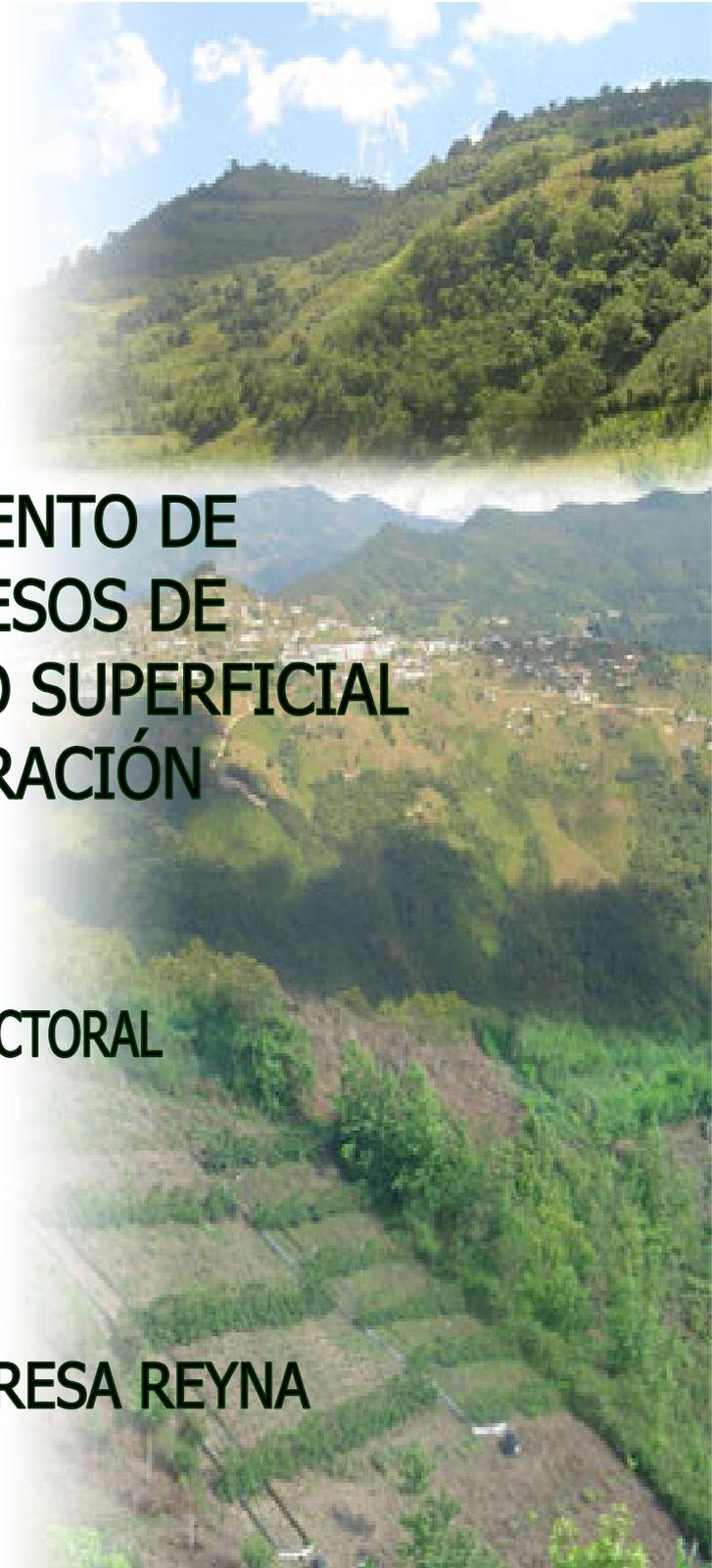


**FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS,  
FÍSICAS Y NATURALES  
UNIVERSIDAD NACIONAL DE CÓRDOBA**

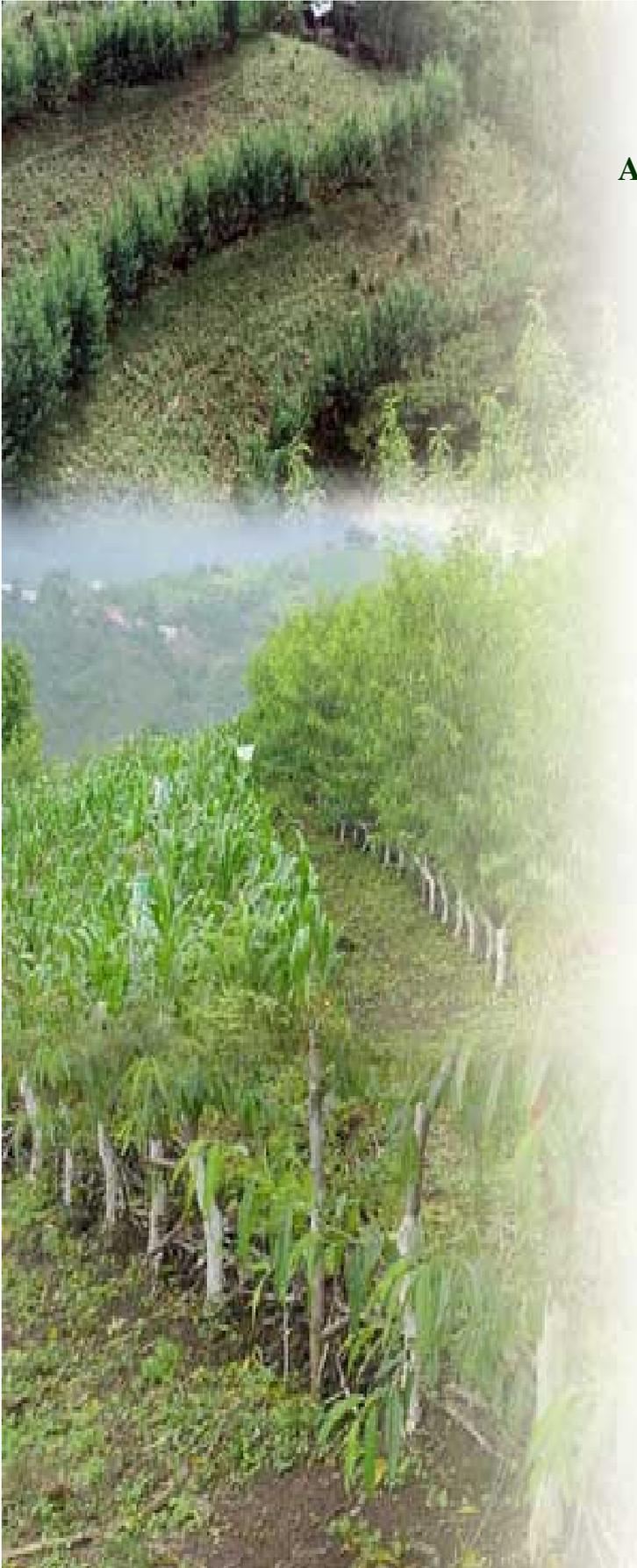


**ACOPLAMIENTO DE  
LOS PROCESOS DE  
ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL  
E INFILTRACIÓN**

**TESIS DOCTORAL**

**MAG. ING. TERESA REYNA**

**CÓRDOBA, 2008**



**TEMA DE TESIS:**

---

**ACOPLAMIENTO DE LOS  
PROCESOS DE  
ESCURRIMIENTO  
SUPERFICIAL E  
INFILTRACIÓN**

---

**TESISTA:**

**Mag. Ing. Teresa María  
Reyna**

**DIRECTOR:**

**Dr. Ing. Santiago M. Reyna**

**COMISIÓN ASESORA:**

**Dr. Ing. Santiago M. Reyna**

**Dr. Ing. Emilio Redolfi**

**Dr. Ing. Marcelo Zeballos**

**LUGAR DEL TRABAJO:**

**CÁTEDRA DE HIDROLOGÍA Y  
PROCESOS HIDRÁULICOS**

**CÁTEDRA DE OBRAS  
HIDRÁULICAS**

**DEPARTAMENTO DE  
HIDRÁULICA**

**FACULTAD DE CIENCIAS  
EXACTAS,  
FÍSICAS Y NATURALES**

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE  
CÓRDOBA**

**CÓRDOBA.  
REPÚBLICA ARGENTINA**

**AÑO 2008**

## RESUMEN

En la hidrología superficial, para el cálculo del escurrimiento, se adoptan modelos que consideran a la infiltración exclusivamente como una pérdida. Actualmente, existen diversos modelos que se pueden agrupar en modelos de pérdidas, como en la hidrología clásica, que consideran la infiltración como una pérdida de la precipitación. Por otro lado, se tienen los modelos de cálculo de infiltración, que modelan el agua infiltrada.

Estos modelos de cálculo de infiltración se basan en buscar solución a la ecuación de flujo en medios porosos no saturados, o ecuación de Richards, que plantea la relación entre la humedad, la conductividad hidráulica y la succión en un medio poroso no saturado para distintos tiempos. Esta ecuación, para su solución, necesita la definición de las funciones hidráulicas del suelo.

Existen antecedentes de acoplamiento de los procesos de escurrimiento superficial e infiltración. En general los estudios de acoplamiento buscan determinar el escurrimiento superficial mejorando la determinación de los procesos de infiltración.

El acoplamiento de ambos procesos es conveniente (en los casos donde pueden ser obtenidos los datos para generar las funciones hidráulicas no saturadas), como una mejora que considera más adecuadamente la interacción de los procesos de infiltración y escurrimiento.

En este trabajo se plantean dos líneas de avance: el planteo de una nueva metodología que permite acoplar escurrimientos superficiales e infiltración y el desarrollo de un programa para el cálculo de la infiltración.

Con la metodología se busca conocer además del escurrimiento superficial, los perfiles de humedad del suelo durante los eventos de precipitación y luego de estos eventos. La solución propuesta no incorpora la necesidad de nuevos y lentos ensayos de campo para la determinación del proceso de infiltración sino que propone el cálculo de ésta a través de los resultados de ensayos estándar como son el ensayo de clasificación de suelo y ensayos triaxiales convencionales.

Esta metodología permite también la realización de estudios de simulación continua de manera más directa, donde las condiciones iniciales del suelo frente a la ocurrencia de cada evento es resultado del proceso de infiltración ocurrido en el tiempo transcurrido desde el evento anterior, sin necesidad de reajuste de sus parámetros.

El programa desarrollado (NETRAIN3.0) permite calcular la infiltración considerando las propiedades hidráulicas de los suelos recopilados en la base de datos UNSODA, lo que permite la independización del uso de funciones hidráulicas.

## ABSTRACT

Surface hydrology models consider infiltration only as a loss. At present there are diverse models that can be grouped in models of losses for the study of infiltration, like in classic hydrology, that consider the infiltration as a loss of the precipitation. On the other hand, there are models of infiltration, that simulate the infiltrated water.

These models of infiltration calculation are based on the search for solutions to the equation of flow in unsaturated porous media, or Richards' equation, that defines the relationship among the water content, the hydraulic conductivity and the suction in an unsaturated porous media for different times. This equation, for its solution, needs the definition of the hydraulic functions of the soils.

There are antecedents of connection of the processes of superficial draining and infiltration. In general the studies try to determine the superficial draining improving the determination of the infiltration processes.

The coupled solution of the equations that describe both processes is convenient (in the cases where data can be obtained to generate the hydraulic functions of the unsaturated soils), as an improvement that considers the interaction of the infiltration and runoff processes more appropriately.

In this work, two lines of attack are considered: raising a new methodology that connects the processes of superficial draining and infiltration and the development of a program for infiltration computation.

With the methodology considered, that intends to know the humidity profiles of the ground during the events of precipitation and after them in addition to the superficial draining. The proposed solution does not incorporate the need of new and slow field tests but it proposes calculating this through the results of standard tests, such as soil classification and conventional triaxial testing.

This methodology allows also the accomplishment of studies of continuous simulation in a more direct way, where the initial conditions of the soil in front of each event is a result of the infiltration process that has happened in the time since the previous event. This way with no need of readjustment of its parameters.

The developed program (NETRAIN3.0) allows to calculate the infiltration considering the hydraulic properties of the soils collected in UNSODA database, which enables the independence of the use of hydraulic functions

## **PRESENTACIÓN GENERAL**

### **A. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS**

*En la hidrología clásica la infiltración es considerada, por lo general, como una pérdida cuya determinación es plausible de errores. Muchas situaciones de la vida profesional requieren de un conocimiento más acabado acerca del origen y destino de cada excedente.*

*En la actualidad se ha tomado conciencia de la importancia de conocer y poder predecir el comportamiento hidrológico, hidráulico e hidrogeológico de una manera más ajustada, como así también de las interrelaciones de estos sistemas.*

*La parte de la precipitación que es considerada como pérdida, por la hidrología clásica, y que es uno de los principales elementos en hidrogeología, es el factor que vincula todos los elementos de este complejo sistema. El tratamiento clásico engloba a la misma con otros fenómenos (evapotranspiración, retenciones en follaje y depresiones, etc.) que producen una disminución en la escorrentía superficial directa.*

*En diversas ramas de la ingeniería como en otras ciencias y especialidades la determinación de la infiltración y consecuentemente del escurrimiento superficial, permitirá avanzar o mejorar el conocimiento de un sinnúmero de procesos y tareas, entre ellas:*

- *El diseño de las estructuras hidráulicas*
- *La definición de políticas de manejo, control y preservación de los recursos hídricos mediante soluciones no estructurales.*
- *La evaluación de la implementación de estas medidas de control*
- *El estudio, diseño y manejo del almacenamiento en reservas de aguas subterráneas*
- *El manejo continuo de perforaciones para agua potable.*
- *La adecuada simulación de la calidad del agua considerando procesos físicos, químicos y biológicos. El suelo y la zona no saturada tienen una gran importancia en el ciclo del agua, así como en el transporte y las transformaciones de los compuestos químicos en el suelo.*
- *El manejo de sistemas de riego, control de erosión, control del deterioro de la capa arable, etc..*

*La principal incertidumbre asociada a las metodologías que se emplean en la actualidad, para la estimación de la escorrentía directa, radica en la variabilidad asociada a la humedad antecedente en el suelo (SCS, 1971). La falta de otras metodologías de fácil aplicación que supongan una alternativa clara, han planteado una problemática importante.*

*Con este fin se han realizado esfuerzos en acoplar las ecuaciones de Onda Cinemática (Saint Venant, 1871), para el escurrimiento superficial y la ecuación de Richards (1931) para el proceso de infiltración. Es decir, dado un hietograma obtener simultáneamente el hidrograma de salida y las curvas de humedad del suelo.*

*Existen antecedentes de estudios de acoplamiento de los procesos de escurrimiento superficial e infiltración: US Army Corps (2000); Zimmermann y Riccardi (2000), Paz y otros, (2005) entre otros. En general los estudios de acoplamiento buscan determinar el escurrimiento superficial mejorando la determinación de los procesos de infiltración.*

*El objetivo de ésta tarea de investigación, tendiente a la obtención del grado de Doctor en Ciencias de la Ingeniería Civil es, por un lado, desarrollar un modelo (NETRAIN 3.0) que permita calcular la infiltración a través de datos de campo medidos y por otro lado, encontrar una metodología alternativa a las existentes para obtener en forma simultánea el hidrograma de escurrimiento superficial y generar además las curvas de perfiles de humedad del suelo. Se pretende valorar la importancia del proceso de acoplamiento y determinar las ventajas y desventajas de cada método.*

*Se busca además una metodología cuya aplicación no incorpore la necesidad de nuevos y lentos ensayos de campo. Esta metodología deberá permitir la realización de estudios de simulación continua sin la necesidad de reajustar continuamente los parámetros del modelo.*

## **B. ALCANCES**

*En esta tesis se recopila información sobre el estado del arte en relación a los procesos de escorrentía, infiltración y funciones hidráulicas de mayor difusión en el medio.*

*Se presenta un modelo de acoplamiento que permite obtener la precipitación efectiva en base a los perfiles de humedad que son simulados en el suelo de la cuenca.*

*Se obtienen las curvas características teóricas de humedad y conductividad hidráulica en función de la succión para distintos suelos aplicando dos modelos matemáticos: el de van Genuchten- Mualem (1980) y el modelo de Celia (1987). Los valores de los parámetros medios de los suelos utilizados en este trabajo son los propuestos por Rawls y otros (1982).*

*Se desarrolló un programa conpara el cálculo de la infiltración unidimensionalmente en tres versiones distintas:*

- *NETRAIN 1.0 con el modelo de Celia y otros*
- *NETRAIN 2.0 con el modelo de van Genuchten - Mualem*
- *NETRAIN 3.0 con los datos de UNSODA.*

*NETRAIN 3.0 resuelve el proceso de acoplamiento empleando dos opciones distintas. Permite elegir un suelo de la base de datos de UNSODA o incorporar un nuevo suelo, con su curva de funcionamiento hidráulico ya tabulada, para determinar la lámina que se infiltra y consecuentemente la precipitación efectiva.*

*El funcionamiento del proceso de acoplamiento y de la aplicación desarrollada fue testado en varias cuencas aforadas con distintas características para evaluar diversos puntos de interés (efecto del tipo de suelo, efecto de las condiciones precedentes de humedad, duración de la simulación, etc).*

### **C. SÍNTESIS DEL TRABAJO**

*A continuación se presenta una breve síntesis del trabajo.*

*En los primeros cuatro capítulos se presenta una revisión de los procesos de escurrimiento superficial e infiltración. En el capítulo 1, se realiza una descripción teórica del acoplamiento de los procesos de escorrentía e infiltración.*

*En el capítulo 2 se presentan los procesos que intervienen en la escorrentía.*

*En el capítulo 3 se presentan los métodos para tránsito distribuido de crecientes.*

*En el capítulo 4 se presentan la obtención de las funciones hidráulicas del suelo, para el loess de Córdoba. Para ello se plantean las relaciones entre humedad vs. succión (SWCC – curvas características suelo-agua).*

*En el capítulo 5 se presentan la ecuaciones utilizadas, los criterios de interpolación y las condiciones elegidas para el desarrollo del programa de infiltración NETRAIN3.0*

*En el capítulo 6 se simula el acoplamiento de los procesos de escurrimiento superficial e infiltración para las cuencas de Santa Fe, Córdoba y Chaco, utilizando el software NET-RAIN 3.0 y se comparan los resultados obtenidos con valores aforados o resultantes de otras metodologías.*

*En el capítulo 7 se llevo a cabo la misma simulación sobre las cuencas de Santa Fe, Córdoba y Chaco, empleando en esta ocasión software comercial en el área. Se agregó una nueva cuenca de la provincia de Mendoza y se analizaron los resultados.*

*En el capítulo 8 se presentan los comentarios sobre los capítulos desarrollados, las conclusiones y recomendaciones.*

*En el anexo 1 se presentan datos del loess y de otros suelos utilizados para el análisis.*

*En el anexo 2 se plantean modelos computacionales para el escurrimiento superficial.*

*En el anexo 3 se expone el software existente para infiltración y funciones hidráulicas de suelos. Además se presenta un programa que permite determinar las funciones hidráulicas de suelos (Retc).*

*En el anexo 4 se presentan los datos de UNSODA de los suelos utilizados durante el desarrollo del trabajo.*

*En el anexo 5 se presenta el código fuente de NET-RAIN3.0. junto a archivos de entrada de las corridas realizadas (utilizando el software convencional y el desarrollado).*

*En el anexo 6 se presentan datos relevantes de las cuencas donde se aplicó la metodología propuesta de cálculo.*

## CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN TEÓRICA AL ACOPLAMIENTO DE LOS PROCESOS DE ESCORRENTÍA E INFILTRACIÓN

1.1	Introducción	1
1.2	Acoplamiento de los Procesos de Escurrimiento Superficial e Infiltración	1
1.3	Escurrimiento Superficial	3
1.4	Infiltración	4
1.4.1.	Ecuación de Richards	5
1.4.2.	Perfiles de Humedad en el Suelo	6
1.4.3.	Propiedades hidráulicas de los suelos	6
1.5	Comentarios	7

## CAPÍTULO 2. PROCESOS ATMOSFÉRICOS, SUPERFICIALES Y SUBSUPERFICIALES

2.1	Introducción	9
2.2	Retención Superficial	9
2.3	Evapotranspiración	10
2.3.1.	Fórmula de Penman.	11
2.3.2.	Ecuación F.A.O. Penman-Monteith	11
2.4	Infiltración	11
2.4.1.	Métodos Empíricos	12
2.4.2.	Método de Green y Ampt	12
2.5	Escorrentía Directa	13
2.5.1.	Hidrograma	13
2.6	Ecuaciones de Saint Venant	13
2.6.1.	Ecuación de Continuidad y Conservación de la Cantidad de Movimiento	14
2.6.2.	Modelo de Onda Cinemática	14
2.6.3.	Modelo de Difusión	15
2.6.4.	Modelo Dinámico	15
2.6.5.	Solución de las Ecuaciones de Saint-Venant	16
2.7	Comentarios	17

## CAPÍTULO 3: FUNCIONES HIDRÁULICAS DEL SUELO: RELACIÓN ENTRE HUMEDAD VS. SUCCIÓN Y CONDUCTIVIDAD VS SUCCIÓN

3.1	Introducción	20
3.2	Funciones hidráulicas de los suelos	20
3.3	Modelos de humedad	20
3.3.1.	Modelo de Brooks y Corey	20
3.3.2.	Modelo de Van Genuchten	21
3.3.3.	Modelo de Fredlund, Xing y Huang	22
3.3.4.	Modelo de Vogel y Cislerová	22
3.4	Modelos de Conductividad	22
3.4.1.	Modelo de Mualem	22
3.4.2.	Modelo de Burdine	24
3.4.3.	Modelo de Van Genuchten	24
3.4.4.	Modelo de Brooks y Corey	25
3.4.5.	Modelo de Fredlund, Xing y Huang	25
3.4.6.	Modelo de Vogel y Cislerova	25
3.4.7.	Modelo de Celia y otros, Warrick y Lomen	26
3.5	Propiedades Hidráulicas de los Suelos	26
3.6	Comentarios	27

## CAPÍTULO 4: FUNCIONES HIDRÁULICAS DEL LOESS DE CÓRDOBA

4.1	Introducción	32
4.2	Suelos loésicos	33
4.2.1.	Propiedades hidráulicas	33
4.2.2.	Curvas granulométricas	36
4.2.3.	Curvas de humedad – succión y conductividad hidráulica – succión	37
4.3	Comentarios	42

## CAPÍTULO 5: PROGRAMA NETRAIN 3.0

5.1	Introducción	44
5.2	Consideraciones para realizar el acoplamiento	44
5.3	Evolución del programa	45
5.4	Características del programa	46
5.4.1	Solución para la relación entre paso de tiempo y el diferencial del espacio	47
5.4.2	Solución para la función de infiltración	47
5.4.3	Selección del tipo de suelo	48
5.4.4	Condiciones iniciales	51
5.4.5	Condiciones de contorno	51
5.4.6	Ecuación de Richards en Diferencias finitas	51
5.5	Calibración	52
5.6	Corriendo el modelo	53
5.7	Diagrama de Flujo	56
5.8	Resultados	62

## CAPÍTULO 6: APLICACIÓN DEL PROGRAMA NET-RAIN

6.1	Introducción	63
6.2	Aplicación de la Metodología en una Cuenca de Santa Fe	63
6.3	Aplicación de la Metodología en una Cuenca del Río Negro.	74
6.4	Aplicación de la Metodología en una Cuenca de Córdoba	81
6.5	Análisis de los resultados	85

## CAPÍTULO 7: APLICACIÓN COMPARANDO CON METODOLOGÍA CLÁSICA

7.1	Introducción	87
7.2	Aplicación de la Metodología en una Cuenca de Santa Fe	87
7.2.1.	Análisis de resultados	90
7.3	Aplicación de la Metodología en una Cuenca del Río Negro.	91
7.3.1.	Análisis de los resultados	92
7.4	Aplicación de la Metodología en una Cuenca de Córdoba	92
7.4.1.	Análisis de resultados	94
7.4.2.	Análisis de Sensibilidad	95
7.5	Aplicación de la Metodología a una Cuenca aforada del Río Diamante	103
7.5.1.	Descripción de la Cuenca	103
7.5.2.	Precipitación y Caudales Registrados	105
7.5.3.	Perfiles de Humedad del Suelo	106
7.5.4.	Modelación de Esguerrimiento Superficial	106
7.5.5.	Modelación del período 1/02/95 al 13/02/95	107
7.5.6.	Análisis	108

7.6	Comparación entre Modelo SCS-CN y Modelo acoplado con Richards a través de Hydrus	109
7.7	Resumen	111

## CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES DEL ACOPLAMIENTO DE LOS PROCESOS DE ESCORRENTÍA E INFILTRACIÓN

8.1	Introducción	113
8.2	Comentarios	113
8.2.1.	Escurrimiento Superficial	114
8.2.2.	Ecuación de flujo en medios porosos	115
8.2.3.	Funciones Hidráulicas del Suelo	115
8.2.4.	Programa NET-RAIN 3.0	116
8.2.5.	Método del SCS – Método de Acoplamiento	118
8.3	Ventajas y Desventajas de la Metodología Propuesta	119
8.4	Recomendaciones	120

## REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA 122

### ANEXO 1. PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL LOESS

1.1	Características generales	133
1.2	Características físicas y mecánicas	133
1.3	Curvas de Humedad – Succión y Conductividad – Succión de Distintos Suelos	134

### ANEXO 2: MODELOS COMPUTACIONALES PARA EL ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL

2.1	Modelos Computacionales	138
2.1.1.	AR-HYMO	139
2.1.2.	SWMM	139
2.1.3.	HEC-HMS	141
2.1.4.	HEC-1	143
2.2	Comentarios	153

### ANEXO 3: SOFTWARE EXISTENTE PARA INFILTRACIÓN Y FUNCIONES HIDRÁULICAS DE SUELOS

3.1	Programas que Permiten Modelar Flujo en Medios Porosos	155
3.1.1.	HYDRUS	155
3.2	Modelos que describen las propiedades hidráulicas de los suelos no saturados	156
3.3	Modelos para cálculo de las necesidades de agua de los cultivos	157
3.4	Comentarios	157

### ANEXO 4: DATOS GENERALES DE SUELOS 158

### ANEXO 5. PROGRAMA NET-RAIN 3.0 - ARCHIVOS DE ENTRADA Y SALIDA A DISTINTAS APLICACIONES

5.1	Código Fuente NET-RAIN 3.0	166
5.2	Cuenca Guadalupe – Provincia de Santa Fe. 28 de abril de 1995	188

5.2.1.	Archivo de entrada de HEC-1, pérdidas con el método de SCS.	188
5.2.2.	Archivo de salida de HEC-1, pérdidas con el método de SCS.	190
5.2.3.	Archivo de entrada de HYDRUS, WATER.IN, cuenca de Guadalupe.	196
5.2.4.	Archivo de entrada de HYDRUS, MAIN.IN, cuenca de Guadalupe.	199
5.3	Cuenca Guadalupe – Pcia. de Santa Fe. Precipitación día 30 de enero de 1996	200
5.3.1.	Archivo de entrada de HYDRUS, WATER.IN, cuenca de Guadalupe.	200
5.3.2.	Archivo de entrada de HYDRUS, MAIN.IN, cuenca de Guadalupe.	201
5.4	Cuenca al Sur de Córdoba – Provincia de Córdoba. Precipitación total 57,5 mm	202
5.4.1.	Archivo de entrada de HEC-1, pérdidas con el método de SCS.	202

#### ANEXO 6. CARACTERÍSTICAS DE LAS SUBCUENCAS ANALIZADAS

6.1	Descripción de las cuencas del Sur de Córdoba	204
6.1.1.	Cuencas al Sur de la Av. Circunvalación	204
6.1.2.	Características de las cuencas	205
6.2	Cuencas Inferior del Río Negro. Provincia de Chaco	206
6.2.1.	Consideraciones Geológicas, Geomorfológicas	207
6.2.2.	Geomorfología	208
6.2.3.	Laguna Blanca - Límite Oeste de la Ciudad de Resistencia	209
6.2.4.	Precipitación	210
6.2.5.	Aforos	210
6.3	Cuenca del Río Diamante	210
6.3.1.	Geología y Geomorfología	211

## **CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN TEÓRICA AL ACOPLAMIENTO DE LOS PROCESOS DE ESCORRENTÍA E INFILTRACIÓN**

### ***1.1 Introducción***

El manejo incorrecto de las cuencas ha incrementado sustancialmente el problema que generan los excedentes hídricos. Las inundaciones que ha sufrido toda la zona pampeana en los últimos tiempos y que sufre en particular el sudeste cordobés al presente, resaltan la necesidad de conocer más a fondo el proceso de Escorrentía-Infiltración para así poder dar respuestas racionales a estos problemas.

Para el estudio del proceso de infiltración existen diversos modelos que se pueden agrupar en modelos de "pérdidas", que consideran a la infiltración como una pérdida de la precipitación (los que se utilizan normalmente para los estudios de escurrimiento superficial) y los modelos de "cálculo de infiltración" que calculan el agua infiltrada (Reyna y otros, 1997).

Una modificación del tratamiento clásico de ambos procesos es el acoplamiento de la ecuación de Richards para el cálculo de la infiltración y la ecuación de onda cinemática, para el cálculo de la escorrentía. Partiendo así de un hietograma es posible obtener simultáneamente el hidrograma de salida y las curvas de variación temporal de la humedad del suelo.

Se propone aplicar esta metodología de acoplamiento, en los casos donde puedan ser obtenidos los datos para generar las funciones hidráulicas de los suelos no saturados (conductividad – humedad; conductividad – succión; humedad - succión), como una mejora que considere más adecuadamente la interacción de los procesos de infiltración y escorrentía

En el capítulo 5 se desarrolla un programa que resuelve este proceso, NETRAIN 3.0. Fue escrito en FORTRAN para permitir su acoplamiento en forma sencilla con software del área. NETRAIN 3.0 se realizó específicamente para poder unirse al programa HEC-1 y permitir calcular la escorrentía considerando la precipitación efectiva obtenida de descontar las pérdidas iniciales y la infiltración, aplicando la ecuación de Richards.

### ***1.2 Acoplamiento de los Procesos de Escurrimiento Superficial e Infiltración***

En el proceso de escorrentía-percolación es primordial conocer la infiltración para determinar los hidrogramas de salida. La Figura 1.1 (Reyna y Reyna, 1999) muestra el tratamiento clásico de los modelos de cálculo de infiltración y cálculo de escorrentía superficial. En la Figura,  $h$  es la altura de agua sobre el suelo,  $\theta$  es el contenido de humedad volumétrico,  $z$  es la profundidad,  $t$  es el tiempo,  $i$  es la intensidad de la precipitación y  $Q$  es el caudal. Una modificación del tratamiento clásico de ambos procesos (como se ve en la Figura 1.2) sería acoplar la ecuación de Richards para el cálculo de infiltración y la ecuación de onda cinemática, para el cálculo de la escorrentía. Es decir, dado un hietograma obtener simultáneamente el hidrograma de salida y las curvas de variación temporal de la humedad del suelo. En la figura 1.2,  $q(t)$  es el caudal en función del tiempo por unidad de longitud,  $f(t)$  es la tasa de infiltración en función del tiempo,  $K(H)$  es la conductividad hidráulica en función de la succión  $H$ ,  $\theta(H)$  es la humedad volumétrica en función de la succión,  $S_0$  es la pendiente de fondo,  $S_f$  es la pendiente friccional,  $n$  es el coeficiente de Manning,  $A(y)$  es el área hidráulica,  $R(y)$  es el radio hidráulico.

