debido a la sustitución de v por W en la Ec. 4.2.1-9. Sin embargo, C es de hecho un descriptor de fricción como se confirma por su marcada correlación con el número de Fr (Fig. 4.3.5-2). Dicha correlación refleja que la fricción fue mayor en aquellas parcelas que recibieron más flujo de entrada de agua, lo cual produjo una mayor fuerza inercial de la lámina de escorrentía (mayor masa o aceleración) respecto a la gravitatoria.

Los resultados presentados mediante las relaciones intra-parcelarias de $SD \sim AD \sim \zeta$ (Fig. 4.3.5-3) indican que el efecto de las áreas de AD en el flujo superficial (según se estimó mediante el coeficiente de escorrentía ζ) es más complejo de lo previsible a partir de considerar aquellas como áreas de almacenamiento pasivo y transitorio de agua. El efecto de las zonas de AD es consecuencia de diversos balances transitorios de entrada de agua, flujo superficial de escorrentía e infiltración. Esta idea es consistente con los resultados de las relaciones de serie de tiempo $AD \sim \zeta$ de las parcelas de SD , que son predominantemente crecientes en parcelas con bajas tasas de flujo de agua y decrecientes en parcelas con altas tasas de flujo de agua. En la explicación de estas tendencias, se debe considerar que, después de la iniciación de una entrada de agua elevada (P02, 03, 04, 05, 22 y 24), las zonas de AD se llenan antes de que la capa superior del suelo alcance la saturación. Esto se refleja en valores finales z , medidos poco

profundos (25.43 ± 2.92 mm). El efecto de AD en el flujo de escorrentía superficial se aproxima al de un almacenamiento pasivo (en la participación de la infiltración saturada) y resulta en la disminución de las relaciones AD- ζ . En los casos de las parcelas que recibieron bajas tasas de flujo de agua durante períodos más prolongados (P07, 08, 10, 12, 13, 16 y 18) la entrada de agua se encuentra más equilibrada por la infiltración saturada en zonas de AD. En estas parcelas se observaron valores z_f medidos más profundos (47.19 ± 3.92 mm). Una vez que la zona superficial del suelo debajo las áreas de AD se satura, la infiltración en dichas zonas disminuye alcanzando una tasa baja y constante (Mao et al., 2008; Wooding, 1968; Císlerová et al, 1988) y el caudal de escorrentía aumenta a medida que aumenta el AD. La significancia de estas correlaciones sólo en casos de SD probablemente se deba a que las leyes hidrodinámicas tienden a observarse más claramente en SD debido a la mayor complejidad e infiltración preferencial existente en SV.

Una relación intra-parcelaria similar y consistente con la explicación anteriormente presentada es (AD- ζ) $\sim v^*$ de la Fig. 4.3.5-4. Dicha correlación (negativa y sólo significativa en casos de SD) añade explicación a las correlaciones AD $\sim \zeta$ intra-parcelarias (Fig. 4.3.5-3) explorando la correlación de éstas a escala inter-parcelaria. Mediante el análisis en esta última escala, se añadió que las correlaciones AD $\sim \zeta$ no solo se discriminan en positivas o negativas, sino que su comportamiento es descripto significativamente ($P < 0.00001$) por la velocidad de la lámina de agua mediante una curva decreciente.

4.5 Conclusiones

Mediante el presente trabajo se desarrolló un estudio de las propiedades hidrológicas de los flujos de escorrentía superficial e infiltración y sus relaciones e interacciones dinámicas en condiciones de campo sin perturbar la microtopografía a escala intra (1m^2) e inter-parcelaria (4800 m).

Respecto a las preguntas de investigación planteadas, se concluye:

¿Es el MHP desarrollado adecuado para simular los experimentos de parcela en la zona de estudio?

Si, el MHP resultó adecuado para simular los flujos de infiltración saturada y no saturada y escorrentía de flujo laminar, así como parámetros como Fr, d^* , ff , Re, v^* y AD. Las estimaciones de los flujos de infiltración saturada y no saturada y escorrentía de flujo laminar debido a las variaciones de los parámetros de infiltración y la microtopografía se obtuvieron sin manipulación de la microtopografía de las parcelas de campo; los flujos de escorrentía e infiltración fueron considerados simultáneamente y se estimó el efecto del área de AD. Asimismo, no se encontraron evidencias para rechazar la hipótesis implícita de correspondencia de AD con una lámina de agua encharcada que alimenta un flujo de infiltración saturada.

Los resultados de la modelación satisfacen los criterios de validación basados en $A(t)$, AD, v^* , θ_{fin} , s^* , z_f y $h \sim \theta v$.

¿El MHP empleado es consistente en términos de balance de masa?

Se analizaron varias correlaciones significativas que evidenciaron que el MHP es consistente en términos de balance de masa.

¿La configuración experimental en parcelas resulta adecuada para recrear los fenómenos hidrológicos de escorrentía e infiltración en zonas semiáridas con suelos predominantemente no perturbados?

Algunas de las limitaciones potenciales de los estudios sobre el flujo superficial mencionadas en la literatura se abordaron a través de la configuración experimental en este estudio, el cual generó estimaciones hidrológicas de escorrentía e infiltración sin manipulación de la microtopografía y la ZSV de las parcelas de campo. La configuración experimental y la metodología desarrollada resultaron adecuadas para capturar el borde de la depresión que se encharcó y alimentó el flujo de infiltración saturada.

¿Son las variables y parámetros hidrológicos obtenidos por modelación adecuados en la representación de los fenómenos de infiltración y escorrentía?. ¿Dichos parámetros son similares a los obtenidos en otros estudios hidrológicos de zonas semiáridas?

Los parámetros y variables hidrológicas obtenidos por modelación resultaron consistentes con los obtenidos en otros trabajos de características similares, y por ende adecuados en la representación de los fenómenos de infiltración y escorrentía. Los parámetros y variables hidrológicas analizados y comparados fueron: la correlación $h \sim \theta v$, los números de Fr y Re, los valores d^* y ff .

¿Las variables y parámetros modelados de los procesos de infiltración y escorrentía de la zona de estudio varían según condición de SD o SV?

Los parámetros s^* y σ_s presentaron diferencias estadísticamente significativas entre SD y SV debido a las diferencias geo-morfológicas encontradas entre dichas condiciones. z_f también presentó diferencias significativas en SD y SV debido a las diferentes condiciones dinámicas del flujo de agua derivado por las diferentes condiciones geo-morfológicas previamente citadas. Además, el parámetro ff también presentó diferencias estadísticamente significativas entre SD y SV debido a que ésta última condición presenta mayor rugosidad de la superficie del suelo y los elementos como gravas, hojas de vegetación, mantillo (como lo indica σ_s). Los datos de K_{sat} resultaron mayores en SV en comparación con aquellos en SD debido a la predominancia de infiltración preferencial en SV, lo cual promovió una infiltración a mayor profundidad.

¿Cómo son las relaciones a escalas micro y macro de algunos parámetros y variables hidrológicas?

Todas las relaciones analizadas intra e inter-parcelarias resultaron consistentes con el estado del arte de la hidrología superficial y la ZSV.

4.6 Bibliografía

Abrahams A. D. 1987. Hydraulic processes in the formation of debris slopes in the mojave desert, california. *Processus Et Mesure De l'Erosion*. 25e UGI, Paris, 1984. pp 187-198.

- Abrahams A. D., Parsons A. J., Luk S. 1990. Field experiments on the resistance to overland flow on desert hillslopes. *Erosion, Transport and Deposition Processes*, En: Proceedings of the Jerusalem Workshop, Jerusalem, March-April 1990, IAHS Publ. no. 189.
- Abrahams A. D., Parsons A. J., Wainwright J. 1995. Controls and determination of resistance to overland flow on semiarid hillslopes, walnut gulch. *Journal of Soil & Water Conservation*. 50(5), 457-460.
- Aguiar M. R., Sala O. E. 1999. Patch structure, dynamics and implications for the functioning of arid ecosystems. *Trends in Ecology and Evolution*. 14, 273-277.
- Amaguchi H., Kawamura A., Olsson J., Takasaki T. 2012. Development and testing of a distributed urban storm runoff event model with a vector-based catchment delineation. *J. Hydrol.* 14(205–215),420-421.
- Antoine M. 2010. Overland flow connectivity: Theory and application at the interrill scale. PhD Thesis. Universite catholique de Louvain, Belgium.
- Antoine M., Chalon C., Darboux F., Javaux M., Bielders C. 2011a. Estimating changes in effective values of surface detention, depression storage and friction factor at the interrill scale, using a cheap and fast method to mold the soil surface microtopography. *Catena*. 91, 10-20.
- Antoine M., Javaux M., Bielders C. 2009. What indicators can capture runoff-relevant connectivity properties of the micro-topography at the plot scale?. *Adv. Water Resour.* 32(8), 1297-1310.
- Antoine M., Javaux M., Bielders C. 2011b. Integrating subgrid connectivity properties of the micro-topography in distributed runoff models, at the interrill scale. *J. Hydrol.* 403(3-4), 213-223.
- Appels W. M., Bogaart P. W., van der Zee S. E. 2011. Influence of spatial variations of microtopography and infiltration on surface runoff and field scale hydrological connectivity. *Adv. Water Resour.* 34(2), 303-313.
- Ares J. O., del Valle H. F., Bisigato A. 2003. Detection of process-related changes in plant patterns at extended spatial scales during early dryland desertification, *Glob. Change Biol.* 9, 1643-1659.
- Belsky A. J., Mwangi S. M., Amondson R. G., Duxbury J. M., Ali A.R. 1993. Comparative effects of isolated trees on their undercanopy environments in high and low rainfall savannas. *J. Appl. Ecol.* 30, 143–155.
- Bergkamp G., Cammeraat L. H., Martinez-Fernandez J. 1996. Water movement and vegetation patterns on shrubland and an abandoned field in two desertification threatened areas in Spain. *Earth Surf. Process. Landf.* 21, 1073–1090.
- Bertiller M. B., Ares J., Bisigato A. 2002a. Multiscale indicators of land degradation in the Patagonian Monte, Argentina. *Environmental Management*. 30, 704–715.
- Bertiller M. B., Sain C. L., Bisigato A. J., Coronato F. R., Ares J. O., Graff, P. 2002b. Spatial sex segregation in the dioecious grass *Poa ligularis* in northern Patagonia: the role of environmental patchiness. *Biodiversity and Conservation*. 11, 69–84.
- Biemelt D., Schappa A., Kleeberg A., Grünewald U. 2005. Overland flow, erosion, and related phosphorus and iron fluxes at plot scale: a case study from a non-vegetated lignite mining dump in Lusatia. *Geoderma*. 129, 4-18.
- Bisigato A. J., Bertiller M. B. 1997. Grazing effects on patchy dryland vegetation in northern Patagonia. *J. Arid Environ.* 36, 1-14.
- Bisigato A. J., Bertiller M. B. 2004. Temporal and micro-spatial patterning of seedling establishment. Consequences for patch dynamics in the southern Monte, Argentina. *Plant Ecology*. 174, 235–246.
- Blackburn W. H. 1975. Factors influencing infiltration and sediment production of semi-arid rangelands in Nevada. *Water Resour. Res.* 11(6), 929–937.
- Borgogno F., D’Odorico P., Laio F., Ridolfi L. 2009. Mathematical models of vegetation pattern formation in ecohydrology. *Rev. Geophys.* 36, doi:10.1029/2007RG000256.
- Bracken L. J., Croke J. 2007. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrol. Process.* 21, 1749-1763.
- Bromley J., Brouwer J., Barker A. P., Gaze S. R., Valentin C. 1997. The role of surface water redistribution in an area of patterned vegetation in a semi-arid environment, south-west Niger. *J. Hydrol.* 198, 1-29.
- Brooks R.J., Corey A.T. 1964. Hydraulic properties of porous media, *Hydrol. Pap.* 3, Colo. State Univ., Fort Collins.
- Bryan R. B. 2000. Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology*. 32, 385–415.
- Buckingham E. 1907. Studies on the movement of soil moisture. Bureau of Soils Bulletin No. 38, USDA. p. 1–61
- Buttle J. M., Dillon P. J., Eerkes G. R. 2004. Hydrologic coupling of slopes, riparian zones and streams: an example from the Canadian Shield. *J. Hydrol.* 287, 161–177.
- Chow V. T. 1959. *Open-Chanel Hydraulics*. New York: McGraw-Hill Book Co., Inc.
- Chu X., Yang J., Chi Y., Zhang J. 2013. Dynamic puddle delineation and modeling of puddle to-puddle filling-spilling-merging-splitting overland flow processes. *Water Resource Research*. 49(6), doi:10.1002/wrcr.20286.
- Císlerová M., Šimůnek J., Voge T. 1988. Changes of steady-state infiltration rates in recurrent ponding infiltration experiments. *J. Hydrol.* 104, 1–16

Cap. 4: Modelación de infiltración y escorrentía.

- Darboux F., Davy Ph., Gascuel-Oudoux C., Huang C. 2001. Evolution of soil surface roughness and flowpath connectivity in overland flow experiments. *Catena*. 46, 125-139.
- Darcy H. 1856. *Historie des fontaines publiques de Dijon*. Paris: Dalmont. 590-594 (de Fredlund y Rahardjo, 1993).
- Delfs J. O., Park C. H., Kolditz O. 2009. A sensitivity analysis of Hortonian flow. *Advances in Water Resources*. 32, 1386-1395.
- Descroix L., Viramontes D., Estrada J., Barrios J. L. G., Asseline J. 2007. Investigating the spatial and temporal boundaries of Hortonian and Hewlettian runoff in northern Mexico. *J. Hydrol.* 346(3-4), 144-158.
- Dunkerley D. L. 2001. Estimating the mean speed of laminar overland flow using dye-injection-Uncertainty on rough surfaces. *Earth Surf. Proc. Land*. 26, 363-374.
- Dunkerley D. L. 2002. Infiltration rates and soil moisture in a groved mulga community near Alice Springs, arid central Australia: evidence for complex internal rainwater redistribution in a runoff-runon landscape. *J. Arid Environ.* 51, 199-219.
- Dunkerley D. L. 2003. Determining friction coefficients for interrill flows. The significance of flow filaments for interrill flows. *Earth Surf. Proc. Land*. 28, 475-491.
- Dunkerley D. L. 2004. Flow threads in surface run-off: implications for the assessment of flow properties and friction coefficients in soil erosion and hydraulics investigations *Earth Surf. Proc. Land*. 29(8), 1011-1026.
- Dunkerley D. L., Domelow P., Tooth D. 2001. Frictional retardation of laminar flow by plant litter and surface stones on dryland surfaces: A laboratory study. *Water Resour. Res.* 37, 1417-1423.
- Dunne T., Zhang W., Aubry B. F. 1991. Effects of rainfall, vegetation and microtopography on infiltration and runoff. *Water Resour. Res.* 27, 2271-2285.
- Emmett W. W. 1970. The hydraulics of overland flow on hillslopes. *U. S. Geol. Prof. Pap.* pp 662-664.
- Esteves M., Faucher X., Galle S., Vauclin M. 2000. Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain: numerical results versus observed values. *J. Hydrol.* 228, 265-282.
- Ewen J. 2011. Hydrograph matching method for measuring model performance. *J. Hydrol.* 408, 178-187.
- Fiedler F. R. 1997. Hydrodynamic simulation of overland flow with spatially variable infiltration and microtopography', presentación de doctorado, Colorado State University.
- Fiedler F. R., Ramirez J. A. 2000. A numerical method for simulating discontinuous shallow flow over an infiltrating surface. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*. 32, 219-240.
- Fletcher T. D., Andrieu H., Hamel P. 2013. Understanding, management and modelling of urban hydrology and its consequences for receiving waters: A state of the art. *Advances in Water Resources*. 51, 261-279.
- Fredlund D. G., Sheng D., Zhao J. 2011. Estimation of soil suction from the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*. 48(2), 186-198.
- Gardner W. R. 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 85, 228-232.
- Gong J. G., Jia Y. W., Zhou Z. H., Wang Y., Wang W. L., Peng H. 2011. An experimental study on dynamic processes of ephemeral gully erosion in loess landscapes. *Geomorphology*. 125, 203-213.
- Govers G., Takken I., Helming K. 2000. Soil roughness and overland flow. *Agronomie* 20, 131-146.
- Gowdich L., Muñoz-Cárpena R. 2009. An Improved Green-Ampt Infiltration and Redistribution Method for Uneven Multistorm Series. *Vadose Zone J.* 8, 470-479.
- Green W. H., Ampt G. A. 1911. Studies on soil physics: 1. the flow of air and water through the soils, *J. Agr. Sci.* 4, 1-24.
- Hansen B. 2000. Estimation of surface runoff and water-covered area during filling of surface micro relief depressions. *Hydrol. Process.* 14, 1235-1243.
- Hessel R., Jetten V., Guanghui Z. 2003. Estimating Manning's n for steep slopes. *Catena*. 54, 77-91.
- Horton R. E., Leach H. R., Van Vliet R. 1934. Laminar sheetflow. *Am. Geophys. Union Trans.* 2, 393-404.
- Järvelä J. 2002. Flow resistance of flexible and stiff vegetation: a flume study with natural plants. *J. Hydrol.* 269 (1-2), 44-54.
- Köhne J. M., Köhne S., Šimunek J. 2009. A review of model applications for structured soils: a) Water flow and tracer transport. *Journal of Contaminant Hydrology*. 104, 4-35.
- Lane K. S., Washburn S. E., 1946. Capillary tests by capillimeter and by soil filled tubes. *Proceeding of Highway Research Board*. 26, 460-473.
- Lehmann P., Hinz C., McGrath G., Tromp-van Meerveld H. J., McDonnell J. J. 2007. Rainfall threshold for hillslope outflow: An emergent property of flow pathway connectivity, *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11(2), 1047-1063.
- Leonard J., Esteves M., Perrier E., de Marsily G. 1999. A spatialized overland flow approach for the modelling of large macropores influence on water infiltration. *International Workshop of EurAgEng's Field of Interest on Soil and Water*, Leuven. pp. 313-322.
- Li G. 2009. Preliminary study of the interference of surface objects and rainfall in overland flow resistance. *Catena*. 78, 154-158.
- Li X., Contreras S., Solé-Benet A., Cantón Y., Domingo F., Lázaro R., Lin H., Van Wesemael B., Puigdefábregas J. 2011. Controls of infiltration-runoff processes in Mediterranean karst rangelands in SE Spain. *Catena*. 86, 98-109.

- Lipsius K., Mooney S. J. 2006. Using image analysis of tracer staining to examine the infiltration patterns in a water repellent contaminated sandy soil. *Geoderma*. 136, 865–875.
- Lu N., Likos W. J. 2004. Rate of capillary rise in soil. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, ASCE*. 130(6), 646–655.
- Lv H. X., Pei G. X., Yang L. X. 2002. *Hydraulic*. China Agriculture Press, Beijing.
- Mengistu B., Defersha A., Melesse M. 2012. Field-scale investigation of the effect of land use on sediment yield and runoff using runoff plot data and models in the Mara River basin, Kenya. *Catena*. 89, 54–64.
- Mügler C., Planchón O., Patin J., Weill S., Silvera N., Richard P., Mouche E. 2011. Comparison of roughness models to simulate overland flow and tracer transport experiments under simulated rainfall at plot scale. *J. Hydrol.* 402, 25–40.
- Noy-Meir I. 1979. Structure and function of desert ecosystems, *Isr. J. Bot.* 28(1), 1–19.
- Ohrstrom P., Persson M., Albergel J., Zante P., Nasri S., Berndtsson R., Olsson J. 2002. Field-scale variation of preferential flow as indicated from dye coverage. *J. Hydrol.* 257, 164–173.
- Pan C., Shangguan Z. 2006. Runoff hydraulic characteristics and sediment generation in sloped grassplots under simulated rainfall conditions. *J. Hydrol.* 331, 178–185.
- Parsons A. J., Abrahams A. D., Luk S. H. 1990. Hydraulics of interrill overland flow on a semi-arid hillslope. southern Arizona, *J. Hydrol.* 117, 255–273.
- Pedraza R. A. 2007. Efectos de escala sobre la simulación del flujo de agua superficial en áreas urbanas usando modelos basados en la onda cinemática. Presentación de doctorado. UNC, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Córdoba.
- Phelps H. O. 1975. Shallow laminar flows over rough granular surfaces. *Am. Soc. Civ. Eng., Proc.* 101, 367–384.
- Radcliffe D. R., Simunek J. 2010. *Soil Physics with HYDRUS: Modeling and Applications*, CRC Press, New York.
- Rawls W. J., Ahuja L. R., Brakensiek D., Shirmohammadi A. 1992. Infiltration and soil water movement. En: Maidment D. R. (Ed) *Handbook of hydrology*. pp. 5.1-5.51.
- Reaney S. M. 2008. The use of agent based modelling techniques in hydrology: determining the spatial and temporal origin of channel flow in semi-arid catchments. *Earth Surf. Proc. Land*. 33, 317–327.
- Savat J. 1977. The hydraulics of sheet flow on a smooth surface and the effect of simulated rainfall. *Earth Surf. Proc. Land*. 2, 125–140.
- Schröder A. 2000. WEPP, EUROSEM, E-2D results of application at the plot scale, in: *Soil Erosion-Application of Physically Based Models*, Schmidt, J., Berlin, Heidelberg, New York. pp 199–250.
- Sillers W.S., Fredlund D.L., Zakerzadeh N. 2001. Mathematical attributes of some soil-water characteristic curve models. En: Toll D. (Ed.). *Unsaturated soil concepts and their application in geotechnical practice*. Kluwer Academic, The Netherlands. 243–283.
- Smith M. W., Cox N. J., Bracken L. J. 2007. Applying flow resistance equations to overland flows. *Prog. Phys. Geog.* 31, 363–387.
- Smith M. W., Cox N. J., Bracken L. J. 2011. Modeling depth distributions of overland flows. *Geomorphology*. 125, 402–413
- Tatard L., Planchón O., Wainwright G., Nord J., Favis-Mortlock D., Silvera N., Ribolzi O., Esteves M., Huang C.H. 2008. Measurement and modelling of high-resolution flow-velocity data under simulated rainfall on a low-slope sandy soil. *J. Hydrol.* 348, 1–12.
- Thompson S. E., Katul G., Konings A., Ridolfi L. 2011. Unsteady overland flow on flat surfaces induced by spatial permeability contrasts. *Adv. Water Resour.* 34, 1049–1058.
- Thompson S. E., Katul G., Porporato A. 2010. Role of microtopography in rainfall-runoff partitioning: An analysis using idealized geometry. *Water Resour. Res.* 46, doi:10.1029/2009WR008835.
- Topp G. C., Ferré P. A. 2002. Thermogravimetric determinations using convective oven-drying, pp. 422–424. In: J.H. Dane and G.C. Topp (eds) *Methods of soil analysis. part 4, physical methods*. Soil Science Society of America, Inc., Madison.
- Trueba Coronel T. 1975. *Hidráulica*. Campaña editorial Continental, 13a. ed. México. 340 pp.
- van Genuchten M. Th. 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892–898.
- van Schaik N. L. 2009. Spatial variability of infiltration patterns related to site characteristics in a semi-arid watershed. *Catena*. 78, 36–47.
- Wang J., Yang H., Gourley J., Sadiq I. K., Yilmaz K., Adler R., Policelli F., Habib S., Irwin D., Limaye A., Korme T., Okello L. 2011. The coupled routing and excess storage (CREST) distributed hydrological model. *Hydrological Sciences Journal*. 56, 1, 84–98.
- Warrick A. W., Serihun D., Sanchez C. A. Furman A. 2005. Infiltration under Variable Ponding Depths of Water. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 131, 358–363.
- Weiler M., Naef F. 2003. Simulating surface and subsurface initiation of macropore flow. *J. Hydrol.* 273, 139–154.
- Weill S., Mazzia A., Putti M., Paniconi C. 2011. Coupling water flow and solute transport into a physically-based surface–subsurface hydrological model. *Adv. Water Resour.* 34, 128–136.
- Wooding R. A. 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.* 4, 1259–1273.

CAPÍTULO 5: Aplicación a un sistema de análisis y pronósticos de eficiencia en sistemas de riego superficial automatizado en la región del Monte Patagónico.

5.0 Objetivos

El presente capítulo es pertinente al objetivo de desarrollar una aplicación mediante los elementos teóricos y experimentales originales desarrollados en los capítulos anteriores; por ello se han planteado objetivos en vez de preguntas de investigación. El objetivo general del capítulo es desarrollar un sistema de análisis y pronóstico de eficiencia de riego superficial automatizado a fin de diseñar la programación de eventos de riego en sistemas de pre-emergencia y/o pre-siembra en ambientes semiáridos. Este objetivo se abordó mediante la aplicación de la información de campo obtenida con los estudios a distintas escalas descriptos en los capítulos 2 y 4 y la aplicación de un modelo hidrológico espacialmente distribuido pre-existente que fue adaptado convenientemente a esta aplicación.

Los objetivos específicos son:

- (1) Calibrar un modelo hidrológico espacialmente distribuido en base a los datos de los experimentos de campo.
- (2) Desarrollar un sistema de análisis y pronósticos de eficiencia en sistemas de riego superficial automatizado.
- (3) Analizar los efectos de las condiciones de contorno (humedad antecedente y pendiente general del terreno) y factores de manejo (que definen la intensidad de riego) sobre el flujo superficial y de infiltración en escenarios de riego por aspersión de avance frontal.
- (4) Evaluar las eficiencias de irrigación en escenarios de riego por aspersión de avance frontal.

5.1 Introducción

5.1.1 Riego

“El riego es la aplicación artificial del agua al perfil del suelo, en cantidades y oportunidades adecuadas, para proporcionar condiciones óptimas de humedad para el normal desarrollo del cultivo y producir cosechas rentables en el menor tiempo posible con el mínimo de sacrificio humano” (Soto Hoyos, 2002). El riego es una tecnología que se basa en los principios matemáticos e hidráulicos tanto para el transporte, como para aplicar el agua en cantidad y oportunidad exacta, además relaciona conceptos, variables e hipótesis demostrables, sustentados en el conocimiento científico validado.

El riego es una práctica cada vez más importante para la agricultura sostenible en las regiones áridas y semiáridas del mundo, por otra parte, la expansión de la agricultura de regadío ha aumentado en gran medida la productividad agrícola, la estabilidad y la diversificación en las zonas semiáridas (Causapé et al, 2004). Sin un tratamiento adecuado, la agricultura de regadío puede ser perjudicial para el medio ambiente y pone en peligro la sostenibilidad del sistema productivo agrícola (Fernández-Cirelli et al., 2009). En la mayoría de los países la demanda

agrícola de agua oscila entre 40% a 80% del consumo total de agua, esto da una idea de la dimensión de la importancia de la irrigación (Bazzani, 2005). Debido a estas razones, los esfuerzos para maximizar la eficiencia de riego deberán aumentar para regar la misma superficie de tierra con menos agua.

Los métodos de irrigación pueden afectar el régimen de agua en la zona de raíces del suelo y su distribución uniforme en el campo, produciendo efectos significativos en el rendimiento del cultivo (Warrick and Gardner, 1983). La elección del tipo de riego a aplicar depende, entre otros criterios, de la profundidad de las raíces debido a que condiciona la profundidad de suelo que se necesita humedecer. Con el riego se pretende priorizar la zona en donde está el mayor porcentaje de raíces según el patrón de absorción de humedad del suelo por la planta (Soto Hoyos, 2002).

Los sistemas de riego como el riego por aspersión, por goteo y por inundación se pueden automatizar fácilmente, por lo que estos sistemas pueden reducir los costes laborales relacionados con el riego (Morvant et al., 1997; Uva et al., 1998).

Entre los diferentes sistemas automatizados utilizados para la irrigación, el sistema de riego por aspersión es uno de los métodos más populares para alcanzar altas eficiencias de aplicación (McLean et al., 2000). El sistema puede operar en terreno relativamente rugoso (Ben-Hur, 1994) y permite aplicar láminas de agua de profundidad variable en forma de lluvia mediante dispositivos de emisión denominados aspersores (Soto Hoyos, 2002).

Entre los equipos de riego por aspersión de movimiento continuo existen dos tipos principales, el pivot (avance radial) y el lateral móvil (avance frontal). Un equipo de avance frontal o movimiento lateral es una máquina de riego automatizada que consiste de una tubería principal soportada por un número de torres autopropulsadas, donde la unidad entera se mueve en forma tal que la tubería permanece generalmente en una línea recta, atravesando el campo en camino recto e irrigando un área rectangular; el agua puede ser suministrada a la máquina en cualquier punto a lo largo de la cañería y es distribuida por los aspersores localizados a lo largo de la tubería (ISO/DIS 11545, 2007).

5.1.2 Riego en Argentina y la región del Monte Patagónico

La superficie efectivamente regada en Argentina es de 1355601 ha y representa el 4% de la superficie implantada del país. El 70% del área regada del país se riega por escurrimiento superficial, el 21% por aspersión y el 9% por otros métodos (INDEC, 2002).

Zappi (2013. com. pers.) sostiene que Argentina tiene recursos para irrigar alrededor de 16 millones de hectáreas y actualmente se irrigan cultivos de maíz, trigo, soja, algodón y pasturas con equipos de riego por aspersión de avance frontal, como los utilizados en Liag Argentina (provincia de Salta), Eurnekian, La Surpina y Don Panos (provincia de Chaco) (Fig. 5.1.2-1).

La provincia de Chubut cuenta con 42310 ha totales de explotaciones agropecuarias que se encuentran implantadas (Fig. 5.1.2-2). De las cuales 1075 corresponden a cultivos anuales, 776

a perennes, 1044 a forrajeras anuales, 17774 a forrajeras perennes y 20397 a bosques y/o montes (INDEC, 2002).

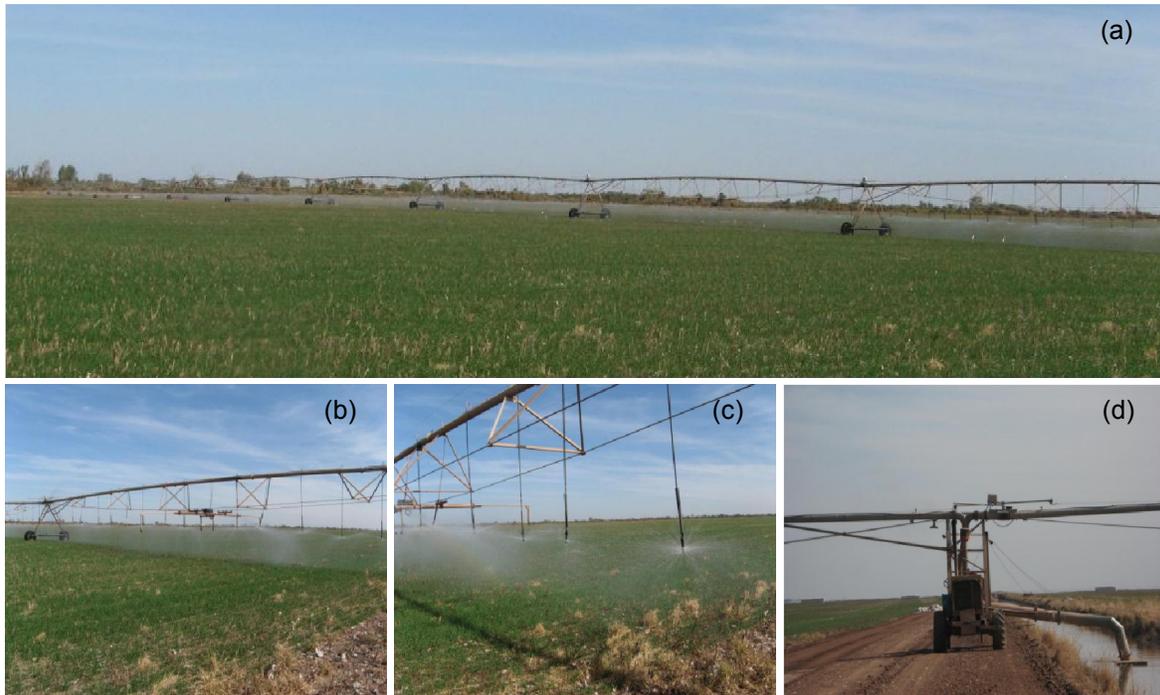


Fig. 5.1.2-1. (a) Sistema de riego por aspersión de avance frontal en Talavera, Salta. (b) Barra soporte de riego con sus torres móviles, (c) aspersores y (d) máquina autopropulsada con el equipo de bomba y canal abierto de alimentación de agua. Fotos cortesía A. Zappi.

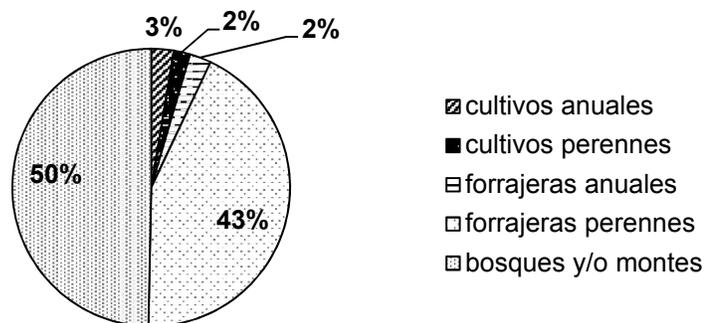


Fig. 5.1.2-2. Superficie (hectáreas) de explotaciones agropecuarias en la provincia de Chubut (INDEC, 2002).

En cuanto a la superficie efectivamente regada en la provincia de Chubut (Fig. 5.1.2-3), 17499 ha son regadas por escurrimiento superficial, 403 por aspersión, 148 por goteo, 1 por microaspersión y 104 por otros métodos de riego localizado.

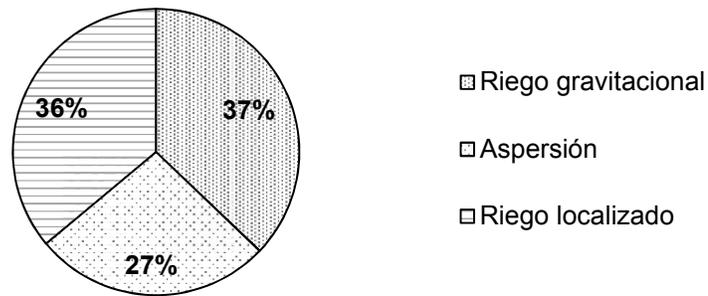


Fig. 5.1.2-3. Superficie (hectáreas) regadas en la provincia de Chubut (INDEC, 2002).

5.1.3 Análisis para mejorar la eficiencia del uso del agua en sistemas de riego

La tecnología de riego se encuentra muy ligada al entorno climático y edáfico donde se desarrolla, por lo que no siempre es directamente extrapolable de unas regiones a otras. Las técnicas de riego han evolucionado para dar soluciones a los problemas del conocimiento de las necesidades de agua de los cultivos, a la respuesta de éstos al riego y al desarrollo de sistemas de riego con alta uniformidad y eficiencia en el reparto del agua, dándose cada vez más importancia al impacto ambiental del uso del agua para que ésta sea una actividad sostenible (Nin, 2008).

Mejorar la sostenibilidad de los sistemas de riego requiere una adecuada comprensión de los resultados y eficiencias que se pueden lograr en condiciones ambientales de contorno y factores de manejo del riego. Dabach et al. (2013) desarrollaron un conjunto de relaciones para maximizar la eficiencia del uso del agua de riego por goteo mediante la optimización de las intensidades de riego. Los autores simularon la infiltración del agua, su redistribución y la absorción por parte de las raíces del cultivo bajo el riego mediante el modelo HYDRUS 2D/3D, compararon estos resultados con datos experimentales, y optimizaron los umbrales de riego y las cantidades de agua aplicadas en un episodio de riego para aumentar la eficiencia del uso del agua. Sin embargo, debido a que el riego por goteo generalmente no genera flujo superficial de agua, este modelo no lo incorporó en su análisis.

En la ingeniería de riego, la infiltración es uno de los procesos más críticos para controlar la uniformidad y la eficiencia de riego (Rashidi y Seyfi 2007; Walker et al. 2006). La infiltración es un proceso dinámico fundamental en los eventos de riego para ser considerado en el diseño, programación y la optimización y gestión de sistemas de riego (Rao et al. 2006) debido a que controla el reparto de agua, la formación de flujo superficial y su redistribución en los suelos (Moore et al., 1981). Según Silva (2007), es necesario tener un buen conocimiento de las características de infiltración del suelo en el diseño y la gestión de los sistemas de riego.

Rodríguez y Martos (2010) desarrollaron una herramienta de software para la estimación de los valores de campo de parámetros de infiltración (coeficiente de Kostiakov) y rugosidad (coeficiente de Manning) de eventos de riego superficial.

Armando et al. (2011) evaluaron tasas de aplicación de agua de aspersores para su utilización en la programación de riego en sistemas de pivotes centrales o sistemas de avance frontal. Los autores afirman que el desarrollo de estudios de tasas de aplicación de agua de aspersores es cada vez más importante para el riego de precisión, ya que permite la optimización de la gestión de sitio específico y su objetivo es reducir tanto el uso de agua para un nivel de producción o incrementar los actuales niveles de producción con los mismos niveles de consumo de agua.

Un componente a tener en cuenta en la planificación del riego es la duración de turno de riego o tiempo que tarda la barra soporte en recorrer el campo. Cuanto mayor sea la duración de turno de riego, más agua podrá ser infiltrada en el perfil del suelo; sin embargo, esto generará mayores costos en cuanto a combustible utilizado por la máquina autopropulsada, costos de mano de obra del operario que supervisa el sistema y gastos de electricidad del equipo de bomba de succión de agua proveniente del canal abierto.

La uniformidad del riego es otro objetivo central del diseño del sistema de riego por aspersión (Keller y Bliesner 2000). Existen muchos factores que afectan a la uniformidad de riego por aspersión, entre ellos el sistema de aspersores, las condiciones climáticas y prácticas de manejo del campo (Zhang et al., 2013). Valores bajos de coeficientes de uniformidad de la distribución de la profundidad del agua en el suelo al final de la duración de turno de riego (CU) a menudo indican una combinación incorrecta del número, tamaño y/o espaciado de aspersores (Tarjuelo et al. 1992).

El conocimiento de los factores que influyen en la distribución del agua y la eficiencia de riego se adquiere tradicionalmente mediante ensayos de campo en los que se modifican los parámetros que intervienen en el riego (tipo de emisores, distancia entre emisores, etc.) hasta conseguir la mejor combinación. Esta constituye una solución muy costosa y precisa de unos medios técnicos con los que no siempre se cuenta (Carrión et al., 2001). Como alternativa se han desarrollado modelos de simulación de los distintos sistemas de riego.

De acuerdo con Li y Kawano (1996), la simulación de riego con modelos tiene ventajas respecto a los experimentos de campo, ya que los primeros permiten investigar la distribución de agua bajo más condiciones iniciales y de contorno.

La utilización de modelos de simulación en sistemas de riego permite reducir el consumo de agua y aumentar la eficiencia de la utilización de este recurso (Montero et al., 2001). El uso de modelos de simulación para el diseño y evaluación de sistemas de riego ha demostrado ser útil para diferentes sistemas de riego, por ejemplo, AVASPER para sistemas de aspersión estacionarios (Jorge y Pereira, 2003) y MIRRIG para sistemas de microirrigación (Pedras y Pereira, 2006).

Merot y Bergez (2010) desarrollaron un modelo (IRRIGATE) para ayudar a los administradores del agua y asesores agrícolas en el sur de Francia para gestionar el agua de riego

por gravedad de los sistemas de cultivo de heno. El modelo se basó en el conocimiento existente, modelos adaptados y nuevos módulos en base a datos de experimentos.

Connell et al. (1999) generaron un modelo predictivo para el movimiento de agua y sal en bahías de riego en Australia, su objetivo fue proporcionar un marco para la investigación de las cuestiones de la práctica de irrigación para los sitios característicos de la región y determinar medidas de gestión óptimas para el riego por inundación. El modelo empleó una formulación de base física, donde: el movimiento del agua subterránea fue explicado por la ecuación de Darcy, el ascenso capilar por un enfoque de equilibrio y el flujo superficial por la ecuación de Manning. Las predicciones del modelo de flujo superficial, de agua subterránea y flujo no saturado de agua mostraron una estrecha concordancia con las observaciones de campo. Entre sus conclusiones, Connell et al. (1999) afirmaron que la gestión de riego por inundación involucra el control de la tasa de aplicación de agua durante los eventos de riego.