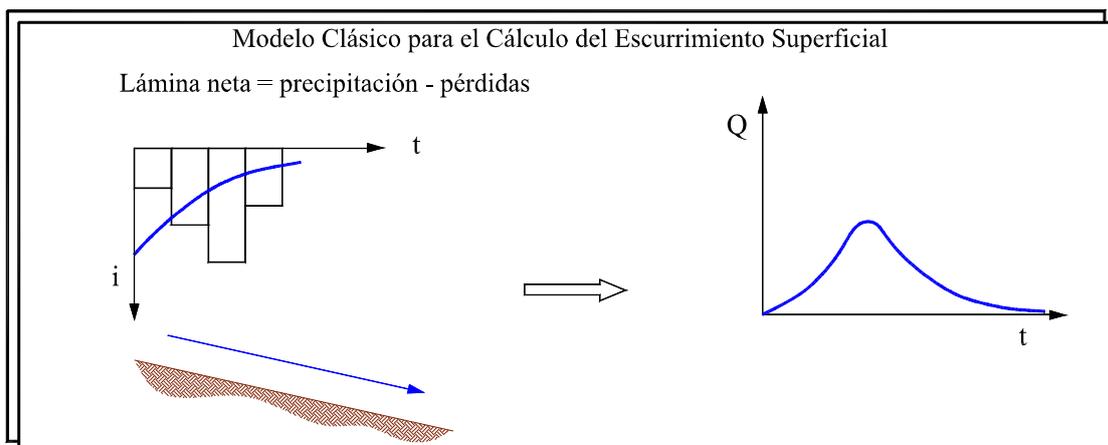
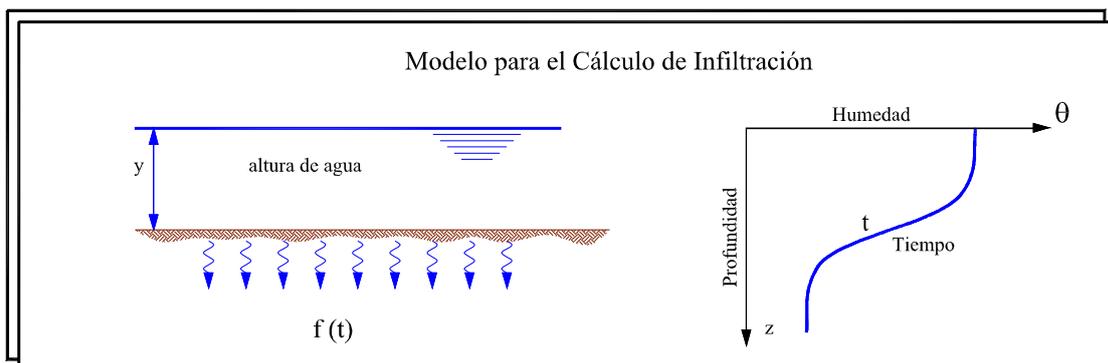


Figura 1.1. Modelos de Cálculo

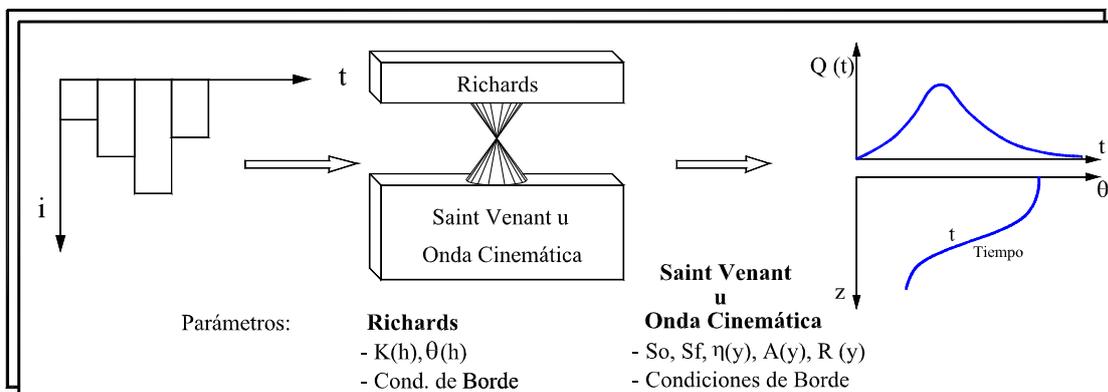
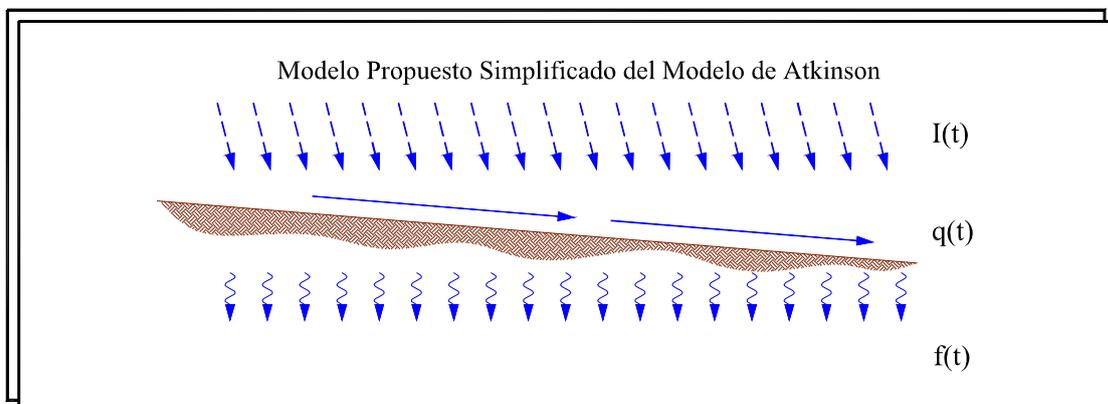


Figura 1.2. Tratamiento de los Procesos

### 1.3 Escurrimiento Superficial

No todas las tormentas se transforman en escurrimiento superficial, existen muchos procesos que intervienen de manera que no toda el agua que precipita finalmente escurre superficialmente. Dentro de estos procesos se encuentran el almacenamiento en depresiones, intercepción, evaporación, transpiración y la infiltración (Figura 1.3).

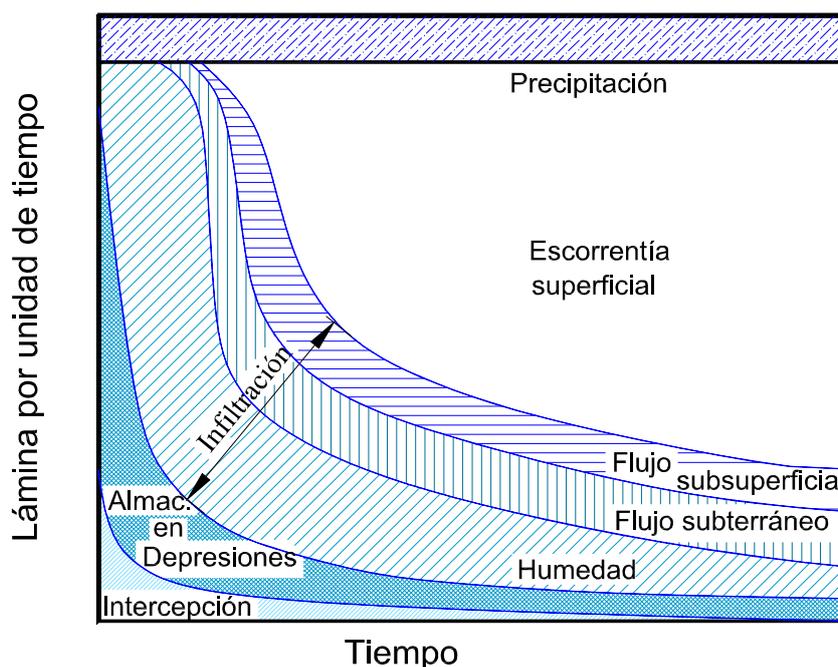


Figura 1.3. Distribución de la precipitación sobre una cuenca durante una tormenta (tomado de Linsley y otros 1986).

Almacenamiento en Depresiones: es el volumen de agua almacenado en las depresiones naturales, lagunas o superficies impermeables. La Figura 1.3 muestra que la tasa de almacenamiento en las depresiones decrece desde un valor elevado hasta un valor constante cuando todas las depresiones en la cuenca están llenas. Una vez que la intensidad de la lluvia ha excedido la capacidad de infiltración local del suelo, la superficie de las depresiones comienzan a llenarse. Después que las depresiones más pequeñas se llenan comienza el flujo subsuperficial, el cual puede llenar depresiones mayores o puede fluir directamente al canal. (Burke, 1981)

Intercepción: se define como la lluvia que es temporaria o permanentemente retenida antes de llegar al suelo. Durante el comienzo de la tormenta una importante porción de lluvia es retenida por la cobertura vegetal o por otras superficies. La Figura 1.3 muestra que la tasa de intercepción decrece con el progreso de la tormenta.

Infiltración: en la Figura 1.3 se reproducen los tres componentes del suelo: humedad, flujo subsuperficial y el flujo subterráneo. La capacidad de infiltración de un suelo depende del tipo de suelo, contenido de humedad del suelo, cantidad de materia orgánica presente, cubierta vegetal, estación del año e intensidad de la lluvia (Reyna, T., Reyna, S., 2000).

La capacidad de infiltración  $f_p$  se define como la máxima tasa a la cual el agua puede entrar en el suelo bajo un estado de condiciones dadas. Cuando la intensidad de tormenta es menor que la capacidad de infiltración  $f_p$ , la tasa real de infiltración es idéntica a la tasa de exceso de tormenta.

La última porción de la Figura 1.3 corresponde al escurrimiento superficial el cual comienza en cero y se incrementa, cuando la tormenta comienza. Para las tormentas de larga duración los niveles de escorrentía representan un porcentaje relativamente constante de la tormenta. En las áreas urbanas, las cuales tienen un elevado porcentaje de zonas impermeables y bajos niveles de coeficiente de almacenamiento, la mayor contribución al flujo del canal es el escurrimiento superficial.

## 1.4 Infiltración

La ecuación de flujo en medios porosos no saturados o ecuación de Richards (1931) plantea la relación entre la humedad, la conductividad hidráulica y la succión en un medio poroso no saturado para distintos tiempos.

El movimiento del agua que se produce a través de los poros del material o de las fracturas que se encuentran en el mismo se puede expresar a través de la ley de Darcy (1856). Esta se puede extender a medios no saturados, en una dimensión, considerando que la conductividad  $K(\theta)$  es la conductividad hidráulica en función de la humedad del suelo  $\theta$ .

Richards planteó la relación entre la humedad, la conductividad hidráulica y la succión en un medio poroso no saturado en función del tiempo. Esta ecuación tiene la característica de ser altamente no lineal debido a la dependencia que tiene la humedad y la conductividad hidráulica con la succión (Paniconi y otros, 1991). Además, necesita para su solución de la definición de las funciones hidráulicas del suelo. Para definir las funciones hidráulicas de los suelos (curvas de humedad en función de la succión y conductividad hidráulica en función de la succión) es necesario determinar las propiedades hidráulicas del suelo a través de mediciones de laboratorio y/o de campo.

Las curvas de humedad en función de la profundidad y del tiempo de un suelo son importantes para entender el problema de flujo transitorio en la zona no saturada. La pendiente de la curva representa el almacenamiento característico del suelo. La pendiente indica la cantidad de agua tomada o entregada por el suelo como un resultado del cambio de la presión de agua de poros.

El caudal de agua que se infiltra, también denominado tasa de infiltración, es igual a la variación de la humedad para dos tiempos distintos dividido por la variación del tiempo, es decir:

$$f = \frac{\Delta\theta_{\Delta t}}{\Delta t} = \frac{\theta_{t+\Delta t}(h) - \theta_t(h)}{\Delta t} \quad 1.1.$$

donde  $\theta(t + \Delta t)$  es la humedad en el tiempo  $t + \Delta t$  y  $\theta$  es función de  $h$ . La ecuación de Richards permite calcular los perfiles de humedad del suelo y por ende la tasa de infiltración.

La tasa de infiltración promedio estará dada por:

$$f = \frac{\sum_1^n \Delta\theta_{\Delta t}}{n\Delta t} = \frac{\sum_1^n (\theta_{t+\Delta t}(h) - \theta_t(h))}{n\Delta t}$$

### 1.4.1. Ecuación de Richards

El flujo en medios porosos no saturados conduce a diferentes expresiones de la ecuación de Richards (1931), que se expresan en derivadas parciales.

La ecuación que describe el flujo del agua de un medio anisotrópico saturado o no saturado que considera que el flujo cumple con la ley de Darcy, normalmente se refiere como la ecuación de Richards (Mein y Larson, 1973) se expresa como:

$$\frac{\partial \theta_w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{k_x k_{rw}(H)}{\mu_w} \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ \frac{k_y k_{rw}(H)}{\mu_w} \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ \frac{k_z k_{rw}(H)}{\mu_w} \frac{\partial h}{\partial z} \right] \quad 1.2.$$

donde  $\theta_w$  es la cantidad volumétrica de la fase líquida,  $k_x$ ,  $k_y$ ,  $k_z$  son las permeabilidades intrínsecas correspondientes a las direcciones  $x$ ,  $y$ ,  $z$  respectivamente,  $k_{rw}$  es la permeabilidad relativa de la fase líquida,  $\mu_w$  es la viscosidad dinámica de la fase líquida,  $H$  es la succión ( $z-h$ ) y  $h$  es la altura piezométrica.

Esta ecuación es altamente no lineal y para su solución necesita la definición de las funciones hidráulicas del suelo. La ecuación de Richards, o cualquiera de sus formas modificadas, ha sido la piedra angular para el desarrollo de la mayoría de los modelos numéricos del cálculo de infiltración en medios porosos no saturados (Espinoza, 1993).

Si se considera que el movimiento del aire no produce un efecto apreciable en el movimiento del agua, se puede utilizar sólo la ecuación (1.2) para describir el flujo en un medio no saturado (Philip, 1969; Neuman, 1973; Rubin, 1969; Wallace, 1975). La ecuación de Richards para flujo en medios porosos no saturados es una ecuación diferencial en derivadas parciales de segundo orden parabólica no lineal (Paniconi y otros, 1991). La no linealidad de la ecuación de Richards se debe a que la conductividad hidráulica es función de  $h$  entonces se tiene el producto de  $K_{ii}(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial i}$ , donde  $K_{ii}$  es la conductividad hidráulica, e  $i$  indica las direcciones  $x, y, z$ . La conductividad hidráulica esta dada por la siguiente relación:

$$K_{ii} = \frac{k_{ii} * k_{rw}}{\mu_w}$$

La conductividad hidráulica no sólo no es una función lineal de la succión sino que además depende de la historia de humedecimiento y secado del suelo (histéresis).

$$\frac{\partial \theta_w(h)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ K_{xx}(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ K_{yy}(h) \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_{zz}(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right] \quad 1.3.$$

Para resolver numéricamente esta ecuación es necesario resolver un problema de valores de condiciones iniciales y de borde, es decir de condiciones mixtas (Paniconi y otros, 1991). Cuando la conductividad hidráulica no es función de la succión (es una constante) en la ecuación anterior se puede sacar de la derivada parcial y la ecuación de Richards toma la forma matemática de la ecuación de Laplace. Esto ocurre en la realidad cuando el suelo se estudia los fenómenos estacionarios.

$$K_{sx} \left[ \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \right] + K_{sy} \left[ \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right] + K_{sz} \left[ \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right] = 0 \quad 1.4.$$

donde  $K_{sx}$ ,  $K_{sy}$ ,  $K_{sz}$  son las conductividades hidráulicas saturadas en las direcciones  $x, y, z$  respectivamente.

### 1.4.2. Perfiles de Humedad en el Suelo

La Figura 1.4 muestra como varían teóricamente los perfiles de humedad en un suelo para las distintas épocas del año luego de una tormenta. Durante el período seco la superficie del suelo se encuentra con valores bajos de humedad, y al producirse una tormenta de tal magnitud que permita el encharcamiento superficial y la infiltración los perfiles de humedad que ocurren en el suelo a través del tiempo son los que se muestran en la izquierda de la figura. Si la tormenta ocurre durante el período húmedo los perfiles de humedad que se presentan son los que se presentan a la derecha, en este caso puede ocurrir que el agua que se infiltra llegue al nivel freático y produzca su elevación.

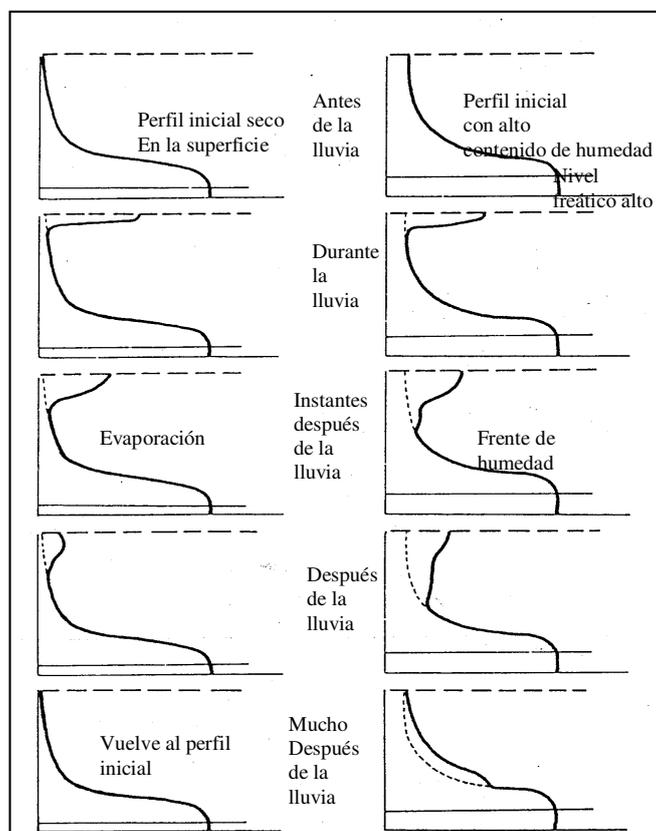


Figura 1.4. Perfiles de humedad para distintas épocas del año (Marsily, 1986).

### 1.4.3. Propiedades hidráulicas de los suelos

La Figura 1.5 muestra diferentes curvas de contenido de humedad en peso en función de la succión (Klute, 1986) donde se observa la diferencia entre los distintos tipos de suelos.

Para los suelos granulares se observa que para succiones no muy elevadas se tienen contenidos de humedad muy bajos, mientras que para los suelos finos para el mismo valor de succión se tienen todavía valores de contenido de humedad elevados, esto es debido a que los

suelo granulares ofrecen una menor oposición al flujo de agua a través de ellos. En todas las curvas presentadas se observa que la succión es muy pequeña para contenidos de humedad próximos a la saturación y va aumentando a medida que el contenido de humedad disminuye, presentándose según sea el tipo de suelo, pendientes o funciones de crecimiento francamente diferentes, dependiendo básicamente de la distribución granulométrica y de la estructura del suelo (Redolfi, 1993).

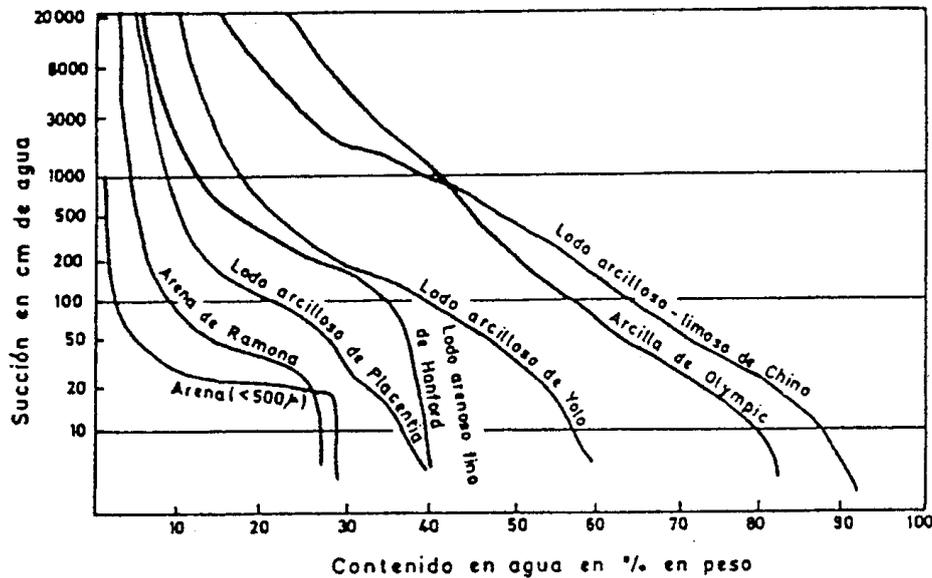


Figura 1.5. Relación entre la succión y el contenido de humedad para varios suelos (Custodio Llamas, 1974 según Klute, 1969).

### 1.5 Comentarios

Para el estudio del proceso de infiltración existen diversos modelos que se pueden agrupar en modelos de "pérdidas", que consideran a la infiltración como una pérdida de la precipitación (los que se utilizan normalmente para los estudios de escurrimiento superficial) y los modelos de "cálculo de infiltración" que calculan el agua infiltrada (Reyna y Reyna, 1999).

El proceso de precipitación-escurrimiento superficial-infiltración involucra diversos fenómenos que pueden ser analizados en forma individual. El problema se presenta cuando se desea acoplar los procedimientos seguidos para el estudio de cada proceso. Esto se debe a que dichos procesos derivan, entre otras cosas, de variables físicas distintas que no siempre pueden ser medidas en forma directa, por lo que debe valorarse si es conveniente introducirlas en los estudios. La elección de métodos de cálculo más sofisticados, donde intervienen mayor número de variables, con respecto a métodos más simplificados generan ventajas y desventajas. Ventajas en cuanto a que se tiene mayor precisión del proceso que se está analizando y por lo tanto los valores que se obtienen tienen menor incertidumbre, y desventajas porque estos métodos requieren de la determinación de un mayor número de variables las cuales a veces son de difícil obtención. Ogden y Saghafian (1997) plantean el uso de la ecuación de Green y Ampt para el cálculo de la infiltración en un suelo homogéneo bajo precipitaciones intensas constantes que provocan encharcamiento en lugar de aplicar la ecuación de Richards por sus problemas de no linealidad.

La aplicación de la ecuación de Richards con suficiente información produce resultados precisos para estimar la infiltración. Se propone aplicar la metodología de acoplamiento considerando esta ecuación para el cálculo de la infiltración, en los casos donde pueden ser obtenidos los datos para generar las funciones hidráulicas de los suelos no

Introducción teórica al acoplamiento de los procesos de escorrentía e infiltración - 8 saturados (conductividad – humedad; conductividad – succión; humedad - succión), como una mejora que considere más adecuadamente la interacción de los procesos de infiltración y escorrentía.

## **CAPÍTULO 2. PROCESOS ATMOSFÉRICOS, SUPERFICIALES Y SUBSUPERFICIALES**

### **2.1 Introducción**

En los métodos hidrológicos clásicos es necesario determinar la precipitación efectiva para obtener el hidrograma de escurrimiento superficial, para lo cual es necesario separar de la precipitación total la precipitación que no colabora en la escorrentía superficial. Dentro del volumen de precipitación que no colabora en la escorrentía superficial se encuentra el agua que se infiltra.

El agua que se infiltra debería determinarse a través de la ecuación de Richards (1931) que plantea el flujo en un medio poroso no saturado (el caso saturado es un caso especial del no saturado) y es el proceso de mayor importancia en cuanto a las pérdidas de precipitación.

En el proceso de Precipitación-Escorrentía, es primordial la necesidad de conocer la infiltración para poder así obtener los hidrogramas de salida. Estos hidrogramas son usados posteriormente para el dimensionamiento de obras hidráulicas de pequeña ("obras de arte") y gran envergadura.

El flujo de agua a través del suelo y en canales es un proceso distribuido. Los modelos de tránsito distribuido de crecientes permiten estimar los caudales o niveles de agua. Estos modelos se basan en las ecuaciones diferenciales en derivadas parciales de Saint-Venant para flujo unidimensional, las cuales permiten el cálculo del caudal y del nivel de agua como funciones del espacio y del tiempo. La ventaja de un modelo de tránsito distribuido de crecientes respecto a un modelo de tránsito agregado, es que el modelo distribuido calcula el nivel y el caudal en forma simultánea (Chow y otros; 1994). El modelo distribuido de crecientes aproxima mejor la naturaleza del flujo no permanente, no uniforme, propio de la propagación de la creciente en el canal.

A continuación se desarrollan en forma sucinta los temas relacionados a la determinación de la tormenta efectiva (precipitación efectiva = precipitación total – pérdidas), pérdidas iniciales, evapotranspiración, escorrentía e infiltración.

### **2.2 Retención Superficial**

La Retención superficial es la fracción de la precipitación que es retenida en la superficie. Para áreas urbanas Tholin y Keifer (1960) recomiendan 6,25 mm para áreas cubiertas con pastos y 1,5 mm para áreas impermeables. Linsley y otros (1972) proponen el siguiente modelo:

$$V = S_d (1 - e^{-kP_e}) \quad 2.1.$$

donde  $V$  es el almacenamiento superficial por unidad de superficie (mm) en un tiempo determinado,  $S_d$  es la máxima capacidad de almacenamiento en depresiones por unidad de superficie (mm),  $P_e$  exceso de tormenta y  $k$  es igual a  $1/S_d$ .

Otros investigadores han relacionado el almacenamiento en depresiones con otros parámetros fisiográficos de la cuenca como la pendiente media. Kidd (1978) obtuvo la siguiente

expresión:

$$d_p = 0,0303xS^{-0.49}$$

donde  $d_p$  es el almacenamiento en depresiones (pulgadas) y  $S$  es la pendiente de la cuenca (%).

### 2.3 Evapotranspiración

La evapotranspiración es el resultado del proceso por el cual, el agua cambia del estado líquido a gaseoso, y directamente, o a través de las plantas vuelve a la atmósfera en forma de vapor. En condiciones naturales, es preciso reunir los términos de evaporación y transpiración, pues en terreno con vegetación, ambos procesos se efectúan simultáneamente y son interdependientes.

Thornthwaite (1948) introduce el concepto de la *evapotranspiración potencial* o pérdidas por evapotranspiración en el doble supuesto de un desarrollo vegetal óptimo y una capacidad de campo permanentemente completa. Será, por lo tanto, un límite superior de la *evapotranspiración real*, que es la cantidad de agua que realmente vuelve a la atmósfera por evaporación y transpiración.

A lo largo de los últimos 50 años se han desarrollado un gran número de métodos más o menos empíricos para estimar la evapotranspiración en base a diferentes variables climáticas. Los métodos para calcular la evapotranspiración se pueden agrupar del siguiente modo:

- Métodos basados en Física teórica del microclima:
  - Fórmulas semiempíricas o combinadas. (Penman)
  - Penman- Monteith
- Medidas directas
  - Evapotranspirómetros.
  - Lisímetros.
  - Parcelas y cuencas experimentales.
- Métodos empíricos:
  - Fórmula de Thornthwaite.
  - Fórmula de Blaney-Criddle.
  - Fórmula de Makkink.
  - Fórmula de Turc.

Se han realizado rigurosas calibraciones a estos métodos, probando que tenían validez limitada. Teniendo en cuenta esto, F.A.O. (Doorenbos y Pruitt, 1986) elaboró guías donde se presentan cuatro métodos para el cálculo de la evapotranspiración potencial (ET<sub>o</sub>): Blaney-Criddle, radiación, Penman modificado y evaporímetro.

Por su importancia respecto a los otros métodos se desarrollará la fórmula propuesta por Penman y el método F.A.O. Penman-Monteith considerado como standard (Allen, Pereira, Raes, Smith, 1998).

#### 2.3.1. Fórmula de Penman.

Se dice que este método es semiempírico pues se basa en fórmulas analíticas ajustadas por medio de la experimentación por factores de corrección. La ecuación de Penman (1948) es la siguiente:

$$E = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} R_n + E_a}{\frac{\Delta}{\gamma} + I} \quad 2.2.$$

donde  $E$  es la evaporación diaria en mm,  $\Delta$  la pendiente de la curva de tensión de vapor para la temperatura del aire, en mm Hg/°C,  $R_n$  la radiación neta, traducida a mm de agua que puede evaporar en un día,

$$R_n = (1 - r)R_c - R_B \quad 2.3.$$

donde  $R_c$  es la radiación solar,  $R_B$  la radiación emitida por la masa de agua,  $r$  la reflectividad o albedo (relación entre la radiación incidente y radiación reflejada de onda corta) y  $\gamma$  la constante psicrométrica en mm de Hg/°C = 0,485 mm de Hg/°C, y

$$E_a = 0,35 \cdot (0,5 + 0,54 \cdot V_2) \cdot (e_a - e_d) \quad 2.4.$$

donde  $V_2$  es la velocidad del viento a 2 m de altura sobre la superficie evaporante en m/seg,  $e_a$  la tensión de vapor saturante a la temperatura del aire en mm de Hg, y  $e_d$  la tensión de vapor en el aire en mm de Hg.

### 2.3.2. Ecuación F.A.O. Penman-Monteith

La ecuación F.A.O. Penman-Monteith (1995) para el cálculo de la evapotranspiración de referencia ( $ET_o$ ) es la siguiente:

$$ET_o = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} \cdot U_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34 \cdot U_2)} \quad 2.5.$$

donde  $ET_o$  es la evapotranspiración del cultivo de referencia [mm día<sup>-1</sup>],  $R_n$  radiación neta en la superficie del cultivo [MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>],  $G$  densidad de flujo de calor del suelo,  $T$  temperatura media diaria del aire a una altura de 2 m [°C],  $U_2$  velocidad del viento a una altura de 2 m [m s<sup>-1</sup>],  $e_s$  presión de vapor a la saturación [kPa],  $e_a$  presión de vapor real [kPa],  $(e_s - e_a)$  déficit de presión de vapor [kPa],  $\Delta$  pendiente de la curva de presión de vapor [kPa °C<sup>-1</sup>],  $\gamma$  constante psicométrica [kPa °C<sup>-1</sup>]

## 2.4 Infiltración

Existen diversos métodos para el cálculo de la infiltración desde métodos empíricos hasta la ecuación de Richards. A continuación se describen en forma somera los métodos empíricos más conocidos y el método de Green y Ampt que es un método semiempírico.

### 2.4.1. Métodos Empíricos:

#### 2.4.1.1. Método de Horton

La fórmula más conocida es quizás la de Horton (1940) que expresa a la capacidad de infiltración  $f_p$  como:

$$f_p = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad 2.6.$$

donde  $f_0$ ,  $f_c$  y  $k$  son constantes empíricas para cada tipo de suelo,  $f_c$  representa la capacidad de infiltración residual o mínima,  $f_0$  la tasa máxima de infiltración y  $k$  la constante de decaimiento. Esta fórmula permite obtener la capacidad de infiltración con suficiente aptitud si se dispone de información adecuada (Hsu y otros, 2002).

#### 2.4.1.2. Método de Philip

Philip (1957) expresa a la infiltración  $f$  como:

$$f = \frac{1}{2} S t^{-1/2} + (A_2 + K_i) + \frac{3}{2} A_3 t^{1/2} + 2A_4 t + \dots \quad 2.7.$$

donde  $A_2$ ,  $A_3$ ,  $A_4$ , ... son constantes empíricas,  $K_i$  es la conductividad hidráulica del suelo en las condiciones de humedad iniciales y  $S$  la sortividad (influencia de la capilaridad en el proceso). Esta expresión es una solución aproximada al problema de la capacidad de infiltración del suelo (Hsu y otros, 2002; Chow, 1988).

#### 2.4.1.3. Método de Holtan

Holtan y otros (1975) proponen para la capacidad de infiltración la siguiente expresión:

$$f = GI . A . SA^B + FC \quad 2.8.$$

donde  $GI$  representa el estado de la cubierta del suelo,  $A$  índice de conectividad de poros,  $SA$  es el almacenamiento superficial disponible,  $FC$  tasa de percolación,  $B$  exponente empírico en general igual a 1,4.

$$SA \text{ se computa como } SA = (\theta_s - \theta_i) * d$$

donde  $\theta_s$  es el contenido saturado de humedad en el suelo,  $\theta_i$  es el contenido de humedad para el momento de análisis y  $d$  la profundidad del manto de suelo.

#### 2.4.2. Método de Green y Ampt

Green y Ampt (1911) propusieron una solución aproximada basada en infiltración vertical, y asumieron que el frente de humedecimiento puede ser definido por la presión del agua en este frente. Green y Ampt derivaron la siguiente expresión para la infiltración ( $I$ ), (Childs, 1967):

$$I = K \frac{(H + z_f + H_f)}{z_f} = A + (B/ z_f) \quad 2.9.$$

Donde para esta expresión,  $I$  es la tasa de infiltración,  $K$  conductividad hidráulica del suelo saturado,  $H$  altura del agua desde la superficie del suelo,  $z_f$  espesor de la zona saturada,  $H_f$  presión capilar en el frente expresado como altura de agua,  $\theta$  grado de saturación y,  $A$  y  $B$  parámetros.

Esta ecuación se obtiene aplicando la ley de Darcy en la zona húmeda, asumiendo un contenido de agua uniforme y una conductividad uniforme en la zona húmeda. El frente húmedo es considerado como una abrupta interfase entre la zona saturada y la zona inicialmente con agua

(Bouwer, 1978).

## 2.5 Escorrentía Directa

Existen métodos muy simplificados, como el método racional, que permiten determinar solamente la descarga pico.

El Método Racional es uno de los más viejos, simples, y más usados (y también criticados). En Estados Unidos fue introducido por Kuichling (1889), y ha sido usado por la gran mayoría de los estudios de ingeniería en los Estados Unidos. En este método, al igual que en otros métodos hidrológicos clásicos, se establece la relación entre la precipitación y el caudal pico a través de un coeficiente denominado C, coeficiente de escorrentía que refleja todas las características de la cuenca, así como los antecedentes de humedad e impermeabilidad, los cuales afectan a la tasa de escorrentía es decir que C es la relación de la tasa de escorrentía pico a la tasa promedio de lluvia sobre la cuenca durante el tiempo de concentración. En general, el método racional debería ser aplicado al drenaje en cuencas menores de 810000 m<sup>2</sup> de área (81 ha) y es mejor para cuencas de drenaje bien definido, como áreas urbanas.

Los métodos de escorrentía directa se basan, en general en el concepto de hidrograma.

### 2.5.1. Hidrograma

La teoría del hidrograma unitario supone que el sistema es lineal es decir que la función de transferencia sigue los principios básicos para las operaciones de sistemas lineales. La respuesta de un sistema lineal se caracteriza únicamente por su función impulso-respuesta. El hidrograma unitario es definido como el hidrograma de escurrimiento directo resultado de una lluvia efectiva de lámina unitaria uniformemente distribuída en el espacio y el tiempo sobre la cuenca para un exceso de lluvia de duración particular. El resultado es un hidrograma, el cual es asociado con una cuenca particular, con condiciones físicas constantes.

El concepto de hidrograma unitario asume que el volumen de escurrimiento permanece constante, sin olvidar la distribución temporal. En la naturaleza, un incremento en la duración de la precipitación produce un incremento en la longitud y tiempo de base y un menor pico del hidrograma. Normalmente este fenómeno cambia muy poco al hidrograma unitario.

Antes que el hidrograma unitario pueda ser desarrollado, debe determinarse información como: Área de la Cuenca, pendiente, longitud del cauce principal, Curva Número, Condiciones de Humedad Antecedente, duración de la tormenta, profundidad, distribución temporal (profundidad - vs - tiempo del hietograma), etc.

El hidrograma de tormenta puede ser determinado utilizando la ecuación de convolución discreta para un sistema lineal. Entonces, el caudal en función del tiempo queda expresado como:

$$Q(t) = \sum_{i=m}^n [u_{t-(i-1)}][q_i] \quad \text{para } t = 1, \dots, NP + NU - 1 \text{ (si } NP < NU)$$

donde  $Q(t)$  es el escurrimineto [m<sup>3</sup>/seg],  $u$  la ordenanda del hidrograma unitario [(m<sup>3</sup>/seg)/mm],  $q$  el exceso de lluvia [mm], NP el número de elementos en el hietograma de lluvia, UN el número de coordenadas en el hidrograma unitario, m el max [1, t+1-NU] y n min [t, NP].

## 2.6 Ecuaciones de Saint Venant

El movimiento de un flujo en un canal abierto puede ser expresado matemáticamente en términos de las ecuaciones de Saint-Venant (1871) las cuales describen el flujo unidimensional no permanente en un canal abierto.

### 2.6.1. Ecuación de Continuidad y Conservación de la Cantidad de Movimiento

El teorema de transporte de Reynolds establece que la tasa total de cambio de una propiedad extensiva de un fluido en un volumen de control es igual a la tasa de cambio de la propiedad extensiva almacenada en el volumen más el flujo neto de la propiedad extensiva a través de la superficie de control.

Aplicando el teorema de Reynolds se obtiene la ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q + (i - f) \quad 2.10.$$

donde  $q$  es el caudal por unidad de longitud de canal (caudal de entrada lateral  $q dx$ ),  $i$  es la intensidad de precipitación,  $f$  es la tasa de infiltración,  $Q$  es el caudal que entra en el volumen de control desde el extremo aguas arriba del canal y  $A$  la sección.

Por otro lado la ecuación de cantidad de movimiento en función de la elevación de la superficie del agua ( $y$ ) expresa:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(\beta Q^2 / A)}{\partial x} + gA \left( \frac{\partial h}{\partial x} + S_f - S_0 \right) - \beta q v_x + W_f B = 0 \quad 2.11.$$

donde el término  $\beta$  se conoce como el coeficiente de Boussinesq,  $S_0$  pendiente de fondo,  $S_f$  pendiente de fricción.

Las ec. (2.10) y (2.11) son las *ecuaciones de Saint-Venant* para flujo unidimensional no permanente en un canal abierto. En función de las simplificaciones que se realicen en la ecuación de Saint-Venant se tienen los distintos modelos de tránsito distribuido.

Los modelos que se utilizan para resolver los problemas de tránsito se clasifican en:  
Onda Dinámica

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} + g \frac{\partial y}{\partial x} - g(S_0 - S_f) = 0 \quad 2.12.$$

Onda de Difusión

$$V \frac{\partial V}{\partial x} + g \frac{\partial y}{\partial x} - g(S_0 - S_f) = 0 \quad 2.13.$$

Onda Cinemática

$$g(S_0 - S_f) = 0 \quad 2.14.$$

### 2.6.2. Modelo de Onda Cinemática

Los modelos cinemáticos suponen que el caudal es siempre igual al caudal normal, por lo tanto el caudal es una función univariada del tirante (French, 1993). Estos modelos desprecian los términos de inercia y presión comparados con los términos de gravedad y fricción. Es decir, la onda viaja sin atenuación, pero con un cambio de forma en la velocidad de onda. Ponce y otros (1978) evaluaron la aplicabilidad de este modelo frente a los de difusión y sostienen que para obtener una precisión del 95% en la amplitud de onda, después de un período de propagación se debe tener que:

$$T_p \geq \frac{171 y_n}{S_0 u_n} \quad 2.15.$$

donde  $u_n$  es la velocidad de flujo normal,  $T_p$  es el período de onda,  $y_n$  es el tirante de un flujo permanente uniforme. Un examen del límite definido por la ecuación anterior demuestra que el período de onda debe ser muy largo para que los modelos de onda cinemáticos sean aplicables a un canal de pendiente suave (French, 1993).

### 2.6.3. Modelo de Difusión

Los modelos de difusión suponen que en la ecuación de la cantidad de movimiento los términos inerciales son despreciables, en lo que concierne a los de presión, fricción y gravedad. Ponce y otros (1978) aseguraron que este modelo proporciona resultados razonables, en comparación con el modelo dinámico completo, cuando:

$$T_p S_0 \left( \frac{g}{y_n} \right)^{1/2} \geq 30 \quad 2.16.$$

donde  $T_p$  es el período de una onda de perturbación senoidal de un flujo permanente uniforme,  $y_n$  es el tirante de un flujo permanente uniforme, y  $S_0$  es la pendiente del fondo del canal en la dirección longitudinal.

### 2.6.4. Modelo Dinámico

Estos modelos pueden proporcionar resultados precisos sobre flujo no permanente, pero al mismo tiempo, demandan fuertes recursos de cómputo. Los modelos de este grupo están limitados también por las suposiciones en la deducción de las ecuaciones de Saint-Venant y las suposiciones específicas para el problema en que se desea aplicarlo (French, 1985).

Los modelos dinámicos como DAMBRK (Fread, 1977; 1980; 1992) se utilizan para el análisis del rompimiento de presas. FLDWAV (Fread, 1985b) es una síntesis de DWOPER y DAMBRK.

Los métodos numéricos para resolver las ecuaciones de Saint-Venant proponen esquemas de diferencias finitas de tipo explícito (método más directo de solución), con un incremento de tiempo fijo o el método de las características (French, 1993). Los métodos explícitos de diferencias finitas tienen la dificultad de los problemas de inestabilidad. Las soluciones inestables se presentan si  $\Delta t$  es relativamente grande respecto de  $\Delta x$ . La relación a cumplir por estos parámetros se conoce como Condición de Courant.

El método de las características es apropiado para el estudio de flujos rápidamente

variados, estudios de inundaciones (Amein, 1966), pero en muchas aplicaciones tiene la desventaja que proporciona resultados en tiempos y ubicaciones no fijas. Amein y Fang (1970) y Amein y Chu (1975) recomiendan resolver el sistema de ecuaciones por medio del método generalizado de iteración de Newton (Ralston, 1965).

Cuando se emplean esquemas en diferencias finitas de tipo implícito, Amein y Chu (1975) notaron que el esquema centrado es preciso y estable para flujos que varían gradualmente, pero produce oscilaciones numéricas en ciertas condiciones de transitorios. Price (1974) comparó cuatro métodos numéricos para el tránsito de avenidas, el método explícito del salto de rana (Leap-frog), el método explícito de Lax-Wendrof, el método implícito de cuatro puntos de Amein, y el método de malla fija de las características usando una onda monoclonal (Lai y Baltzer, 1986); y concluyó que: 1) El método implícito es más exacto cuando  $\Delta x/\Delta t$  es aproximadamente igual a la velocidad de la onda monoclonal, 2) el método de las características de malla fija es más preciso cuando  $\Delta x/\Delta t$  es menor que la condición de Courant, 3) el método implícito es computacionalmente más rápido que los otros métodos de precisión similar, 4) la diferencia entre la velocidad de Courant y la velocidad de la onda monoclonal, es la mayor ventaja del uso del método implícito, 5) el paso de tiempo del método implícito debe ser tomado con cuidado si las diferencias en velocidad son grandes entre diferentes partes del flujo (por ejemplo, flujo sobre una planicie extensa asociada con el río) y, 6) que el método de las diferencias de cuatro puntos de Amein y Fang (1970) es el más eficiente para problemas de tránsito de avenidas.

### 2.6.5. Solución de las Ecuaciones de Saint-Venant

La forma general de las ecuaciones de continuidad y cantidad de movimiento expresan (Delleur, 1993):

$$A(V, y) \frac{\partial V}{\partial t} + B(V, y) \frac{\partial V}{\partial x} + C(V, y) \frac{\partial y}{\partial t} + D(V, y) \frac{\partial y}{\partial x} = E(V, y)$$

$$A_I(V, y) \frac{\partial V}{\partial t} + B_I(V, y) \frac{\partial V}{\partial x} + C_I(V, y) \frac{\partial y}{\partial t} + D_I(V, y) \frac{\partial y}{\partial x} = E_I(V, y)$$

donde los coeficientes A, B, C, D, y E son funciones de las variables dependientes, pero no, de las variables independientes, por esto las ecuaciones anteriores se denominan ecuaciones cuasilineales. Por otro lado, como  $x$  y  $t$  no aparecen en los coeficientes, este sistema se puede reducir a un sistema lineal intercambiando los roles de las variables dependientes e independientes, considerando a  $x$  y  $t$  como funciones de  $V$  e  $y$ . Considerando el problema de encontrar  $y = y(x, t)$ ,  $V = V(x, t)$  dadas las condiciones iniciales  $y_0 = y_0(x_0, t_0, y_0', y_0'', \dots)$ ,  $V_0 = V_0(x_0, t_0, V_0', V_0'', \dots)$  (las primas indican las derivadas). Si la función  $y(x, t)$  y  $V(x, t)$  son analíticas, se pueden expandir en series de Taylor en la vecindad del punto.

Las ecuaciones anteriores tienen cuatro incógnitas, para resolver el problema se necesitan entonces, dos ecuaciones más:

$$\frac{dV}{dt} = \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial V}{\partial x} \frac{dx}{dt} = \frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial y}{\partial x} \frac{dx}{dt} \tag{2.17}$$

Si se desea tener una solución única del sistema de ecuaciones, el determinante de la

matriz asociada debe ser distinto de cero, entonces

$$\Delta = (A_1 C - A C_1) x'^2 + (-A_1 D - B_1 C + B C_1 + A D_1) x' + (-B D_1 + D B_1) \neq 0 \quad 2.18.$$

donde  $x'$  es la derivada de  $x$  con respecto a  $t$ . La ecuación anterior es una ecuación de segundo grado. Si se resuelve dicha ecuación para el caso particular, igual a cero, se tienen las derivadas parciales no determinadas en forma única. Las direcciones para las cuales  $x'$  satisface la ecuación se denominan direcciones características. Entonces se pueden obtener 2, 1, o ninguna dirección características dependiendo del resultado del discriminante.

$$a x'^2 + b x' + c = 0$$

Si no existe una solución real la ecuación se denomina ecuación diferencial parcial elíptica, si tiene una solución real, parabólica y, si tiene dos soluciones reales y distintas, hiperbólica. No es necesario que en todo el dominio se tenga el mismo tipo de ecuaciones (Delleur, 1993). Para la compatibilidad de la solución es necesario que:

$$\Delta' = (B - A x') + (E_1 - A_1 \frac{dV}{dt} - C_1 \frac{dy}{dt}) - (E - A \frac{dV}{dt} - C \frac{dy}{dt})(B_1 - A_1 x') = 0 \quad 2.19.$$

Las soluciones numéricas pueden ser clasificadas en tres categorías: la primera basada en el método de las características, y las otras basadas en diferencias finitas y elementos finitos.

En el método de las características la solución se calcula en la intersección de las curvas características. En este método las ecuaciones dinámicas se transforman en un sistema equivalente de cuatro ecuaciones diferenciales ordinarias que se aproximan con diferencias finitas para obtener la solución. Tiene la ventaja que está basado en la teoría de las ecuaciones diferenciales parciales hiperbólicas, sin embargo, tiene algunos aspectos poco prácticos desde el punto de vista ingenieril. Las curvas características forman una malla irregular, y las intersecciones no forman una grilla de puntos a valores constantes de  $x$  y  $t$ . El método de las características es la principal herramienta matemática para los problemas de laboratorio y para chequear la exactitud de los otros métodos.

Coole (1977), señala que Streeter y Wylie desarrollaron un método de intervalos de tiempo específicos que tiene ciertas propiedades del método de las características pero, al mismo tiempo, permite obtener las soluciones en una malla de puntos rectangular en el plano  $x-t$ .

Sivaloganathan y otros (1980) propusieron un método de distancias específicas. Este método requiere menor tiempo de cómputo que el método de las características de malla rectangular. Por otro lado, la malla rectangular requiere menor almacenamiento y es más fácil de programar. Una característica de este método es el uso de una malla consistente de características continuas hacia adelante y características quebradas hacia atrás, usando puntos a distancias específicas.

En los métodos directos de diferencias finitas, las aproximaciones son substituidas directamente en las ecuaciones de Saint-Venant. Los métodos directos pueden ser clasificados en explícitos o implícitos. Los esquemas explícitos se resuelven para un punto en un tiempo, normalmente la solución  $(V_j^{t+l}, Y_j^{t+l})$  se calcula independientemente de la solución  $(V_{j+1}^{t+l}, Y_{j+1}^{t+l})$ .

Mientras, en los esquemas implícitos, la solución se obtiene para un grupo de puntos a través de la resolución simultánea de las ecuaciones que incluyen incógnitas.

## 2.7 Comentarios

La determinación del escurrimiento superficial implica el conocimiento de numerosas variables que pueden ser determinadas a través de diversos métodos. En los métodos hidrológicos clásicos es necesario determinar la precipitación efectiva para obtener el hidrograma de escurrimiento superficial para lo cual se separa de la precipitación total la precipitación que no colabora en la escorrentía superficial. Existen diversos métodos para la determinación de la precipitación efectiva entre ellos el método del SCS del Servicio de Conservación de Suelos es uno de los más utilizados. Basha (1999) utiliza la función de green para resolver problemas de infiltración no permanentes con condiciones de borde de flujo prescrito, considerando y sin considerar, la freática como borde inferior.

Una modificación del tratamiento clásico de ambos procesos es el acoplamiento de la ecuación de Richards para el cálculo de la infiltración y la ecuación de onda cinemática, para el cálculo de la escorrentía. Es decir, dado un hietograma obtener simultáneamente el hidrograma de salida y las curvas de variación temporal de la humedad del suelo. Debe aclararse que el proceso de evapotranspiración y las pérdidas iniciales deben tenerse en cuenta también en este caso. Es decir que dada la precipitación se debe descontar la evapotranspiración para luego poder realizar el acoplamiento. En general la evapotranspiración ante un evento lluvioso pierde significancia, aunque puede darse una secuencia de eventos separados por intervalos de tiempo donde la evapo descargue almacenamientos por intercepción y/o superficiales.

Barros y otros (1999) estudiaron en laboratorio el escurrimiento superficial y el flujo en un medio poroso. Para ello utilizaron un suelo areno – limoso y una arcilla limosa compactados (90% Proctor standard) sobre un manto impermeable. Durante los ensayos midieron el escurrimiento superficial y el escurrimiento profundo y observaron que la conductividad hidráulica estimada (aplicando el modelo de infiltración de Green-Ampt) y los resultados de permeabilidad presentaban una diferencia de dos a tres órdenes de magnitud lo cual se podía deber al sistema de macroporos que se generó durante los ensayos. Estos estudios indican la necesidad de tener en cuenta las condiciones reales del suelo, es decir aplicar la ecuación de Richards con modelos adecuados que representen las propiedades hidráulicas de los suelos. Por otro lado estos estudios demostraron que las condiciones del suelo modifican en forma determinante el escurrimiento superficial. Por lo cual en algunos casos es clave la determinación del escurrimiento superficial teniendo en cuenta el proceso de infiltración en su correcta magnitud.

Las ecuaciones de Saint Venant son fundamentales para la solución del flujo superficial en los métodos distribuidos. Diversos experimentos de laboratorio han permitido comprobar la aplicación de las soluciones numéricas de las ecuaciones de Saint Venant especialmente en canales con flujo lateral y pendientes variables (Ragan, 1966; Brutsaert, 1971; Delleur, 1993)

Los modelos cinemáticos suponen que el caudal es siempre igual al caudal normal, por lo tanto el caudal es una función univariada del tirante (French, 1985). Estos modelos desprecian los términos de inercia y presión comparados con los términos de gravedad y fricción; es decir, la onda viaja sin atenuación. Martínez González y León Méndez (2002) analizaron los desarrollos analíticos que permiten confeccionar los algoritmos de cálculo del tránsito de la onda cinemática en canales de diferentes geometrías y obtuvieron una solución algorítmica para secciones rectangulares, trapeciales y triangulares con lo que se destaca el

efecto de la geometría en el avance de la onda.

Los modelos de difusión suponen que en la ecuación de la cantidad de movimiento los términos inerciales son despreciables, en lo que concierne a los de presión, fricción y gravedad. Estos modelos pueden proporcionar resultados precisos sobre flujo no permanente, pero al mismo tiempo, demandan fuertes recursos de cómputo.

Khodr y Quezada (2002) desarrollaron y aplicaron un algoritmo para calcular flujo unidimensional a superficie libre, en canales y cauces naturales, en condiciones de escurrimiento permanente o transitorio y cualquier tipo de régimen, sea subcrítico, supercrítico o mixto (transcrítico). El modelo corresponde a un esquema no oscilatorio de flujo a superficie libre, que resuelve las ecuaciones de continuidad y cantidad de movimiento en su forma conservativa.

Por otro lado, los modelos computacionales estándares (HEC-1/HEC-HMS, SWMM, EPASWMM, FLDWAV, DAMBREAK, etc.) para los estudios hidrológicos-hidráulicos utilizan soluciones numéricas de las ecuaciones de Saint-Venant.

El modelo de FLDWAV (que resuelve las ecuaciones de Saint Venant) (Fread y Lewis, 1998) fue utilizado para analizar la presa de Teton, una presa de tierra de 300 ft de altura con una cresta de 3.000 ft de largo que falló en junio de 1976, aguas debajo de la misma se encuentra el río Teton-Snake. Los datos para la verificación del modelo fueron proporcionados por Geological Survey Report por Ray, y otros (1976).

Vélez y otros (2002) presentan un modelo distribuido de la onda cinemática para representar el flujo en todos los elementos de la red de drenaje de una cuenca hidrográfica. El modelo se aplicó a la simulación del flujo producto de distintos eventos ficticios sobre la red de canales de una cuenca teórica. En los resultados obtenidos se observaron diferencias importantes entre los resultados de los esquemas lineales y el no lineal, lo que ilustra la magnitud de los errores que se tienen cuando en la práctica se utilizan los modelos lineales, como es el caso de los modelos basados en el Hidrograma Unitario ya sea agregado o distribuido y la importancia de la aplicación de los modelos que utilizan las ecuaciones de Saint Venant para el cálculo de los tránsitos.

Existen en la actualidad diversos esfuerzos por acoplar los procesos de escorrentía e infiltración (US Army Corps, 1998; Zimmermann y Ricardi, 2000). En todos ellos la elección de los modelos para representar el flujo superficial y el flujo subsuperficial debe equilibrar la necesidad de mayor precisión en el modelo que uno aplica con la necesidad y exactitud de los datos que deben incorporarse al modelo. Es de vital importancia entender que los datos de ingreso al modelo deben ser obtenidos con la precisión correspondiente al modelo donde se aplicará, esto implica una concientización general de la importancia de la obtención de datos.

Mizumura, (2001) plantea la importancia del proceso de infiltración en el escurrimiento superficial del flujo en ladera, y de las componentes de flujo subterráneo saturado e interflujo. Siguiendo esta línea de estudio se busca, en este trabajo, mejorar el cálculo del escurrimiento superficial a través de un cálculo más preciso de los procesos de infiltración que permitan conocer los procesos de humedecimiento durante el proceso de escorrentía superficial y aún cuando este haya finalizado.

## **CAPITULO 3: FUNCIONES HIDRÁULICAS DEL SUELO: RELACIÓN ENTRE HUMEDAD VS. SUCCIÓN Y CONDUCTIVIDAD VS. SUCCIÓN**

### ***3.1 Introducción***

El estudio de la zona vadosa o no saturada es importante pues esta zona es el nexo entre el agua superficial y el agua subterránea. Para resolver el proceso del flujo de agua en esta zona es necesario resolver la ecuación de Richards. La ecuación de Richards necesita para su resolución que se definan las relaciones entre la humedad del suelo y la succión y la conductividad hidráulica no saturada y la succión, es decir las funciones hidráulicas del suelo, las cuales requieren de la determinación de las propiedades hidráulicas de los suelos.

La relación entre el contenido de agua en el suelo y la succión es una parte fundamental de la caracterización de las propiedades hidráulicas de un suelo. Para la determinación de las propiedades hidráulicas de los suelos es necesario realizar mediciones ya sea en laboratorio o en campo. Esta relación se encuentra identificada en la literatura de distintas maneras, incluyendo función de retención de agua, curva de humedad característica, y curva presión capilar – saturación. Esta función relaciona un factor de capacidad, el contenido de agua (humedad), con un factor de intensidad, el estado de energía del suelo - agua.

En este capítulo se exponen algunos de los modelos utilizados en la actualidad que definen las funciones de conductividad hidráulica y humedad del suelo en función de la succión.

### ***3.2 Funciones hidráulicas de los suelos***

Las funciones hidráulicas dependen de algunos parámetros que necesitan para su calibración de las propiedades hidráulicas, determinadas por medio de ensayos. Para lograr las mediciones de las propiedades hidráulicas de suelo nos enfrentamos a numerosas complicaciones debido a dos factores importantes:

- la no linealidad de la función de conductividad - succión y
- la no linealidad de la función de humedad - succión.

Una solución al problema de las mediciones resulta en utilizar modelos matemáticos (funciones de conductividad - succión; humedad - succión) que permitan representar las propiedades hidráulicas de los suelos no saturados o generalizar los datos experimentales existentes a suelos de comportamiento hidráulico similar. La selección del modelo es importante porque este debe permitir representar al suelo en todos los estados de humedad que pudiere tener.

### ***3.3 Modelos de humedad***

#### **3.3.1. Modelo de Brooks y Corey**

El modelo de Brooks y Corey (1964, 1966) plantea:

$$\theta = \begin{cases} (\alpha h)^{-\lambda} (\theta_s - \theta_r) + \theta_r & \alpha h > 1 \\ \theta_s & \alpha h \leq 1 \end{cases} \quad 3.1.$$

donde  $\theta_r$  y  $\theta_s$ , humedad residual y saturada,  $\alpha$ , parámetro empírico,  $\lambda$ , índice de distribución de poros, y  $h$ , indica la succión.

El contenido de agua residual  $\theta_r$  es la cantidad máxima de agua en el suelo que no contribuirá al flujo líquido debido a la fuerte adsorción de la fase sólida (Luckner y otros, 1989). Formalmente,  $\theta_r$  puede definirse como el contenido de agua al cual ambos  $d\theta/dh$  y la conductividad tienden a cero cuando  $h$  es muy grande.

La humedad saturada no es igual a la porosidad de los suelos;  $\theta_s$  de campo es generalmente entre un 5% a un 10% menor que la porosidad debido al aire ocluido o al aire disuelto (Van Genuchten, Leij y Yates, 1991).

La ecuación de la humedad de Brooks-Corey puede escribirse en forma adimensional en función del grado efectivo de saturación  $S_e$  que se define mediante la siguiente expresión:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

Brooks-Corey es adecuado para suelos granulares. Los resultados son menos exactos para suelos con textura fina y suelos no alterados debido a la ausencia de un punto definido para el valor de entrada de aire para estos suelos.

Se han propuesto diversas ecuaciones diferenciables para describir los suelos cerca de la saturación, King (1965), Visser (1968), Laliberte (1969), Su y Brooks (1975) y Clapp y Hornberger (1978). Estas funciones representan los datos del suelo con mayor exactitud, pero son más complicados matemáticamente o necesitan de mayor cantidad de parámetros por lo que los hace menos atractivos para su uso (Van Genuchten y Nielsen, 1985).

### 3.3.2. Modelo de Van Genuchten

Van Genuchten (1980) presentó una ecuación para el cálculo del grado de saturación efectiva, la cual tiene ventajas para su implementación en los modelos de cálculo de flujo en medios porosos no saturados,

$$S_e = \frac{1}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad 3.2.$$

donde  $\alpha$ ,  $n$  y  $m$  son constantes empíricas. La ecuación de Van Genuchten con  $m = 1$  fue usada por Ahuja y Swartzenruber (1972), Endelman y otros (1974) y Varallyay y Mironenko (1979). La ecuación tiene como límite la expresión de Brooks y Corey con  $\lambda = mn$ .

Cuando  $n$  tiende a infinito (mientras el producto  $mn$  es constante e igual a 0,4), aparece la curva de Brooks y Corey, con un determinado valor de entrada de aire. Las restricciones usuales utilizadas para la ecuación de Van Genuchten son  $m = 1 - 1/n$  y  $m = 1 - 2/n$ . Los resultados más estables se obtienen generalmente cuando se utilizan las restricciones para una serie incompleta de datos.

### 3.3.3. Modelo de Fredlund, Xing y Huang

Fredlund y otros (1994) desarrollaron una ecuación para describir la humedad en función de la succión:

$$\theta(h) = C(h) \frac{\theta_s}{\left[ \ln \left( e + \left( \frac{h}{a} \right)^p \right) \right]^q} \quad 3.3.$$

donde  $a$ ,  $p$  y  $q$  son parámetros de ajuste y  $C(h)$  es:

$$C(h) = 1 - \frac{\ln \left( 1 + \frac{h}{C_r} \right)}{\ln \left( 1 + \frac{10^6}{C_r} \right)} \quad 3.4.$$

donde  $C_r = a$  es una constante que relaciona la matriz de succión con el contenido de agua residual.

### 3.3.4. Modelo de Vogel y Cislerová

Vogel y Cislerová (1988) (presentado por Simunek y otros, 1996), modificaron las ecuaciones de Van Genuchten (1980) adicionando flexibilidad en la descripción de las propiedades hidráulicas cerca de la saturación.

La función de retención de agua del suelo,  $\theta(h)$  está dada por la expresión:

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_m - \theta_r}{(1 + |\alpha h|^n)^m} & h < h_s \\ \theta_s & h \geq h_s \end{cases} \quad 3.5.$$

donde  $h_s$  es el valor de entrada de aire y  $m$ ,  $n$  son los mismos definidos en la expresión de van Genuchten,  $\theta_m$  es un parámetro ficticio un poco mayor que  $\theta_s$ .

La función de humedad presentada (3.5) permite incrementar la flexibilidad de la expresión analítica de Van Genuchten cerca de la saturación. Este cambio de  $\theta_s$  a  $\theta_m$  tiene un efecto muy pequeño en la curva de retención, Cuando  $\theta_m = \theta_s$ , las funciones hidráulicas del suelo se reducen a las expresiones originales de Van Genuchten (1980).

## 3.4 Modelos de Conductividad

### 3.4.1. Modelo de Mualem

El modelo de Mualem (1976a) expresa a la conductividad hidráulica en función del grado de saturación:

$$K(S_e) = K_s S_e^l \left[ \frac{f(S_e)}{f(1)} \right]^2 \quad 3.6.$$

donde

$$f(S_e) = \int_0^{S_e} \frac{1}{h(x)} dx$$

$K_s$  es la conductividad hidráulica en estado de saturación y  $l$  es un parámetro de la conectividad de poros estimado por Mualem (1976a) que en general vale 0,5. La ecuación (3.6) se puede resolver utilizando las funciones completas Beta ( $B(p,q)$ ) e incompleta Beta ( $I_\zeta(p,q)$ ).

Si bien la función  $B(p,q)$  se encuentra tabulada o disponible en múltiples rutinas científicas, solo con fines informativos se expone el procedimiento para la obtención de la misma. Esta puede ser evaluada con la expresión:

$$B(p,q) = \frac{\Gamma(p)\Gamma(q)}{\Gamma(p+q)} \quad 3.7.$$

donde:

$$\Gamma(p) = \int_0^\infty t^{p-1} e^{-t} dt \quad p = m + 1/n \quad q = 1 - 1/n$$

Para las combinaciones de  $S_e$ ,  $m$  y  $n$  la función incompleta Beta se puede aproximar usando las fracciones continuas (Zelen y Severo, 1965; Press y otros, 1986) como:

$$I_\zeta(p,q) = \frac{\zeta^p (1-\zeta)^q}{p B(p,q)} \left[ \frac{1}{1+} \frac{d_1}{1+} \frac{d_2}{1+} \dots \right] \quad 3.8.$$

donde

$$\zeta = S_e^{1/m} = \frac{1}{1 + (\alpha h)^n}$$

$$d_{2m+1} = - \frac{(p+m)(p+q+m)}{(p+2m)(p+2m+1)} \zeta \quad d_{2m} = - \frac{m(q-m)}{(p+2m-1)(p+2m)} \zeta \quad 3.9.$$

La conductividad hidráulica decrece cuando  $n$  decrece, y cuando  $n$  es igual a 1 la conductividad hidráulica relativa es idéntica a cero. Esto se debe a que la función Beta completa decrece cuando  $n$  se achica y tiende a cero cuando  $n$  tiende a 1. Cuando  $n$  es menor que 1 no se puede predecir la función de conductividad, esta característica es una limitación importante del caso de variables  $m$  y  $n$ . Van Genuchten, Leij y Yates recomiendan el uso de las variables  $m$ ,  $n$  sólo para el caso de tener datos bien definidos de humedad, y el uso de la restricción  $m = 1 - 1/n$  para todos los otros casos.

Las ecuaciones para la conductividad y la difusividad ( $D = K dh/d\theta$ ) asumen que el valor de  $K_s$  está bien definido y puede ser medido fácilmente, esto es cierto para suelos granulares, pero para los suelos no alterados esto no es cierto. La inspección de las curvas de conductividad y difusividad muestra que un pequeño cambio en el contenido de humedad produce cambios de varios órdenes en  $K$  y  $D$ , lo que indica que pequeños errores en la medición del contenido de humedad cerca de la saturación pueden producir grandes errores en la estimación de la conductividad hidráulica saturada del suelo. Las consideraciones teóricas y experimentales

sugieren que  $K_s$  no debe utilizarse para ajustar los modelos de conductividad hidráulica (Jackson, y otros, 1965; Green y Corey, 1971). Si se propone algún punto arbitrario de la conductividad hidráulica ( $K_0$ ) asociado a algún valor de humedad ( $\theta_0$ ) el modelo de Mualem puede ser redefinido como:

$$K(S_e) = K(S_{e0}) \left[ \frac{S_e}{S_{e0}} \right]^l \left[ \frac{f(S_e)}{f(S_{e0})} \right]^2 \quad 3.10.$$

donde el grado de saturación es:

$$S_{e0} = S_e(\theta_0) = \frac{\theta_0 - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad 3.11.$$

### 3.4.2. Modelo de Burdine

El modelo de Burdine (1953) describe la conductividad hidráulica en función del grado de saturación como:

$$K(S_e) = K_s S_e^l \frac{g(S_e)}{g(l)} \quad 3.12.$$

donde la función  $g(S_e)$  se define por la expresión:

$$g(S_e) = \int_0^{S_e} \frac{l}{[h(x)]^2} dx \quad 3.13.$$

donde el parámetro de conectividad de poros  $l$  tiene en cuenta la presencia de caminos de flujo tortuosos. Burdine adopta para  $l$  el valor de 2 y Gates y Lietz (1950) utilizaron previamente 0.

Con el modelo de Burdine se pueden obtener resultados análogos a los obtenidos con el modelo de Mualem.

### 3.4.3. Modelo de Van Genuchten

El modelo de Van Genuchten tiene un adecuado ajuste a las curvas de datos experimentales y comúnmente es utilizado como curva de comparación para los nuevos modelos propuestos por los investigadores. Van Genuchten (1980) desarrolló una curva característica de humedad del suelo y además, desarrolló un modelo para el cálculo de conductividad hidráulica utilizando el modelo de Mualem (1976a).