5.2 Materiales y métodos

5.2.1 Descripciones del sitio

El estudio y los experimentos que aquí se presentan se realizaron en lugares representativos de la provincia fitogeográfica del Monte en Argentina, en la zona del Monte Patagónico (Sección 3.2.1). La pertinencia de los resultados de este capítulo a otras áreas desérticas similares se justifica por el análisis de la biogeografía de similitudes del entorno en el que este estudio se realizó con otras zonas desérticas del mundo. Al respecto, hay una notable convergencia entre las zonas desérticas del Norte y América del Sur (Monte, desiertos de Chihuahua, Sonora) que consisten en los mismos subtipos climáticos, la misma vegetación dominante y la misma combinación de formas biológicas (Morello, 1984). Condiciones similares se encuentran ampliamente en climas áridos y semiáridos en todo el mundo (Mares et al., 1985; Rossi y Ares, 2012).

Las condiciones climáticas y edáficas de la región (Sección 3.2.1) permiten el cultivo bajo riego tradicional (inundación y surcos) de pasturas (pasturas naturales y alfalfa), cultivos de invierno (trigo, maíz, cebada), cultivos de verano (maíz y soja), frutales (olivo) y especies aromáticas como la lavanda.

5.2.2 Modelo hidrológico espacialmente distribuido: Calibración mediante experimentos en parcelas de campo

Un conjunto de experimentos de campo a escala parcela ($\approx 80 \times 80$ cm) se realizaron lo largo de la transecta de 4800 m en el Refugio de Vida Silvestre "La Esperanza" (Sección 3.2) con el fin de estimar el efecto de las áreas de almacenamiento en depresiones (AD) y las tasas de infiltración en las profundidades, velocidades y la fricción de los flujos de agua. Los datos de campo se utilizaron para calibrar un modelo de base física, balance de masa, temporalmente distribuido de infiltración y flujo superficial, denominado modelo hidrológico de parcelas (MHP, Sección 4.2.2, Rossi y Ares,

2012). Estos datos de los experimentos y datos del análisis de imágenes rectificadas de video (AIRV) se utilizaron para calibrar un modelo hidrológico espacialmente distribuido (CREST, Wang et al., 2011).

CREST (Coupled Routing and Excess Storage, Wang et al., 2011) es un modelo hidrológico distribuido desarrollado en código GNU Fortran por la Universidad de Oklahoma (<http://hydro.ou.edu>) y el equipo del programa NASA SERVIR (Sistema Regional de Visualización y Monitoreo), para simular la variación espacio-temporal de flujos de la atmósfera, la superficie terrestre, y de agua subsuperficial mediante la simulación de celda a celda. La resolución de celda de la cuadrícula es definida por el usuario.

Los componentes de CREST son: generación de precipitación-escorrentía, evapotranspiración, ruteo de flujo de celda a celda, redistribución subsuperficial desde una celda a sus celdas cuesta abajo y retroalimentación entre el ruteo y los módulos de precipitación-escorrentía. En cada celda se emplea una curva de infiltración variable (Zhao et al., 1980) para la separación de la precipitación en escorrentía e infiltración.

Se utilizaron modificaciones de la rutina original del modelo CREST versión 1.6 (Anexo I) que estima la magnitud de la infiltración mediante una curva de infiltración variable (Zhao et al., 1980), para incorporar datos de las curvas de infiltración obtenidas en base a datos de los experimentos en parcelas mediante un infiltrómetro minidisco (IMD, Sección 3.2.2).

Los datos que empleó el modelo CREST fueron: el modelo digital de elevación del terreno (MDET), el mapa de direcciones de flujo (drainage direction map o DDM por sus siglas en inglés) y el mapa de acumulación de flujo (flow accumulation map o FAM por sus siglas en inglés) (Fig. 5.2.2). Todos los mapas fueron generados con Idrisi en formato ESRI ArcInfo ASCII raster. Los MDET fueron generados mediante la técnica fotogramétrica de rango cercano y modelación geoestadística (Sección 2.2.2). Los mapas DDM y FAM se estimaron con los módulos "Flow" y "Runoff" del software Idrisi v 14.02 (Clark Labs, Worcester). El valor de humedad antecedente para cada simulación del modelo CREST fue calculado como el promedio de las mediciones de contenido volumétrico de humedad (θ_v) tomadas con una sonda de reflectometría en dominio de tiempo (TDR) para cada parcela antes del experimento de aplicación de agua (Sección 4.2). Se ingresó al modelo CREST dicho valor de humedad antecedente como un mapa de θ_v isotrópico (Tabla V, Anexo).

El mapa de ingreso de agua que se utilizó en el modelo CREST se dividió en 2 sub-regiones (al igual que con los experimentos de campo, Sección 4.2). La primera sub-región se localizó en el área que recibió directamente el agua en los experimentos de campo y la segunda sub-región fue el resto del área que no recibió agua directamente. A la primera sub-región se le asignó el valor del flujo de entrada de agua que recibió el experimento a simular y a la segunda se le asignaron ceros.

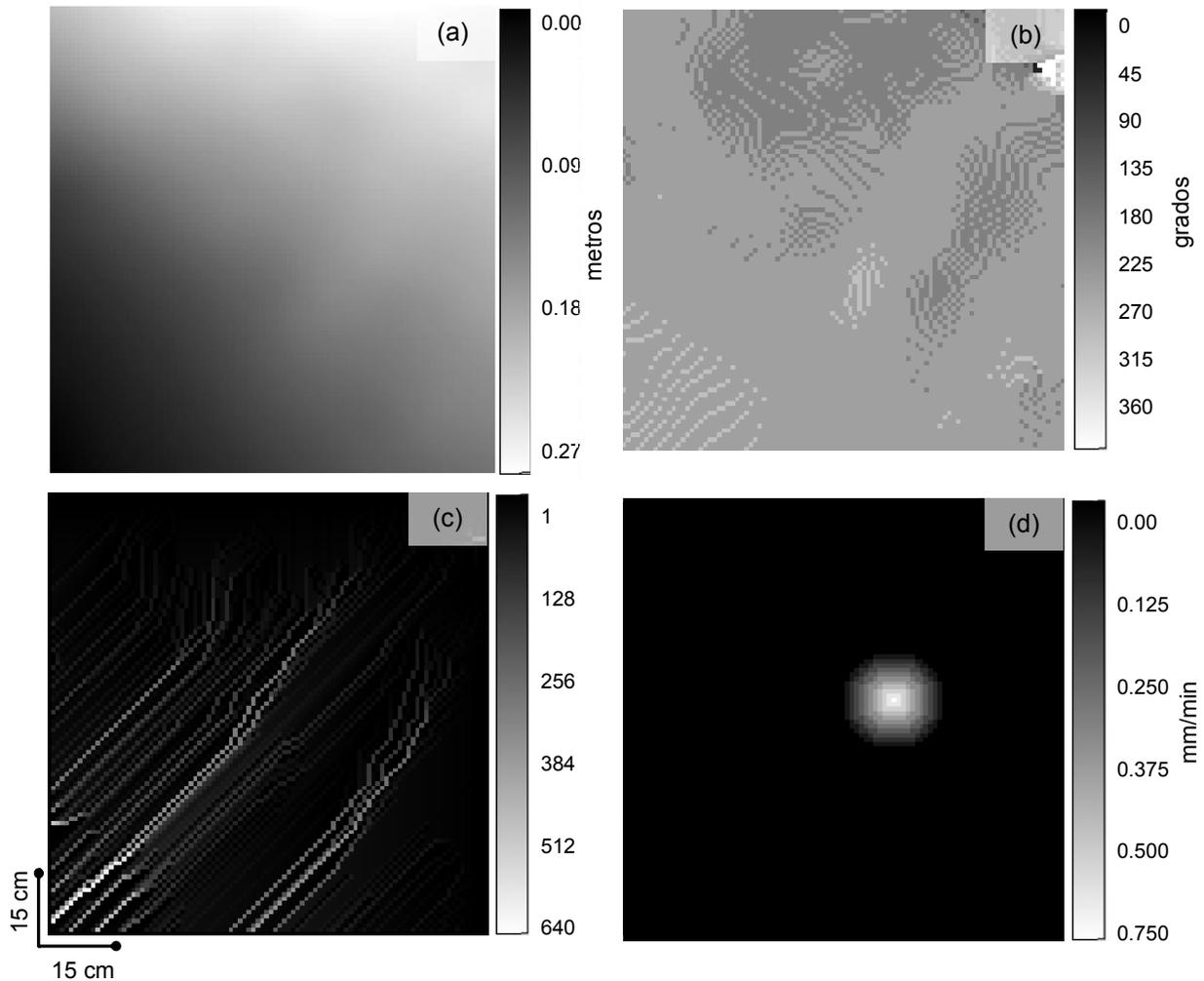


Fig. 5.2.2. Ejemplo para P12 de los mapas que empleó el modelo CREST en la calibración: (a) el modelo digital de elevación del terreno (MDET), (b) el mapa de direcciones de flujo, el (c) mapa de acumulación de flujo y (d) el mapa de irrigación.

El proceso de calibración se realizó en parcelas con suelo desnudo sin perturbar en el sitio de estudio “La Esperanza”. Con estos datos se simuló 4 experimentos de aplicación de agua obteniéndose al final de cada período de simulación los respectivos mapas de θ_v espacialmente distribuidos que se compararon con los valores media y desvío estándar de θ_v (μ_{θ_v} y σ_{θ_v}) y mapas de θ_v medidos en campo mediante la sonda de TDR.

Los parámetros de validación utilizados para el proceso de calibración del modelo CREST fueron: velocidad de avance de la pluma de mojado o flujo superficial, μ_{θ_v} y σ_{θ_v} al final del tiempo de simulación y magnitud de las áreas de almacenamiento en depresiones (AD). En este trabajo el flujo superficial se refiere al flujo de agua que no infiltró y se encuentra sobre la superficie del terreno, ya sea en forma de encharcamientos aislados o interconectados que pueden generar escorrentía e infiltración de agua.

Curvas de infiltración

Se desarrollaron experimentos de infiltración con el IMD (Sección 3.2.2) para calcular las curvas de infiltración que se utilizaron como parámetro de entrada en las simulaciones de los experimentos de aplicación de agua en parcelas. Para cada experimento de infiltración se ajustó una ecuación exponencial (TableCurve 2D v.5.01, Systat Software Inc., San Jose, California) al flujo de infiltración (mm/s) con respecto a la θ_v acumulada en el suelo. Estas ecuaciones representaron las curvas de infiltración correspondientes a cada experimento en parcela y fueron utilizadas como dato de entrada en las simulaciones con el modelo CREST para separar el flujo de agua que ingresa al sistema en flujo de agua infiltrada y el flujo superficial.

5.2.3 Análisis y pronósticos de eficiencia en sistemas de riego superficial automatizado en la región del Monte Patagónico bajo diferentes escenarios de campo y de riego

Se realizó un relevamiento plani-altimétrico en una parcela de 71700 m² (300 m x 239 m) en la zona de estudio "El Desempeño" (Fig. 3.2.1-1 b) con un GPS geodésico de alta precisión y un nivel óptico (Kern GK1-CA. Kern y compañía, Aarau). Las coordenadas de sus puntos extremos son: S - 64.74304, W: -42.51579; S: -64.7393916, W: -42.5179432. Se relevaron 3388 datos plani-altimétricos con una distancia promedio entre ellos de 0.52 ± 0.005 m. Estos datos fueron procesados mediante el procedimiento MG (Sección 2.2) para la construcción del correspondiente MDET de 1 metro de resolución espacial. Mediante el módulo "window" de Idrisi v. 14.02 se recortó una sección de MDET original para generar un MDET más pequeño (130 x 130 pixeles) de 1 metro de resolución espacial (1.7 ha). Al igual que con los experimentos de parcelas, los mapas DDM y FAM se estimaron con los módulos "Flow" y "Runoff" del software Idrisi v 14.02.

Para definir la distribución espacial de humedad antecedente para ser utilizada como entrada en el modelo CREST, se calculó un índice de humedad topográfica (topographic wetness index o TWI por sus siglas en inglés) mediante el software Systems for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) GIS (Olaya y Conrad, 2009, Olaya, 2004). Este índice indica cuan propenso es un sitio a saturarse y su valor está correlacionado con la humedad del suelo. TWI es definido por Moore et al. (1991) como el logaritmo del cociente entre la dimensión de un área y la tangente de su pendiente, y se calculó como:

$$TWI = \ln\left(\frac{A}{\tan\alpha}\right) \quad (Ec.5.2.3-1)$$

donde A (m²) es la zona contribuyente y $\tan \alpha$ es la tangente de la pendiente local.

El mapa TWI se normalizó de 0 a 1 (Módulo Fuzzy de Idrisi v. 14.02) y se multiplicó por tres factores (5, 10 y 20, Módulo Image calculator de Idrisi v. 14.02) para obtener los tres mapas de humedad antecedente de los suelos utilizados como dato de entrada en las simulaciones de riego.

Se simularon 81 escenarios de riego para sistemas de cultivo pre-emergencia y/o pre-siembra mediante el modelo hidrológico CREST en la parcela de 1.7 ha en la zona de estudio "El Desempeño". El tipo de irrigación que se simuló fue de riego automatizado por aspersión de avance frontal con un ala de riego de 130 m equipada con aspersores que produjeron conos de mojado de 10 m de diámetro.

Las condiciones de contorno y factores de manejo (CCFM) para generar los escenarios de riego fueron: 3 pendientes generales del terreno (PT; 1,79, 4,73 y 7,04 %), 3 condiciones de humedad antecedente del suelo (HA; 2.5, 4.2 y 7.7 mm de agua promedio en el perfil del suelo), 3 distancias de separación de los aspersores sobre la barra soporte (DS; 3.0, 4.0 y 5.0 m) y 3 velocidades de avance de la línea de riego (VR; 1,0, 2,0 y 3,0 m/min). Los escenarios de riego se identificaron mediante muestreo hipercubo latino de las CCFM (Tabla. 5.2.3).

Tabla 5.2.3. Configuraciones de condiciones de contorno y factores de manejo (CCFM) utilizadas para simular los escenarios de riego.

Condición	PT (%)	VR (m/min)	DS (m)	HA (mm)
1	1.79	1.0	3.0	2.5
2	4.73	2.0	4.0	4.2
3	7.04	3.0	5.0	7.7

De aquí en adelante, los escenarios serán identificados a través de las siglas en referencia a las CCFM variables de la Tabla 5.3.2 (1 = bajo, 2 = medio, 3 = alto nivel). Por ejemplo *VR1DS2PT1HA1* se identifica como un escenario donde VR = 1 m/min, DS = 4 m, PT = 1.79 % y HA = 2.5 mm.

Para la simulación de la geometría de los conos de mojado producidos por cada aspersor en la barra soporte de la máquina de avance frontal, se utilizaron datos obtenidos por DeBoer et al. (2000) de evaluaciones de laboratorio de aspersores rotatorios SPINNER fabricados por Nelson Manufacturing Co. Inc. (Washington, EE.UU.) a 100 kPa de presión de suministro de agua ajustados a una ecuación polinómica de sexto grado para simular la distribución espacial del agua alrededor de cada cono de mojado. Esta ecuación fue utilizada como dato de entrada en el modelo CREST con el fin de estimar el conjunto de patrones de mojado generados por los aspersores en cada escenario de diferente VR y DS.

Al igual que en la modelación de los experimentos en parcelas, en la simulación de los eventos de riego en campo, CREST se programó con una función de infiltración variable (Anexo I) como dato de entrada para estimar el flujo superficial y de infiltración (Fig. 5.2.3). Dicha función de infiltración se construyó a partir de datos de 12 experimentos realizados en campo con infiltrómetro de minidisco.

Se simularon condiciones atmosféricas diurnas de primavera (tasa de evaporación real: 4.3 mm/día). La evaporación media mensual en cuerpos de agua en la región de estudio varía desde valores menores de 30 mm en el mes de junio, a aproximadamente 195 mm que promedian los valores de enero, siendo la media de los valores anuales, de 1238 mm (tanque tipo A en la estación de INTA - Estación Experimental Trelew, período 1971-1990).

El AD se definió utilizando un valor promedio de todas las parcelas utilizadas en la calibración del modelo CREST (Sección 5.2.2).

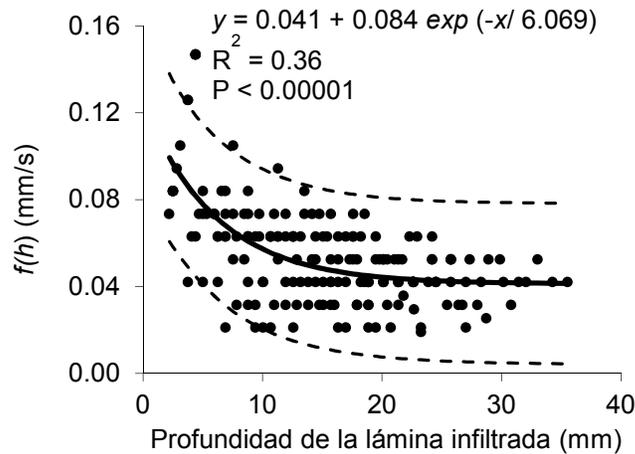


Fig. 5.2.3. Curva de infiltración variable (línea continua) utilizada en la simulación de los eventos de riego obtenida a partir de datos de 12 experimentos con infiltrómetro de minidisco (puntos). Las líneas punteadas corresponden a $P < 0.05$.

Se analizaron los siguientes resultados estimados con el modelo CREST:

- Datos de riego: número de celdas con riego ($N^{\circ}R$), profundidad de agua de riego acumulada desde el inicio de la simulación (RA, mm) y el mapa de distribución de la intensidad del agua de riego (mm/min).
- Datos del suelo: profundidad promedio de agua en el suelo (mm), número de celdas con flujo superficial ($N^{\circ}AS$), el mapa de distribución de la profundidad de agua infiltrada neta en el perfil del suelo (mm) y el mapa de distribución del flujo superficial (mm).
- Duración de turno de riego (min) o tiempo que tarda la barra soporte en recorrer el campo.

La profundidad de agua infiltrada neta (IN, mm) se calculó como:

$$IN = HS - HA$$

(Ec.5.2.3-2)

donde HS es la profundidad de agua promedio en el suelo al final de la duración de turno de riego (mm) y HA es la humedad antecedente promedio en el suelo antes de iniciar el riego (mm).

Se calculó la eficiencia en duración de turno de riego (E_t , mm/min) como la profundidad de agua infiltrada neta teniendo en cuenta la duración de turno de riego:

$$E_t = \frac{IN}{tf} \quad (\text{Ec. 5.2.3-3})$$

donde tf es el tiempo final de riego o duración de turno de riego (min).

La eficiencia de aplicación de riego (E_a) se calculó como un parámetro de evaluación para cada escenario de riego, que considera al agua infiltrada neta (IN) en relación a los componentes del gasto de agua (RA y el volumen de agua evaporada).

$$E_a = \frac{IN}{RA+Ev} \quad (\text{Ec. 5.2.3-4})$$

donde RA es la profundidad de agua de riego acumulada (mm) y Ev es la profundidad de agua evaporada al final del período de simulación (mm).

También se calculó un factor de flujo superficial (FFS) como:

$$FFS = \frac{N^{\circ}AS}{N^{\circ}R} \quad (\text{Ec. 5.2.3-5})$$

Se calculó un coeficiente de uniformidad (CU, Christiansen, 1941) de cada mapa de distribución de IN en el perfil del suelo al final de la duración de turno de riego:

$$CU = \left[1 - \frac{\sum_{i=1}^m |H_i - \bar{H}|}{m\bar{H}} \right] \times 100 \quad (\text{Ec. 5.2.3-6})$$

donde H_i es la profundidad del agua en la localización i , y $\bar{H} = (\sum_{i=1}^m H_i)/m$ es la media de la profundidad del agua en m localizaciones.

Con el fin de establecer pautas de manejo de riego en base al FFS se establecieron 3 correlaciones: $E_a \sim FFS$, $CU \sim FFS$ y $E_t \sim FFS$ mediante la aplicación TableCurve 2D v.5.01 (Systat Software Inc., San Jose, California).

En base a los datos de la correlación $E_a \sim FFS$, se identificaron dos grupos correspondientes a dos máximos locales de E_a coincidentes con valores máximos y mínimos de FFS. Los rangos máximos y mínimos fueron definidos mediante dos límites:

$$Li = \mu_{FFS} - \sigma_{FFS} \quad (\text{Ec. 5.2.3-7})$$

$$LS = \mu_{FFS} + \sigma_{FFS} \quad (\text{Ec. 5.2.3-8})$$

donde L_i es el límite inferior de FFS, μ_{FFS} es la media del FFS, σ_{FFS} es el desvío estándar del FFS y L_s es el límite superior de FFS.

Por último se calcularon los modelos de regresión para los dos grupos máximos locales de E_a , en las cuales la variable dependiente fue E_a y las variables predictivas fueron: VR, DS, PT y HA. Para ello se estandarizaron todos los datos de las variables y se forzaron las regresiones al origen.

5.3 Resultados

5.3.1 CREST: Calibración mediante experimentos en parcelas de campo

El trabajo llevado a cabo con el modelo CREST consideró el flujo superficial y su relación con el flujo de infiltración. Se resumen los resultados obtenidos en la calibración del modelo CREST (Tabla 5.3.1 y Fig. 5.3.1).

Tabla 5.3.1. Resultados de calibración del modelo CREST.

	Parámetros (Unidades)	Datos de experimentos y AIRV	Modelo CREST
P07	Velocidad de escorrentía (mm/s)	0.42	0.34
	μ_{θ_v} al final de la simulación (mm/mm)	0.075	0.090
	σ_{θ_v} al final de la simulación (mm/mm)	0.039	0.048
	AD (%)	1.5	1.5
	Azimut de la dirección de flujo principal	335	349
P10	Velocidad de escorrentía (mm/s)	0.21	0.22
	μ_{θ_v} al final de la simulación (mm/mm)	0.138	0.123
	σ_{θ_v} al final de la simulación (mm/mm)	0.105	0.065
	AD (%)	4.73	4.73
	Azimut de la dirección de flujo principal	188	173
P12	Velocidad de escorrentía (mm/s)	0.23	0.22
	μ_{θ_v} al final de la simulación (mm/mm)	0.160	0.170
	σ_{θ_v} al final de la simulación (mm/mm)	0.083	0.099
	AD (%)	6.4	6.4
	Azimut de la dirección de flujo principal	203	215
P18	Velocidad de escorrentía (mm/s)	0.21	0.18
	μ_{θ_v} al final de la simulación (mm/mm)	0.09	0.096
	σ_{θ_v} al final de la simulación (mm/mm)	0.066	0.099

AD (%)	14.7	14.7
Azimut de la dirección de flujo principal	229	211

En la Fig. 5.3.1 se observan los mapas de distribución espacial de θ_v de los cuatro experimentos de campo de la Tabla 5.3.1 al final del período de aplicación de agua y su comparación con los mapas de distribución de la profundidad de agua en el suelo estimados con el modelo CREST.

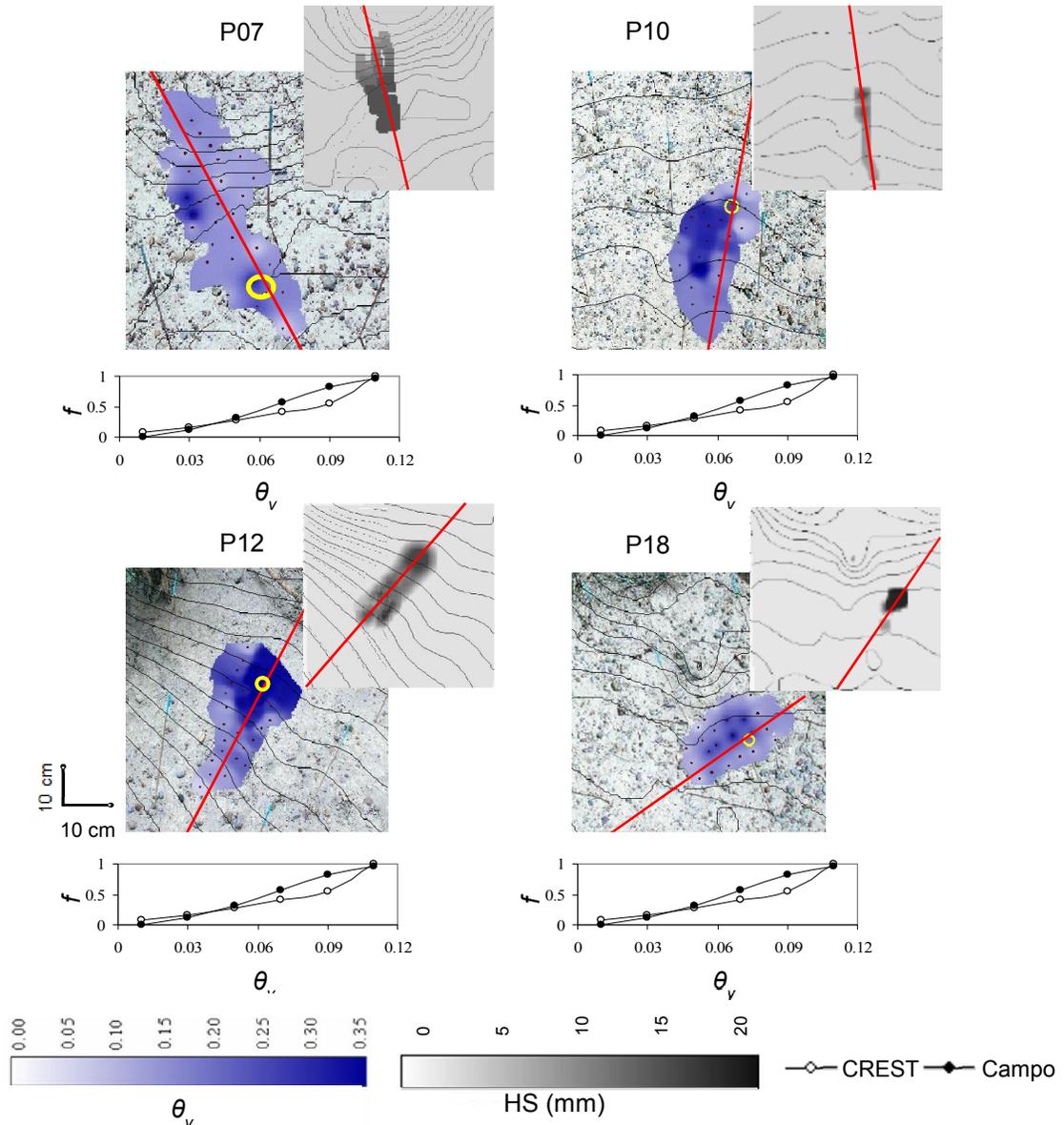


Fig. 5.3.1. Mapas de distribución espacial de θ_v de los experimentos de campo de las parcelas 7, 10, 12, 18 al final del período de aplicación de agua superpuesto a mapa de curvas de nivel 5, 10, 20 y 5 mm respectivamente y sus gráficos de frecuencias acumuladas de θ_v . Los círculos amarillos

indican el área que recibió la entrada de agua. Las líneas rojas indican el azimuth medio de la dirección del flujo principal desde el punto de entrada de agua. En gris se muestran los mapas de distribución de la profundidad de agua en el suelo estimados con el modelo CREST.

5.3.2 Análisis y pronósticos de eficiencia en sistemas de riego superficial automatizado bajo diferentes condiciones de contorno y factores de manejo (CCFM)

En la Fig. 5.3.2-1 se observa el MDET de PT 1,79 % y el mapa TWI que se utilizó para generar las tres condiciones de contorno de HA.

En la Fig. 5.3.2-2 se observa la función de ajuste de los datos de distribución espacial del agua alrededor de cada cono de mojado obtenido de evaluaciones en laboratorio de aspersores rotatorios SPINNER (DeBoer et al., 2000).

La Fig. 5.3.2-3 muestra tres patrones de intensidades de riego generados por los aspersores rotatorios SPINNER en los tiempos (a) 6 min, (b) 23 min y (c) 41 min a VR: 3.0 m/min y DS: 5.0 m.

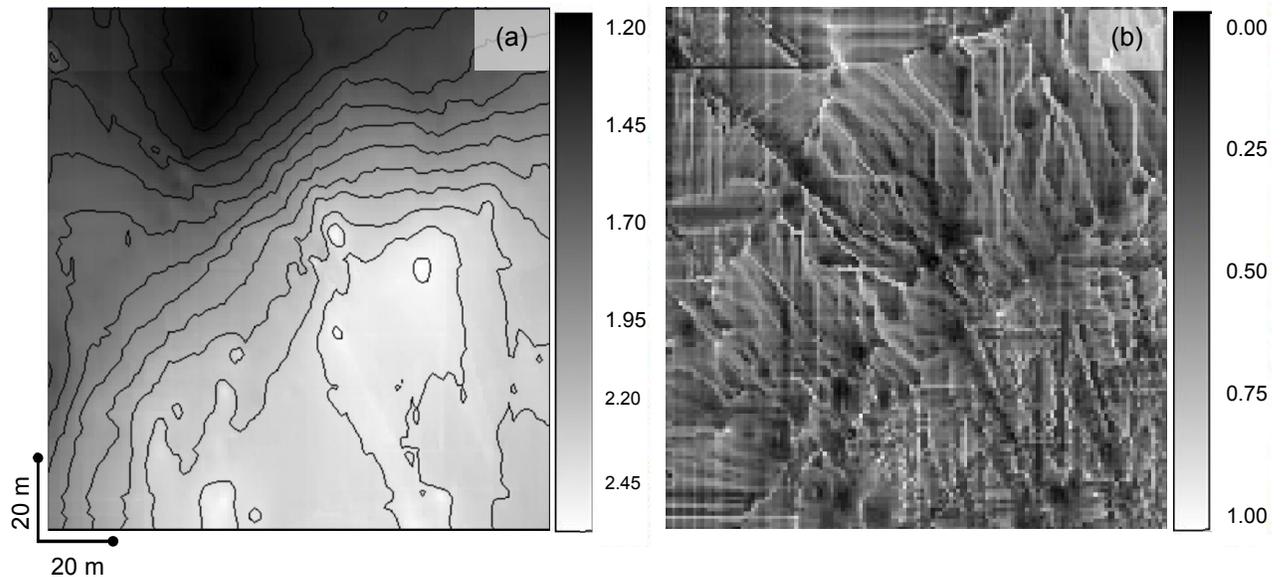


Fig. 5.3.2-1. (a) MDET y curvas de nivel (0.1 m) de 1 metro de resolución espacial (1.7 ha) en la zona de estudio "El Desempeño" y (b) mapa del índice de humedad topográfica (TWI) que se utilizó para generar las 3 condiciones de contorno de humedad antecedente.

Se muestran los resultados de todos los escenarios de irrigación estimados con el modelo CREST (Tabla VI, Anexo y Fig. 5.3.2-4). Las relaciones de los valores promedio de los resultados del modelo en relación a las CCFM se muestran en la Tabla 5.3.2-2.

Los valores (Tabla VI, Anexo y Fig. 5.3.2-4) y la distribución espacial de FFS y de la IN en el perfil del suelo (Fig. 5.3.2-5) variaron para cada escenario de riego simulado.

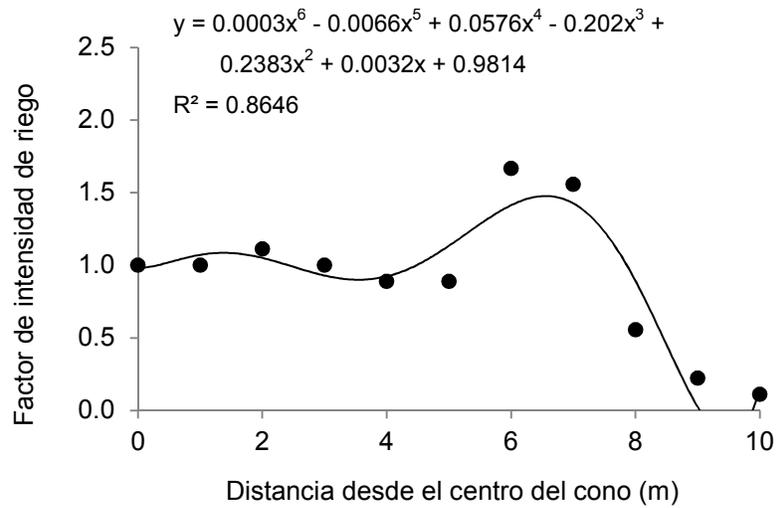


Fig. 5.3.2-2. Función de ajuste de los datos de distribución espacial del agua alrededor de cada cono de mojado de aspersores rotatorios SPINNER. Fuente: modificado de DeBoer et al. (2000).

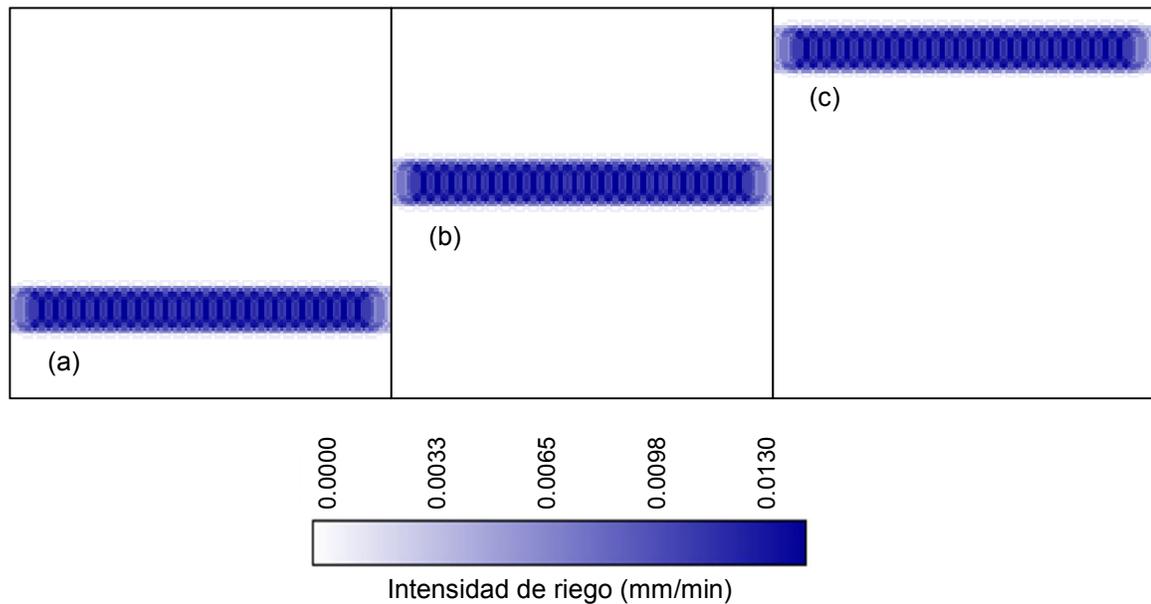


Fig. 5.3.2-3. Patrones de intensidades de riego simulados por el modelo CREST en los tiempos (a) 6 min, (b) 23 min y (c) 41 min a 3.0 m/min de velocidad de avance de la línea de riego (VR) con 5.0 m de distancia de separación de los aspersores sobre la barra soporte (DS).

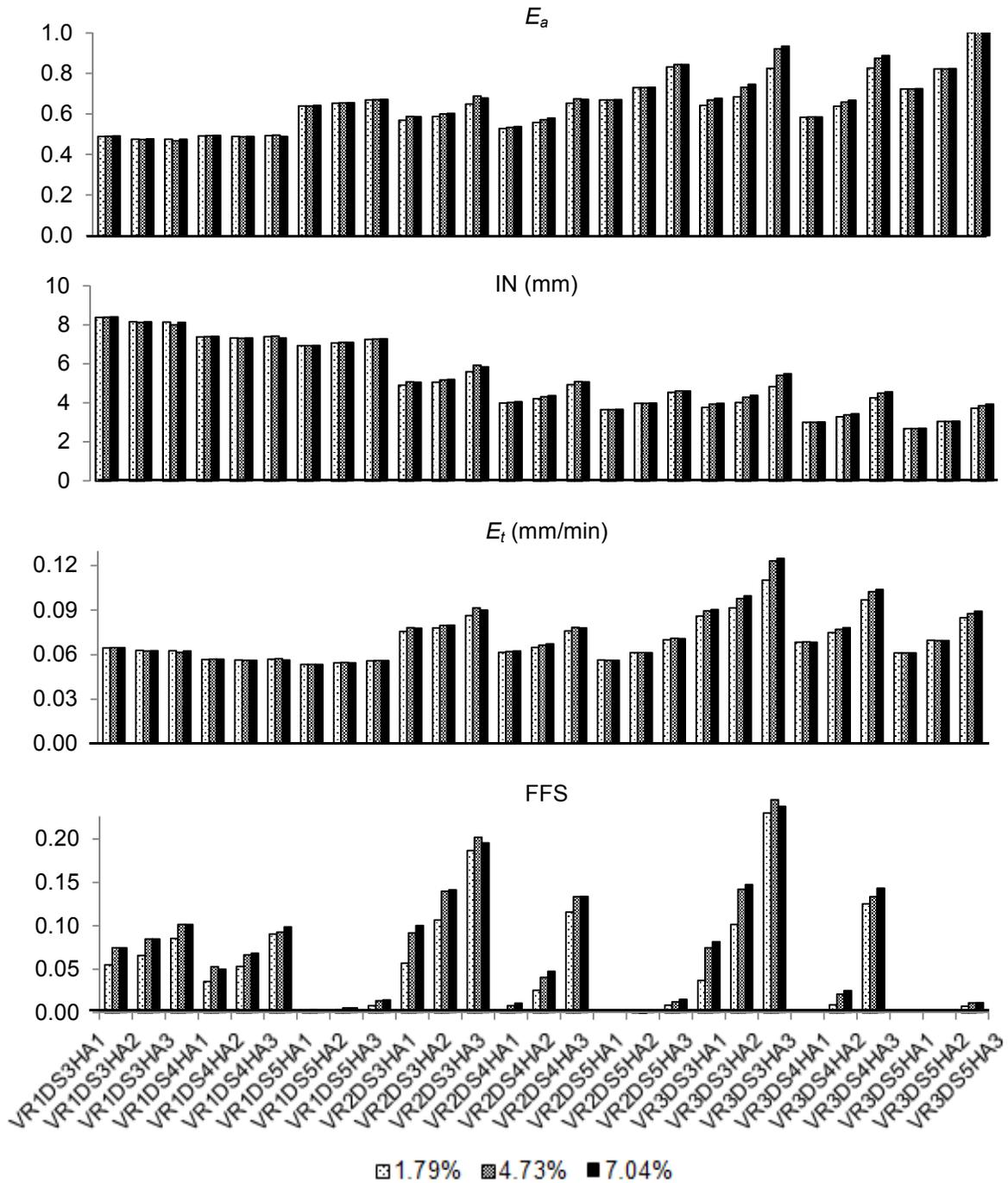


Fig. 5.3.2-4. Estimaciones del modelo CREST de: eficiencia de aplicación de riego (E_a), profundidad de agua infiltrada neta (IN), eficiencia en duración de turno de riego (E_t) y el factor de flujo superficial (FFS) para todos los escenarios simulados. VR: velocidad de avance de la línea de riego, DS: distancia de separación de los aspersores sobre la barra soporte, HA: humedad antecedente. Los escenarios son identificados a través de las siglas en referencia de la Tabla

5.3.2.