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad K(h) = K_s \left( \frac{1 - (\alpha h)^{n-1} [1 + (\alpha h)^n]^m}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \right)^2 \quad 3.14.$$

donde  $\alpha$ ,  $m$  y  $n$  parámetros de ajuste,  $m = 1 - 1/n$ .

### 3.4.4. Modelo de Brooks y Corey

El modelo de Brooks y Corey (1964, 1966) plantea la siguiente expresión para la función de conductividad hidráulica en función de la succión:

$$K(h) = \begin{cases} K_s \left( \frac{h_b}{h} \right)^{2+(5\lambda/2)} & h > h_b \\ K_s & h \leq h_b \end{cases} \quad 3.15.$$

donde  $h_b$  succión,  $\lambda$  índice de distribución de poros.

### 3.4.5. Modelo de Fredlund, Xing y Huang

Como se mostró en los modelos de humedad, Fredlund y otros (1994) describen la humedad en función de la succión.

Fredlund y otros (1994) combinaron la expresión para el cálculo de la humedad con el modelo para la conductividad hidráulica de Childs y Collins- George (1950) y obtuvieron la siguiente expresión para la conductividad hidráulica:

$$K(h) = K_s \frac{\int_{\ln h}^b \frac{\theta(e^y) - \theta(h)}{e^y} \theta'(e^y) dh}{\int_{\ln h_a}^b \frac{\theta(e^y) - \theta_0}{e^y} \theta'(e^y) dh} \quad 3.16.$$

donde  $y$  es una variable de integración que representa  $\ln h$ ,  $b$  es igual a  $\ln(10^6 \text{ kPa})$ ,  $h_a$  es el valor de entrada de aire  $y$ ,  $\theta'$  es la derivada de la expresión de la humedad en función de  $h$ .

### 3.4.6. Modelo de Vogel y Cislerova

La conductividad hidráulica,  $K_h$ , de Vogel y Cislerova (1988) (presentado por Simunek y otros, 1996) está dada por la siguiente expresión:

$$K(h) = \begin{cases} K_s K_r(h) & h \leq h_k \\ K_k + \frac{(h - h_k)(K_s - K_k)}{h_s - h_k} & h_k < h < h_s \\ K_s & h \geq h_s \end{cases} \quad 3.17.$$

donde:

$$K_r = \frac{K_k}{K_s} \left[ \frac{S_e}{S_{ek}} \right]^{1/2} \left[ \frac{F(\theta_r) - F(\theta)}{F(\theta_r) - F(\theta_k)} \right]^2$$

donde:

$$F(\theta) = \left[ 1 - \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_m - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \quad m = 1 - 1/n, \quad n > 1$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \qquad S_{ek} = \frac{\theta_k - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

Las funciones hidráulicas presentadas permiten para una altura capilar mínima  $h_s$ , distinta de cero, reemplazar  $\theta_s$  en la función de retención de Van Genuchten por un parámetro ficticio  $\theta_m$  un poco mayor que  $\theta_s$ . La conductividad hidráulica  $K_k$  es la conductividad correspondiente al contenido de humedad  $\theta_k$  medido a un contenido de humedad menor o igual a la humedad de saturación. Este cambio de  $\theta_s$  a  $\theta_m$  puede tener un efecto considerable en la función de conductividad hidráulica, especialmente para suelos donde  $n$  es relativamente pequeño ( $1,0 < n < 1,3$ ). Las funciones de Vogel y Cislerova (1988) contienen seis parámetros desconocidos:  $\theta_r$ ,  $\theta_s$ ,  $\theta_m$ ,  $\alpha$ ,  $n$ , y  $K_s$ . Cuando  $\theta_a = \theta_r$ ,  $\theta_m = \theta_k = \theta_s$  y  $K_k = K_s$  las funciones hidráulicas del suelo se reducen a las expresiones originales de Van Genuchten (1980).

### 3.4.7. Modelo de Celia y otros, Warrick y Lomen

El modelo original de Gardner (1958) plantea la relación de la conductividad hidráulica en función de la succión. Celia y otros (1987), Warrick y Lomen (1976) completan el modelo de Gardner (1958) al proponer, además de la función exponencial de la conductividad que es un modelo razonable para datos de laboratorio (Espinoza, 1993), una relación para la humedad. Celia y otros (1987) proponen entonces, una relación entre el diferencial de la conductividad y el diferencial de la humedad.

$$K(h) = K_0 \exp(\alpha h)$$

$$dK / \frac{d\theta}{dt} = A \qquad 3.18.$$

donde  $K_0$ ,  $\alpha$  y  $A$  son constantes determinadas por los ajustes,  $\alpha$  depende de la distribución de poros de la muestra y su dimensión es ( $\text{long}^{-1}$ ). Los valores típicos de  $\alpha$  están en el rango de 0,05 a  $0,002 \text{ cm}^{-1}$ . El parámetro  $\alpha$  mide la importancia relativa de la gravedad y la capilaridad en el movimiento del agua, los valores menores de  $\alpha$  corresponden a suelos de textura fina y los valores mayores a los de textura gruesa. Chen, Tan y Chen (2001) plantean la ventaja de linealizar la ecuación de Richards utilizando una transformada de Fourier que lleva a funciones exponenciales de humedad y conductividad similares a las expresadas:

$$K(h) = K_s \exp(\alpha h) \qquad \theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \exp(\alpha h)$$

### 3.5 Propiedades Hidráulicas de los Suelos

Las funciones hidráulicas de los suelos necesitan de la definición de parámetros del suelo. El Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos (1975) presentó los valores medios de las propiedades hidráulicas de los suelos de acuerdo a la clasificación de USDA estimadas por Rawls y otros (1982) (Tabla 3.1) y Carsel y Parrish (1988) (Tabla 3.2). Estos parámetros pueden servir como guía para estimar inicialmente los parámetros del suelo.

<i>Textura</i>	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$ <i>l/cm</i>	<i>n</i>	$K_s$ <i>cm/d</i>
Arena	0,020	0,417	0,138	1,592	504,00
Arena-Loam	0,035	0,401	0,115	1,474	146,60
Loam arenoso	0,041	0,412	0,068	1,322	62,16
Loam	0,027	0,434	0,090	1,220	16,32
Limo-loam	0,015	0,486	0,048	1,211	31,68
Loam arenoso arcil.	0,068	0,330	0,036	1,250	10,32
Loam arcilloso	0,075	0,390	0,039	1,194	5,52
Loam limoso arcil.	0,040	0,432	0,031	1,151	3,60
Arcilla arenosa	0,109	0,321	0,034	1,168	2,88
Arcilla limosa	0,056	0,423	0,029	1,127	2,16
Arcilla	0,090	0,385	0,027	1,131	1,44

Tabla 3.1-. Valores medios para los parámetros de los suelos, (Rawls y otros, 1982),  $\alpha$  y *n* son los parámetros de Van Genuchten.

<i>Textura</i>	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$ <i>l/cm</i>	<i>n</i>	$K_s$ <i>cm/día</i>
Arena	0,045	0,430	0,145	2,680	712,80
Arena-Loam	0,057	0,410	0,124	2,280	350,20
Loam arenoso	0,065	0,410	0,075	1,890	106,10
Loam	0,078	0,430	0,036	1,560	24,96
Limo	0,034	0,460	0,016	1,370	6,00
Limo-loam	0,067	0,450	0,020	1,410	10,80
Loam arenoso arcil.	0,100	0,390	0,059	1,480	31,44
Loam arcilloso	0,095	0,410	0,019	1,310	6,24
Loam limoso arcil.	0,089	0,430	0,010	1,230	1,68
Arcilla arenosa	0,100	0,380	0,027	1,230	2,88
Arcilla limosa	0,070	0,360	0,005	1,090	0,48
Arcilla	0,068	0,380	0,008	1,090	4,80

Tabla 3.2-. Valores medios para los parámetros de los suelos, (Carsel y Parrish, 1988),  $\alpha$  y *n* son los parámetros de Van Genuchten.

### 3.6 Comentarios

Se han propuesto diversas funciones para describir la curva de retención de agua en función de la succión o curvas de humedad. Uno de los más populares es el modelo de humedad de Brooks – Corey (1964-1966). Este modelo plantea la función de la humedad vs.

succión utilizando:  $\theta_r$  y  $\theta_s$  (contenidos de humedad residual y saturado, respectivamente) y de dos parámetros:

1)  $\alpha$ , parámetro empírico cuya inversa es a menudo referida como el valor de la presión de entrada de aire; y

2)  $\lambda$ , índice de distribución de tamaños de poros que afecta la pendiente de la curva de humedad.

La ecuación de Brooks – Corey produce resultados relativamente buenos para gravas gruesas con valores de  $\lambda$  grandes. Para el caso de suelos finos los resultados obtenidos no fueron tan buenos (Van Genuchten y otros, 1991).

Van Genuchten (1980) presentó una función suave para la humedad en función de la succión con propiedades más atractivas. Esta función depende, además de  $\theta_r$  y  $\theta_s$ , de tres parámetros empíricos  $\alpha$ ,  $m$  y  $n$  que afectan la forma de la curva de humedad. Esta ecuación tiene como límite la expresión de Brooks y Corey para  $\lambda$  igual a  $m.n$ .

Para mejorar la descripción de la retención de agua en el suelo cerca de la saturación se han propuesto diversas ecuaciones continuamente diferenciables (suaves). Estas incluyen funciones presentadas por King (1965), Visser (1968), Laliberte (1969), Su y Brooks (1975) y Clapp y Hornberger (1978). Estas funciones eran capaces de reproducir más acertadamente los datos observados de retención de agua en el suelo, pero eran matemáticamente demasiado complicadas para ser incorporadas a modelos para determinar la conductividad hidráulica, o poseían otras características que las hacían menos atractivas para el estudio de infiltración en suelos (como la falta de una relación inversa simple). Si se imponen restricciones a los parámetros  $m$  y  $n$  (por ej.  $m=1-1/n$ , o  $m=1-2/n$ ), se puede llegar a una expresión de la función de conductividad hidráulica relativamente simple. Por el contrario, considerar variables a  $m$  y  $n$  conduce a expresiones matemáticas para  $K$  y  $D$  (difusividad hidráulica,  $D = K \frac{dh}{d\theta}$ ) muy complicadas para estudiar el flujo de agua en los suelos. Van Genuchten y otros (1991) concluyeron que el modelo presentado en 1980 ajusta muy bien los datos de humedad observados para la mayoría de los suelos si se consideran  $m$  y  $n$  variables. Las únicas excepciones son ciertas estructuras o agregados de suelos caracterizados por una distribución de tamaños de poros principalmente bimodal. Aún así estos autores no recomiendan el uso de esta función para todos los conjuntos de datos de humedad observados, como en el caso de mediciones de campo, donde los datos disponibles corresponden sólo a un estrecho rango de humedad. A menos que se cuente además con mediciones realizadas a relativamente bajos contenidos de agua (mediciones de laboratorio), tales datos pueden conducir a la definición de una curva de retención poco acertada en el rango seco (Van Genuchten y otros, 1991).

En los modelos presentados por Brooks y Corey y Van Genuchten nos encontramos con los valores de  $\theta_r$  y  $\theta_s$  definidos de manera tradicional es decir:

- El parámetro  $\theta_r$  es el contenido de agua residual, y especifica la cantidad de agua en el suelo que no participará en el flujo de la fase líquida debido a que sus caminos de flujos están bloqueados o a que la adsorción producida por la fase sólida es muy fuerte (Luckner y otros, 1989). Formalmente,  $\theta_r$ , se puede definir como el contenido de agua a la cual  $d\theta/dh$  y  $K$  tienden a cero cuando  $h$  tiende a valores grandes. El contenido de agua residual es un parámetro extrapolado, y por lo tanto, no representa necesariamente el contenido de agua menor que puede poseer un suelo. Esto es especialmente cierto en regiones áridas donde el transporte de la fase de gaseosa, puede secar suelos a contenidos de agua bastante menores a  $\theta_r$ .

- El contenido de agua saturado,  $\theta_s$ , denota el máximo contenido volumétrico de agua de un suelo. El contenido de agua saturado no es igual a la porosidad del mismo;  $\theta_s$  en el campo es generalmente entre un 5 a un 10% menor que la porosidad debido al aire atrapado o disuelto. En las funciones de retención del agua en el suelo de estos modelos los parámetros,  $\theta_r$  y  $\theta_s$ , son constantes obtenidas esencialmente de ajustes estadísticos realizados sobre valores medidos.

El modelo de Vogel y Cislerova (1988) modificó las ecuaciones de Van Genuchten (1980) para agregar flexibilidad en la descripción de las propiedades hidráulicas cerca de la saturación. El modelo propuesto reemplaza  $\theta_s$  en el modelo de Van Genuchten por un parámetro ficticio extrapolado  $\theta_m$  un poco mayor que  $\theta_s$ , para una altura capilar mínima,  $h$ , distinta de cero.

Parr, Zou y Mc.Enroe (1998) utilizan el modelo de Van Genuchten para representar las funciones hidráulicas del suelo en un estudio de los efectos de la infiltración en el transporte de contaminantes en la agricultura.

El modelo de Celia y otros (1987) propone una función exponencial de la conductividad que es un modelo razonable para datos obtenidos de laboratorio. Además, la función propuesta por Celia tiene la ventaja de ser una función continuamente diferenciable e inversible lo cual es ventajoso para resolver el proceso de infiltración en un medio poroso no saturado (Reyna, 2000). Chen, Tan y Chen (2001) aplican un modelo similar a éste para linealizar la ecuación de Richards y aplicarlo para condiciones variables de carga sobre la superficie del suelo. Al igual que en el desarrollo planteado por Raats y Gardner (1974) el uso de transformadas integrales permite linealizar la ecuación de Richards. Batu (1982, 1983) aplica la misma transformación y asume una difusividad constante para obtener soluciones analíticas de fuentes periódicas de recarga.

Al introducir las expresiones del modelo de Celia y otros (1987) la ecuación de Richards para la fase líquida se transforma en:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = A \left( \frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 + \frac{A}{\alpha} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + A \left( \frac{\partial h}{\partial y} \right)^2 + \frac{A}{\alpha} \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + A \frac{\partial h}{\partial y}$$

Esta última expresión puede ser resuelta computacionalmente en forma más simple al expresarse en diferencias finitas del siguiente modo:

$$h(i, j, k) = h(i-1, j, k) + A\Delta t \left( \frac{h(i-1, j, k) - h(i-1, j-1, k)}{\Delta x} \right)^2 + \frac{A}{\alpha} \Delta t \left( \frac{h(i-1, j+1, k) - 2h(i-1, j, k) + h(i-1, j-1, k)}{\Delta x^2} \right) \\ + A\Delta t \left( \frac{h(i-1, j, k) - h(i-1, j, k-1)}{\Delta y} \right)^2 + \frac{A}{\alpha} \Delta t \left( \frac{h(i-1, j, k+1) - 2h(i-1, j, k) + h(i-1, j, k-1)}{\Delta y^2} \right) + A\Delta t \left( \frac{h(i-1, j, k) - h(i-1, j, k-1)}{\Delta y} \right)$$

donde  $i$  indica paso de grilla en el tiempo,  $j$  indica paso de grilla en la dirección  $x$  y  $k$  indica paso de grilla en la dirección  $y$ .

Fredlund y otros (1994) desarrollaron ecuaciones para describir las curvas características de retención de agua similares a las de Van Genuchten (1980) y las combinan con el modelo de conductividad hidráulico de Childs y Collis (1950). Ellos mostraron que la ecuación propuesta para describir las curvas de retención es efectiva para predecir el coeficiente de permeabilidad en la mayoría de los suelos. En los casos donde no se cuenta con datos de la curva de retención para valores de succión altos, esta ecuación puede ser usada para estimar el comportamiento de la curva de retención en estos rangos.

Mualem (1976a) presenta un modelo en el que se expresa la conductividad hidráulica en función de la conductividad hidráulica saturada, y un parámetro  $l$  estimado por Mualem de 0,5 como valor promedio para muchos suelos. En este modelo la conductividad hidráulica decrece cuando  $n$  decrece, los parámetros  $n$  y  $m$  son los mismos parámetros que se definieron en el modelo de Van Genuchten, y cuando  $n$  es igual a 1 la conductividad hidráulica relativa es idéntica a cero. Cuando  $n$  es menor que 1 no se puede predecir la función de conductividad, esta característica es una limitación importante del caso de variables  $m, n$ . Por esta razón van Genuchten, Leij y Yates recomiendan el uso de las variables  $m, n$  sólo para el caso de tener datos bien definidos de humedad, y el uso de la restricción  $m = 1 - 1/n$  para todos los otros casos.

Las ecuaciones para la conductividad y la difusividad hidráulica asumen que el valor de conductividad hidráulica en estado saturado está bien definido y puede ser medido fácilmente, esto es cierto para suelos granulares, pero para los suelos en estado natural, esto no es cierto. La inspección de las curvas de conductividad y difusividad muestran que un pequeño cambio en el contenido de humedad produce cambios de varios órdenes en  $K$  y  $D$ , lo que indica que pequeños errores en la medición del contenido de humedad cerca de la saturación pueden producir grandes errores en la estimación de la conductividad hidráulica saturada del suelo.

Stankovich y Lockington (1995) plantean el uso de un método para convertir el modelo de Van Genuchten (1980). Utilizado por primera vez por Klenhard y otros (1989); este modelo presenta resultados adecuados para suelos con una distribución de poro relativamente pequeño y menos adecuado para el uso en suelos arcillosos.

En el Modelo de Conductividad hidráulica de Burdine el parámetro  $l$  tiene el valor de 2. Una de las diferencias más importante entre el modelo propuesto por Burdine y el modelo de Mualem es que en el modelo de Burdine se mantiene el valor de  $n > 2$ , mientras que Mualem sólo es válido para todos los  $n > 1$ . Dado que muchos suelos tienen valores menores de 2, el modelo de Burdine es menos aplicable que la expresión de Mualem.

Boadu (2000) plantea el uso de nuevos modelos de regresión que tienen en cuenta la distribución del tamaño de los granos en suelos compactados para la determinación de la conductividad hidráulica saturada.

La tabla 3.3 muestra los parámetros necesarios para cada modelo presentado en este capítulo.

Modelos de Humedad	Parámetros modelos de humedad	Parámetros modelos de conductividad hidráulica
Brooks y Corey (1964,1966)	$\theta_r, \theta_s, \alpha, \lambda$	$K_s, h_b, \lambda$
Van Genuchten (1980)	$\theta_s, \alpha, n, m, \theta_r$	$K_s, \alpha, n, m, l$
Fredlund y otros (1994)	$\theta_s, a, p, q$	$K_s, h_a, \theta_0, \theta(h)$
Vogel y Cislervá (1998)	$\theta_r, \theta_m, \theta_s, \alpha, n, m$	$K_s, K_k, \theta_r, \theta_k, \theta_m, \theta(h)$
Mualem (1976a)		$K_s, l, \theta_0, \theta_r, \theta_s, \theta(h)$
Burdine (1953)		$K_s, l, \theta(h), \theta_s$
Celia y otros (1987)	$K_0/A, \alpha$	$K_0, \alpha$

Tabla 3.3. Parámetros para los modelos de humedad y conductividad hidráulica.

El modelo de Celia y otros, similar al planteado por Chen y otros (2001), plantea una relación lineal entre la conductividad hidráulica de los suelos no saturados y el contenido de humedad y una relación exponencial decreciente para la función de conductividad hidráulica no saturada en función de la succión y para la función de humedad en función de la succión. En

aqueellos suelos en donde la relación entre la conductividad hidráulica y la humedad es lineal, la función propuesta por Celia y otros es adecuada para representarlos (Reyna y otros, 1997). Por ejemplo en los experimentos sobre arena de Wyckoff y Botset (1936) y en el análisis teórico de Irmay (1955), mostrados por Bear (1972) se observó que para valores de saturación por encima del 40% el ajuste lineal es adecuado, y por ende se pueden aplicar las funciones de Celia y otros. Este modelo o similares como el presentado por Chen y otros (2001) se utilizan para estudios teóricos debido a que permiten linealizar la ecuación de Richards.

Las funciones hidráulicas dependen de algunos parámetros que necesitan para su calibración de las propiedades hidráulicas, determinadas por medio de ensayos. Existen complicaciones para la medición de las propiedades hidráulicas de los suelos debido a dos factores importantes: la no linealidad de la conductividad y la no linealidad de la humedad en función de la succión. Una solución al problema de las propiedades hidráulicas en todos los valores de succión resulta en utilizar modelos matemáticos que permitan representar las propiedades hidráulicas de los suelos no saturados.

Los datos que se obtienen de las mediciones realizadas en el campo o en el laboratorio tienen el problema de que no pueden abarcar todo el rango de humedad que sufre el suelo. Los modelos matemáticos tienen la ventaja de representar en forma aproximada al suelo en los puntos donde se realizaron las mediciones y permiten obtener valores en todos los estados del mismo donde no se obtuvieron datos a través de mediciones. Dentro de todos los modelos matemáticos que se pueden emplear, los modelos semi-empíricos tienen la gran ventaja que representan las funciones de conductividad hidráulica y de humedad en función de la succión en forma adecuada y necesitan menor cantidad de mediciones para su definición. La elección del mejor modelo para representar las propiedades hidráulicas de los suelos no saturados dependerá de la posterior utilización que se desea realizar con dichas funciones.

## **CAPÍTULO 4: FUNCIONES HIDRÁULICAS DEL LOESS DE CÓRDOBA**

### ***4.1 Introducción***

Cuando no es posible tener mediciones de las propiedades hidráulicas en todo el rango de succión, se pueden determinar las curvas de humedad-succión y conductividad-succión del suelo combinando los conocimientos de las propiedades de otros suelos y el conocimiento de otros parámetros del suelo en estudio.

Si los datos de campo o laboratorio son escasos se pueden utilizar otros parámetros del suelo para definir sus funciones hidráulicas. Breddin (1963) planteó una clasificación gráfica que permite establecer la conductividad hidráulica saturada a través de las curvas granulométricas de suelos.

En particular, el conocimiento de la distribución granulométrica, y los parámetros usuales obtenidos de los ensayos del suelo estándares, permiten obtener las funciones de conductividad y humedad del suelo en forma aproximada.

El método tradicional de determinación de la función de retención del agua a través de mediciones involucra establecer un equilibrio entre el agua en la muestra del suelo y un cuerpo de agua a un potencial conocido.

Para el caso de ensayos de laboratorio, los equipos para la determinación de la función de retención pueden ser de dos tipos: celda de succión o celda de presión. En el aparato de succión, la muestra de suelo húmeda está en contacto hidráulico con una masa de agua a través de una piedra porosa. El suelo está sometido a presión atmosférica, y la presión en el agua se reduce a niveles subatmosféricos, reduciendo su carga hidráulica. El flujo de agua saldrá de la muestra hasta que se alcance el equilibrio. Se determina entonces el contenido de agua, humedad y la matriz de carga de presión en ese punto.

En el caso de ensayos en el campo, todos los instrumentos usados en estas mediciones tienen que poner especial atención al volumen del instrumento o técnica. El volumen de suelo debe ser caracterizado considerando su heterogeneidad tanto horizontal como vertical. Idealmente, el instrumento o método seleccionado para la medición de la humedad o potencial debe muestrear una configuración que incluye el rango de los poros menores y de los mayores. La relación matriz potencial – contenido de agua medido sobre un volumen se asume que representan la menor unidad de clasificación del suelo dentro de la variabilidad existente.

Cuando se desea estudiar el escurrimiento de una cuenca es común que existan pocos datos de las propiedades hidráulicas de los suelos. Sin embargo, es posible en general, obtener las curvas granulométricas y algunos parámetros del suelo lo que permitiría obtener las funciones hidráulicas del mismo.

Para el caso particular de los suelos loésicos de Córdoba la información que se disponía para el estudio desarrollado era escasa o inexistente:

- Las funciones hidráulicas no estaban definidas:
- Los valores existentes de humedad – succión en todo el rango eran escasos
- El único dato sobre conductividad era en estado saturado

## 4.2 Suelos loésicos

Los estudios geotécnicos realizados en general en Córdoba sobre el loess son muy importantes desde el punto de vista de la geotecnia, pero no se adecuan a las necesidades hidrogeológicas. Por este motivo fue necesario determinar las funciones hidráulicas antes de iniciar los estudios de acoplamiento.

Unas de las principales dificultades que se encuentran para modelar los procesos de infiltración es la de conocer los parámetros de los suelos para lograr una adecuada representación de la realidad. (ver Anexo 1).

En la ciudad de Córdoba, no se conocen tareas sistemáticas de producción experimental de datos de mediciones de infiltración en áreas permeables urbanas (Weber y otros, 2005).

Cuestas y Francisca (1996) realizaron mediciones de conductividad saturada en loess y permeabilidad en función de la presión vertical efectiva para muestras compactadas y en estado natural permeadas con distintas soluciones para un estudio de la conductividad del loess natural y limo mejorado para el diseño de barreras. Es importante destacar que debido a las técnicas utilizadas en todas las mediciones realizadas, no se tienen valores de conductividad para distintas succiones. Por este motivo, para determinar la conductividad hidráulica en función de la succión se realizó un estudio de las propiedades hidráulicas de los suelos finos.

El loess de Córdoba en general está compuesto por: Arena fina (>0,080 mm): 3,1%, Limo (0,080 a 0,002 mm): 84,4% y Arcilla (<0,002 mm): 12,5%. El Peso Unitario Seco promedio es ( $\gamma_d$ ): 13,14 kN/m<sup>3</sup> y el grado de saturación varía entre el 27% y el 38% (Redolfi, 1993). En la tabla 4.1 se presentan valores orientativos de los loess locales.

PARÁMETRO	ENTORNO
Humedad Natural Gravimétrica (w %)	≈ 20
Densidad Seca (kN/m <sup>3</sup> )	12,5 – 15,3
Límite Líquido (%)	20 – 27
Índice Plástico (%)	2 – 6
Pasante Tamiz T 200 (%)	85 – 99

Tabla 4.1. Valores orientativos del loess local.

### 4.2.1. Propiedades hidráulicas

Para determinar las funciones hidráulicas primero se procedió a comparar las propiedades hidráulicas de los suelos de todo el mundo con características físicas similares.

Los datos de los suelos y las mediciones se obtuvieron del programa UNSODA, el cual constituye una base de datos elaborada por Leij, Willianj, Alves y Van Genuchten, pertenecientes al Laboratorio de Salinidad de los EEUU y por Joseph R. Williams de la División de Restauración y de Protección Subsuperficial. La base de datos proporciona las propiedades hidráulicas de los suelos no saturados (contenido de humedad, conductividad hidráulica y difusividad del agua en el suelo), propiedades básicas del suelo (distribución del tamaño de partículas, densidad, contenido de materia orgánica, etc.) e información adicional sobre el suelo y los procedimientos experimentales (Leij y otros, 1996).

De acuerdo a los datos de suelos se realizaron las curvas de las propiedades hidráulicas medidas, ver Figura 4.1, en las mismas se puede observar que los valores son similares. Se pueden definir entonces envolventes que marcan el rango de variación de los valores de humedad y conductividad para este tipo de suelos y para distintas succiones.

El rango de variación de las propiedades hidráulicas de distintos tipo de suelos finos permite establecer un marco para las propiedades y para los estudios de infiltración.

La curva correspondiente a la envolvente de las conductividades hidráulicas superior corresponde a un suelo hipotético con función de conductividad hidráulica – succión por encima de las conductividades de los suelos analizados, lo mismo se realizó para la función hidráulica límite inferior de las conductividades hidráulicas y de las curvas de humedad-succión.

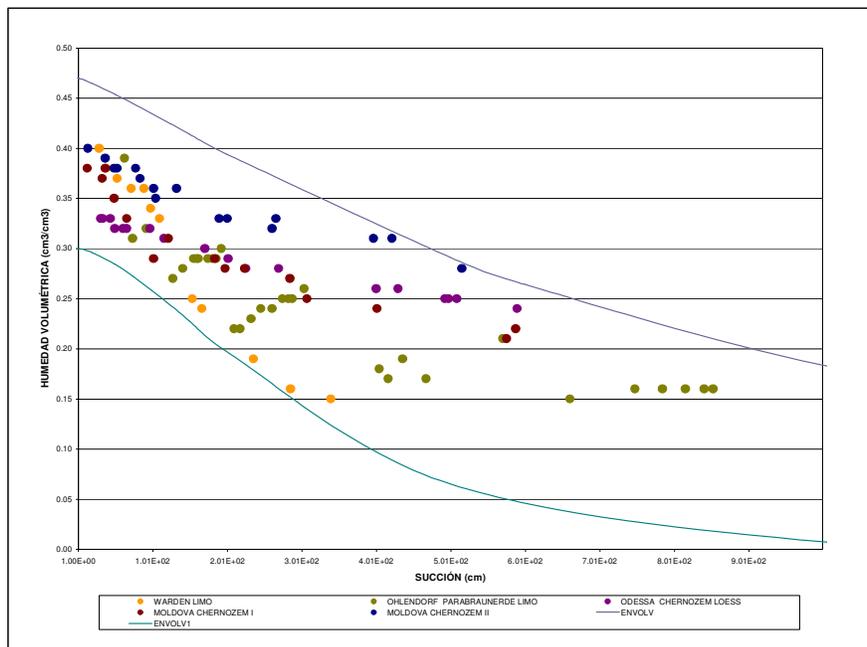


Figura 4.1. Curvas de humedad – succión, suelos; Warden Limo (Rockhold y otros, 1987), Ohlendorf (Plagge y otros, 1990), Odessa (Shein, 1990), Moldova Chernozem I y II (Meschtankova, 1989)

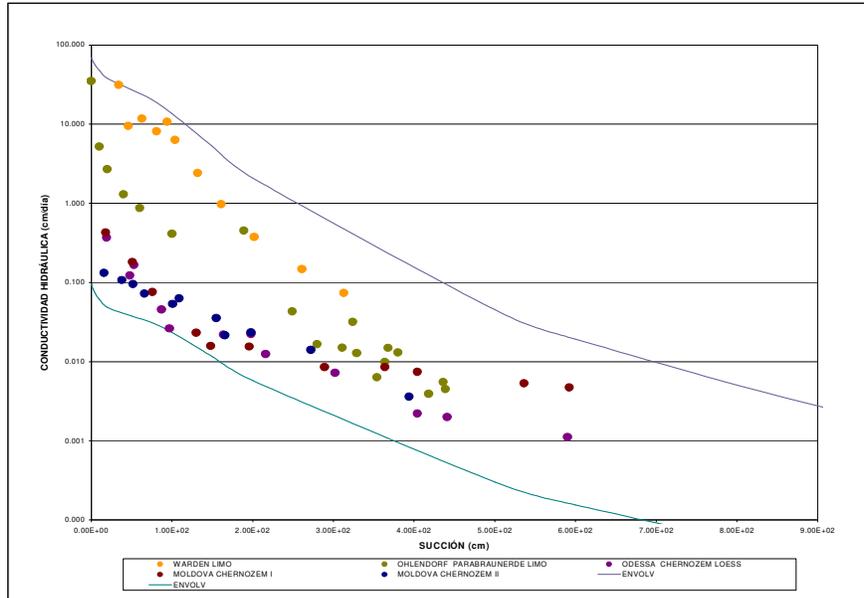


Figura 4.2. Curvas de Conductividad – succión, suelos; Warden Limo (Rockhold y otros, 1987), Ohlendorf (Plagge y otros, 1990), Odessa (Shein, 1990), Moldova Chernozem I y II (Meschtankova, 1989).

Los parámetros del suelo hipotético correspondiente a la función hidráulica conductividad superior son humedad de saturación 0,467 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> y conductividad saturada 2,92 cm/h; para el suelo hipotético límite conductividad inferior: humedad de saturación 0,30 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> y conductividad hidráulica saturada 0,004 cm/h. Para los suelos hipotéticos límites de la humedad se obtuvieron los siguientes parámetros: superior, humedad de saturación 0,47 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> y conductividad saturada 2,91 cm/h y; para el suelo hipotético límite humedad inferior: humedad de saturación 0,30 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> y conductividad hidráulica saturada 0,006 cm/h.

La determinación de estos parámetros es particularmente significativa en los suelos loésicos, en los que el agua tiene un rol muy importante en la formación y comportamiento posterior de los mismos (Rinaldi et al., 1998). A medida que el contenido de humedad decrece, las partículas finas se desplazan hacia el menisco, la concentración iónica en los fluidos de los poros se incrementa, el espesor de la doble capa disminuye y las fuerzas de atracción de Van der Waals prevalecen sobre las fuerzas de repulsión de la doble capa. Cuando las fuerzas de atracción interpartículas dominan, las partículas arcillosas floculan formando puentes de arcilla y contrafuertes en los contactos entre granos de arena y limo.