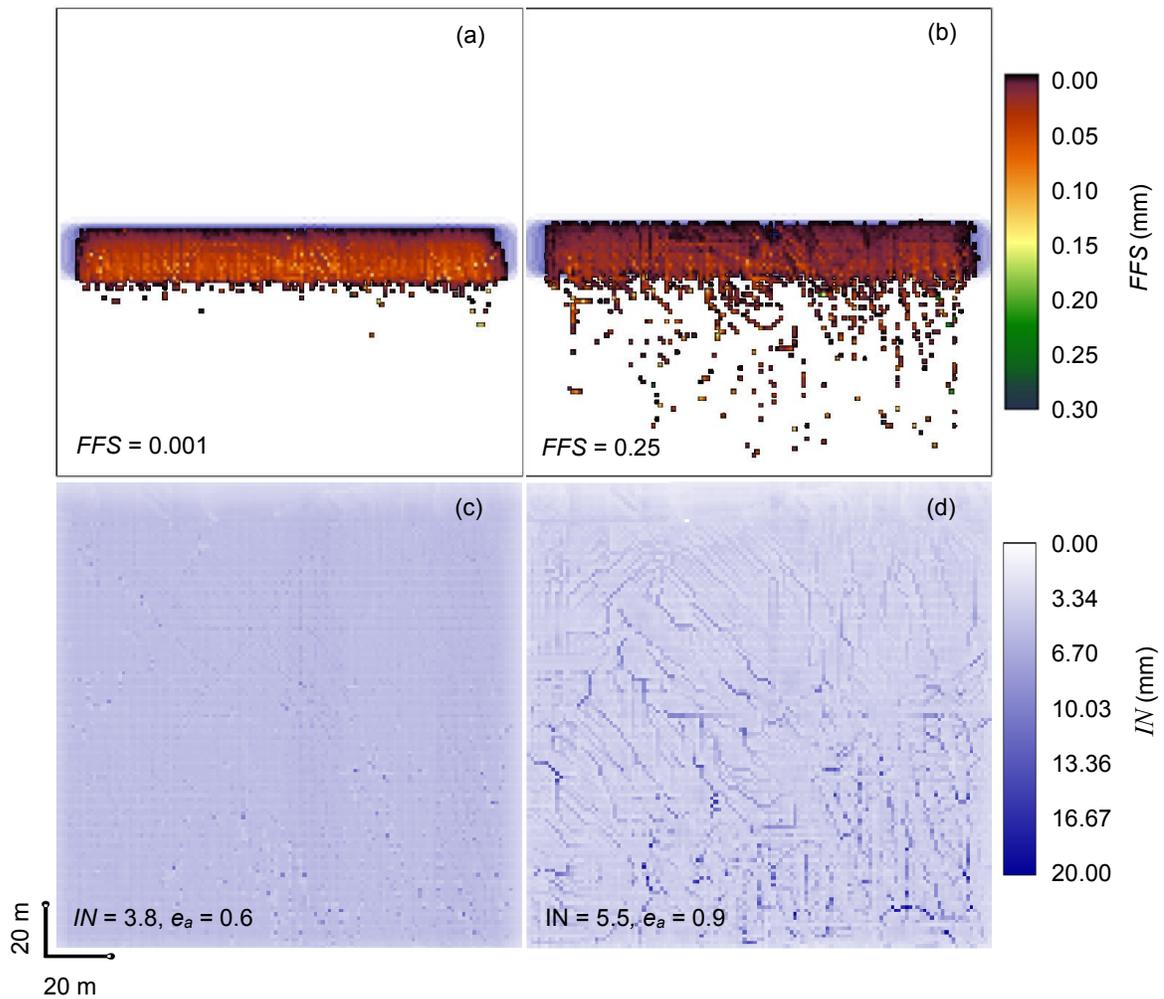
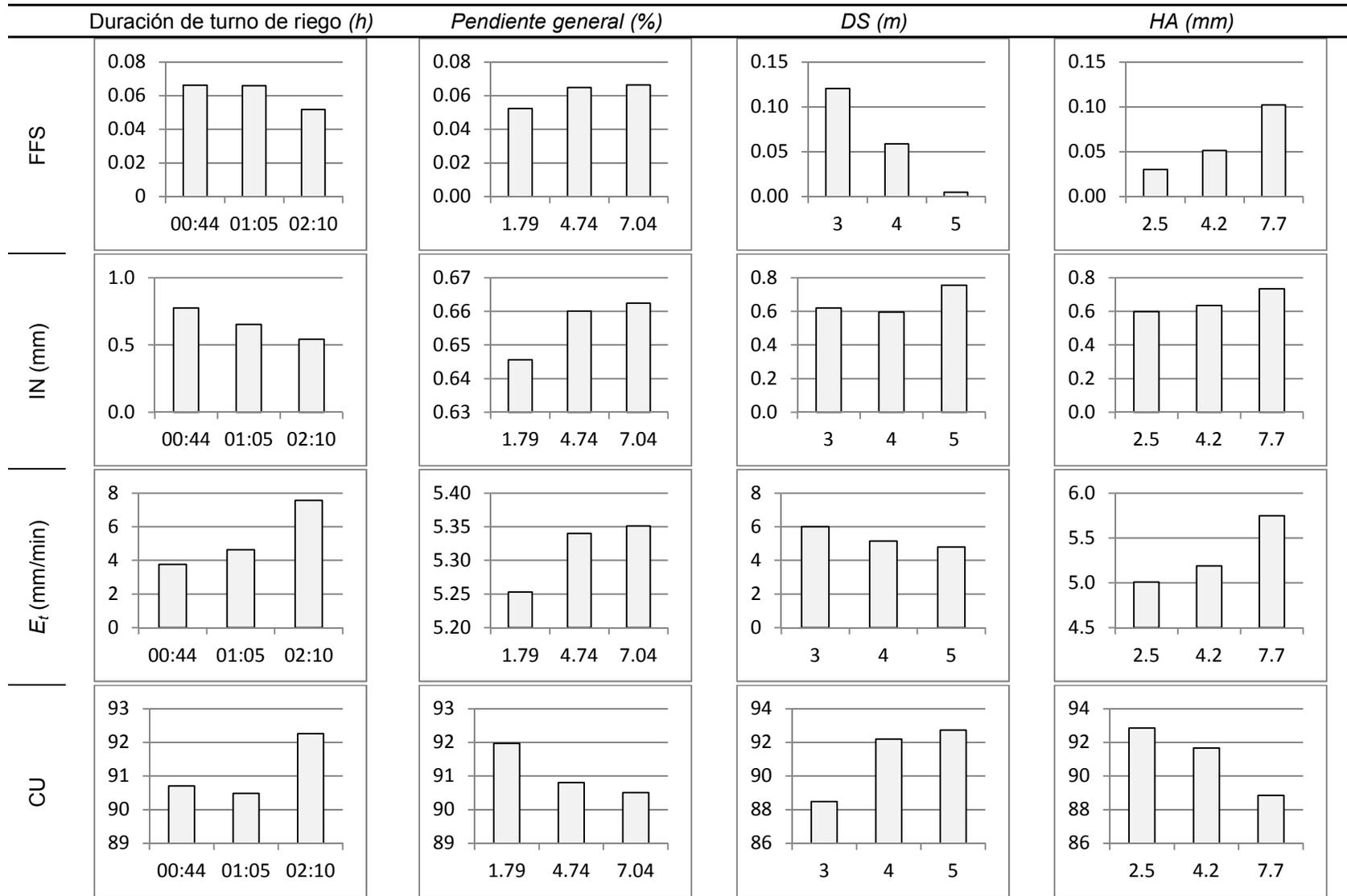


Fig. 5.3.2-5. Mapas de distribución del flujo superficial (mm) estimados con el modelo CREST y distribución de la profundidad de agua infiltrada neta (IN) en el perfil del suelo (mm) en el tiempo correspondiente a medio turno de riego (ver Tabla 5.3.2): (a-c) *PT1VR3DS3HA1*, (b-d) *PT2VR3DS1HA3*.

Tabla 5.3.2-2. Resultados del modelo CREST en los distintos escenarios de riego en relación a las CCFM.



Se muestran los parámetros calculados (E_a , E_t y CU) para evaluar el desempeño del sistema de riego automatizado en función del FFS (Fig. 5.3.2-6).

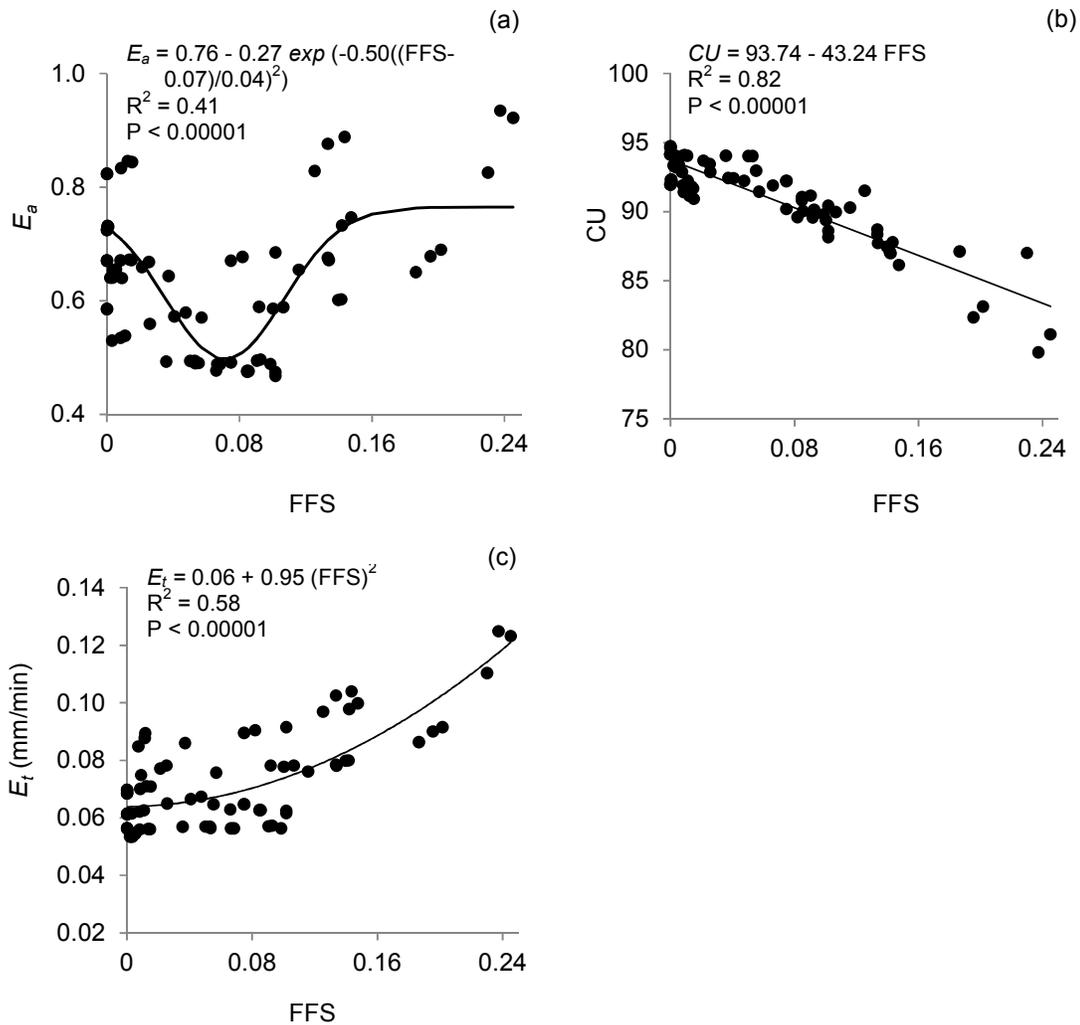


Fig. 5.3.2-6. Relaciones (a) eficiencia de aplicación de riego (E_a) ~ factor de flujo superficial (FFS), (b) coeficiente de uniformidad (CU) ~ FFS y (c) eficiencia en duración de turno de riego (E_t) ~ FFS.

Los resultados de $E_a \sim \text{FFS}$ (Fig. 5.3.2-6 (a)) se ajustaron significativamente a una ecuación Gaussiana, quedando delimitadas 3 zonas: 2 zonas de alta eficiencia (que constituyen los 2 grupos de manejo de riego por FFS) y una de baja eficiencia. Los límites que determinaron esas zonas (Ec. 5.2.3-7 y 5.2.3-8) son: $L_i = 0.036$ y $L_s = 0.107$.

Los resultados de $CU \sim \text{FFS}$ (Fig. 5.3.2-6 (b)) se ajustaron significativamente a una ecuación lineal; los valores elevados de CU se corresponden con valores bajos de FFS.

Los resultados de $E_t \sim \text{FFS}$ (Fig. 5.3.2-6 (c)) se ajustaron significativamente a una ecuación exponencial; los valores elevados de E_t se corresponden con valores elevados de FFS.

Se muestran los modelos de regresión para los 2 grupos de manejo de riego por FFS determinados por la correlación $E_a \sim$ FFS: el grupo de bajo FFS (Tabla 5.3.2-3 y Fig. 5.3.2-7(a)) y el grupo de alto FFS (Tabla 5.3.2-4 y Fig. 5.3.2-7(b)). Las variables predictoras del grupo de bajo FFS son las CCFM: VR, DS y HA. VR explica en mayor proporción a la variabilidad de la eficiencia de riego ese grupo, seguido por DS y HA. Las variables predictoras del grupo de alto FFS son las CCFM: PT, VR y HA. Al igual que en grupo de bajo FFS, en este grupo VR también explica en mayor proporción a la variabilidad de E_a , seguido por las CCFM HA y PT.

Tabla 5.3.2-3. Modelo de regresión lineal multivariado del grupo de bajo FFS: $E_a \sim$ VR, DS, PT y HA.

<i>Variables predictoras</i>	<i>Coefficientes</i>	<i>t</i>	<i>P</i>	<i>R²</i>	<i>gl</i>
VR	0.602	9.978	0.000		
DS	0.597	9.290	0.000	0.890	33
HA	0.511	8.410	0.000		

Tabla 5.3.2-4. Modelo de regresión lineal multivariado del grupo de alto FFS: $E_a \sim$ VR, DS, PT y HA.

<i>Variables predictoras</i>	<i>Coefficientes</i>	<i>t</i>	<i>P</i>	<i>R²</i>	<i>gl</i>
PT	0.141	2.272	0.039		
VR	0.824	13.327	0.000	0.947	13
HA	0.425	6.840	0.000		

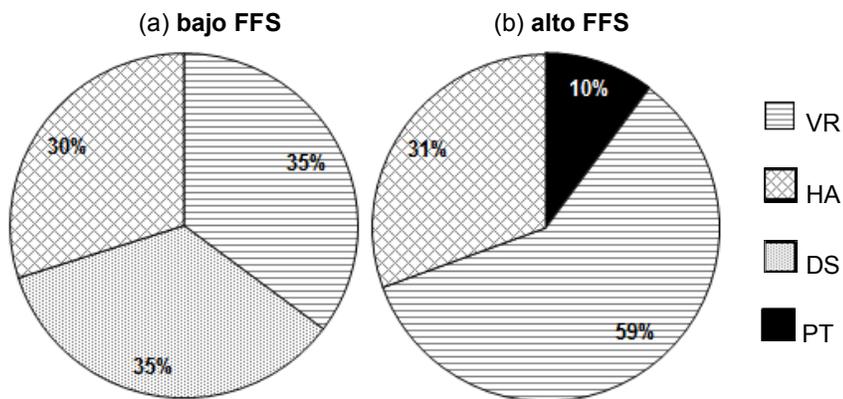


Fig. 5.3.2-7. Participación de las variables predictoras (CCFM) de los modelos de regresión para predecir E_a en el grupo (a) de bajo FFS y (b) de alto FFS.

5.4 Discusión

5.4.1 Calibración del modelo CREST mediante experimentos en parcelas de campo

El modelo CREST fue calibrado respecto del % de área de AD, la velocidad promedio de escorrentía, μ_θ y σ_θ y la orientación y extensión de la pluma de mojado (Fig. 5.3.1 y Tabla 5.3.1). Cabe señalar que habitualmente los modelos hidrológicos se calibran en base a los datos de salida del hidrograma (Darboux et al., 2001; Antoine et al., 2009; Antoine, 2010; Appels et al., 2011). Sin embargo, como se ha explicado en el capítulo 4, muchos de los modelos que pueden reproducir con precisión los registros de hidrograma, producen estimaciones sesgadas de las velocidades de flujo superficial (Mügler et al., 2011) o los números de Reynolds-Froude (Tatard et al., 2008), generando una falsa sensación de confianza en que el modelo puede ser fácilmente extrapolable a otras áreas, ya que a menudo se asume que los procesos son correctos si la salida del modelo es válida en alguna escala. Al respecto, Darboux et al. (2002) señalaron que los hidrogramas no necesariamente representan las variaciones espacio-temporales en la generación y evolución de los procesos de flujo superficial en una superficie.

5.4.2 Análisis y pronósticos de eficiencia en sistemas de riego superficial automatizado en la región del Monte Patagónico bajo diferentes escenarios de campo y de riego

DeBoer et al. (2000) afirman que antes de que los profesionales del sector de irrigación puedan evaluar y formular recomendaciones sobre la selección de aspersores para un campo, cultivo y suelo dado, se debe establecer un procedimiento en base a datos fiables y evaluaciones de campo para analizar y pronosticar las eficiencias de los sistemas de riego.

La programación del riego ha evolucionado hacia sistemas automatizados que integran medidas de sensores de suelo con modelos de simulación. Dada la importancia de alcanzar ahorros considerables de agua, idealmente se podría contar con conjuntos de datos sobre usos de la tierra y el agua, parámetros y variables hidrológicas obtenidos a través de experimentos en parcelas de campo (curva de infiltración, almacenamiento en depresiones), el modelo CREST y mediciones de campo de HA en tiempo real que se encontrarían vinculados y se utilizarían como datos de entrada en el sistema de análisis y pronósticos de eficiencia de riego (Fig. 5.4.2).

Este sistema de análisis y pronóstico de eficiencia en sistemas de riego superficial automatizado puede ser aplicable a otros campos en ambientes semiáridos para proporcionar información a granjeros, científicos agrícolas y ambientales, ingenieros, economistas, asesores y encargados de adoptar decisiones gubernamentales.

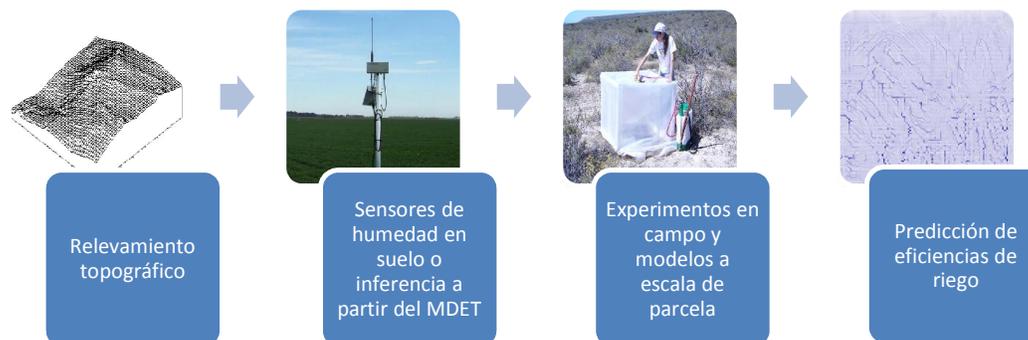


Fig. 5.4.2. Pasos del sistema de análisis y pronóstico de eficiencia de riego.

5.4.3 Flujo superficial e infiltración

Los resultados del gráfico FFS y DS de la Tabla 5.3.2-2 indican que FFS varía en forma inversamente proporcional con la DS y a la duración del turno de riego (mayor VR). Estos CCFM (junto con DS) determinan la intensidad de riego, por lo que al aumentar la intensidad de riego, el FFS también aumentó. Como explican Hillel (1998) y Liu et al. (2011), cuando la intensidad del riego es mayor que la tasa de infiltración del suelo, el exceso de agua de riego comienza a encharcarse o fluir en la superficie del suelo para formar parte del flujo superficial. En estas condiciones, las áreas AD constituyen lugares donde se produce infiltración aun después del pasaje de la máquina de riego, o antes que éste, si el flujo superficial se adelantara al movimiento de la misma. Este flujo de infiltración alimentado del flujo de agua proveniente de los encharcamientos en lugares de AD se denominará flujo de infiltración de encharcamientos (FIE). Asimismo, al flujo de infiltración alimentado del flujo de agua proveniente de los aspersores se denominará flujo de infiltración de aspersores (FIA, Fig. 5.3.2-3).

A diferencia de los resultados aquí presentados, Liu et al. (2011) observaron en sus experimentos de simulación de lluvia que menores intensidades de lluvias dieron lugar a mayores tasas de infiltración y mayor infiltración acumulada. Sin embargo, a menudo se observan tasas de infiltración más altas con mayores intensidades de lluvia o riego, pero parece no existir un consenso en la literatura sobre la explicación de este comportamiento (Foley y Silburn, 2002). El trabajo de esta tesis presenta una explicación para tal fenómeno debido a que el agua en las áreas encharcadas contribuye al flujo de infiltración total (FIA + FIE).

De los resultados expuestos se puede afirmar que la IN varía proporcionalmente a la HA (Tabla 5.3.2-2). Esta situación se observó también en los escenarios de riego (a) y (b) de la Fig. 5.3.2-6, que corresponden a condiciones similares de DS, VR y PT, pero distinta HA. DeBoer et al. (2000) afirman que es difícil predecir el impacto del incremento de áreas húmedas sobre la generación de escorrentía superficial, ya que cada situación de campo es

única y debe ser considerada independientemente. Al respecto, Liu et al. (2011) midieron la capacidad de infiltración de un suelo franco arcilloso de un campo cultivado en China mediante un simulador de lluvia bajo tres intensidades de lluvia (20, 40 y 60 mm/h) y tres niveles de HA. Los autores observaron que la capacidad de infiltración disminuyó con el aumento en el contenido inicial de agua del suelo, debido al bajo gradiente hidráulico en el frente de mojado (Blackburn, 1975). Los resultados de estos autores difieren de los del presente trabajo debido a las diferentes metodologías empleadas. Liu et al. (2011) utilizaron un simulador de lluvia que aplicó una capa uniforme de lluvia a lo largo de todo el terreno de la parcela experimental. En cambio en el presente trabajo la lluvia producida por los aspersores se aplicó en la línea de riego, de modo que (al igual que en el caso de los experimentos de parcelas) la parcela de riego se dividió en 2 sub-regiones:

- La primera sub-región se localizó en el área que recibió directamente el agua de los aspersores (AA), que corresponde al patrón de mojado simulado por el modelo en cada intervalo de tiempo (Fig. 5.3.2-3). Esta sub-región alimentó el FIA.
- La segunda sub-región corresponde al área que no recibió agua directamente de los aspersores, sino el exceso de agua de ésta que formó parte del flujo superficial (AFS). En esta segunda sub-región el flujo superficial alimentó el FIE contribuyendo al flujo de infiltración total.

El hecho de que el FFS sea máximo con mayores PT, y viceversa, (Tabla 5.3.2-2) es consistente con las correlaciones significativas $z_f \sim v^*$ de la Fig. 4.3.3-4(b) y $v^* \sim s^*$ de la Fig. 4.3.3-4(a) del MHP del capítulo 4. Estos resultados son asimismo consistentes con aquellos encontrados por Leonard et al. (1999), Weiler y Naef (2003) y Ohrstrom et al. (2002), quienes sostienen que cuanto mayor sea la pendiente del terreno, menor es la infiltración, por lo que hay disponible un exceso de agua que comienza a encharcarse o fluir en la superficie del suelo para formar parte del flujo superficial (Hillel, 1998; Liu et al., 2011).

Los valores elevados de IN y E_f se correspondieron con valores bajos de PT (Fig. 5.3.2-4). Asimismo, en los escenarios de riego (b) y (c) de la Fig. 5.3.2-6, los valores elevados de IN se correspondieron con valores bajos de PT. Las correspondencias anteriores se deben a que las PT mayores se corresponden a FFS mayores, lo que implica mayores AFS y por ende mayores FIE que, junto con los FIA, contribuyen al flujo de infiltración total.

5.4.4 Parámetros de evaluación de los escenarios de riego

Uniformidad de riego por aspersión

Para comprender las diferencias encontradas en cuanto al CU en los escenarios simulados resulta conveniente recordar que el flujo de agua superficial se encuentra en forma de estructuras de flujo de agua en láminas poco profundas combinando pequeñas áreas de flujo superficial más rápido divergente y convergente alrededor de protuberancias superficiales, intercalados con patrones de pequeños canales finamente ramificados siguiendo la heterogeneidad en la superficie del suelo en el plano x-y (Abrahams et al., 1990). Por ello la configuración espacial en el plano x-y del FIE (proveniente de este flujo superficial y

encharcamientos) es más despareja que el FIA. Ello explica por qué los valores elevados de CU se correspondieron con valores bajos de FFS ($CU \sim FFS$ (Fig. 5.3.2-6(b))). Lo anterior también explica por qué los valores elevados de CU se correspondieron a aquellas CCFM (mayores VR, menores duraciones de turno de riego, menores DS y mayores PT; Tabla 5.3.2-2) que generaron valores elevados de FFS.

A pesar de las diferencias de CU que presentaron los distintos escenarios de riego, el rango de CU comprende valores entre 80 y 95%. Al respecto, Hanson (2005) indica que las posibles eficiencias de riego máximas para los sistemas de riego con movimiento continuo (mediante aspersores) oscilan entre 80 y 90%, por lo que estos escenarios resultaron adecuados en cuanto a CU y los valores observados no constituyen limitantes para la programación del riego en la zona bajo estudio. Se puede afirmar también que, según el criterio de Hanson (2005), patrones de infiltración lo suficientemente uniforme fueron generados por todos los escenarios de riego con FFS.

Eficiencia en duración de turno de riego (E_t)

Se calculó la IN teniendo en cuenta la duración de turno de riego (E_t) como un parámetro de eficiencia de riego que considera al tiempo insumido por la tarea de riego y los costos relacionados (mano de obra, combustible, amortización de equipo, costos de mantenimiento). Valores elevados de VR (y por consiguiente valores bajos de duración de turno de riego) se correspondieron con valores elevados de E_t (Fig. 5.3.2-4).

Asimismo, E_t aumentó significativamente con el FFS mediante una función exponencial (Fig. 5.3.2-6(c)) debido a que los escenarios de riego con mayor FFS implicaron mayores AFS y por ende mayor FIE que, junto con el FIA, contribuyen al flujo de infiltración total.

En base a estos resultados se puede afirmar que para obtener E_t elevadas se debe lograr un equilibrio entre las CCFM que impliquen menos duración de turno de riego (por ejemplo valores elevados de VR) y aquellas CCFM que generen mayores FFS y por ende mayor flujo de infiltración total.

Eficiencia de aplicación de riego (E_a)

Teniendo en cuenta la Ec.5.2.3-4, aumentos en la IN se corresponderán linealmente con E_a , mientras que aumentos en la RA y E_v se corresponderán inversamente con E_a .

Valores bajos de turno de riego (mayores VR) y valores elevados de DS se correspondieron con valores elevados de E_a (Tabla 5.3.2-2, Fig. 5.3.2-4). Ello se debió a que estas condiciones generaron bajas intensidades de riego y baja RA que se reflejaron en elevadas E_a .

Para analizar el efecto del FFS sobre E_a , se debe tener en cuenta que valores elevados de FFS se corresponden a valores elevados de IN ya que implicaron mayores AFS y por ende mayor FIE que, junto con el FIA, contribuyen al flujo de infiltración total. Asimismo, valores elevados de FFS se corresponden a mayores AFS y con ello a más encharcamientos que constituyen fuente de mayor E_v , de manera que la E_a disminuye.

Con lo argumentado anteriormente se puede afirmar que se debe lograr un equilibrio de FFS suficiente para aumentar la IN pero que a su vez no genere gastos sustanciales de agua por evaporación. Para ello se debe analizar el efecto del FFS sobre la E_a mediante la correlación $FFS \sim E_a$ (Fig. 5.3.2-6(a)). Dicha relación se ajustó significativamente a una ecuación Gaussiana, en la que se puede observar una zona de alta eficiencia en escenarios con bajos FFS (zona a), una zona de mínima eficiencia en escenarios con FFS intermedios (zona b) y otra zona de alta eficiencia en escenarios con FFS elevados (zona c). Para lograr elevadas E_a , se debe configurar el escenario de riego de manera que quede incluido en una zona de alta eficiencia (a) o (c). Como señala Armindo et al. (2011) se puede aumentar la eficiencia de los sistemas de irrigación ajustando la cantidad de agua aplicada a las condiciones específicas del campo; para ello se estudiaron las variables predictoras de E_a de estos dos grupos de manejo de FFS (Fig. 5.3.2-7).

Para ambas condiciones de manejo (bajo y alto FFS) se deben adecuar las CCFM (variables predictoras) de E_a para que ésta no se encuentre en la zona de baja eficiencia (zona b) en la curva Gaussiana de la Fig. 5.3.2-6(a)).

5.4.5 Programación del riego

Se deberán programar los eventos de riego para maximizar la E_a de acuerdo a las CCFM del campo. Aquellos escenarios propicios para riego con baja producción de FFS (por ejemplo bajas PT y/o bajas HA) se deben programar para trabajar con elevada E_a manipulando las CCFM del grupo de manejo de bajo FFS: VR (para cada pasada de la máquina de riego), DS y HA. De esta manera se puede regular la intensidad de riego (manipulando VR y DS) en cada pasada del sistema de riego de acuerdo a la condición de HA del suelo (medida con sensores de humedad instalados en el campo). En cada pasada de la máquina de riego por avance frontal la HA aumentaría, por lo que el sistema de riego (automatizado) debería tener pre-programado otra configuración de VR y DS de manera que la IN sea la adecuada. Asimismo los escenarios propicios para riego con baja producción de FFS se deberán programar considerando la E_t . Para lograr elevadas E_t (y por ende mejor aprovechamiento de los recursos tiempo, mano de obra, energía eléctrica y combustible) se deberá disminuir la duración de turno de riego de manera de no sobrepasar el límite máximo de FFS del grupo de manejo E_a de bajo FFS. En estos escenarios de riego del grupo de bajo FFS los CU son más elevados que en los escenarios de alto FFS, por lo que este parámetro de evaluación no constituye una limitante en el diseño del riego.

Hay escenarios en los que la formación de flujo superficial con el riego es inevitable, debido por ejemplo a que el campo posee PT elevada o que el cultivo necesita valores elevados de HA. En estos casos se puede alcanzar una condición de alta E_a manipulando las CCFM del grupo de alto FFS: VR (para cada pasada de la máquina de riego) de acuerdo a la HA y la PT. Se emplearía el mismo esquema para programar el riego en los escenarios de riego que deban operar con altos FFS, en el que la VR se programaría de acuerdo a la pendiente del terreno y se recalcularía en cada pasada de la máquina de riego de acuerdo a la

HA. Asimismo los escenarios propicios para riego con alta producción de FFS se deberán programar considerando la E_t y el CU. Se deberá disminuir la duración de turno de riego y/o aumentar la generación de FFS (y por ende el flujo de infiltración total) para aumentar E_t sin que ello implique una disminución del CU por debajo de los límites aceptables. En estas simulaciones los CU no constituyeron parámetros de evaluación limitantes para la programación adecuada del riego, sin embargo se recomienda considerar este parámetro de evaluación especialmente en los escenarios del grupo de alto FFS.

5.5 Conclusiones

Respecto al primer objetivo formulado en este capítulo: **“calibrar un modelo hidrológico espacialmente distribuido en base a los datos de los experimentos de campo”**, el modelo CREST fue calibrado en base a datos de % de área de AD, la velocidad promedio de escorrentía, μ_θ y σ_θ y la orientación y extensión de la pluma de mojado. Se avanzó en el estudio de los efectos de infiltración en la conectividad hidrológica (al considerar el efecto de la microtopografía y de los AD) en sistemas reales.

Respecto al segundo objetivo formulado: **“desarrollar un sistema de análisis y pronósticos de eficiencia en sistemas de riego superficial automatizado”**, se sostiene que el sistema deberá contar con conjuntos de datos sobre los requerimientos del cultivo y el agua, parámetros y variables hidrológicas obtenidos a través de experimentos en parcelas de campo (curva de infiltración, almacenamiento en depresiones), el modelo CREST y mediciones de campo de HA en tiempo real que se vincularían y utilizarían como datos de entrada en el sistema de análisis y pronósticos de eficiencia de riego. Este sistema podrá ser aplicable a otros campos en ambientes semiáridos para proporcionar información a granjeros, científicos agrícolas y ambientales, ingenieros, economistas, asesores y encargados de adoptar decisiones gubernamentales.

En cuanto al objetivo de: **“Analizar los efectos de las condiciones de contorno (humedad antecedente y pendiente general del terreno) y factores de manejo (que definen la intensidad de riego) sobre el flujo superficial y de infiltración en escenarios de riego por aspersión de avance frontal”**, el trabajo llevado a cabo con el sistema de pronóstico de eficiencias de riego consideró el FFS y su relación con la IN. La consideración de estos flujos de agua es indispensable para el diseño, programación y la optimización y gestión de sistemas de riego.

La lluvia producida por los aspersores se aplicó en la línea de riego, de modo que (al igual que en el caso de los experimentos de parcelas) la parcela de riego se dividió en 2 sub-regiones: la primera sub-región se localizó en el AA y alimentó el FIA y la segunda sub-región corresponde al AFS. Si la tasa de infiltración del suelo resultase menor a la intensidad de riego, el exceso de agua formará parte del flujo superficial que podrá encharcarse AFS alimentando al FIE y contribuyendo al flujo de infiltración total.

En este trabajo y bajo estas configuraciones la IN varió proporcionalmente a la HA y el FFS resultó máximo con mayores PT.

Para abordar el objetivo: “**evaluar las eficiencias de irrigación en escenarios de riego por aspersión de avance frontal**” se calcularon tres parámetros de evaluación de los escenarios de riego: CU, E_t y E_a .

Debido a que el flujo de infiltración proveniente de las láminas de agua superficiales y encharcamientos posee una configuración espacial más despareja en el plano x-y que el flujo de infiltración proveniente de los aspersores, los escenarios de mayor FFS se correspondieron a menores CU. Sin embargo, patrones de infiltración lo suficientemente uniforme fueron generados por todos los escenarios de riego con FFS, por lo que éste no constituyó un factor limitante en la programación del riego en esta tesis.

Se calculó la IN teniendo en cuenta E_t como un parámetro de eficiencia de riego que considera al tiempo y sus consiguientes costos en cuanto a los recursos mano de obra, energía eléctrica y combustible. En base a los resultados obtenidos se pudo afirmar que para obtener E_t elevadas se debe lograr un equilibrio entre las CCFM que impliquen menos duración de turno de riego y aquellas que generen mayores FFS.

En cuanto a la E_a , aumentos en la IN se corresponderán con mayores E_a , mientras que aumentos en la RA y Ev se corresponderán con menores E_a .

Se deberán programar los eventos de riego para maximizar los parámetros E_a , E_t y CU considerando la aptitud de generación de FFS de cada condición de manejo campo (grupo de bajo y alto FFS). Para ambas condiciones de manejo analizadas se deben manipular las variables predictoras de E_a (VR (para cada pasada de la máquina de riego) y DS de acuerdo a la HA y la PT) para que ésta no se encuentre en la zona de baja E_a ni que ello implique una disminución del E_t y CU por debajo de los límites aceptables.

5.6 Bibliografía

- Abraham E., del Valle H., Roig F., Torres L., Ares J., Coronato F., Godagnone R. 2009. Overview of the geography of the Monte desert of Argentina. *J. Arid Environ.* 73, 144-153.
- Abrahams A. D., Parsons A. J., Luk S. 1990. Field experiments on the resistance to overland flow on desert hillslopes. Erosion, Transport and Deposition Processes, En: *Proceedings of the Jerusalem Workshop, Jerusalem, March-April 1990, IAHS Publ. no. 189.*
- Antoine M. 2010. Overland flow connectivity: Theory and application at the interrill scale. PhD Thesis. Université catholique de Louvain, Belgium.
- Antoine M., Javaux M., Bielders C. 2009. What indicators can capture runoff-relevant connectivity properties of the micro-topography at the plot scale?. *Adv. Water Resour.* 32(8), 1297-1310.
- Appels W. M., Bogaart P. W., van der Zee S. E. 2011. Influence of spatial variations of microtopography and infiltration on surface runoff and field scale hydrological connectivity. *Adv. Water Resour.* 34(2), 303-313.
- Armindo R. A., Botrel T. A., Garzella T. C. 2011. Flow rate sprinkler development for site-specific irrigation. *Irrigation Sci.* 29, 233-240
- Bazzani G. M. 2005. An integrated decision support system for irrigation Water and water policy design: DSIRR. *Environ. Modell. Softw.* 20, 153-163.
- Ben-Hur M. 1994. Runoff erosion and polymer application in moving sprinkler irrigation. *Soil Science.* 158, 283-290.
- Blackburn W. H. 1975. Factors Influencing Infiltration and Sediment Production of Semiarid Rangelands in Nevada. *Water Resour. Res.* 11(6), 929-937.
- Carrión P., Montero J., Tarjuelo J. M. 2001. Aplicación de la simulación al diseño de los sistemas de riego por aspersión: el modelo SIRAS. *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería.* 17(3), 347-362.
- Causapé J., Quílez D., Aragónés R. 2004. Assessment of irrigation and environmental quality at the hydrological basin level. I. Irrigation quality. *Agric. Water Manag.* 70, 195-209.
- Censo Nacional Agropecuario. 2002. INDEC- Instituto Nacional de Estadísticas y Censo. República Argentina.

- Christiansen J. E. 1941. The uniformity of application of water by sprinkler systems. *J. Agr. Eng. Res.* 22, 89-92.
- Connell L. D., Gilfedder M., Jayatilaka C., Bailey M., Vandervaere J. P. 1999. Optimal management of water movement in irrigation bays. *Environ. Modell. Softw.* 14, 171–179.
- Dabach S., Lazarovitch N., Simunek J., Shani U. 2013. Numerical investigation of irrigation scheduling based on soil water status. *Irrigation Sci.* 31, 27–36.
- Darboux F., Davy Ph., Gascuel-Oudou C., Huang C. 2001. Evolution of soil surface roughness and flowpath connectivity in overland flow experiments. *Catena.* 46, 125-139.
- Darboux F., Gascuel-Oudou C., Davy P. 2002. Effects of surface water storage by soil roughness on overland-flow generation. *Earth Surf. Proc. Land.* 17(3), 223- 233.
- DeBoer D. W., Monnens M. J., Kincaid D. C. 2000. Rotating-plate sprinkler spacing on continuous-move irrigation laterals. National irrigation symposium. Proceedings of the 4th Decennial Symposium. ASAE. November 14-16, Phoenix, Arizona. pp 115-122.
- Fernández-Cirelli A., Arumí J. L., Rivera D., Boochs P. W. 2009. Environmental effects of irrigation in arid and semi-arid regions. *Chilean Journal of Agricultural Research.* 69, 27-40.
- Foley J. L., Silburn D. M. 2002. Hydraulic properties of rain impact surface seals on three clay soils – influence of raindrop impact frequency and rainfall intensity during steady state. *Aust. J. Soil Res.* 40, 1069–1083.
- Gardner W. R. 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 85, 228–232.
- Hanson B. 2005. Irrigation system design and management: implications for efficient nutrient use. Western Nutrient Management Conference, Salt Lake City, UT. 6, 38–45.
- Hillel D. 1998. Environmental soil physics. Academic Press, New York, USA. 771 pp.
- International Standard ISO/DIS 11545: 2007 - Agricultural irrigation equipment –Center–pivot and moving lateral irrigation machines with sprayer or sprinkler nozzles – Determination of Uniformity of water distribution.
- Jorge J., Pereira L. S. 2003. Simulation and evaluation of Set Sprinkler Systems with AVASPER. In: Improved Irrigation Technologies and Methods (Proc. ICID Int. Workshop, Sep. 2003), Association Française des Irrigations et du Drainage, AFEID, Montpellier, CD-ROM Paper 21.
- Keller J., Bliesner R. D. 2000. Sprinkler and trickle irrigation. The Blackburn Press, Caldwell.
- Leonard J., Esteves M., Perrier E., de Marsily G. 1999. A spatialized overland flow approach for the modelling of large macropores influence on water infiltration. International Workshop of EurAgEng's Field of Interest on Soil and Water, Leuven. pp. 313–322.
- Li J., Kawano H. 1996. The areal distribution of soil moisture under sprinkler irrigation. *Agric. Water Manag.* 32, 29-36.
- Li X., Contreras S., Solé-Benet A., Cantón Y., Domingo F., Lázaro R., Lin H., Van Wesemael B., Puigdefábregas J. 2011. Controls of infiltration–runoff processes in Mediterranean karst rangelands in SE Spain. *Catena.* 86, 98–109.
- Liu H., Lei T. W., Zhao J., Yuan C. P., Fan Y. T., Qu L. Q. 2011. Effects of rainfall intensity and antecedent soil water content on soil infiltrability under rainfall conditions using the run off-on-out method. *J. Hydrol.* 396, 24–32.
- Mares M. A., Morello J., Goldstein G. 1985. Semi-arid shrublands of the world, in: Hot deserts and arid shrublands, Ecosystems of the world, chapter 10, edited by: Evenari, M., Noy-Meir, I., and Goodall, D., Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. pp 203–237.
- McLean R. K., Sri Ranjan R., Klassen G. 2000. Spray evaporation losses from sprinkler irrigation systems. *Canadian Agricultural Engineering.* 42(1), 1-15.
- Merot A., Bergez J. E. 2010. IRRIGATE: A dynamic integrated model combining a knowledge-based model and mechanistic biophysical models for border irrigation management. *Environ. Modell. Softw.* 25, 421–432.
- Montero J., Tarjuelo J. M., Carrión P. 2001. SIRIAS: a simulation model for sprinkler irrigation II. Calibration and validation of the model. *Irrig. Sci.* 20, 85-98.
- Moore I. D., Grayson R. B., Ladson A. R. 1991. Digital terrain modeling – a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrol. Process.* 5, 3–30.
- Moore I. D., Larson C. L., Slack D. C., Wilson B. N., Idike F., Hirschi M. C. 1981. Modelling infiltration: a measurable parameter approach. *J. Agric. Eng. Res.* 26(1), 21–32.
- Morello J. H. 1984. Perfil Ecológico de Sud America, Instituto de Cooperación Iberoamericana, Madrid. 93 pp.
- Morvant J. K., Dole J. M., Ellen E. 1997. Irrigation systems alters distribution of roots, soluble salts, nitrogen and pH in the root medium. *Hort. Technology.* 7, 156–160.
- Mügler C., Planchon O., Patin J., Weill S., Silvera N., Richard P., Mouche E. 2011. Comparison of roughness models to simulate overland flow and tracer transport experiments under simulated rainfall at plot scale. *J. Hydrol.* 402, 25-40.
- Mwendera E. J., Feyen J. 1993. Predicting tillage effects on infiltration. *Soil Sci.* 155, 229-235.
- Nin R. A. 2008. Tecnología del riego por aspersión estacionario. Calibración y validación de un modelo de simulación. Tesis doctoral, Universidad de Castilla-La Mancha. Centro Regional de Estudios del Agua. Albacete, España. 219 pp.