Una mayor reducción del contenido de humedad, hace que los cationes hidratados de la doble capa se deshidraten y se vinculen iónicamente a las partículas arcillosas contiguas. Mientras tanto, la concentración de sales alcanza la saturación y las sales precipitan como cristales que robustecen la estructura del suelo. El aumento contemporáneo de la succión aumenta también la resistencia, que es más efectiva entre partículas arcillosas en los puentes y contrafuertes, que en los meniscos entre partículas gruesas. El efecto combinado de estos procesos confiere a los loess alta resistencia cohesiva que permite cortes verticales y la aptitud para soportar cargas importantes.

El incremento del contenido de humedad revierte los procesos: las sales solubles se hidratan y debilitan, y la concentración iónica en el fluido continúa decreciendo con el incremento del contenido de humedad. Al disminuir la concentración de iones se incrementa la doble capa que se forma alrededor de las partículas. La rigidez al corte y la resistencia de las formaciones arcillosas decrece a medida que se incrementa la capa hidratada. Las fuerzas

de repulsión se vuelven dominantes y las partículas arcillosas se dispersan. También, la succión gradualmente disminuye a medida que se incrementa el grado de saturación.

Eventualmente, la estructura se debilita y colapsa aún sin alcanzar la saturación. Muy poca carga externa se requiere para alcanzar el colapso final, y a veces el propio peso de la masa del suelo es suficiente. Los loess no colapsan cuando son permeados por fluidos no polarizados. Esto señala la importancia de las arcillas y las sales de hidratación en el comportamiento metaestable.

La resistencia, la rigidez y el grado de colapso están condicionados por la relación de vacíos inicial y el contenido de humedad del suelo. Otros parámetros relevantes son la fábrica, la composición química del fluido saturante, la cantidad de sales solubles, la cantidad de agentes cementantes no solubles, la profundidad y el nivel de cargas externas (Rocca y otros, 2005).

#### 4.2.2. Curvas granulométricas

De acuerdo a lo planteado es recomendable comparar las curvas granulométricas para definir las funciones hidráulicas que mejor representen a un suelo.

En la Figura 4.3 se muestran las curvas granulométricas de los distintos suelos que se utilizaron, Warden Limo (Rockhold y otros, 1987), Ohlendorf (Plagge y otros, 1990), Odessa (Shein, 1990), Moldova Chernozem I y II (Meschtankova, 1989). La tabla 4.2 muestra las características de los suelos utilizados de base para la obtención de las funciones hidráulicas para el loess.

SUELO	WARDEN LIMO	OHLENDORF PARABRAUNERDE LOESS	CHERNOZEM LOESS	MOLDOVA CHERNOZEM I	MOLDOVA CHERNOZEM II
Textura	Limo	limo	limo, loam	limo arcilloso	limo arcilloso
Ubicación	Hanford, Richland, WA, USA	Ohlendorf, Hannover, Alemania Occidental	Ucrania, región de Odessa, Rusia	Moldova, región de Dnestr, Rusia	Moldova, región de Dnestr, Rusia
Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	1,54	1,37	1,4	1,14	1,35
Densidad del suelo (parte sólida) (g/cm <sup>3</sup> )	2,77	-	2,58	2,54	2,54
Porosidad (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	No Disponible	0,45	0,457	0,551	0,469
Conductividad Saturada (cm/día)	77,8	35	19,5	168	91

Tabla 4.2. Características de los suelos (Leij y otros, 1996).

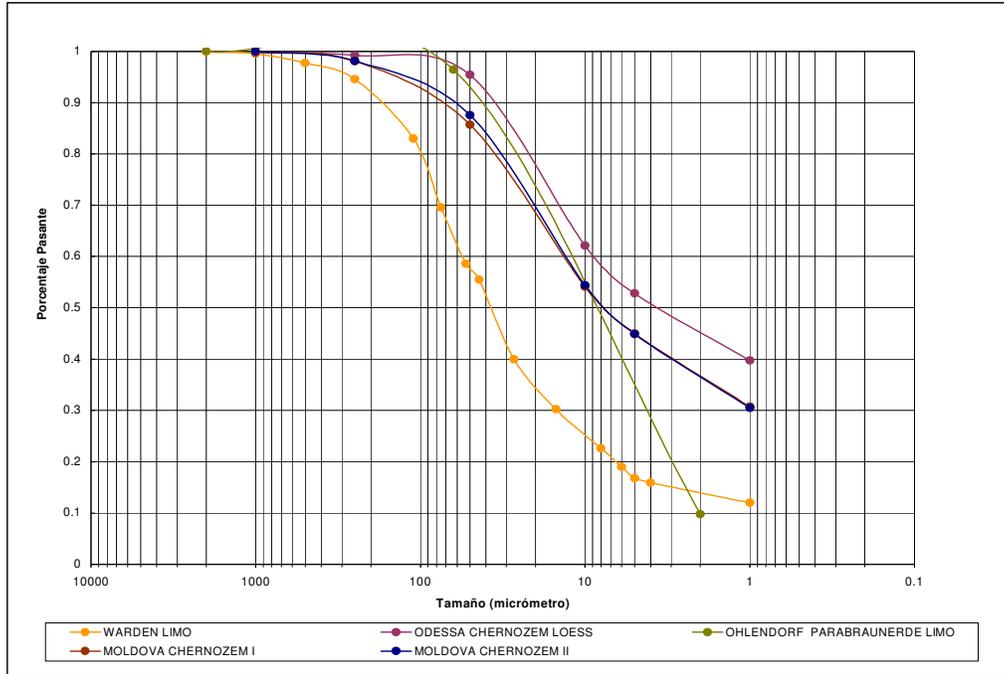


Figura 4.3. Curvas granulométricas Warden Limo (Rockhold y otros, 1987), Ohlendorf (Plagge y otros, 1990), Odessa (Shein, 1990), Moldova Chernozem I y II (Meschtankova, 1989).

**4.2.3. Curvas de humedad – succión y conductividad hidráulica – succión**

**4.2.3.1. Modelo de Van Genuchten-Mualem**

Se determinaron los parámetros del modelo de Van Genuchten-Mualem de los suelos cuyas propiedades hidráulicas se presentaron. En la tabla 4.3 se presentan los parámetros de Van Genuchten-Mualem, los mismos fueron obtenidos con un ajuste por mínimos cuadrados.

Suelo	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$ (1/cm)	$n$	$K_{sat}$ (cm/día)
Warden Limo	0,077	0,460	0,014	1,922	77,76
Ohlendorf Parabraunerde	0,080	0,458	0,015	1,400	35,0
Moldova Chernozem Arcilla limosa	0,078	0,325	0,074	1,058	22,0
Odessa Chernozem Arena limosa -loess	0,180	0,342	0,001	1,530	1,06

Tabla 4.3. Parámetros obtenidos para el Modelo de Van Genuchten ( $m = 1 - 1/n$ ) – Mualem ( $l = 0,5$ ).

Como valores orientativos de los parámetros de los suelos se presenta a continuación los valores recomendados por Rawls y otros (1982).

Textura	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$ (1/cm)	$n$	$K_{sat}$ (cm/d)
Arena	0,020	0,417	0,138	1,592	504,00
Arena-Loam	0,035	0,401	0,115	1,474	146,60
Loam arenoso	0,041	0,412	0,068	1,322	62,16
Loam	0,027	0,434	0,090	1,220	16,32
Limo-loam	0,015	0,486	0,048	1,211	31,68

<i>Textura</i>	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$ (1/cm)	<i>n</i>	$K_{sat}$ (cm/d)
Loam arenoso arcil.	0,068	0,330	0,036	1,250	10,32
Loam arcilloso	0,075	0,390	0,039	1,194	5,52
Loam limoso arcil.	0,040	0,432	0,031	1,151	3,60
Arcilla arenosa	0,109	0,321	0,034	1,168	2,88
Arcilla limosa	0,056	0,423	0,029	1,127	2,16
Arcilla	0,090	0,385	0,027	1,131	1,44

Tabla 4.4. Valores medios para los parámetros de los suelos, Rawls y otros, 1982.

<i>Textura</i>	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$ (1/cm)	<i>n</i>	$K_{sat}$ (cm/d)
Arena	0,045	0,430	0,145	2,680	712,80
Arena-Loam	0,057	0,410	0,124	2,280	350,20
Loam arenoso	0,065	0,410	0,075	1,890	106,10
Loam	0,078	0,430	0,036	1,560	24,96
Limo	0,034	0,460	0,016	1,370	6,00
Limo-loam	0,067	0,450	0,020	1,410	10,80
Loam arenoso arcil.	0,100	0,390	0,059	1,480	31,44
Loam arcilloso	0,095	0,410	0,019	1,310	6,24
Loam limoso arcil.	0,089	0,430	0,010	1,230	1,68
Arcilla arenosa	0,100	0,380	0,027	1,230	2,88
Arcilla limosa	0,070	0,360	0,005	1,090	0,48
Arcilla	0,068	0,380	0,008	1,090	4,80

Tabla 4.5 Valores medios para los parámetros de los suelos, Carsel y Parrish (1988).

Luego de analizar las propiedades hidráulicas, las distribuciones granulométricas y los parámetros físicos obtenidos para los suelos estudiados (Warden Limo, Ohlendorf, Odessa, Moldova Chernozem I y II) se procedió a comparar estos datos con los del loess. Estos se presentan en la Figura 4.4, Figura 4.5 y Figura 4.6.

En las tablas 4.4 y 4.5 se presentan los valores recomendados por el Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos (1975) de acuerdo a la clasificación de USDA estimadas por Rawls y otros (1982) (tabla 4.4) y Carsel y Parrish (1988) (tabla 4.5), donde se observa que los valores obtenidos se encuentran dentro de los recomendados.

<i>Textura</i>	<i>Diferencia Rawls y Carsel</i>					<i>Diferencia Porcentual</i>				
	$\theta_p$	$\theta_\sigma$	$\alpha$ (1/cm)	<i>n</i>	$K_s$ (cm/d)	$\theta_p$	$\theta_\sigma$	$\alpha$ (1/cm)	<i>n</i>	$K_s$ (cm/d)
Arena	-0.025	-0.013	-0.007	-1.088	-208.8	-125.0	-3.1	-5.1	-68.3	-41.4
Arena-Loam	-0.022	-0.009	-0.009	-0.806	-203.6	-62.9	-2.2	-7.8	-54.7	-138.9
Loam arenoso	-0.024	0.002	-0.007	-0.568	-43.94	-58.5	0.5	-10.3	-43.0	-70.7
Loam	-0.051	0.004	0.054	-0.34	-8.64	-188.9	0.9	60.0	-27.9	-52.9

Textura	Diferencia Rawls y Carsel					Diferencia Porcentual				
	$\theta_p$	$\theta_\sigma$	$\alpha(1/cm)$	$n$	$K_s (cm/d)$	$\theta_p$	$\theta_\sigma$	$\alpha(1/cm)$	$n$	$K_s (cm/d)$
Limo-loam	-0.052	0.036	0.028	-0.199	20.88	-346.7	7.4	58.3	-16.4	65.9
Loam arenoso arcil.	-0.032	-0.06	-0.023	-0.55	-21.12	-47.1	-18.2	-63.9	-44.0	-204.7
Loam arcilloso	-0.02	-0.02	0.02	-0.116	-0.72	-26.7	-5.1	51.3	-9.7	-13.0
Loam limoso arcil.	-0.049	0.002	0.021	-0.079	1.92	-122.5	0.5	67.7	-6.9	53.3
Arcilla arenosa	0.009	-0.059	0.007	-0.062	0	8.3	-18.4	20.6	-5.3	0.0
Arcilla limosa	-0.014	0.063	0.024	0.037	1.68	-25.0	14.9	82.8	3.3	77.8
Arcilla	0.022	0.005	0.019	0.041	-3.36	24.4	1.3	70.4	3.6	-233.3

Tabla 4.6 Comparación de valores medios para los parámetros de los suelos, Rawls y Carsel y Parrish.

En la tabla 4.6 se observa que, en general los valores recomendados por Carsel y Parrish son mayores que los valores recomendados por Rawls. Además, en general, las variaciones menores se presentan en los valores de humedad de saturación y en los coeficientes  $\alpha$  y  $n$ .

#### 4.2.3.2. Modelo de Celia y otros

Las funciones de humedad y conductividad para los distintos modelos (Fredlund y Xing; Brooks y Corey; y Van Genuchten) y distintos suelos, arcilla limosa de Wenatchee (Meerdink y otros, 1996) y limo de Warden (Rockhold y otros, 1987) plantean relaciones similares entre la conductividad y la succión y la humedad y la succión. Las diferencias fundamentales entre los modelos se encuentran en los valores de humedad bajos y en los valores próximos a la humedad de saturación.

Para validar la elección del modelo de Celia y otros se puede realizar el ajuste multivariado de las funciones de humedad vs succión y conductividad vs succión con los modelos de Van Genuchten y Brooks y Corey (Reyna, 2000).

Para linealizar las expresiones de Celia y otros (1987) y Warrick y Lomen (1976) de conductividad hidráulica y humedad se aplica logaritmo a ambos miembros (Reyna y otros, 1997), entonces se obtiene:

$$\ln K_i = \ln K_0 + \alpha(-\psi_i) \tag{4.1}$$

$$\ln \theta_i = \ln (K_0/A) + \alpha(-\psi_i) \tag{4.2}$$

si se suman las expresiones del logaritmo de conductividad y logaritmo de humedad para cada succión se llega a:

$$\ln K_i + \ln \theta_i = 2 \ln K_0 - \ln A + 2\alpha(-\psi_i) \tag{4.3}$$

la cual puede ser ajustada multilínealmente. Si en la misma se denomina:

$$\ln K_i = y_{i1} \qquad \ln \theta_i = x_{i11} \qquad -\psi_i = x_{i21}$$

entonces la ecuación se transforma en:

$$y_{i1} = m_{11} x_{i11} + m_{21} x_{i21} + b_1 \quad 4.4.$$

donde  $m_{11}$ ,  $m_{21}$  y  $b_1$ , son los parámetros que se determinan por medio del ajuste multilíneal de la expresión:

$$b_1 = 2 \ln K_0 - \ln A \quad m_{j1} = \frac{n(\sum x_{ji} y_i) - (\sum x_{ji})(\sum y_i)}{n(\sum x_{ji}^2) - (\sum x_{ji})^2}$$

es decir:

$$m_{11} = 2 \ln K_0 - b_1$$

$$m_{21} = \alpha / 2$$

Además se ajustan linealmente las siguientes expresiones:

$$\ln K_i = \ln K_0 + \alpha(-\psi_i) \quad \Rightarrow \quad y_{i2} = m_2 x_{i2} + b_2 \quad 4.5.$$

$$\ln \theta_i = \ln(K_0/A) + \alpha(-\psi_i) \quad \Rightarrow \quad y_{i3} = m_3 x_{i3} + b_3 \quad 4.6.$$

$$\frac{K_i}{\theta_i} = A \quad K_i = \theta_i A \quad \Rightarrow \quad y_{i4} = m_4 x_{i4} + b_4 \quad 4.7.$$

De los cuatro ajustes lineales se obtuvieron los siguientes valores:  $m_{11}$ ,  $m_{21}$ ,  $b_1$ ,  $m_2$ ,  $b_2$ ,  $m_3$ ,  $b_3$ ,  $m_4$ ,  $b_4$  (Reyna y Reyna, 1999).

La elección de los parámetros del modelo de Celia se realizó utilizando un promedio ponderado, de los valores obtenidos de los ajustes, en función del coeficiente de correlación ( $r^2$ ), el cual indica cuán bueno es el ajuste de la ecuación utilizada en el análisis de regresión con las variables analizadas.

Entonces:

$$\alpha = \frac{r_1^2 m_{21} + r_2^2 m_2 + r_3^2 m_3}{r_1^2 + r_2^2 + r_3^2} \quad \ln K_0 = b_2$$

$$\ln A = \frac{r_4^2 m_4 + r_1^2 (2 \ln K_0 - b_1) + r_3^2 (b_2 - b_3)}{r_1^2 + r_3^2 + r_4^2}$$

Los parámetros obtenidos para el modelo de Celia y otros (Reyna, 2000) son los que se presentan a continuación en la tabla 4.7.

<i>SUELO</i>	<i>A (min/cm)</i>	<i>α (1/cm)</i>	<i>K<sub>0</sub> (cm/día)</i>
Troup arena limosa	0,037	0,041	459,90
Warden limo	0,077	0,014	77,76
Twyford arena limosa	0,006	0,005	518,00
Moldova Chernozam arcilla limosa	0,078	0,074	22,00
Odessa Chernozem arena limosa-loess	0,18	0,079	1,06

Tabla 4.7 Valores para el modelo de Celia y otros.

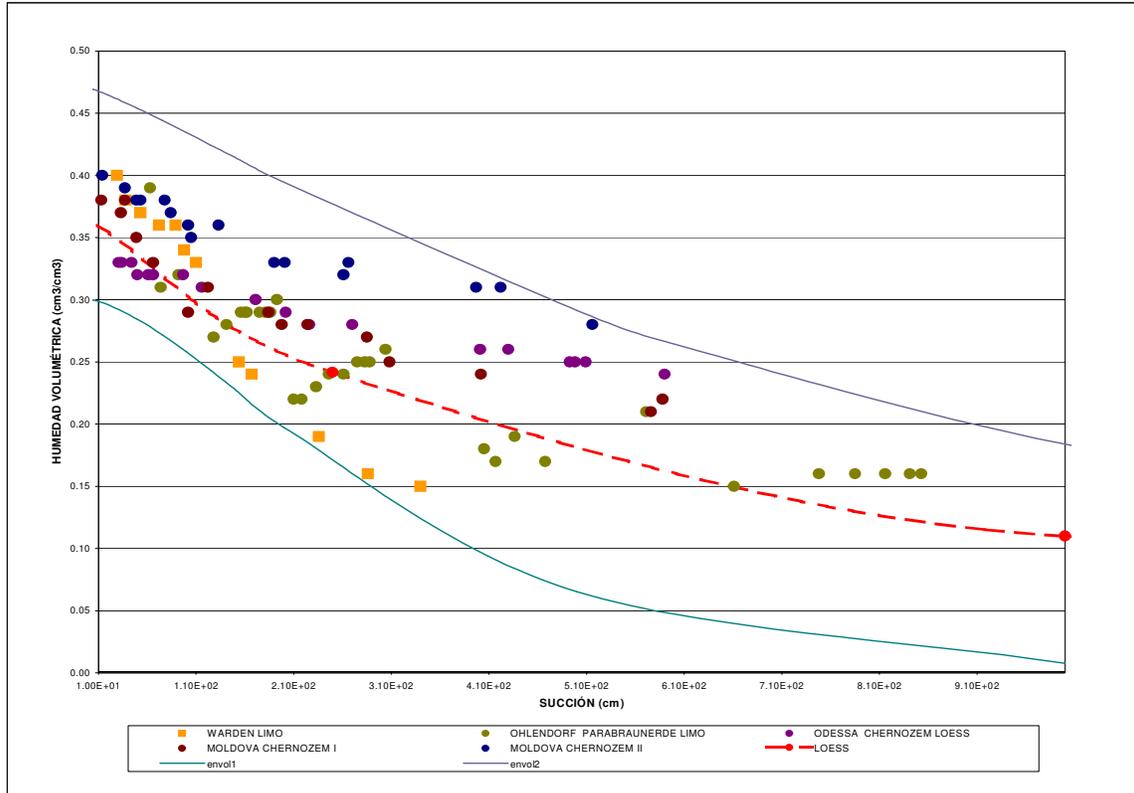


Figura 4.4. Curvas de humedad – succión. Warden Limo (Rockhold y otros, 1987), Ohlendorf (Plagge y otros, 1990), Odessa (Shein, 1990), Moldova Chernozem I y II (Meschtankova, 1989) y loess (1993)

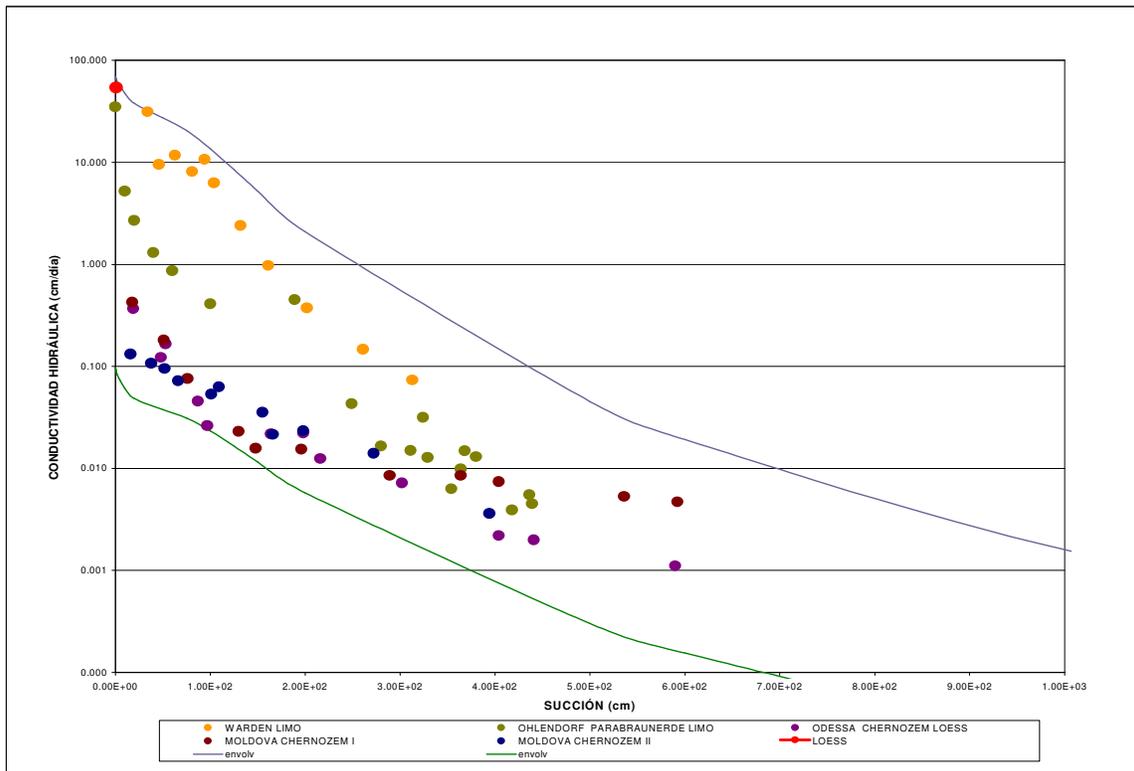


Figura 4.5. Curvas de conductividad – succión. Warden Limo (Rockhold y otros, 1987), Ohlendorf (Plagge y otros, 1990), Odessa (Shein, 1990), Moldova Chernozem I y II (Meschtankova, 1989) y loess (1993)

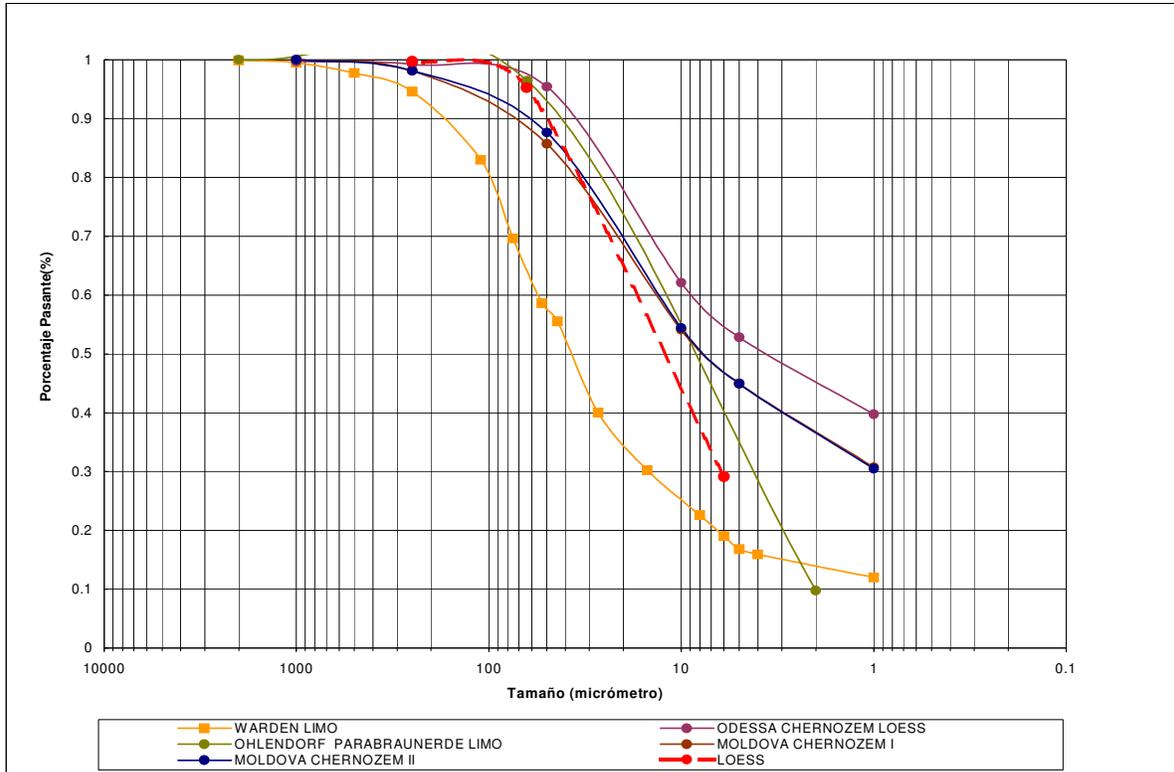


Figura 4.6. Curvas granulométricas. Warden Limo (Rockhold y otros, 1987), Ohlendorf (Plagge y otros, 1990), Odessa (Shein, 1990), Moldova Chernozem I y II (Meschtankova, 1989) y loess (1993).

De acuerdo a lo observado en las granulometrías, en las curvas de humedad-succión y en los parámetros físicos de los suelos analizados, se puede inferir, comparando con los datos del loess pampeano, que las propiedades hidráulicas del loess pampeano son semejantes a las del loess ruso Ohlendorf Parabraunerde.

Por otro lado el valor de conductividad saturada para el loess local es similar al del loess ruso.

Estas características junto a lo analizado en las curvas de humedad – succión, conductividad – succión, granulometría y parámetros físicos (considerando que tiene las siguientes características medias: humedad residual 0,10, humedad de saturación 0,36, conductividad hidráulica saturada 61 cm/día) permitieron establecer las funciones hidráulicas para el loess. Para el modelo de Van Genuchten–Mualem se encontró que al suelo considerado le corresponde un valor de  $\alpha$  de  $0,01433 \text{ cm}^{-1}$  y un  $n$  de 1,506, que corresponde a un loess de acuerdo a la tabla 4.4. Para el modelo de Celia los parámetros que le corresponden al loess son  $\alpha$  de  $0,014 \text{ cm}^{-1}$  y un  $A$  de  $0,00128 \text{ h/cm}$  y  $K_0$  de  $1866, 24 \text{ h/cm}$ . Estos valores concuerdan con los presentados por Rocca y otros (2005).

### 4.3 Comentarios

La zona vadosa ejerce un rol protagónico en la recarga freática y en la infiltración, que constituyen los procesos que interconectan la hidrología superficial y la subterránea (Zimmerman, 2005).

El interés en la zona no saturada ha aumentado en los últimos años debido a la evidencia creciente de la afectación ambiental provocada por actividades agrícolas e industriales. En este ambiente, los modelos numéricos son rutinariamente usados en

investigación y gestión para predecir el movimiento de agua y solutos en la zona no saturada (Zimmermann, 2005).

La humedad y la conductividad hidráulica no presentan una relación lineal en los suelos finos como son los suelos de tipo arcillo-limosos. En estos suelos la humedad varía aproximadamente entre 0,06 (humedad residual) y 0,42 (humedad de saturación) mientras la conductividad hidráulica varía aproximadamente entre  $1,5 \times 10^{-3}$  cm/min (conductividad saturada) y  $1,0 \times 10^{-18}$  cm/min (conductividad residual). Es decir que la conductividad hidráulica varía en varios órdenes de magnitud más que la humedad para el rango de succión.

Con respecto a la curva de humedad en función de la succión obtenida del ajuste de los datos de Redolfi (1993) se obtiene un valor de humedad saturada para el loess de 36,0%. Este valor es compatible con los datos obtenidos de los ensayos existentes en loess y similares a los presentados por Zeballos y Terzariol (2002) para suelos loésicos en estado natural. Mustafaev y Khodzhabekov (1972), dieron valores de humedad saturada en suelos de Tadjikistan de 40%.

De acuerdo a los estudios realizados sobre las propiedades hidráulicas del loess local y de otros suelos loésicos del mundo, de la comparación de las curvas granulométricas, se estableció que el loess pampeano tiene las siguientes características hidráulicas medias: humedad residual  $0,10 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ; humedad de saturación  $0,36 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ; conductividad saturada 2,54 cm/hs (61 cm/día). Los parámetros obtenidos para el modelo de Van Genuchten - Mualem son  $\alpha$  igual a  $0,01433 \text{ cm}^{-1}$ ,  $n$  igual 1,506,  $m$  igual  $1-1/n$  y  $l$  igual 0,5, que corresponde a un loess.

Los resultados obtenidos buscan servir de referencia para aplicaciones hidrológicas que necesitan las determinaciones de las funciones hidráulicas de los suelos en la zona del loess pampeano, en particular de Córdoba.

## **CAPÍTULO 5: PROGRAMA NETRAIN**

### ***5.1 Introducción***

Es objetivo de muchos investigadores resolver en forma conjunta los procesos de escorrentía e infiltración. En términos matemáticos, el escurrimiento en cursos superficiales y el flujo subterráneo en acuíferos freáticos están gobernados por ecuaciones diferenciales no lineales acopladas, definidas en áreas de geometría compleja, donde cada componente está caracterizada por una escala temporal muy disímil entre si, aspecto que dificulta la solución conjunta de las ecuaciones (Paz y otros, 2005).

Para resolver el problema del escurrimiento superficial considerando la infiltración a través de la resolución de la ecuación de Richards se desarrolló para esta tesis, un programa denominado NETRAIN. Además, en forma independiente, se realizó un archivo que lista las curvas de humedad-succión del suelo a través del tiempo.

NETRAIN 3.0 está desarrollado en FORTRAN, el lenguaje de la mayoría de los códigos fuentes de los programas vinculados al tema, y de fácil interconexión con otros lenguajes como C, PASCAL, Visual Basic. Este lenguaje fue elegido para permitir acoplarse en forma sencilla con software del área. NETRAIN 3.0 está realizado específicamente para poder unirse al programa HEC-1 y permitir calcular la escorrentía considerando la precipitación efectiva obtenida de descontar las pérdidas iniciales y la infiltración, aplicando la ecuación de Richards.

El programa HEC-1 (Flood Hydrograph Package del U.S. Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center) ha sido escrito para simular la respuesta precipitación-escorrentía de una cuenca, representando la misma como un sistema interconectado de componentes hidrológicos e hidráulicos. HEC-1 considera las ecuaciones de Saint-Venant en su forma reducida de Onda Cinemática.

A continuación se muestra las características del programa NETRAIN 3.0 que permite resolver la ecuación de Richards unidimensionalmente considerando las propiedades hidráulicas de los suelos de la base de datos de UNSODA o considerar datos de suelo obtenidos de ensayos.

### ***5.2 Consideraciones para realizar el acoplamiento***

En el esquema clásico para la resolución del proceso de transformación lluvia –caudal utilizando onda cinemática, se parte de un hietograma y los datos de la cuenca y, se descuentan primero las pérdidas, obteniendo el hietograma de lámina efectiva. Posteriormente se utiliza un esquema de diferencias finitas, para obtener finalmente el hidrograma a la salida de la cuenca.

Para acoplar las ecuaciones de onda cinemática y Richards el esquema de cálculo que se utilizó es el siguiente:

Dado un hietograma y los datos de la cuenca, primero se descuentan del hietograma las pérdidas iniciales (evapotranspiración, retenciones en follaje, retenciones en depresiones, etc.). Luego en el proceso de escurrimiento superficial es necesario introducir la tasa de infiltración ( $f$ ), que se puede calcular como:

$$f = \frac{\Delta \sum \theta_{\Delta t}}{\Delta t} = \frac{\sum \theta_{t+\Delta t}(h) - \sum \theta_t(h)}{\Delta t}$$

donde  $\theta(t + \Delta t)$  es la humedad en el tiempo  $t + \Delta t$  y  $\theta$  es función de  $h$ .

El perfil de humedad del suelo para cada paso de tiempo se obtiene de la solución de la ecuación de Richards, para lo cual se necesitan conocer las funciones hidráulicas del suelo de la cuenca o las propiedades hidráulicas de los mismos.