- Ohrstrom P., Persson M., Albergel J., Zante P., Nasri S., Berndtsson R., Olsson J. 2002. Field-scale variation of preferential flow as indicated from dye coverage. *J. Hydrol.* 257, 164–173.
- Olaya V. 2004. A gentle introduction to SAGA GIS. The SAGA User Group e.V., Göttingen, Alemania. 208 pp.
- Olaya V., Conrad O. 2009. Geomorphometry in SAGA. Chapter 12 in *Geomorphometry Concepts, Software, Applications*. In: Hengl, T., Reuter, H.I. (Eds.), *Developments on Soil Science*, volume 33. Elsevier, UK. 765 pp.
- Pedras C. M., Pereira L. S. 2006. A DSS for design and performance analysis of microirrigation systems. In: F. Zazueta, J. Xin, S. Ninomiya, G. Schiefer (Eds.) *Computers in agriculture and Natural Resources (Proc. 4th World Congress, Orlando FL)*, ASABE, St Joseph, MI. pp. 666-671.
- Rao M. D., Raghuwanshi N. S., Singh R. 2006. Development of a physically based 1D-infiltration model for irrigated soils. *Agric. Water Manag.* 85(1–2), 165–174.
- Rashidi M., Seyfi K. 2007. Field comparison of different infiltration models to determine the soil infiltration for border irrigation method. *Am Eurasian J Agric. Environ Sci.* 2(6), 628–632.
- Rodríguez J. A., Martos J. C. 2010. SIPAR_ID: Freeware for surface irrigation parameter identification. *Environ. Modell. Softw.* 25, 1487–1488.
- Rossi M. J., Ares J. O. 2012. Depression storage and infiltration effects on overland flow depth-velocity-friction at desert conditions: field plot results and model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 3293-3307.
- Silva L. L. 2007. Fitting infiltration equations to centre-pivot irrigation data in a Mediterranean soil. *Agric. Water Manag.* 94, 83 – 92.
- Soto Hoyos J. F. 2002. Manual para el diseño y gestión de pequeños sistemas de riego por aspersión en laderas. Proyecto Manejo Sostenible de Suelos y Agua en Laderas. Cusco, Perú. 157 pp.
- Tarjuelo J. M., Valiente M., Lozoya J. 1992. Working condition of sprinkler to optimize application of water. *J. Irrig. Drain. Div. ASCE.* 118(6), 895–913.
- Tatard L., Planchon O., Wainwright G., Nord J., Favis-Mortlock D., Silvera N., Ribolzi O., Esteves M., Huang C. H. 2008. Measurement and modelling of high-resolution flow-velocity data under simulated rainfall on a low-slope sandy soil. *J. Hydrol.* 348, 1–12.
- Uva W. L., Weiler T. C., Milligan R. A. 1998. A survey on the planning and adoption of zero run-off subirrigation systems in greenhouse operations. *Hort Science.* 34, 660–663.
- Walker W. R., Prestwich C., Spofford T. 2006. Development of the revised USDA–NRCS intake families for surface irrigation. *Agric. Water Manag.* 85(1–2), 157–164
- Wang J., Yang H., Gourley J., Sadiq I. K., Yilmaz K., Adler R., Policelli F., Habib S., Irwin D., Limaye A., Korme T., Okello L. 2011. The coupled routing and excess storage (CREST) distributed hydrological model. *Hydrolog Sci. J.* 56, 1, 84–98.
- Weiler M., Naef F. 2003. Simulating surface and subsurface initiation of macropore flow. *J. Hydrol.* 273, 139–154.
- Wilmes G. J. Martin D. L., Supalla R. J. 1993. Decision support system for design of center pivots. *Transactions of the ASAE.* 37(1), 165-175.
- Zappi A. 2013. Gerente de Proyectos de Riego del PROSAP (Programa de Servicios Agrícolas Provinciales del Ministerio de Agricultura, Ganadería y Pesca), comunicación personal.
- Zhang L., Merkley G. P., Pinthong K. 2013. Assessing whole-field sprinkler irrigation application uniformity. *Irrigation Sci.* 31, 87–105.

CAPÍTULO 6: Conclusiones y recomendaciones

6.1 Síntesis

En los trabajos que expone esta tesis se desarrollaron experimentos de riego en parcelas en el campo y ejercicios de simulación con los resultados obtenidos en esos experimentos. En las parcelas, el agua se aplicó en forma sectorizada, de manera de generar dos subregiones: un área reducida dentro de la parcela que recibió directamente el agua y otra que recibió el flujo superficial resultante del exceso de agua aportado por la primera. Se estudiaron las características hidrológicas de los flujos de escorrentía superficial e infiltración y sus relaciones e interacciones en condiciones de campo teniendo en cuenta la microtopografía del suelo a través de fotogrametría de rango cercano y análisis geométrico de modelos de elevación de terreno. Se analizaron los avances del área mojada o pluma de mojado mediante imágenes de filmación del experimento, modelos digitales de terreno y mapas de intensidad de escorrentía potencial.

En base a los resultados analizados se desarrolló un modelo de simulación hidrológica de base física constituido por un sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias no lineales y de continuidad con parámetros de tiempo variable representando cambios en el almacenaje de agua en escorrentía laminar y en la zona superficial de la vadosa.

Finalmente se desarrolló un sistema de análisis y pronósticos de eficiencia en sistemas de riego superficial automatizado en la región de estudio. Para ello se calibró un modelo hidrológico espacialmente distribuido (CREST) en base a los datos de los experimentos de campo y los resultados de su modelo de simulación. Se simularon diferentes escenarios de riego de pre-emergencia y/o pre-siembra y sus flujos de agua superficial y de infiltración, examinando los impactos de diferentes combinaciones de distancias entre aspersores y velocidades de avance de la línea de riego, para así seleccionar la combinación más eficiente en términos de distribución de la humedad del suelo superficial y la producción de flujo superficial dependiendo de las condiciones de pendiente del campo y humedad antecedente.

6.2 Aportes originales

6.2.1 Avances generales para la ciencia hidrológica

En esta tesis se describen experimentos hidrológicos de parcelas relativos a la infiltración y escorrentía en un ambiente semiárido, de estructura física y conceptual originales.

Un aporte original de los trabajos en esta tesis fue la configuración experimental utilizada en los experimentos en parcelas, la cual abordó las limitaciones potenciales más usuales de los estudios sobre el flujo superficial. Al respecto, Sidle (2006) recomienda a la hora de utilizar parámetros obtenidos en experimentos en un modelo de igual y/o menor escala, tener en cuenta las limitaciones más usuales de los experimentos de parcelas debidas a diversos artefactos: efectos de escurrimiento e infiltración anormal en las paredes de las parcelas, manipulación del relieve del suelo con el fin de encauzar el flujo superficial a la parte central del canal de flujo de la parcela, entre otros (Sidle, 2006; Esteves et al, 2000; Dunkerley, 2004; Rossi y Ares, 2012a, 2012b).

Los experimentos de parcelas desarrollados en el trabajo de esta tesis doctoral han sido representativos de la variabilidad espacial del paisaje del Monte Patagónico caracterizado por vegetación también espacial y geoméricamente heterogénea que conforma superficies con propiedades de infiltración y fricción de compleja caracterización (Fiedler y Ramirez, 2000; Dunkerley, 2003; Dunkerley, 2002; Antoine et al., 2011; Mügler et al., 2011). Así, los datos recopilados y modelados sirven para aplicar a modelos distribuidos a menor escala espacial, de manera que sean representativos de la variabilidad espacial de las propiedades ecohidrológicas de dicha escala. Al respecto, Sidle (2006) y Bloeschl (2001) recomiendan la búsqueda del avance científico hidrológico general y respecto al escalamiento de propiedades ecohidrológicas mediante el desarrollo de experimentos a campo que sean más representativos de la variabilidad espacial de las propiedades ecohidrológicas en escalas espaciales pequeñas. Para Sidle (2006) y Bloeschl (2001) los experimentos de parcelas deberían realizarse en suelos y vegetación representativos de la región de estudio. Debido a que las tasas de escorrentía en zonas semiáridas son más elevadas en suelos desnudos, que en los suelos con vegetación circundante, es importante realizar los experimentos en sitios representativos de ambas condiciones. De lo contrario incorporar el índice de escorrentía obtenido en estos experimentos en modelos de menor escala espacial sería incorrecto y poco representativo.

El modelo de simulación hidrológica en parcelas (MHP) aquí presentado utiliza criterios innovativos para su calibración, basados en parámetros relativos al flujo superficial del agua. La validación del MHP se realizó no solamente mediante el análisis del flujo superficial (avance de la pluma de mojado) sino también mediante el coeficiente de humedad volumétrica al final de la simulación, la conductividad hidráulica saturada del suelo, AD , la velocidad de avance de la pluma de mojado (PM), la diferencia de cotas del perfil de avance de la PM, la profundidad de infiltración del agua, y las curvas succión-contenido de humedad (CSCH). Una gran cantidad de literatura se ha dedicado a los criterios utilizados para inspeccionar los registros de caudales (Ewen, 2011), mientras que se ha prestado menos atención al hecho de que muchos de los modelos hidrológicos que pueden reproducir con precisión los registros de caudales, producen estimaciones sesgadas de las velocidades de flujo superficial (Mügler et al., 2011) o los números de Reynolds-Froude (Tatard et al., 2008).

Si se utilizan modelos hidrológicos para estimar los flujos de agua sin entender a fondo el interior de los procesos dominantes, se genera una falsa sensación de confianza en que el modelo puede ser fácilmente extrapolable a otras áreas, ya que a menudo se asume que los procesos son correctos si la salida del modelo es válida en alguna escala. Al respecto, Darboux et al. (2002) señalaron que los hidrogramas no necesariamente representan las variaciones espacio-temporales en la generación y evolución de los procesos de flujo superficial en una superficie. Sidle (2006) afirma que en la mayoría de las aplicaciones prácticas de la hidrología debería ser importante comprender sus procesos internos, ya que la gestión o manipulación del "espacio interior" en cuestión afectará inevitablemente a las salidas de los modelos.

El MHP constituye un avance en el conocimiento científico hidrológico en cuanto a que incorporó el concepto de conectividad hidrológica al considerar el efecto de la microtopografía y de los AD y su utilización como herramienta para predecir flujos de infiltración. Además se avanzó en el estudio de los efectos de infiltración en la conectividad hidrológica al considerar el efecto de la microtopografía y del almacenamiento del agua en las depresiones del terreno (AD) en sistemas reales. Al respecto, Bracken y Croke (2007) enfatizaron la importancia de los estudios de conectividad hidrológica y describen las necesidades de nuevos enfoques y métodos para estudiar los factores intrínsecos en la generación de escorrentía, en lugar de examinar únicamente hidrogramas para el análisis de la conectividad hidrológica funcional. Chu et al. (2013) remarcan la necesidad de estudios de infiltración y conectividad hidrológica en sistemas reales.

Otro aspecto innovativo para las ciencias hidrológicas de los trabajos expuestos en esta tesis es el estudio en condiciones de campo sin perturbar la microtopografía que consideró la interacción dinámica entre el agua superficial y la infiltración debido a las variaciones de los parámetros de infiltración y la microtopografía. Otros autores (Abrahams et al, 1990; Fiedler y Ramirez, 2000; Pan y Shangguan, 2006; Dunkerley, 2001; Esteves et al., 2000; Thompson et al., 2011; Tatard, et al., 2008; entre otros) han estudiado ampliamente características hidrológicas del flujo de escorrentía superficial, tales como la velocidad del flujo, su profundidad, coeficientes de fricción, y sus relaciones sin considerar la interacción con la microtopografía.

Mediante el trabajo de experimentación y modelación en parcelas de esta tesis doctoral se concluyó que existe una relación particular entre la vegetación y la microtopografía frecuente en ambientes semiáridos, donde los mínimos microtopográficos (depresiones) están ocupados por suelo desnudo (SD), y altos (montículos) se encuentran ocupados por suelo con vegetación (SV). Dicha característica genera comportamientos hidrológicos y procesos ecohidrológicos diferentes, donde las áreas de SV presentan tasas de infiltración más altas (que dependen de la concentración de raíces en ciertos estratos de la zona superficial de la vadosa, la densidad aparente y rugosidad del suelo) y se comportan como sumideros de escorrentía, y las de SD son las más eficientes en la producción de escorrentía constituyendo fuentes de escorrentía. Cualquier perturbación que reduzca la eficacia de los parches de vegetación para obstruir los flujos de agua y de retener el agua puede reducir la funcionalidad ecohidrológica. Este conocimiento constituye un avance en la hidrología de laderas ya que según Lin et al. (2006), las observaciones puntuales de laderas pueden ser escaladas y conectadas a la respuesta hidrológica a nivel de cuenca para realizar interpretaciones simples sobre procesos complejos.

Para avanzar en el conocimiento científico en cuanto a los procesos hidrológicos relacionados con la escala espacial es importante conocer y articular los procesos y el funcionamiento interno de las cuencas. Según Bloeschl (2001) esto puede realizarse con más mediciones en campo y una mayor articulación entre los datos en campo y los modelos hidrológicos e incorporando los procesos internos y de funcionamiento en los modelos hidrológicos, de manera que los datos no sirvan sólo para validar la salida del modelo

(generalmente mediante el empleo del hidrograma). Si se utilizan modelos hidrológicos o análisis estadísticos para estimar los flujos de agua sin entender a fondo el interior de los procesos dominantes, se genera una falsa sensación de confianza en que el modelo puede ser fácilmente extrapolable a otras áreas, ya que a menudo se asume que los procesos son correctos si la salida del modelo es válida en alguna escala.

6.2.2 Avances en Ingeniería y transferencia.

En los trabajos de esta tesis se originaron datos de campo de las propiedades hidrológicas del suelo (CSCH y curva conductividad-succión) que son inéditos para la región de estudio (Capítulo 3).

Se presenta un sistema original de modelo hidrológico de parcelas (Capítulo 4) mediante el cual se obtuvieron estimaciones de parámetros y variables hidrológicas necesarios para la simulación hidrológica espacialmente distribuida de cuencas y de eventos de riego de pre-emergencia y/o pre-siembra (Capítulo 5) en la región semiárida del Monte Patagónico. Dicho estudio es de particular relevancia para el desarrollo regional para planificar, diseñar, construir y mantener obras de control de crecidas, captación de aguas, prevención de la contaminación no puntual, prevención de la erosión y sus consecuencias y en general, desarrollar una adecuada administración de recursos hídricos y usos del suelo.

Esta tesis doctoral provee datos que constituyen evidencia de la eficacia de los parches de vegetación autóctona del Monte Patagónico para retener el agua en eventos de precipitaciones. Ello sirve de base para formular recomendaciones sobre usos del suelo en zonas no urbanas con vegetación autóctona que minimicen los impactos de la escorrentía en eventos de tormentas.

Se presenta un sistema original de análisis y pronóstico de eficiencia de riego superficial automatizado a fin de diseñar la programación de eventos de riego de pre-emergencia y/o pre-siembra en ambientes semiáridos (Capítulo 5). Se determinó que dicho sistema es una herramienta valiosa en el manejo de riego para maximizar la eficiencia de aplicación de riego, eficiencia de duración del turno de riego y el coeficiente de uniformidad de la distribución de la profundidad del agua en el suelo al final de la duración del turno de riego. El sistema de recopilación de datos de campo y el modelo hidrológico pueden ser aplicables a otros ambientes semiáridos para proporcionar información a productores agrícolas, científicos, ambientalistas, ingenieros, economistas, asesores y encargados de adoptar decisiones gubernamentales.

6.3 Recomendaciones para estudios futuros

Los experimentos de parcelas se configuraron de acuerdo a los objetivos de la tesis, para medir las variables básicas de los flujos de agua (escorrentía e infiltración) durante eventos de tormentas. No se consideraron en los experimentos factores no previstos en los objetivos del trabajo doctoral, como el impacto de la energía cinética de la lluvia, los efectos de impacto de las gotas de lluvia y efectos e interferencias de sedimentos; quedando dichas líneas de trabajo

abiertas para estudios posteriores. Asimismo, la evapotranspiración fue ignorada debido a la corta duración de los experimentos de campo (Capítulos 3 y 4), por lo que un estudio que involucre una escala temporal más amplia debería incorporar este fenómeno. El modelo hidrológico CREST considera el efecto de la evaporación en los eventos de riego, simulando una única tasa de evaporación, característica de la estación primaveral. Por ello sería de interés simular distintas tasas de evaporación para pronosticar las eficiencias de escenarios de riego superficial automatizado.

A través de experimentos de aplicación de agua a escala parcelaria y de análisis geométrico de modelos de elevación de terreno se avanzó en el estudio del almacenamiento de agua en depresiones y su relevancia en el flujo de escorrentía laminar y la infiltración en la región del Monte Patagónico. Se obtuvieron estimaciones de parámetros y variables hidrológicas necesarios para la modelación hidrológica espacialmente distribuida de cuencas en ese sistema que sería oportuno utilizar en estudios regionales futuros.