En el cálculo de la precipitación efectiva, intervienen dos conjuntos de parámetros que definen la abstracción o infiltración en la cuenca, estos son: las características del suelo (que incluyen las condiciones iniciales de humedad, el nivel freático, capas de suelo, etc.) y la carga hidráulica sobre el mismo.

En los cálculos que se llevaron a cabo se empleó la altura de la lámina de agua sobre la superficie total de la cuenca. La variación de esta carga se produce sobre la cuenca en cada delta t debido al escurrimiento hacia puntos de menor cota, hasta alcanzar el cauce que la conduzca al punto de aporte. La altura de la lámina se relaciona directamente con el escurrimiento a través de la ecuación de onda cinemática y con la infiltración a través de la ecuación de Richards por lo que esta variable es el factor que acopla ambos procesos.

La carga hidráulica en cada momento estará determinada por el bloque de precipitación correspondiente a dicho dt más la lámina de escurrimiento correspondiente a los bloques de precipitación precedentes.

En las zonas periféricas de la cuenca la lámina estará siempre constituida por el bloque de precipitación correspondiente al propio dt, debido a que no existirá (o será despreciable) la lámina aportada por los bloques asociados. Por el contrario en las zonas bajas de la cuenca la carga hidráulica sobre la superficie del suelo se encontrará formada por el bloque precipitado más los escurrimientos directos de los bloques precedentes asociados.

Para poder cuantificar esta carga de forma ajustada en cada zona y cada dt, sería estrictamente necesario trabajar con un modelo bidimensional, que podría ser un modelo de celdas, que permita obtener los sucesivos valores de carga sobre cada elemento.

Al trabajarse con modelos unidimensionales como HEC-1, el escurrimiento no se resuelve de celda a celda, sino que se toman valores promedio, tanto para la carga como para las características del suelo. Basándonos en esta simplificación intrínseca del modelo se adoptó en cada dt el valor de carga correspondiente al bloque de precipitación más los bloques precedentes reducidos por la infiltración sufrida en el período desde que se inició el evento.

Esta simplificación es la que permite trabajar con ambos modelos de manera secuencial, es decir, determinar la precipitación y posteriormente transitarla.

En un modelo bidimensional, por el contrario, se estaría obligado a resolver las ecuaciones de manera simultánea, ya que en cada celda interconectada existirá una carga hidráulica exclusiva sujeta a variaciones particulares en lugar de un valor promedio generalizado, dejando en evidencia el mecanismo de acoplamiento.

### 5.3 Evolución del programa

El software que se desarrolló atravesó distintas etapas en las que se emplearon diferentes esquemas de cálculo y ecuaciones para el cómputo de los parámetros que emplea la solución de Richards.

Los modelos desarrollados fueron básicamente los tres siguientes:

- NETRAIN 1.0 - Desarrollado con el modelo de Celia y otros (1987).
  - Ventaja: su facilidad para resolver la ecuación de Richards.

- Desventaja: En la mayoría de los suelos Celia y otros (1987) no permite representar el rango de variación de humedades con una sola función. Se dificultaba colocar funciones de a tramos y aumentaba el número de variables e incertidumbres.
- NETRAIN 2.0 - Desarrollado con el modelo de van Genuchten - Mualem (1980)
  - Ventaja: representa mejor los suelos en todo el rango de valores.
  - Problemas: no representa bien al loess, el frente de humedecimiento que se obtiene no es coherente con los resultados de los extensos estudios geotécnicos locales.
- NETRAIN 3.0 - El modelo final desarrollado emplea directamente las curvas de UNSODA para los valores de succión, humedad y conductividad. De esta manera se dispone de la variación real de estos valores en un amplio espectro de suelos de todo el mundo.

#### ***5.4 Características del programa***

El objetivo del programa NETRAIN 3.0 es generar un mecanismo que permita el cálculo de la infiltración por medio de la ecuación de Richards para su posterior ingreso a HEC-1. Desarrollándose esta aplicación de forma que sea posible su eventual incorporación al código fuente original de HEC-1.

Para ello es necesario realizar la resolución de la ecuación de Richards bajo las condiciones muestreadas en la zona, definir el perfil de humedad inicial y la tasa de infiltración para cada periodo de tiempo con lo que se puede computar la precipitación neta.

HEC-1, luego de realizar la lectura de datos del archivo de ingreso, en la subrutina INPUT4, realiza el descuento de las pérdidas iniciales del hietograma. Luego obtiene el hietograma efectivo en función del método escogido para su cálculo. Con el hietograma efectivo (descontadas las pérdidas) ingresa a la subrutina de onda cinemática (FDKRUT).

Mediante el empleo de NETRAIN 3.0 se descuentan las pérdidas iniciales y el volumen infiltrado previo al tránsito mediante onda cinemática en HEC-1, donde se supone que el escurrimiento ocurrirá sobre superficies impermeables por ya haber sido descontadas las pérdidas y la infiltración.

NETRAIN 3.0 permite resolver la ecuación de Richards en diferencias finitas considerando las propiedades hidráulicas de los suelos de la base de datos de UNSODA. Al ser los datos de UNSODA una base de datos discreta, obtenida de las mediciones realizadas en distintas partes del mundo, NETRAIN interpola entre los datos originales para obtener una curva continua de conductividad - succión y humedad-succión.

La salida de NETRAIN permite obtener el perfil de humedad para cada tiempo y la precipitación efectiva al descontar el agua que se infiltra en el suelo durante el proceso.

Además, NETRAIN 3.0 puede modelar periodos continuos de humedecimiento y secado y periodos sin precipitación, permitiendo así calcular la lluvia efectiva evitando entonces métodos aproximados como el de la humedad antecedente (caso del CN corregido en el método del SCS).

#### 5.4.1 Solución para la relación entre paso de tiempo y el diferencial del espacio

La aplicación emplea un paso de tiempo fijo, de un minuto, para el cálculo computacional, el cual ha demostrado ser lo suficientemente pequeño para representar el proceso de escurrimiento en medios porosos. Dado el paso de tiempo, el programa fija el paso del elemento diferencial en el espacio cumpliendo con la condición de Courant para este tipo de problema.

El programa también determina la cantidad de elementos diferenciales y la cantidad de pasos de tiempo que abarcará la simulación para que el usuario pueda evaluar la aptitud de estos valores.

#### 5.4.2 Solución para la función de infiltración

Como es conocido cualquier función para las propiedades hidráulicas de los suelos (Van Genuchten-Mualem, Brooks-Corey, Celia y otros, etc.) consiste en ajustes que, con más o menos parámetros, representan la variación del contenido de humedad con la succión lo mismo que la variación de la conductividad hidráulica con la succión.

En tanto que la conductividad hidráulica puede variar para determinados suelos hasta 5 órdenes de magnitud, la humedad sólo variará dentro de un mismo rango. Por este motivo, si se quiere una función única que las correlaciona para todo el rango de succión del suelo, esta deberá ser definida y ajustada por tramos para permitir una adecuada representación del fenómeno.

Empleando directamente los valores de la base de datos de UNSODA se evita realizar este ajuste y se puede independizar de las diferencias existentes entre los diversos modelos.

La base de datos de UNSODA se emplea como fuente para el desarrollo y evaluación de métodos indirectos para estimar las propiedades de suelos no saturados. Siendo de amplia difusión y reconocida aceptación.

UNSODA está escrito en formato de Microsoft Access© (.mdb) donde almacena los datos en tablas. Para el empleo de NETRAIN estas tablas son adaptadas como archivos .prn con formato para que el programa pueda leerlas. En ese mismo formato se pueden ingresar curvas de suelos definidos por el usuario, en los códigos que van de 1 a 4. (tabla 5.1)

El programa considera el límite superior como los parámetros en la saturación (humedad, succión y conductividad), lo cual es coherente con la forma usual en que se realizan este tipo de ensayos. El límite inferior es considerado como la humedad mínima que puede obtenerse de muestras del suelo en condiciones normales, luego de haber pasado un largo periodo de tiempo sin ingreso de agua externo. Ésta puede distar bastante de la humedad residual en función de los valores de conductividad que presente cada tipo de suelo en el rango próximo a la sequedad.

Para los valores intermedios, NETRAIN interpola entre los datos originales para obtener una curva continua de conductividad – succión y humedad-succión.

### 5.4.3 Selección del tipo de suelo

El suelo puede escogerse de la siguiente tabla (tabla 5.1) en base a apreciaciones del mismo, perforaciones o estimación de los parámetros extremos (Succión en la saturación, Humedad de saturación, Ksat, Succión máxima, Humedad mínima, K mín).

La tabla siguiente muestra los códigos de cada tipo de suelo para ser ingresado al programa. Los 4 primeros códigos se han reservado para suelos que decida definir el usuario:

CÓDIGO	TIPO DE SUELO	Succión en la saturación (cm)	Humedad de saturación	K sat (cm/día)	Succión máxima (cm)	Humedad mínima	K mín (cm/día)
5	ARENA LIMOSA TROUP 1010	-13	0.29	50.4	-109	0.11	0.025
6	ARENA LIMOSA TROUP 1011	-6	0.28	106.7	-77	0.11	0.058
7	ARENA LIMOSA TROUP 1012	0	0.31	6187	-68	0.1	0.032
8	ARENA LIMOSA TROUP 1013	0	0.31	191.3	-68	0.1	0.004
9	ARENA QUINCY 1240	0	0.31	367	-38	0.11	0.130
10	ARENA QUINCY 1241	0	0.31	129.1	-38	0.11	0.031
11	LIMO WARDEN 1260	-29	0.4	40.467	-340	0.15	0.035
12	LIMO WARDEN 1261	-42	0.4	82.770	-323	0.18	0.307
13	LIMO OHLENDORF PARABRAUNERDE 1330	-63	0.39	0.836	-853	0.16	0.007
14	LIMO OHLENDORF PARABRAUNERDE 1331	-10	0.38	2.1	-626	0.29	0.168
15	ARENA LABOUCHERI 2100	0	0.31	144.1	-115	0.07	0.093
16	ARENA LABOUCHERI 2101	0	0.31	206.5	-115	0.07	0.63
17	ARENA LABOUCHERI 2102	0	0.31	311.3	-115	0.07	0.085
18	ARENA LABOUCHERI 2103	0	0.31	226.8	-115	0.07	0.077
19	ARENA LABOUCHERI 2104	0	0.31	262.5	-115	0.07	0.090
20	ARENA LABOUCHERI 2105	0	0.31	265	-115	0.07	0.691
21	ARENA LIMOSA TWYFORD 2150	0	0.4	518	-10	0.35	72
22	ARENA LIMOSA ODESSA CHERNOZEM 3090	-31	0.33	0.266	-590	0.24	0.001
23	ARENA LIMOSA ODESSA CHERNOZEM 3091	-29	0.37	0.553	-404	0.26	0
24	ARENA LIMOSA ODESSA CHERNOZEM 3093	-30	0.27	0.190	-589	0.21	0
25	ARCILLA LIMOSA MOLDOVA CHERNOZEM I 3100	-13	0.38	0.463	-588	0.22	0.005
26	ARCILLA LIMOSA MOLDOVA CHERNOZEM I 3101	-37	0.42	0.340	-621	0.27	0.001
27	ARCILLA LIMOSA MOLDOVA CHERNOZEM I 3102	-42	0.39	0.117	607	0.27	0.001

<b>CÓDIGO</b>	<b>TIPO DE SUELO</b>	<b>Succión en la saturación (cm)</b>	<b>Humedad de saturación</b>	<b>K sat (cm/día)</b>	<b>Succión máxima (cm)</b>	<b>Humedad mínima</b>	<b>K min (cm/día)</b>
28	ARCILLA LIMOSA MOLDOVA CHERNOZEM I 3103	-12	0.37	0.241	-402	0.29	0.033
29	ARCILLA LIMOSA MOLDOVA CHERNOZEM II 3110	-14	0.4	0.134	-516	0.3	0.001
30	ARCILLA LIMOSA MOLDOVA CHERNOZEM II 3111	-31	0.43	0.176	-439	0.31	0.002
31	ARCILLA LIMOSA MOLDOVA CHERNOZEM II 3112	-21	0.42	0.206	-515	0.28	0.004
32	ARCILLA LIMOSA MOLDOVA CHERNOZEM II 3113	-20	0.4	0.188	-352	0.31	0.009
33	ARENA LIMOSA HAMAR 3130	-21	0.42	15.6	-100	0.2	0.041
34	ARENA LIMOSA HAMAR 3131	-19	0.39	60	-91	0.18	0.173
35	ARENA HAMAR 3132	-56	0.2	3.36	-79	0.15	0.24
36	ARENA HAMAR 3133	-10	0.36	456	-61	0.13	0.504
37	ARENA HAMAR 3134	-3	0.37	288	-56	0.13	0.288
38	ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA HECLA 3140	-23	0.39	52.8	-92	0.17	0.156
39	ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA HECLA 3141	-20	0.38	139.2	-86	0.16	0.432
40	ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA HECLA 3142	-18	0.36	156	-77	0.15	0.384
41	ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA HECLA 3143	-20	0.35	168	-69	0.14	0.312
42	ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA HECLA 3144	-24	0.35	194.4	-67	0.13	0.24
43	ARENA LIMOSA HECLA 3150	-25	0.36	1.512	-105	0.2	0.018
44	ARENA LIMOSA HECLA 3151	-27	0.38	10.32	-130	0.19	0.36
45	ARENA LIMOSA HECLA 3152	-26	0.4	57.6	-87	0.2	0.214
46	ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA HECLA 3153	-28	0.35	48	-60	0.17	4.08
47	ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA HECLA 3154	-29	0.33	98.4	-67	0.15	0.134
48	ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA HECLA 3155	-24	0.36	108	-57	0.17	2.04
49	ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA LIMOSA HECLA 3160	-5	0.51	396	-145	0.15	0.013
50	ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA LIMOSA HECLA 3161	0	0.48	38.4	-141	0.16	0.038
51	ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA HECLA 3162	-2	0.42	346.9	-65	0.24	7.44

<b>CÓDIGO</b>	<b>TIPO DE SUELO</b>	<b>Succión en la saturación (cm)</b>	<b>Humedad de saturación</b>	<b>K sat (cm/día)</b>	<b>Succión máxima (cm)</b>	<b>Humedad mínima</b>	<b>K min (cm/día)</b>
52	ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA HECLA 3163	-2	0.42	1.488	-115	0.14	0.058
53	ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA HECLA 3164	-5	0.39	288	-102	0.16	0.113
54	ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA HECLA 3165	-10	0.36	240	-92	0.17	0.072
55	ARENA LIMOSA ULEN 3170	-4	0.38	2.28	-139	0.21	0.024
56	ARENA LIMOSA ULEN 3171	-4	0.37	11.28	-110	0.2	0.214
57	ARENA ULEN 3172	-10	0.38	31.2	-104	0.17	0.108
58	ARENA ULEN 3173	-10	0.36	20.64	-82	0.19	1.008
59	ARENA ULEN 3174	-17	0.3	31.2	-63	0.15	0.096
60	ARENA ULEN 3175	-17	0.25	69.6	-53	0.1	0.089
61	LIMO ARENOSO ARVESON 3180	-1	0.38	2.88	-114	0.3	0.091
62	ARENA ARVESON 3181	-23	0.3	3.84	-82	0.19	0.175
63	ARENA ARVESON 3182	-36	0.27	13.92	-83	0.16	0.067
64	ARENA ARVESON 3183	-45	0.33	17.04	-66	0.2	0.228
65	LIMO HEIMDAL 3190	-1	0.48	33.6	-276	0.27	0.012
66	LIMO HEIMDAL 3191	0	0.444	108	-284	0.29	0.029
67	LIMO HEIMDAL 3192	-1	0.42	576	-294	0.31	0.062
68	LIMO HEIMDAL 3193	-2	0.44	13.44	-275	0.32	0.053
69	LIMO HEIMDAL 3194	-6	0.4	8.4	-266	0.3	0.24
70	LIMO HEIMDAL 3195	-3	0.39	8.64	-246	0.32	0.504
71	LIMO ARENOSO STIRUM 3200	0	0.4	0.576	-133	0.3	0.005
72	LIMO ARENOSO STIRUM 3201	0	0.39	1.176	-128	0.32	0.014
73	LIMO ARCILLO ARENOSO STIRUM 3202	-5	0.36	0.792	-109	0.32	0.202
74	LIMO ARENOSO STIRUM 3203	-33	0.34	3.6	-101	0.29	0.089
75	ARENA LIMOSA STIRUM 3204	-28	0.36	5.04	-71	0.33	6
76	LIMO ARENOSO STIRUM 3205	-20	0.33	12	-67	0.26	1.008
77	ARENA STIRUM 3206	-16	0.24	3.84	-49	0.16	0.312
78	LIMO ECKMAN 3210	-15	0.39	0.312	-174	0.35	0.013
79	LIMO ECKMAN 3211	-19	0.41	0.864	-169	0.35	0.217
80	LIMO ARENOSO ECKMAN 3212	-33	0.42	6.48	-154	0.34	0.197
81	LIMO ECKMAN 3213	-2	0.45	6.96	-140	0.41	0.592
82	LIMO ECKMAN 3214	-7	0.47	18	-110	0.43	1.2
83	LIMO GARDENA 3220	-4	0.44	0.408	-208	0.34	0.014
84	LIMO GARDENA 3221	-4	0.38	6.72	-178	0.29	0.046

CÓDIGO	TIPO DE SUELO	Succión en la saturación (cm)	Humedad de saturación	K sat (cm/día)	Succión máxima (cm)	Humedad mínima	K min (cm/día)
85	LIMO GARDENA 3222	-3	0.46	7.68	-140	0.38	0.312
86	LIMO GARDENA 3223	-1	0.44	48	-102	0.4	0.384
87	LIMO GARDENA 3224	-6	0.47	1.92	-74	0.45	1.128
88	LIMO GARDENA 3225	-6	0.48	2.28	-61	0.48	0.48
89	LIMO ARCILLO ARENOSO BUNDOORA 3270	-14	0.46	0.555	-450	0.35	0
90	LIMO ARCILLOSO BUNDOORA 3271	-4	0.42	0.328	-100	0.36	0.004
91	LIMO ARCILLOSO BUNDOORA 3272	-1	0.42	1.406	-36	0.36	0.010
92	LIMO ARCILLOSO BUNDOORA 3273	-2	0.45	0.345	-17	0.4	0.010
93	LIMO ARCILLOSO BUNDOORA 3274	-2	0.46	0.555	-16	0.43	0.042
94	ARCILLA GOULBURN 3281	-28	0.32	0.104	-263	0.28	0
95	ARCILLA GOULBURN 3282	-25	0.37	0.157	-107	0.35	0.001
96	LIMO ARCILLOSO GOULBURN 3283	-18	0.34	0.355	-53	0.33	0.020

Tabla 5.1. Códigos y valores a emplearse en NETRAIN 3.0.

#### 5.4.4 Condiciones iniciales

Para las condiciones precedentes de humedad el programa permite emplear un perfil uniforme con un valor de humedad igual al mínimo registrado en UNSODA (condición que se corresponde con una etapa seca del año) o un perfil que varíe linealmente desde un valor dado en la superficie al valor mínimo (condición que se corresponde con una etapa intermedia de humedecimiento).

#### 5.4.5 Condiciones de contorno

En cuanto a las condiciones de contorno, el programa considera que en la interfase con la superficie los elementos se encontrarán bajo la carga de la precipitación o bajo un estado tensional que induzca el secado paulatino del suelo para lo cual se considera que cuando no existe precipitación el estado de humedad del suelo en la superficie es el de la humedad mínima. Este estado de humedad permite considerar de alguna manera la evapotranspiración en la superficie cuando no existe precipitación.

Por debajo la profundidad de análisis se supone una condición de borde que permite el drenaje del agua infiltrada.

#### 5.4.6 Ecuación de Richards en Diferencias finitas

Para posibilitar la resolución numérica del problema en consideración se debe expresar la ecuación que representa el fenómeno en términos de elementos discretos.

Partiendo de la ecuación de Richards unidimensional:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{d}{dy} \left( K \frac{dH}{dy} + 1 \right)$$

donde  $\theta$  es la humedad,  $K$  la conductividad hidráulica y  $H$  la succión

Expresando las derivadas mediante un esquema centrado de segundo orden se puede expresar la misma en términos de diferencias finitas, obteniéndose la siguiente ecuación.

$$\theta_{(I,J)} = \theta_{(I-1,J)} + \frac{(K_{(I-1,J+1)} - K_{(I-1,J)})}{DY} * \frac{(H_{(I-1,J+1)} - H_{(I-1,J)})}{DY} * DT +$$

$$+ K * \frac{(H_{(I-1,J+1)} - 2 * H_{(I-1,J)} + H_{(I-1,J-1)})}{DY * DY} * DT - \frac{(K_{(I-1,J+1)} - K_{(I-1,J)})}{DY} * DT$$

El parámetro  $K$  se forma ponderando el valor de  $K$  para las celdas contiguas en el paso de tiempo previo. El programa considera la variación espacial para los valores de conductividad hidráulica y succión en la interfase con la superficie ponderando las características de los elementos inmediatamente superiores e inferiores para el paso de tiempo previo. Los coeficientes de ponderación pueden ser modificados con la calibración a través de valores medidos en campo.

Las variables que intervienen se pueden observar en la figura siguiente.

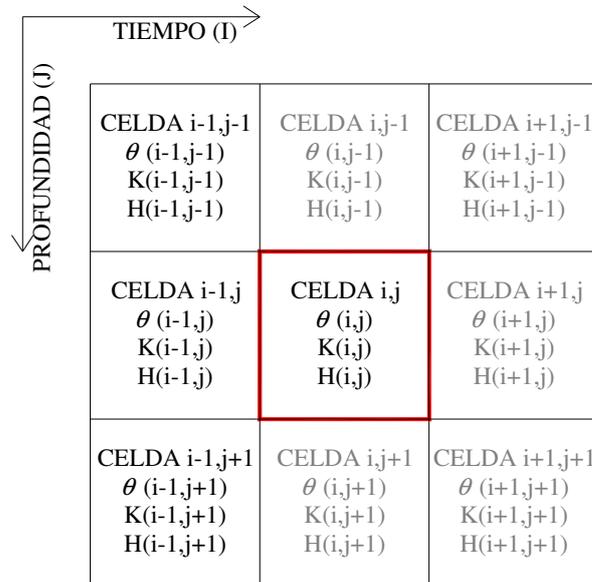


Figura N° 5.1: Esquema en diferencias finitas para la resolución del modelo unidimensional

La celda remarcada posee la variable a calcular mediante los parámetros y variables determinados en el paso de tiempo previo.

### 5.5 Calibración

El programa admite una calibración numérica o general asociada a la forma en que interviene cada elemento diferencial en la formación de su subsiguiente y otra particular que

será posible realizar mediante el ajuste de los parámetros del suelo modelado o de las condiciones precedentes de humedad. La calibración numérica o general puede llevarse a cabo comparando perfiles de humedad observados sobre suelos con parámetros cabalmente determinados y los obtenidos de la modelación. En cuanto a la calibración particular, la misma será factible donde se posean datos de precipitación y caudales.

Vale decir que la calibración general (modo en que interviene cada elemento diferencial en la formación de su subsiguiente) es equivalente a la calibración que puede llevarse a cabo en cualquier tipo de modelo, interviniendo directamente en su código fuente, para que este represente el fenómeno de manera más acorde a lo observado en la realidad. En este caso en particular esta calibración se llevó a cabo comparando los perfiles de humedad resultantes a una serie de perfiles medidos, de acuerdo a los estudios de suelos realizados en el loess de Córdoba. En estas mediciones se observó que para precipitaciones normales el frente de humedecimiento llega luego de la precipitación, hasta una profundidad aproximada de 1,00m. Esta fue una de las razones principales por las que se dejó de utilizar el modelo HYDRUS y se generó la nueva subrutina para las siguientes modelaciones.

La calibración particular afecta los parámetros intervinientes y no el algoritmo de resolución ajustando el input y el output del modelo con valores observados.

### 5.6 Corriendo el modelo

```

*****
PROGRAMA PARA LA RESOLUCION UNIDIMENSIONAL DEL
PROBLEMA DE INFILTRACION EN UN MEDIO POROSO
NET - RAIN 3.0'
*****

INGRESAR DATOS
UNIDADES: L (CM) -T (H)
TIEMPO DE SIMULACIÓN: tmax(H)
    
```

- El programa muestra las unidades de trabajo
- Se ingresa el tiempo total que requiere la simulación en horas. Por lo general este deberá permitir apreciar el avance de la onda de infiltración, pero estrictamente bastará que el mismo supere la duración de la lluvia en análisis.

```

DELTA-T:dt
0.016666666666667 H
PROFUNDIDAD DE SIMULACIÓN (-CM) :
    
```

- El programa muestra el DT de cálculo. Este parámetro puede variarse
- Se ingresa la profundidad hasta la condición de borde inferior precedida por un signo negativo que indica el sentido del sistema de referencia.

```

NUMERO DE PASOS DE TIEMPO Y DE ELEMENTOS DE PROFUNDIDAD
NT          xxx
NY          xxx
    
```

- Sólo con fines informativos el programa muestra el número de pasos de tiempo y de elementos de profundidad, lo que le permite al usuario evaluar la aptitud de los datos que ha ingresado.

```

TIPO DE SUELOS
SUELOS DEFINIDOS POR EL USUARIO
1 A 4 DEFINIDOS POR EL USUARIO

SUELOS BASE UNSODA
5=TROUP ARENA LIMOSA 1010
6=TROUP ARENA LIMOSA 1011
7=TROUP ARENA LIMOSA 1012
8=TROUP ARENA LIMOSA 1013
9=QUINCY ARENA 1240
10=QUINCY ARENA 1241
11=WARDEN LIMO 1260
12=WARDEN LIMO 1261
13=OHLENDORF PARABRAUNERDE LIMO 1330
14=OHLENDORF PARABRAUNERDE LIMO 1331
15=LABOUCHERI ARENA 2100
16=LABOUCHERI ARENA 2101
17=LABOUCHERI ARENA 2102
18=LABOUCHERI ARENA 2103
19=LABOUCHERI ARENA 2104
20=LABOUCHERI ARENA 2105
MOSTRAR MAS SUELOS (YES=1/NO=2)
    
```

- El programa muestra secuencialmente cada suelo con su correspondiente código hasta llegar a completar la base de UNSODA

```

INGRESAR CODIGO DEL TIPO DE SUELO ESCOGIDO '
VALORES UNSODA
XXX          XXX          XXX
XXX          XXX          XXX
...
    
```

- El programa muestra tres columnas con los parámetros escogidos (succión, humedad, conductividad).

PERDIDAS INICIALES (CM)

- Se solicita ingresar la lámina considerada como pérdidas iniciales en CM (evapotranspiración, retenciones en follaje, retenciones en depresiones, etc...).

HUMEDAD SUPERFICIAL

- Se solicita ingresar la humedad superficial al comienzo de la modelación. Con este valor que deberá estar comprendido entre la humedad de saturación y la humedad mínima se conforma el perfil inicial. Distintos perfiles iniciales podrán cargarse editando el programa internamente.

HUMEDAD MINIMA  
xxx

- El programa muestra el valor mínimo de humedad registrado en UNSODA para el tipo de suelo seleccionado.

INGRESAR DT (MIN) PARA CADA RAIN GAGE

- En este paso se solicita el ingreso de la duración en MIN de los bloques de precipitación que serán ingresados.

INGRESAR NUMBER OF RAIN GAGES

- Aquí se solicita el ingreso de la cantidad de bloques que conforman la precipitación.

H (1, 1)	xxx
H (2, 1)	xxx
H (3, 1)	xxx
...	
H (n, 1)	xxx

- Se ingresa bloque a bloque la lámina de precipitación en CM

```
HUMEDAD INICIAL I 1 J 1 XXX
HUMEDAD INICIAL I 1 J 2 XXX
...
HUMEDAD INICIAL I 1 J NY XXX
```

- El programa muestra el perfil de humedad inicial.

```
SALIDA I XX J XX XXX
```

- El programa muestra la matriz de humedad calculada mediante la ecuación del apartado 5.3.6. Estos mismos valores son almacenados para su estudio en un archivo de texto denominado OMEGA.

```
PRECIPITACION EFECTIVA DT=1min , 1 , xxx
PRECIPITACION EFECTIVA DT=1min , 2 , xxx

PRECIPITACION EFECTIVA DT=1min , 3 , xxx
...
```

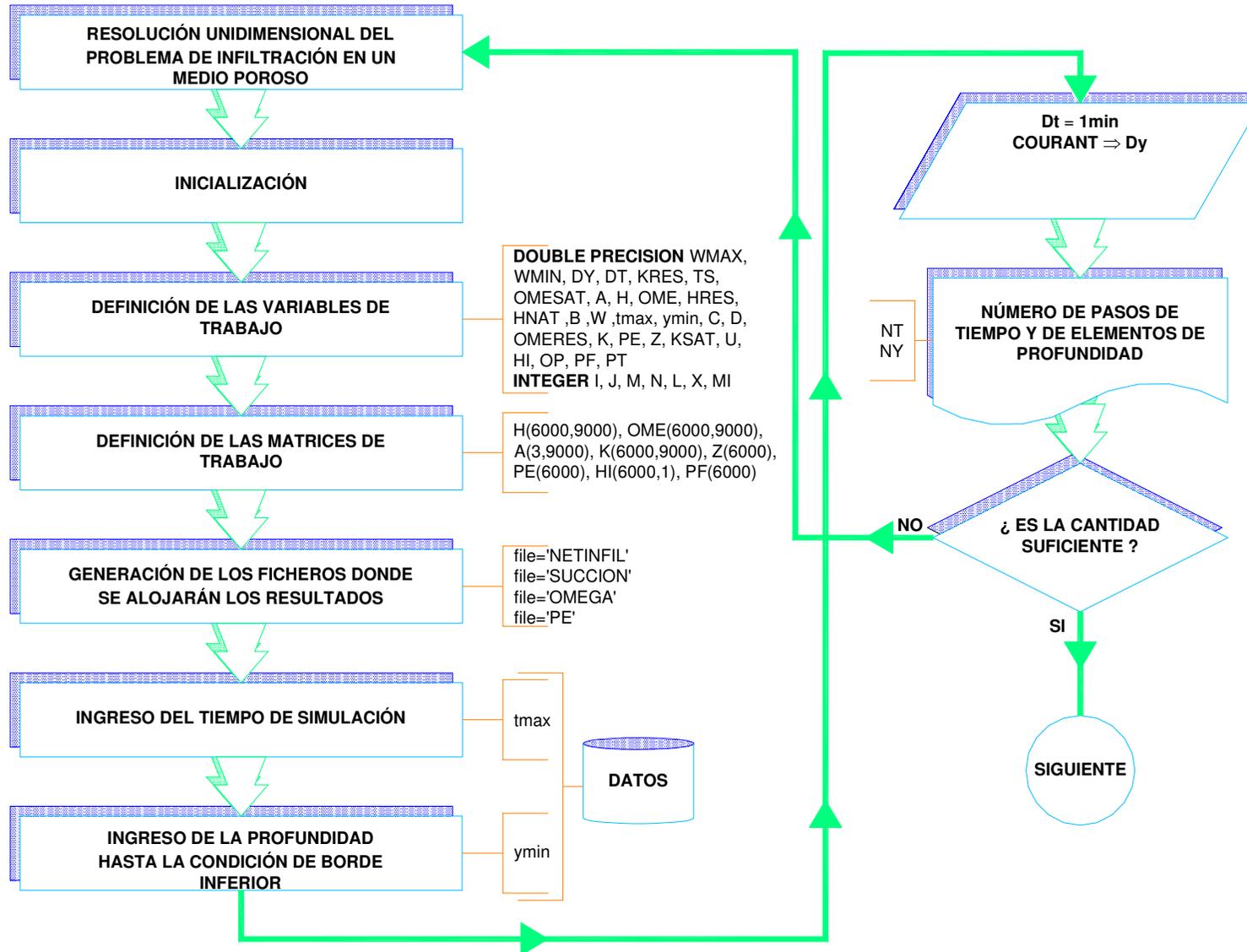
- La salida definitiva del programa muestra la precipitación efectiva calculada en primera instancia para el DT de 1 minuto. Estos mismos valores son almacenados en un archivo de texto denominado PE.

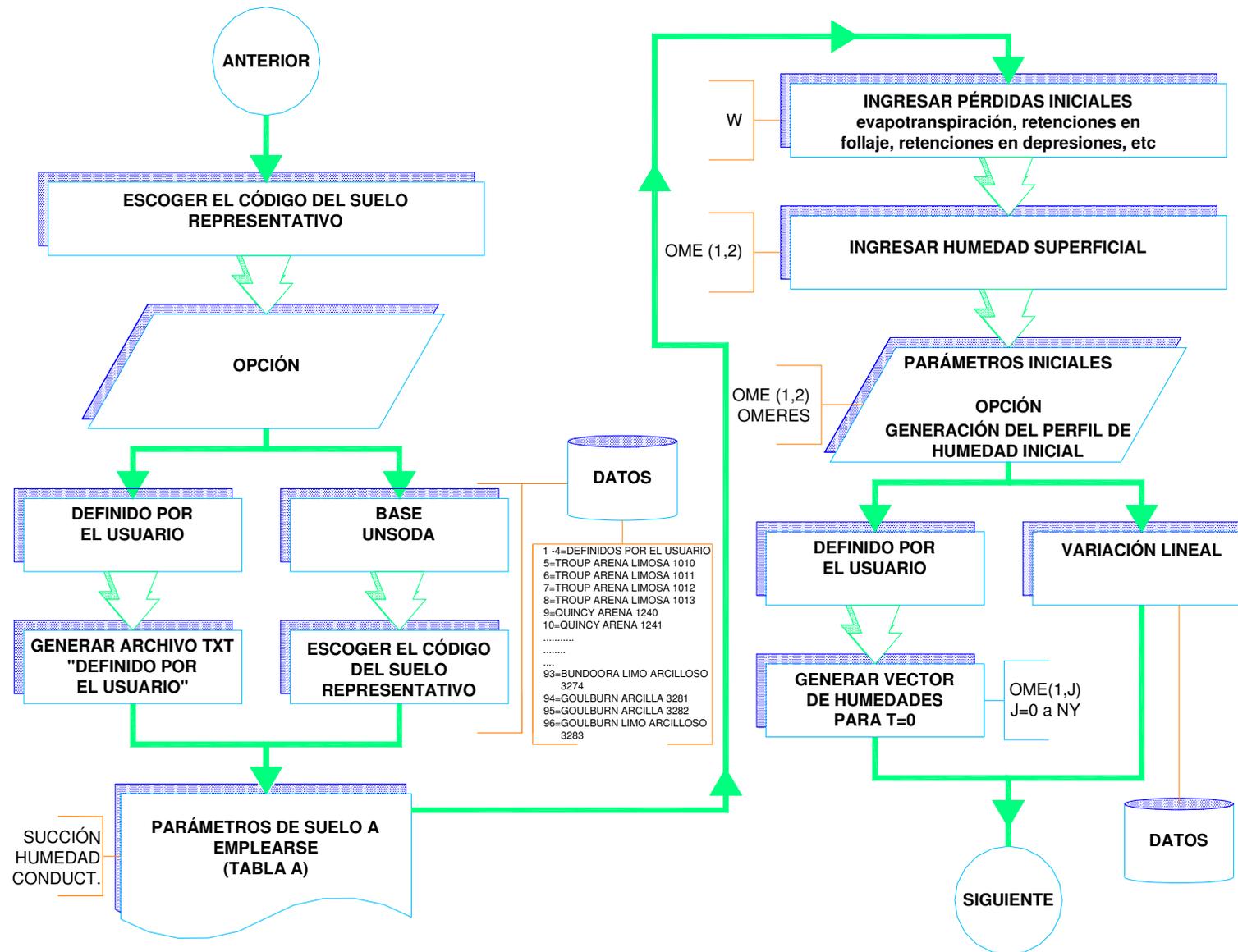
```
PRECIPITACION EFECTIVA, 1 , xxx
PRECIPITACION EFECTIVA, 2 , xxx
PRECIPITACION EFECTIVA, 3 , xxx
...
```

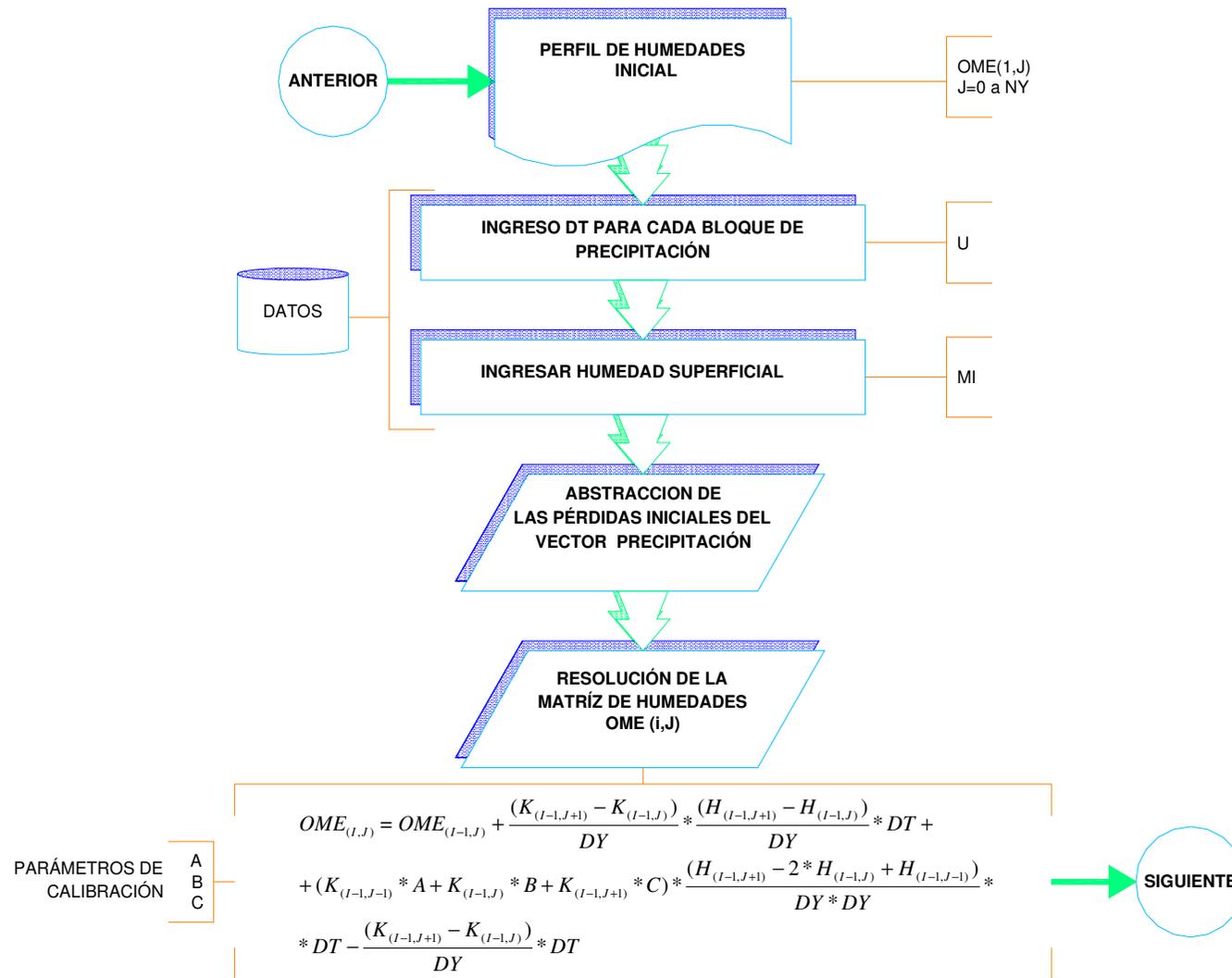
- Los mismos valores de precipitación efectiva son agrupados en intervalos de tiempo consistentes con la duración de los bloques de lluvia ingresados. Estos mismos valores son almacenados en un archivo de texto denominado PF.

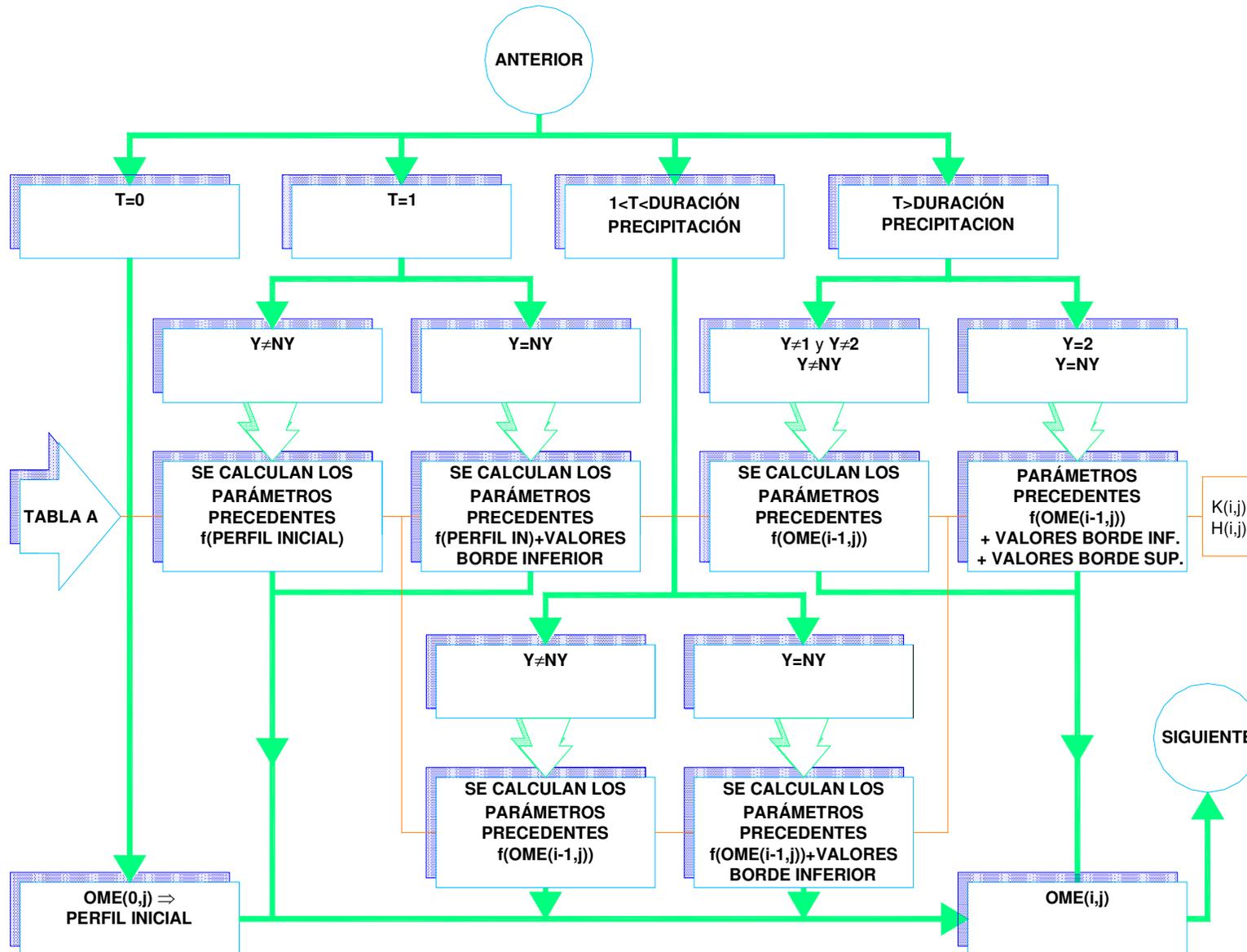
### 5.7 Diagrama de Flujo

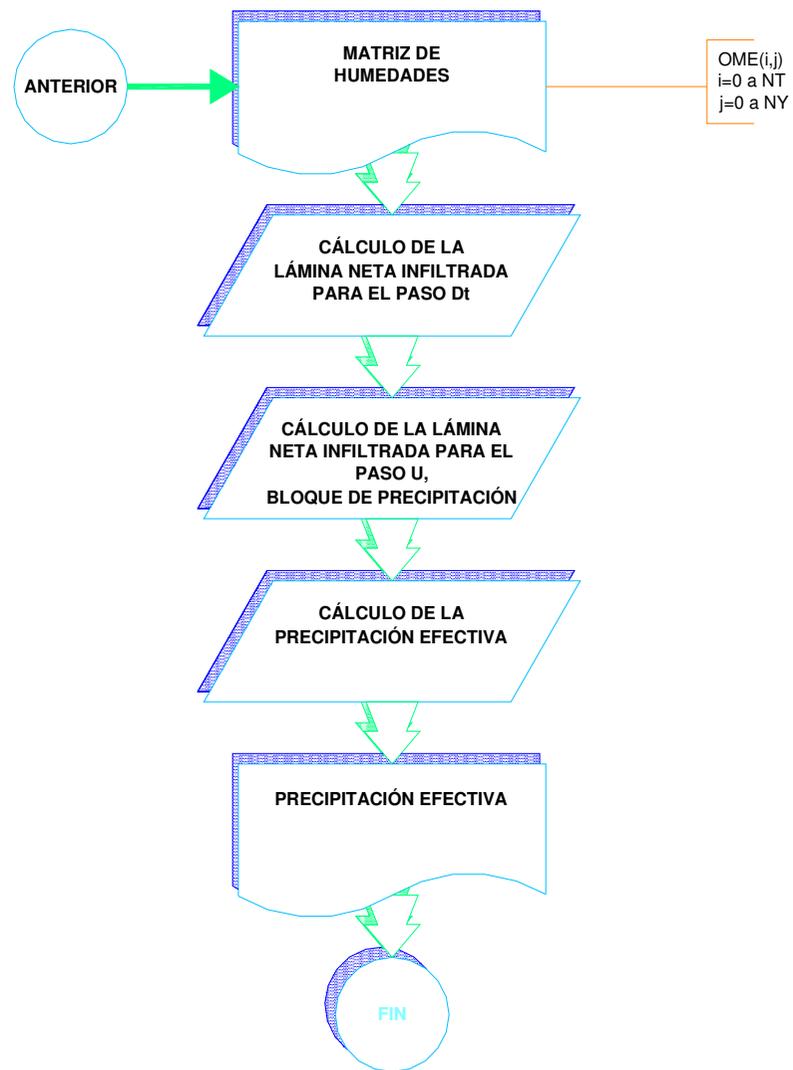
A continuación se presenta el diagrama de flujo del modelo final desarrollado NET-RAIN 3.0.











### **5.8 Resultados**

La salida final de NETRAIN 3.0 permite obtener el perfil de humedad para cada intervalo de tiempo (archivo OMEGA) y la precipitación efectiva descontada el agua que se infiltra en el suelo durante el proceso (archivos PE y PF).

Los valores de precipitación efectiva podrán ser cargados a cualquier modelo con el que se pretenda realizar tránsitos de flujos sin la necesidad de considerar ningún mecanismo de infiltración ni pérdidas.

En este caso se lo hará con HEC-1, sobre el cual es posible realizar el acople de este programa como una subrutina, adaptando los ficheros de entrada y compatibilizando las variables utilizadas.

## **CAPÍTULO 6: APLICACIÓN DEL PROGRAMA NET-RAIN**

### **6.1 Introducción**

A continuación se muestran los resultados de aplicar la metodología propuesta, es decir, realizar la determinación del escurrimiento superficial considerando el proceso de infiltración a través de la ecuación de Richards en diferentes cuencas aplicando el programa NET-RAIN 3.0.

Las cuencas donde se aplicó la metodología son Guadalupe en Santa Fe, el sur de la ciudad de Córdoba y Laguna Blanca en la provincia de Chaco.

En cada caso se determinará la confiabilidad de la simulación comparando los resultados con registros hidrométricos o con resultados de metodologías de reconocida aceptación.

### **6.2 Aplicación de la Metodología en una Cuenca de Santa Fe**

Para verificar la aplicación del procedimiento de acoplamiento de ambos procesos se utilizó una cuenca aforada en la provincia de Santa Fe, Guadalupe. Dicha cuenca se encuentra al noreste de la ciudad de Santa Fe. La ciudad se ubica en la confluencia de los ríos Paraná (al Este) y Salado (al Oeste), por lo que el relieve de la misma es típico de llanura.

Los datos de las precipitaciones, características de la cuenca, como también los hidrogramas observados han sido proporcionados por la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH) de la Universidad Nacional del Litoral (Pedraza y otros, 1996). Los datos de precipitación se obtuvieron mediante un pluviómetro digital Tecmes Modelo TS220, con intervalo de medida de 1 minuto. Los caudales en la sección de salida se calcularon a partir de niveles de agua registrados y de una curva de descarga (altura-caudal) ajustada en base a aforos líquidos. En la Figura 6.2 se observa la cuenca y la ubicación de los limnigrafos.

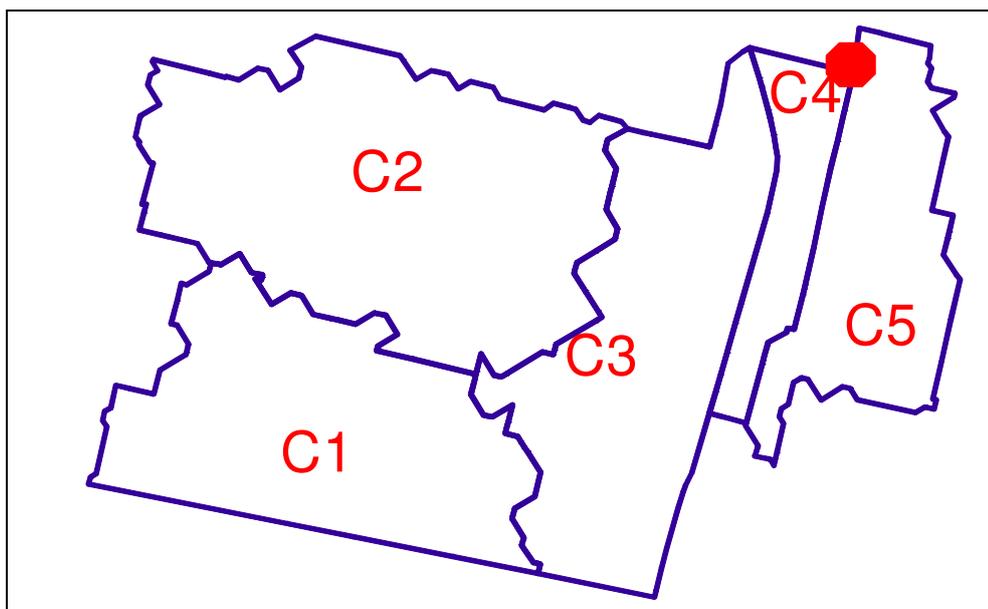


Figura 6.1 Subcuencas consideradas y lugar de medición de niveles en la cuenca de Guadalupe (Pedraza, 2000)

Los eventos utilizados para aplicar la metodología son las tormentas del 28 de abril de 1995 y el 30 de enero de 1996.

Las lluvias registradas en dichos eventos se muestran a continuación (ver tabla 6.1 y Figura 6.2).

<i>28 de abril de 1995</i>			<i>30 de enero de 1996</i>		
TIEMPO (min)	PRECIP (mm)	PREC. ACU (mm)	TIEMPO (min)	PRECIP (mm)	PREC. ACU (mm)
5,0	1,0	1,0	5,0	0,5	0,5
10,0	1,5	2,5	10,0	1,5	2,0
15,0	2,5	5,0	15,0	3,0	5,0
20,0	2,0	7,0	20,0	1,5	6,5
25,0	1,5	8,5	25,0	1,5	8,0
30,0	1,0	9,5	30,0	3,5	11,5
35,0	2,0	11,5	35,0	2,5	14,0
40,0	0,5	12,0	40,0	1,0	15,0
45,0	0,0	12,0	45,0	0,5	15,5
50,0	0,5	12,5	50,0	0,0	15,5
55,0	1,0	13,5	55,0	0,0	15,5
60,0	0,0	13,5	60,0	0,5	16,0
65,0	0,5	14,0			

Tabla 6.1. Precipitación del día 28 de abril de 1995 y del día 30 de enero de 1996.

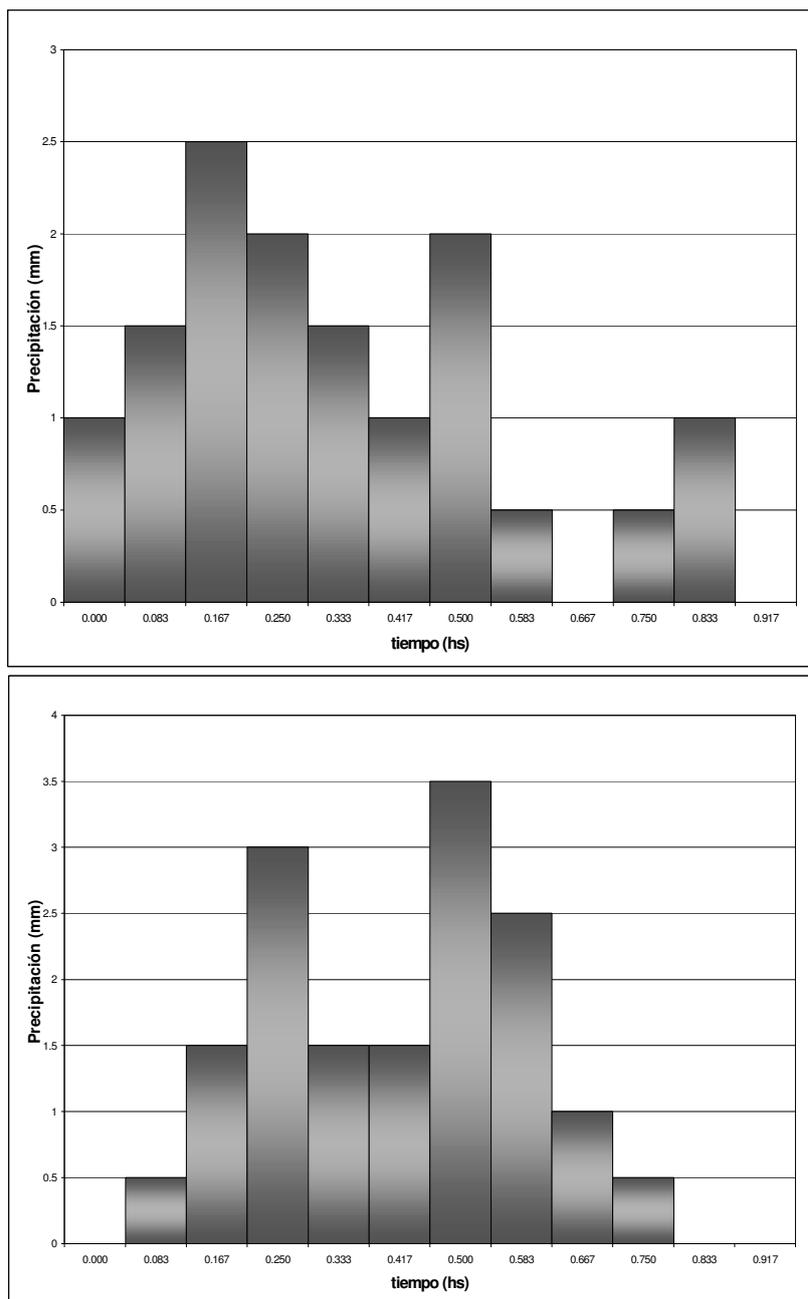


Figura 6.2: Tormentas registradas en la cuenca Guadalupe el día 28 de abril de 1995 y el día 30 de enero de 1996.

Los eventos fueron seleccionados de manera de estudiar un caso con el pico de la tormenta en los primeros intervalos y la segunda con el pico en los intervalos finales.

La cuenca total tiene una superficie aproximada de 200 Ha. La pendiente media de la cuenca es de 0,0004 y el porcentaje de área impermeable es 37 %.

La zona se ubica en una posición de transición entre regiones mejor drenadas y lomas medias. Los suelos de la zona se encuentran afectados por hidromorfismos debido al escaso drenaje superficial lo que motiva los contenidos de humedad elevados para eventos de verano.

El perfil del suelo de la zona y el nivel de la freática en la época de ocurrencia de las tormentas, se encuentran definidos por estudios realizados por la Universidad Nacional del Litoral (Fabrizzi, 2003). En los datos registrados se establece que la napa freática se encontraba en diciembre de 1996 a 12 m de profundidad. Los parámetros de suelo obtenidos de ese estudio se presentan en la tabla 6.2.

Profundidad (m)	Clasificación SUCS	Descripción	Humedad gravimétrica (%)	Densidad seca (gr/cm <sup>3</sup> )
0,30 – 1,20	ML	Limoso. Compacto	22,97	1,62
1,20 – 2,00	CL	Arcilloso. Blando Algo húmedo	24,75	1,52
2,00 – 3,00	CL	Arcilloso. Muy Compacto. Bien de humedad	21,11	1,66
3,00 – 4,00	CL	Arcilloso. Compacto. Bien de Humedad	28,57	1,43

Tabla 6.2. Parámetros del suelo en Diciembre de 1996, (Fabrizzi; 2003).

El suelo es del tipo limoso en las primeras capas y luego arcilloso. Con esas características se escogió para la modelación, como suelo representativo el suelo de la tabla del capítulo 5 cuyos parámetros hidráulicos se asemejaban mejor a los observados.

La información solicitada por NET-RAIN según se detalló en el capítulo anterior se transcribe en la tabla siguiente.

<b>DATOS DE INGRESO</b>		
Tiempo de simulación	hs	6
Prof. de simulación	cm	-1200
Código del tipo de suelo		11
Perdidas Iniciales	cm	0,29
Humedad Superficial		0,27
DT del bloque de lluvia	min	5
Cantidad de bloques de lluvia		13
H (1,1)	mm	1.00
H (1,2)	mm	1.50
H (1,3)	mm	2.50
H (1,4)	mm	2.00
H (1,5)	mm	1.50
H (1,6)	mm	1.00
H (1,7)	mm	2.00
H (1,8)	mm	0.50
H (1,9)	mm	0.00
H (1,10)	mm	0.50
H (1,11)	mm	1.00
H (1,12)	mm	0.00
H (1,13)	mm	0.50
<b>TOTAL</b>	<b>mm</b>	<b>14</b>

Tabla 6.3. Parámetros de ingreso al modelo NET-RAIN – Evento 28 de abril de 1995.

Con estos datos se obtuvo la precipitación efectiva a partir de NET-RAIN ajustando los parámetros a la lámina neta registrada. La salida del programa se grafica junto a la lluvia total en la Figura 6.3

<b>SALIDA DEL PROGRAMA</b>		
H (1,1)	mm	0.000
H (1,2)	mm	0.000
H (1,3)	mm	1.542
H (1,4)	mm	1.280
H (1,5)	mm	0.752
H (1,6)	mm	0.224
H (1,7)	mm	1.194
H (1,8)	mm	0.000
H (1,9)	mm	0.000
H (1,10)	mm	0.000
H (1,11)	mm	0.065
H (1,12)	mm	0.000
H (1,13)	mm	0.000

Tabla 6.4. Lluvia efectiva obtenida con el modelo NET-RAIN – Evento 28 de abril de 1995.

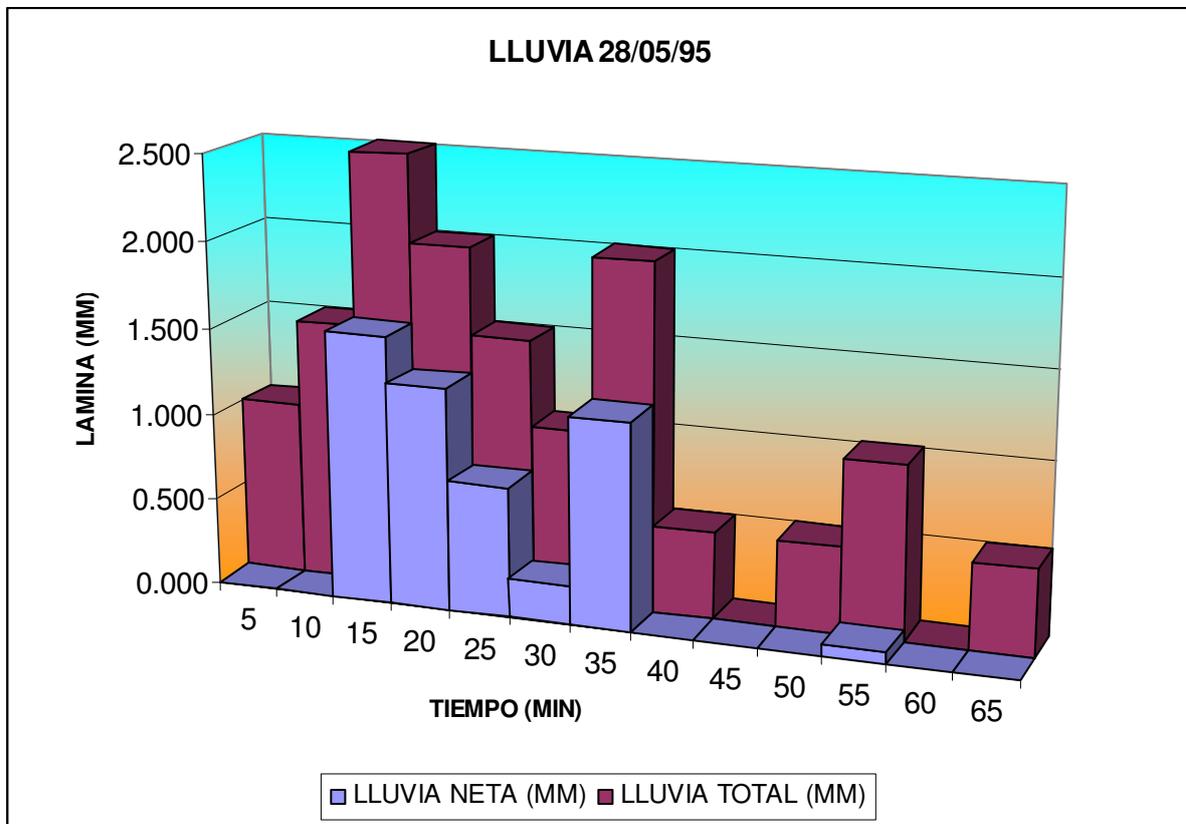


Figura 6.3 Comparación entre la precipitación registrada con la efectiva obtenida con el modelo desarrollado.

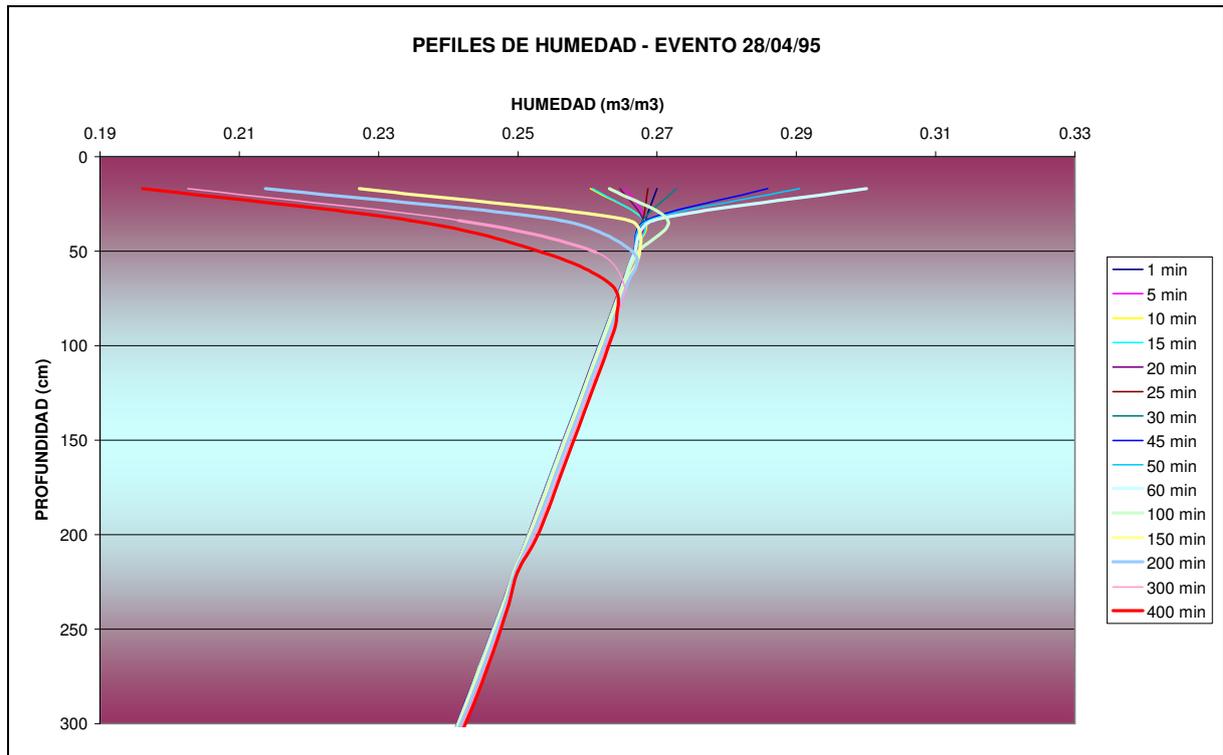


Figura 6.4 Perfil de humedad correspondiente al evento del 28/04/95.

En el gráfico superior se observa el frente de avance del perfil de humedad a partir del momento de ocurrencia del evento. Las variaciones significativas se concentran en los primeros centímetros de suelo, donde la carga impuesta por la lámina de lluvia impulsa lentamente el avance del frente de humedad. Este lento avance es característico de los suelos con baja conductividad.