Los datos, experimentos y mediciones de parcelas de campo se utilizaron para calibrar un modelo hidrológico de base física espacialmente distribuido diseñado para la simulación de riego por aspersión lateral de avance frontal en ambientes semiáridos. Sería oportuno extender el sistema de análisis y pronósticos de eficiencia de riego a otros escenarios más complejos en los que el cultivo se encuentre en varios estados de desarrollo y/o en sistemas de riego de avance radial (pivot central). La extensión del sistema a estos escenarios se puede lograr con relativa sencillez con pequeñas modificaciones del código del modelo CREST. En el caso del análisis de escenarios con cultivos en varios estados de desarrollo, se deberá ingresar al modelo sendos mapas de distribución del cultivo, de factores de intercepción del agua por el canopeo del mismo, y de su tasa de evapotranspiración. Para simular escenarios de riego con pivot central se deberá modificar el código que simula el movimiento de la barra de soporte de riego a un movimiento por avance radial. Asimismo se deberá modificar la ecuación de flujo de cada aspersor de acuerdo a su velocidad tangencial de avance.

6.4 Bibliografía

- Abrahams A. D., Parsons A. J., Luk S. 1990. Field experiments on the resistance to overland flow on desert hillslopes. *Erosion, Transport and Deposition Processes*, En: *Proceedings of the Jerusalem Workshop*, Jerusalem, Marzo-Abril 1990, IAHS Publ. no. 189.
- Antoine M., Chalon C., Darboux F., Javaux M., Bièdiers C. 2011. Estimating changes in effective values of surface detention, depression storage and friction factor at the interrill scale, using a cheap and fast method to mold the soil surface microtopography. *Catena*. 91, 10-20.
- Bloesch H. P. 2001. Scaling in hydrology. *Hydrol. Process.* 15, 709-711.
- Bracken L. J., Croke J. 2007. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrol. Process.* 21, 1749-1763.
- Chu X., Yang J., Chi Y., Zhang J. 2013. Dynamic puddle delineation and modeling of puddle to-puddle filling-spilling-merging-splitting overland flow processes. *Water Resource Research*. 49(6), doi:10.1002/wrcr.20286.
- Darboux F., Gascuel-Oudou C., Davy P. 2002. Effects of surface water storage by soil roughness on overland-flow generation. *Earth Surf. Proc. Land*. 17(3), 223- 233.
- Dunkerley D. L. 2001. Estimating the mean speed of laminar overland flow using dye-injection-Uncertainty on rough surfaces. *Earth Surf. Proc. Land*. 26, 363-374.
- Dunkerley D. L. 2002. Infiltration rates and soil moisture in a groved mulga community near Alice Springs, arid central Australia: evidence for complex internal rainwater redistribution in a runoff-runon landscape. *J. Arid Environ.* 51, 199-219.

Cap. 6: Conclusiones y Recomendaciones.

- Dunkerley D. L. 2003. Determining friction coefficients for interrill flows. The significance of flow filaments for interrill flows, *Earth Surf. Proc. Land.* 28, 475–491.
- Dunkerley D. L. 2004. Flow threads in surface run-off: implications for the assessment of flow properties and friction coefficients in soil erosion and hydraulics investigations. *Earth Surf. Proc. Land.*, vol 29, issue 8, John Wiley & Sons Ltd, UK. pp. 1011-1026.
- Esteves M., Faucher X., Galle S., Vauclin M. 2000. Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain: numerical results versus observed values. *J. Hydrol.* 228, 265-282.
- Ewen J. 2011. Hydrograph matching method for measuring model performance. *J. Hydrol.* 408, 178-187.
- Fiedler F. R., Ramirez J. A. 2000. A numerical method for simulating discontinuous shallow flow over an infiltrating surface. *International Journal for Numerical Methods in Fluids.* 32, 219–240.
- Lin H. S., Kogelmann W., Walker C., Bruns M. A. 2006. Soil moisture patterns in a forested catchment: A hydrogeological perspective. *Geoderma.* 131, 345-368.
- Mügler C., Planchon O., Patin J., Weill S., Silvera N., Richard P., Mouche E. 2011. Comparison of roughness models to simulate overland flow and tracer transport experiments under simulated rainfall at plot scale. *J. Hydrol.* 402, 25-40.
- Pan C., Shangquan Z. 2006. Runoff hydraulic characteristics and sediment generation in sloped grassplots under simulated rainfall conditions. *J. Hydrol.* 331, 178– 185.
- Rossi M. J., Ares J. O. 2012a. Close range stereo-photogrammetry and video imagery analyses in soil ecohydrology modelling. *Photogrammetric Record.* 27 (137), 111-126.
- Rossi M. J., Ares J. O. 2012b. Depression storage and infiltration effects on overland flow depth-velocity-friction at desert conditions: field plot results and model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 3293–3307.
- Sidle R. C. 2006. Field observations and process understanding in hydrology: essential components in scaling. *Hydrol. Process.* 20, 1439–1445.
- Tatard L., Planchon O., Wainwright G., Nord J., Favis-Mortlock D., Silvera N., Ribolzi O., Esteves M., Huang C. H. 2008. Measurement and modelling of high-resolution flow-velocity data under simulated rainfall on a low-slope sandy soil. *J. Hydrol.* 348, 1–12.
- Thompson S. E., Katul G., Konings A., Ridolfi L. 2011. Unsteady overland flow on flat surfaces induced by spatial permeability contrasts. *Adv. Water Resour.* 34, 1049-1058.

ANEXOS a los capítulos de la Tesis**Tabla I.** Prueba *t* para medias de %GSS y %RSS en SS en SV y SD ($n = 36$).

<i>%RSS</i>	<i>SV</i>	<i>SD</i>
Media	0.09935341	0.03841898
Varianza	0.00437936	0.00020644
Observaciones	15	21
Varianza agrupada	0.0019247	
Grados de libertad	34	
Estadístico <i>t</i>	4.10851809	
P($T \leq t$) una cola	0.0001185	
Valor crítico de <i>t</i> (una cola)	1.6909242	
<i>%GSS</i>		
Media	11.6243296	13.9406451
Varianza	38.6714948	31.9345702
Observaciones	15	22
Varianza agrupada	34.6293401	
Grados de libertad	35	
Estadístico <i>t</i>	-1.17552462	
P($T \leq t$) una cola	0.12385986	
Valor crítico de <i>t</i> (una cola)	1.68957244	

Tabla II. Prueba *t* para medias de %GSS y %RSS en: zona de ladera con más pendiente y con menos pendiente.

<i>%RSS 0-3 cm</i>	<i>más pendiente</i>	<i>menos pendiente</i>
Media	0.03522093	0.03455505
Varianza	0.00080124	0.00113246
Observaciones	11	11
Varianza agrupada	0.00096685	
Grados de libertad	20	
Estadístico <i>t</i>	0.05022221	
P($T \leq t$) una cola	0.48022175	
Valor crítico de <i>t</i> (una cola)	1.72471822	
<i>%RSS 3-9 cm</i>		
Media	0.16957462	0.06847793
Varianza	0.0147764	0.00264206
Observaciones	11	11
Varianza agrupada	0.00870923	
Grados de libertad	20	
Estadístico <i>t</i>	2.54055417	
P($T \leq t$) una cola	0.00973383	
Valor crítico de <i>t</i> (una cola)	1.72471822	
<i>%RSS 9-18 cm</i>		
Media	0.08667206	0.05784563
Varianza	0.00338897	0.00318201
Observaciones	11	11
Varianza agrupada	0.00328549	
Grados de libertad	20	
Estadístico <i>t</i>	1.17942971	
P($T \leq t$) una cola	0.12603368	
Valor crítico de <i>t</i> (una cola)	1.72471822	
<i>Promedio %RSS</i>		
Media	0.09715587	0.0536262

Anexos.

Varianza	0.00384263	0.00083484
Observaciones	11	11
Varianza agrupada	0.00233874	
Grados de libertad	20	
Estadístico t	2.11094017	
P(T<=t) una cola	0.02378208	
Valor crítico de t (una cola)	1.72471822	
%GSS 0-3 cm		
Media	11.5724533	19.1552215
Varianza	113.700313	85.3982806
Observaciones	11	11
Varianza agrupada	99.5492967	
Grados de libertad	20	
Estadístico t	-1.78233784	
P(T<=t) una cola	0.0449415	
Valor crítico de t (una cola)	1.72471822	
%GSS 3-9 cm		
Media	11.5917968	13.5942343
Varianza	44.1410196	6.93688526
Observaciones	11	11
Varianza agrupada	25.5389524	
Grados de libertad	20	
Estadístico t	-0.92926327	
P(T<=t) una cola	0.18191676	
Valor crítico de t (una cola)	1.72471822	
%GSS 9-18 cm		
Media	11.0188629	13.7728076
Varianza	37.6410841	4.61861021
Observaciones	11	11
Varianza agrupada	21.1298472	
Grados de libertad	20	
Estadístico t	-1.40503899	
P(T<=t) una cola	0.08767616	
Valor crítico de t (una cola)	1.72471822	
Promedio %GSS		
Media	11.394371	15.5074211
Varianza	50.3015984	8.18111178
Observaciones	11	11
Varianza agrupada	29.2413551	
Grados de libertad	20	
Estadístico t	-1.78380181	
P(T<=t) una cola	0.04481897	
Valor crítico de t (una cola)	1.72471822	

Tabla III. Prueba t para medias de K_{sat} estimadas con IMD en SD y SV en: zona de ladera con más pendiente y con menos pendiente.

K_{sat} en SD	más pendiente	menos pendiente
Media	0.00700992	0.00580667
Varianza	2.3538E-05	1.1243E-05
Observaciones	21	20
Varianza agrupada	1.7549E-05	
Grados de libertad	39	

Anexos.

Estadístico t	0.91931969	
P(T<=t) una cola	0.18178984	
Valor crítico de t (una cola)	1.68487512	
<i>K_{sat} en SV</i>		
Media	0.01779198	0.01239811
Varianza	0.0001547	3.8087E-05
Observaciones	12	10
Varianza agrupada	0.00010222	
Grados de libertad	20	
Estadístico t	1.24595744	
P(T<=t) una cola	0.11358919	
Valor crítico de t (una cola)	1.72471822	

Tabla IV. Prueba t para muestras en SV y SD (n = 25).

<i>s*</i>	<i>SD</i>	<i>SV</i>
Media	1.51862957	3.92617647
Varianza	1.65598698	4.43340739
Observaciones	13	12
Varianza agrupada	2.98431848	
Grados de libertad	23	
Estadístico t	-3.48132418	
P(T<=t) una cola	0.0010089	
Valor crítico de t (una cola)	1.71387152	
σ_s	<i>SD</i>	<i>SV</i>
Media	0.75519541	7.17148969
Varianza	1.22680982	64.9382578
Observaciones	13	12
Varianza agrupada	31.6975023	
Grados de libertad	23	
Estadístico t	-2.8468464	
P(T<=t) una cola	0.00456479	
Valor crítico de t (una cola)	1.71387152	
<i>z_f</i>	<i>SD</i>	<i>SV</i>
Media	26.9230769	53.0833333
Varianza	162.035256	384.992424
Observaciones	13	12
Varianza agrupada	268.666945	
Grados de libertad	23	
Estadístico t	-3.986825	
P(T<=t) una cola	0.00029062	
Valor crítico de t (una cola)	1.71387152	
<i>ff</i>	<i>SD</i>	<i>SV</i>
Media	762.007509	5418.21758
Varianza	1096944.87	59366752.9
Observaciones	12 ^a	12
Varianza agrupada	30231848.9	
Grados de libertad	22	
Estadístico t	-2.07432039	
P(T<=t) una cola	0.02497737	
Valor crítico de t (una cola)	-2.07432039	

^a Análisis excluyendo dato atípico en SD.

Tabla V. Parámetros y mapas utilizados para la calibración del modelo CREST: ejemplo (P12)

Valor	Tipo ^a	Nombre	Unidad	Significado
0.0015	P	pCoem	-	Factor de fricción
93.6	P	pLeaOne	%	(100-AD)
0.03	P	a	-	Coeficiente de la función de infiltración (mm/min) ^b
5.64		b	-	Coeficiente de la función de infiltración (mm/min) ^b
0.50	M	θ_v	mm	Humedad volumétrica antecedente en el suelo (isotrópica)
	M	MDET		MDET (resolución x-y 0.08 m)
	M	DDM	-	Mapa de direcciones de flujo (convención 8-celdas)
	M	FAM	-	Mapa de acumulación de flujo
	M	Irr	mm/min	Flujo de irrigación
	M	ET	mm/min	Flujo de evapotranspiración (isotrópica)

^a: P: parámetro, M: mapa.

^b: Función de infiltración: $y = a + b/x^2$, donde y es la tasa de infiltración medida (mm/s) y x es el agua infiltrada acumulada (mm).

Tabla VI. Resultados de todos los escenarios de irrigación estimados con el modelo CREST.

Pendiente general (%)	Velocidad (m/min)	Distancia aspersores (m)	HA ^a (mm)	IN ^b (mm)	E _a	Duración de turno de riego (hora)	FFS ^c
1.79	1	3	2.50	8.40	0.50	02:10	0.06
1.79	1	3	4.20	8.20	0.50	02:10	0.07
1.79	1	3	7.70	8.10	0.50	02:10	0.09
1.79	1	4	2.50	7.40	0.50	02:10	0.04
1.79	1	4	4.20	7.30	0.50	02:10	0.05
1.79	1	4	7.70	7.40	0.50	02:10	0.09
1.79	1	5	2.50	6.90	0.60	02:10	0.00
1.79	1	5	4.20	7.10	0.70	02:10	0.00
1.79	1	5	7.70	7.30	0.70	02:10	0.01
1.79	2	3	2.50	4.90	0.60	01:05	0.06
1.79	2	3	4.20	5.10	0.60	01:05	0.11
1.79	2	3	7.70	5.60	0.70	01:05	0.19
1.79	2	4	2.50	4.00	0.50	01:05	0.00
1.79	2	4	4.20	4.20	0.60	01:05	0.03
1.79	2	4	7.70	4.90	0.70	01:05	0.12
1.79	2	5	2.50	3.70	0.70	01:05	0.00
1.79	2	5	4.20	4.00	0.70	01:05	0.00
1.79	2	5	7.70	4.50	0.80	01:05	0.01
1.79	3	3	2.50	3.80	0.60	00:44	0.04
1.79	3	3	4.20	4.00	0.70	00:44	0.10
1.79	3	3	7.70	4.90	0.80	00:44	0.23
1.79	3	4	2.50	3.00	0.60	00:44	0.00
1.79	3	4	4.20	3.30	0.60	00:44	0.01
1.79	3	4	7.70	4.30	0.80	00:44	0.13
1.79	3	5	2.50	2.70	0.70	00:44	0.00
1.79	3	5	4.20	3.10	0.80	00:44	0.00
1.79	3	5	7.70	3.70	1.00	00:44	0.01
4.74	1	3	2.50	8.40	0.50	02:10	0.07

Anexos.

4.74	1	3	4.20	8.10	0.50	02:10	0.08
4.74	1	3	7.70	8.00	0.50	02:10	0.10
4.74	1	4	2.50	7.40	0.50	02:10	0.05
4.74	1	4	4.20	7.30	0.50	02:10	0.07
4.74	1	4	7.70	7.40	0.50	02:10	0.09
4.74	1	5	2.50	6.90	0.60	02:10	0.00
4.74	1	5	4.20	7.10	0.70	02:10	0.01
4.74	1	5	7.70	7.30	0.70	02:10	0.01
4.74	2	3	2.50	5.10	0.60	01:05	0.09
4.74	2	3	4.20	5.20	0.60	01:05	0.14
4.74	2	3	7.70	5.90	0.70	01:05	0.20
4.74	2	4	2.50	4.00	0.50	01:05	0.01
4.74	2	4	4.20	4.30	0.60	01:05	0.04
4.74	2	4	7.70	5.10	0.70	01:05	0.13
4.74	2	5	2.50	3.70	0.70	01:05	0.00
4.74	2	5	4.20	4.00	0.70	01:05	0.00
4.74	2	5	7.70	4.60	0.80	01:05	0.01
4.74	3	3	2.50	3.90	0.70	00:44	0.07
4.74	3	3	4.20	4.30	0.70	00:44	0.14
4.74	3	3	7.70	5.40	0.90	00:44	0.25
4.74	3	4	2.50	3.00	0.60	00:44	0.00
4.74	3	4	4.20	3.40	0.70	00:44	0.02
4.74	3	4	7.70	4.50	0.90	00:44	0.13
4.74	3	5	2.50	2.70	0.70	00:44	0.00
4.74	3	5	4.20	3.10	0.80	00:44	0.00
4.74	3	5	7.70	3.90	1.00	00:44	0.01
7.04	1	3	2.50	8.40	0.50	02:10	0.07
7.04	1	3	4.20	8.20	0.50	02:10	0.08
7.04	1	3	7.70	8.10	0.50	02:10	0.10
7.04	1	4	2.50	7.40	0.50	02:10	0.05
7.04	1	4	4.20	7.30	0.50	02:10	0.07
7.04	1	4	7.70	7.30	0.50	02:10	0.10
7.04	1	5	2.50	6.90	0.60	02:10	0.00
7.04	1	5	4.20	7.10	0.70	02:10	0.01
7.04	1	5	7.70	7.30	0.70	02:10	0.01
7.04	2	3	2.50	5.10	0.60	01:05	0.10
7.04	2	3	4.20	5.20	0.60	01:05	0.14
7.04	2	3	7.70	5.80	0.70	01:05	0.20
7.04	2	4	2.50	4.10	0.50	01:05	0.01
7.04	2	4	4.20	4.40	0.60	01:05	0.05
7.04	2	4	7.70	5.10	0.70	01:05	0.13
7.04	2	5	2.50	3.70	0.70	01:05	0.00
7.04	2	5	4.20	4.00	0.70	01:05	0.00
7.04	2	5	7.70	4.60	0.80	01:05	0.02
7.04	3	3	2.50	4.00	0.70	00:44	0.08
7.04	3	3	4.20	4.40	0.70	00:44	0.15

Anexos.

7.04	3	3	7.70	5.50	0.90	00:44	0.24
7.04	3	4	2.50	3.00	0.60	00:44	0.00
7.04	3	4	4.20	3.40	0.70	00:44	0.03
7.04	3	4	7.70	4.60	0.90	00:44	0.14
7.04	3	5	2.50	2.70	0.70	00:44	0.00
7.04	3	5	4.20	3.10	0.80	00:44	0.00
7.04	3	5	7.70	3.90	1.10	00:44	0.01

^a Humedad antecedente

^b Agua infiltrada neta

^c Factor de flujo superficial

Anexo I. versión final en Fortran: Estimación de infiltración mediante curva de infiltración variable

!1020

SUBROUTINE ESONeTwoKey(pOneW, Rain, PET, wetindex, pWmax, pKE, pIM, pB, pFc, Wo, RS, RG, actE, TimeStep, pCoer, pTh)

! CALL ESONeTwoKey(pOneW(IC,IR), pOneWini(IC,IR), PET(IC,IR), wetindex(IC,IR), &

! & pWmax(IC,IR), pKE(IC,IR), pIM(IC,IR), pB(IC,IR), pFc(IC,IR), OneWOut(IC,IR), &

! & OneExc(IC,IR), TwoExc(IC,IR), actE(IC,IR), gTimeStep, pCoer(IC,IR), pTh(IC,IR))

real :: pOneW, Rain, PET, wetindex, pWmax, pKE, pIM, pB, pFc, pCoer, pTh

real, INTent(out) :: Wo, RS, RG, actE

real :: Ex, Wmaxm, A, R, Psoil, f

integer :: TimeStep

EX = PET * pKE

Psoil = Rain - EX

!Calculates infiltration rate according to accumulated based on minidisk infiltration data

!Calculate infiltration rate f

if(pOneW>0.0) then

f=(pCoer+(pTh*exp(-pOneW/pWmax))*pFc*TimeStep

else

f=0

endif

if(f>=psoil)f=psoil

! if(psoil< f)then

!Wo=psoil

!RS=0.01

!else

wo=f

if(psoil>f)then; RS= Psoil-f; else; RS=0; endif

!endif

!RG=0.01

IF(PSoil>0.5)then

!write(100,*)"

!write(100,*)"Rain on soil:", PSoil, " OneWOut:", Wo!, " pOneW:", pOneW

!write(100,*)"OneExc:", RS!, " TwoExc:", RG, " Rate f:", f

!write(100,*)"pOneW:", pOneW, " Rate f:", f!, " pCoer:", pCoer, " pTh:", pTh, " pWmax:",

pWmax,&

! &" pFc:", pFc, " TimeStep:", TimeStep

Anexos.

else;endif
END SUBROUTINE