Para realizar la transformación lluvia – escorrentía y su propagación respetando adecuadamente la respuesta de la cuenca se generó un Hidrograma Unitario a partir de los caudales registrados y la precipitación efectiva obtenida.

La metodología del hidrograma unitario permite simular la respuesta de la cuenca en base a valores ya registrados o en función de HU sintético (cuando no existe información medida). El método del SCS emplea un hidrograma sintético unitario en el cual el caudal se expresa por la relación del caudal  $q$  con respecto al caudal pico  $q_p$  y el tiempo por la relación del tiempo  $t$  con respecto al tiempo de ocurrencia del pico en el HU,  $T_p$ . El tiempo al pico se obtiene en base al  $T_c$  (tiempo de concentración) e incluye como variable al CN.

Dado que en la cuenca en análisis existe información de precipitación y caudales medidos, se obtuvo el HU para ser utilizado luego en los procesos de transformación lluvia-caudal.

Para el desarrollo del HU, dada la evidente pluralidad de eventos que componen la lluvia, se emplearon los ocho primeros pulsos como constituyentes de un suceso singular. Con estos datos y el hidrograma registrado se dedujeron las ordenadas del hidrograma unitario mediante el proceso de deconvolución. El proceso se llevo a cabo mediante eliminación gaussiana. A continuación se presenta el hidrograma registrado y el hidrograma unitario obtenido.

**Hidrograma Observado**

Tiempo (min)	caudal dir obs [m3/s]	volum obs [m3]	Tiempo (min)	caudal dir obs [m3/s]	volum obs [m3]	Tiempo (min)	caudal dir obs [m3/s]	volum obs [m3]
5	0.000	0	205	0.464	139.2	405	0.042	12.6
10	0.000	0	210	0.446	133.8	410	0.039	11.7
15	0.000	0	215	0.429	128.7	415	0.036	10.8
20	0.000	0	220	0.411	123.3	420	0.034	10.2
25	0.000	0	225	0.394	118.2	425	0.031	9.3
30	0.000	0	230	0.376	112.8	430	0.028	8.4
35	0.000	0	235	0.359	107.7	435	0.025	7.5
40	0.000	0	240	0.341	102.3	440	0.023	6.9
45	0.000	0	245	0.326	97.8	445	0.020	6
50	0.067	20.1	250	0.311	93.3	450	0.019	5.7
55	0.135	40.5	255	0.295	88.5	455	0.018	5.4
60	0.360	108	260	0.280	84	460	0.017	5.1
65	0.553	165.9	265	0.265	79.5	465	0.017	5.1
70	0.719	215.7	270	0.252	75.6	470	0.016	4.8
75	0.895	268.5	275	0.240	72	475	0.015	4.5
80	1.071	321.3	280	0.227	68.1	480	0.014	4.2
85	1.246	373.8	285	0.214	64.2	485	0.013	3.9
90	1.222	366.6	290	0.202	60.6	490	0.012	3.6
95	1.199	359.7	295	0.189	56.7	495	0.012	3.6
100	1.175	352.5	300	0.177	53.1	500	0.011	3.3
105	1.152	345.6	305	0.164	49.2	505	0.010	3
110	1.128	338.4	310	0.156	46.8	510	0.009	2.7
115	1.105	331.5	315	0.149	44.7	515	0.008	2.4
120	1.081	324.3	320	0.141	42.3	520	0.007	2.1
125	1.035	310.5	325	0.134	40.2	525	0.007	2.1
130	0.988	296.4	330	0.127	38.1	530	0.006	1.8
135	0.942	282.6	335	0.120	36	535	0.005	1.5
140	0.895	268.5	340	0.114	34.2	540	0.004	1.2
145	0.843	252.9	345	0.107	32.1	545	0.003	0.9
150	0.806	241.8	350	0.100	30	550	0.002	0.6
155	0.769	230.7	355	0.093	27.9	555	0.002	0.6
160	0.731	219.3	360	0.087	26.1	560	0.001	0.3
165	0.694	208.2	365	0.080	24	565	0.000	0
170	0.659	197.7	370	0.073	21.9	570	0.000	0
175	0.624	187.2	375	0.066	19.8	575	0.000	0
180	0.588	176.4	380	0.060	18	580	0.000	0
185	0.553	165.9	385	0.053	15.9	585	0.000	0
190	0.531	159.3	390	0.050	15	590	0.000	0
195	0.508	152.4	395	0.047	14.1	595	0.000	0
200	0.486	145.8	400	0.045	13.5	600	0.000	0
<b>TOTAL</b>								10029.000
Qp [m3/s]								1.246
Tp [h]								1.333

Tabla 6.5. Hidrograma Observado para el evento del 28 de abril de 1995.

**Hidrograma Unitario Obtenido por Deconvolución**

Tiempo (min)	caudal HU [m3/s]	Tiempo (min)	caudal HU [m3/s]	Tiempo (min)	caudal HU [m3/s]
5	0.000	80	0.286	155	0.105
10	0.000	85	0.296	160	0.091
15	0.000	90	0.328	165	0.075
20	0.000	95	0.318	170	0.059
25	0.000	100	0.284	175	0.045
30	0.000	105	0.288	180	0.043
35	0.000	110	0.277	185	0.029

Tiempo (min)	caudal HU [m3/s]	Tiempo (min)	caudal HU [m3/s]	Tiempo (min)	caudal HU [m3/s]
40	0.071	115	0.240	190	0.020
45	0.084	120	0.226	195	0.012
50	0.276	125	0.209	200	0.006
55	0.304	130	0.186	205	0.000
60	0.360	135	0.160		
65	0.458	140	0.156		
70	0.531	145	0.136		
75	0.599	150	0.118		

Tabla 6.6. Hidrograma Unitario.

Seguidamente se realizó la modelación considerando el hidrograma unitario obtenido y el método de onda cinemática para el tránsito en cauce y en ladera. Los parámetros geométricos se determinaron a partir de la información gráfica disponible y las características de las conducciones fueron ajustadas hasta obtener el caudal pico y tiempo al pico observado, respetando los valores asociadas al uso de suelo de la zona.

El gráfico siguiente presenta la comparación entre el hidrograma obtenido mediante HEC-1 (Caudal Calculado) y el hidrograma relevado (caudal registrado).

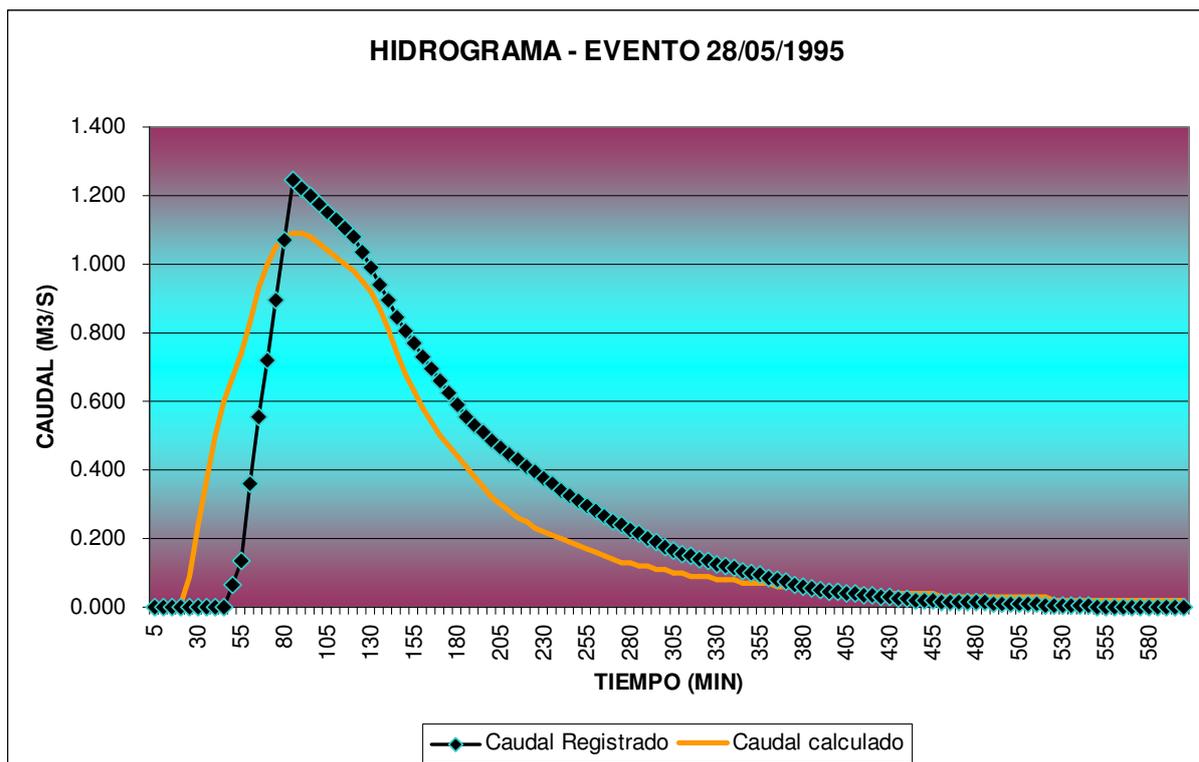


Figura 6.5 Comparación de hidrogramas para el evento del 28/04/95.

Tras haberse calibrado el modelo NET-RAIN con el volumen total observado y el modelo de escurrimiento con el caudal y tiempo al pico observados, se testeó el funcionamiento del método con el registro del 30 de enero de 1996, variando solamente aquellos parámetros que son afectados significativamente con la estacionalidad (humedad inicial y pérdidas iniciales). Si bien es dificultoso conocer las condiciones precedentes de

humedad, una correlación entre los valores ajustados con los eventos registrados y ciertas consideraciones temporales permiten estimar un rango ajustado para estos valores.

Los datos empleados se sintetizan a continuación (Tablas 6.7 y 6.8).

<b>DATOS DE INGRESO</b>		
Tiempo de simulación	hs	6
Prof. de simulación	cm	-1200
Código del tipo de suelo		11
Perdidas Iniciales	cm	0,35
Humedad Superficial		0,30
DT del bloque de lluvia	min	5
Cantidad de bloques de lluvia		12
H (1,1)	mm	0.50
H (1,2)	mm	1.50
H (1,3)	mm	3.00
H (1,4)	mm	1.50
H (1,5)	mm	1.50
H (1,6)	mm	3.50
H (1,7)	mm	2.50
H (1,8)	mm	1.00
H (1,9)	mm	0.50
H (1,10)	mm	0.00
H (1,11)	mm	0.00
H (1,12)	mm	0.50
<b>TOTAL</b>	<b>mm</b>	<b>16</b>

Tabla 6.7. Parámetros de ingreso al modelo NET-RAIN – Evento 30 de enero de 1996.

<b>SALIDA DEL PROGRAMA</b>		
H (1,1)	mm	0.000
H (1,2)	mm	0.000
H (1,3)	mm	1.081
H (1,4)	mm	0.438
H (1,5)	mm	0.414
H (1,6)	mm	2.389
H (1,7)	mm	1.362
H (1,8)	mm	0.000
H (1,9)	mm	0.000
H (1,10)	mm	0.000
H (1,11)	mm	0.000
H (1,12)	mm	0.000

Tabla 6.8. Lluvia efectiva obtenida con el modelo NET-RAIN – Evento 30 de enero de 1996.

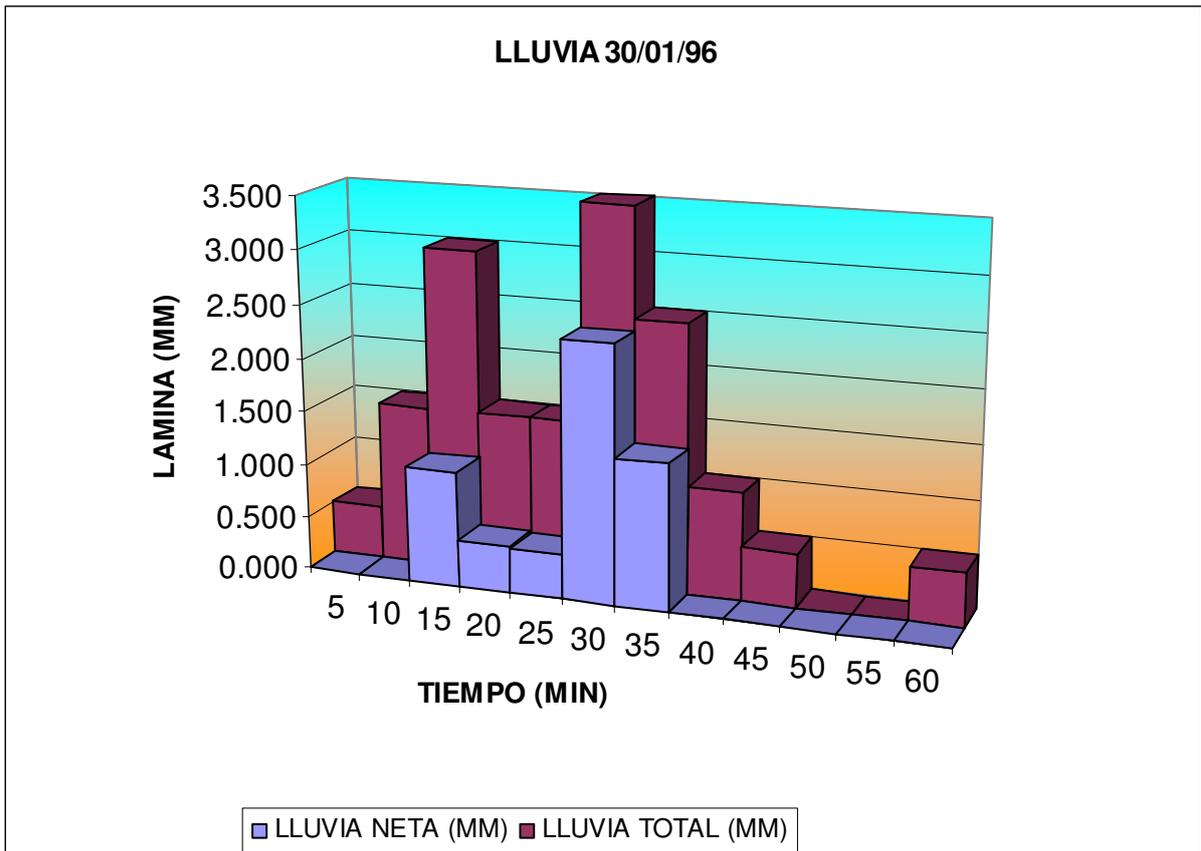


Figura 6.6 Comparación entre la precipitación registrada con la efectiva obtenida con el modelo desarrollado.

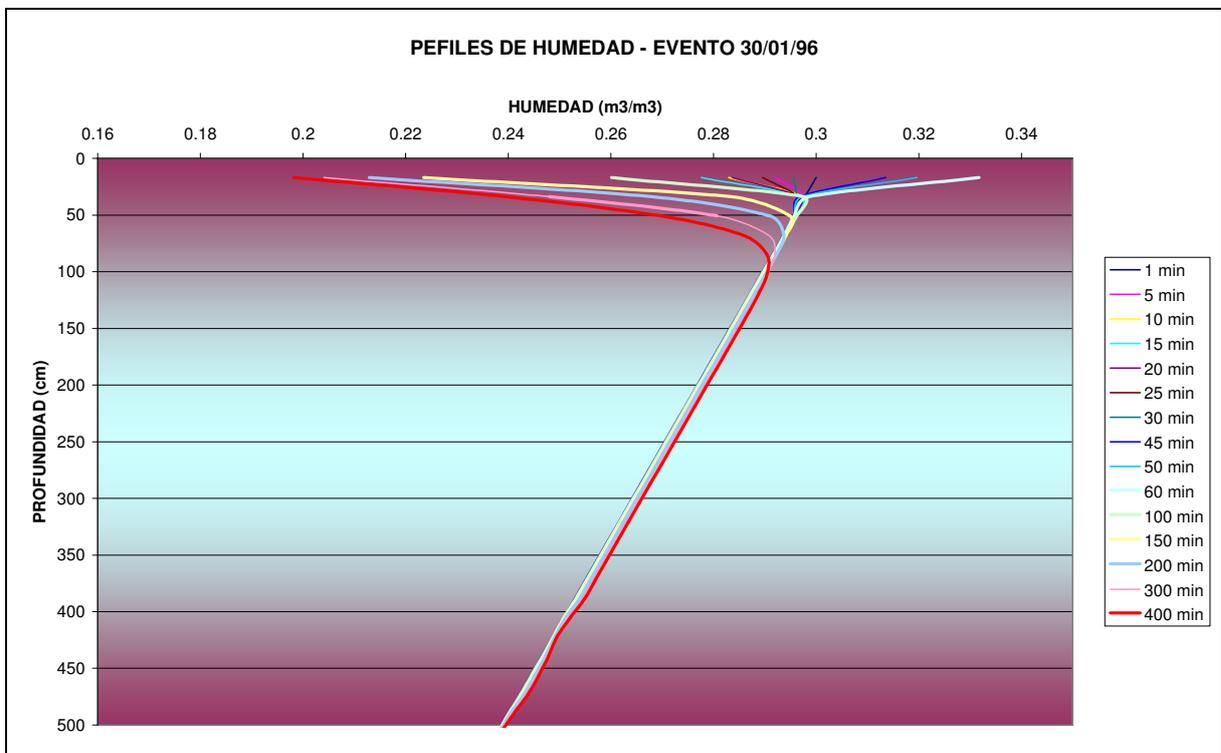


Figura 6.7 Perfil de humedad correspondiente al evento del 30/01/96.

En la figura 6.7 se observa el frente de avance del perfil de humedad. Las diferencias respecto al perfil del evento anterior se fundamentan esencialmente en el contenido de humedad inicial y las variaciones en la intensidad de precipitación.

A continuación se presenta el hidrograma registrado para este evento.

**Hidrograma Observado**

Tiempo (min)	caudal dir obs [m3/s]	volum obs [m3]	Tiempo (min)	caudal dir obs [m3/s]	volum obs [m3]	Tiempo (min)	caudal dir obs [m3/s]	volum obs [m3]
5	0	0	205	0.449	134.7	405	0.01	3
10	0	0	210	0.422	126.6	410	0.01	3
15	0.022	6.6	215	0.402	120.6	415	0.01	3
20	0.045	13.5	220	0.381	114.3	420	0.009	2.7
25	0.067	20.1	225	0.361	108.3	425	0.008	2.4
30	0.089	26.7	230	0.341	102.3	430	0.008	2.4
35	0.112	33.6	235	0.321	96.3	435	0.007	2.1
40	0.134	40.2	240	0.303	90.9	440	0.006	1.8
45	0.302	90.6	245	0.284	85.2	445	0.005	1.5
50	0.6	180	250	0.266	79.8	450	0.004	1.2
55	0.894	268.2	255	0.247	74.1	455	0.003	0.9
60	1.081	324.3	260	0.234	70.2	460	0.003	0.9
65	1.218	365.4	265	0.22	66	465	0.002	0.6
70	1.289	386.7	270	0.207	62.1	470	0.001	0.3
75	1.359	407.7	275	0.193	57.9	475	0	0
80	1.315	394.5	280	0.18	54	480	0	0
85	1.272	381.6	285	0.169	50.7	485	0	0
90	1.228	368.4	290	0.159	47.7	490	0	0
95	1.185	355.5	295	0.148	44.4	495	0	0
100	1.141	342.3	300	0.139	41.7	500	0	0
105	1.097	329.1	305	0.129	38.7	505	0	0
110	1.054	316.2	310	0.12	36	510	0	0
115	1.054	316.2	315	0.11	33	515	0	0
120	1	300	320	0.101	30.3	520	0	0
125	0.947	284.1	325	0.091	27.3	525	0	0
130	0.912	273.6	330	0.085	25.5	530	0	0
135	0.878	263.4	335	0.078	23.4	535	0	0
140	0.843	252.9	340	0.072	21.6	540	0	0
145	0.81	243	345	0.066	19.8	545	0	0
150	0.776	232.8	350	0.059	17.7	550	0	0
155	0.743	222.9	355	0.053	15.9	555	0	0
160	0.711	213.3	360	0.049	14.7	560	0	0
165	0.678	203.4	365	0.044	13.2	565	0	0
170	0.646	193.8	370	0.04	12	570	0	0
175	0.622	186.6	375	0.036	10.8	575	0	0
180	0.591	177.3	380	0.032	9.6	580	0	0
185	0.561	168.3	385	0.027	8.1	585	0	0
190	0.53	159	390	0.023	6.9	590	0	0
195	0.503	150.9	395	0.019	5.7	595	0	0
200	0.476	142.8	400	0.014	4.2	600	0	0
<b>TOTAL</b>								10664.000
							Qp [m3/s]	1.359
							Tp [h]	1.250

Tabla 6.9. Hidrograma Observado para el evento del 30 de enero de 1996.

	Observado	Simulado	Diferencia
<b>Caudal Pico:</b>	1.359 m3/s	1.31 m3/s	-3.6 %
<b>Tiempo al Pico:</b>	1.25 h	1.33 h	6.4 %
<b>Volumen escurrido:</b>	10664 m3	10700 m3	0.3 %

Tabla 6.10. Parámetros de comparación para la simulación del 30 de enero de 1996.

El caudal pico determinado con el hietograma efectivo obtenido con esta modalidad es aproximadamente un 3,6% inferior al registrado. El tiempo al pico supera al registrado en un 6,4% y el volumen difiere en aproximadamente el 3 %. Como se verá en el capítulo siguiente el método del SCS arrojó resultados de precisión semejante.

A continuación se presenta la comparación gráfica entre el hidrograma calculado y el registrado. La correspondencia entre ambos es suficientemente precisa.

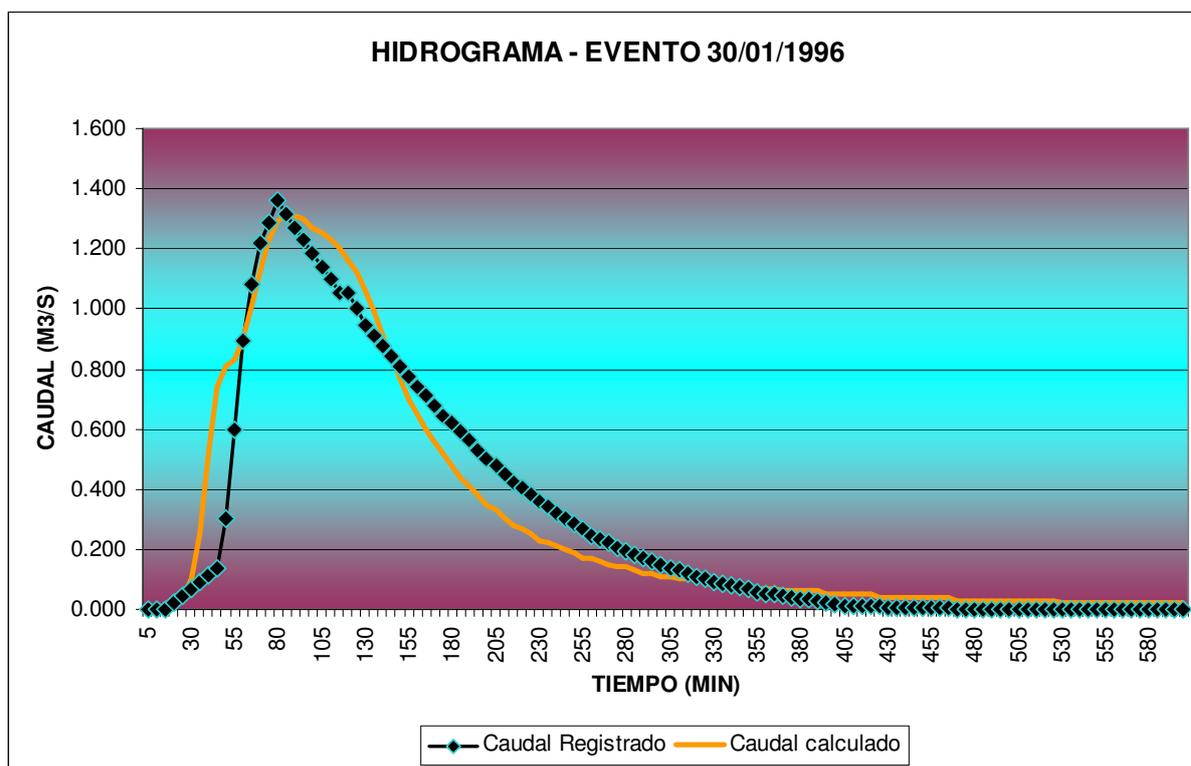


Figura 6.8 Comparación de hidrogramas para el evento del 30/01/95.

### 6.3 Aplicación de la Metodología en una Cuenca del Río Negro.

Otro de los casos donde se utilizó la metodología fue en una cuenca del Río Negro, provincia de Chaco (Figura 6.9). La misma se denomina Laguna Blanca (cuenca 1) y se ubica en la cuenca inferior del Río Negro al noroeste con superficie es de 157,5 km<sup>2</sup> (ver Anexo VI).

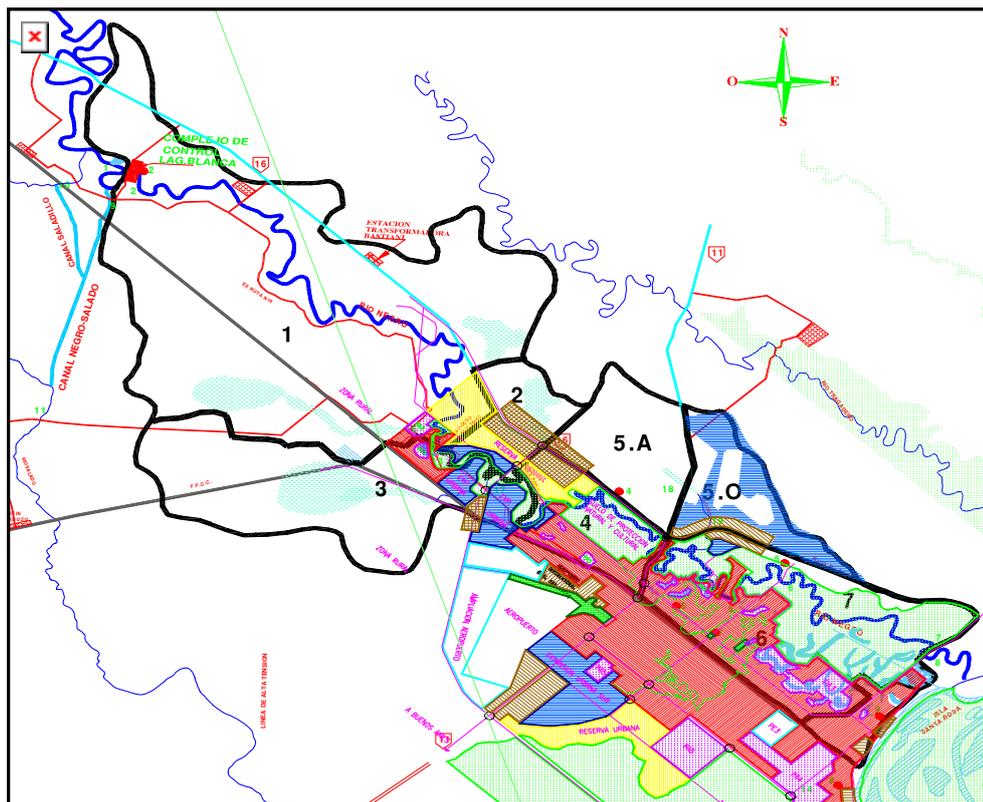


Figura 6.9: Plano de subcuencas (INCONAS-CEPIC, 2000).

Se trabajó con la modelación presentada en el Informe Final, Plan de Manejo Pluvial para la cuenca inferior del Río Negro dentro del Área Metropolitana del Gran Resistencia. Etapa II. SUPCE (Sub Unidad Provincial de Coordinación para la Emergencia) AFIN (Asociación de Apoyo a la Facultad de Ingeniería de la UNNE, 1999).

Para la modelación se consideró un registro de precipitación que comienza el día 13 de abril de 1998. Este periodo tiene la particularidad de presentar varios períodos de precipitación separados por intervalos sin ella.

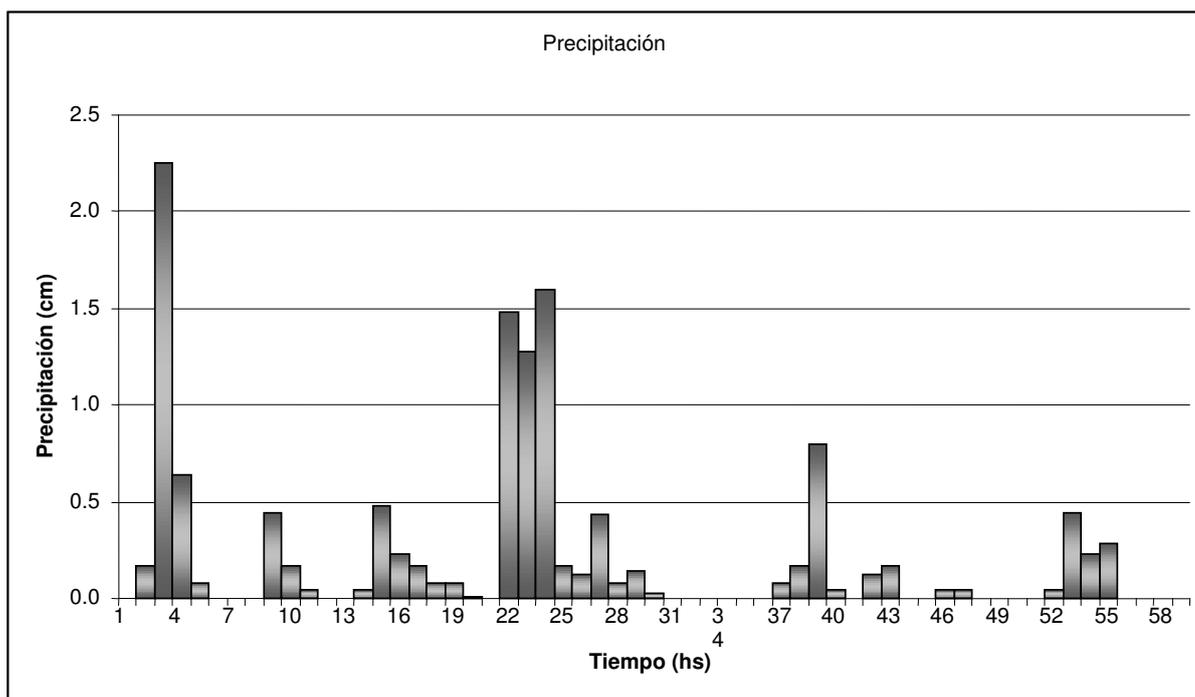


Figura 6.10: Precipitación de análisis; abril de 1998.

Para poder aproximarse a los valores observados SUPCE (1999) realizó sucesivas corridas calibrando con el caudal pico observado.

El suelo de la zona, según la Secretaría de Minería de la Nación (<http://www.mineria.gov.ar/ambiente/estudios/irn/chaco/w-6.asp>) es:

Bajos tendidos (abiertos), con vegetación de pajonal y perfil arcilloso. Problemas de escurrimiento lento, permeabilidad moderadamente lenta, drenaje muy pobre, inundable, y poca profundidad efectiva para la penetración de raíces. Suelo ganadero con pasturas naturales permanentes.

Dadas las características de permeabilidad que presentan estos suelos, los parámetros son compatibles con suelos del tipo Loam limoso arcilloso.

Los datos de ingreso a NET-RAIN son los siguientes:

<b>DATOS DE INGRESO</b>		
Tiempo de simulación	hs	65
Prof. de simulación	cm	-200
Código del tipo de suelo		55
Pérdidas Iniciales	cm	3,5
Humedad Superficial		0,36
DT del bloque de lluvia	min	60
Cantidad de bloques de lluvia		59
H(1,1)	mm	0.00
H(1,2)	mm	1.70
H(1,3)	mm	22.50
H(1,4)	mm	6.40
H(1,5)	mm	0.80
H(1,6)	mm	0.00
H(1,7)	mm	0.00
H(1,8)	mm	0.00
H(1,9)	mm	4.40

H(1,10)	mm	1.70
H(1,11)	mm	0.40
H(1,12)	mm	0.00
H(1,13)	mm	0.00
H(1,14)	mm	0.40
H(1,15)	mm	4.80
H(1,16)	mm	2.30
H(1,17)	mm	1.70
H(1,18)	mm	0.80
H(1,19)	mm	0.80
H(1,20)	mm	0.10
H(1,21)	mm	0.00
H(1,22)	mm	14.80
H(1,23)	mm	12.80
H(1,24)	mm	16.00
H(1,25)	mm	1.70
H(1,26)	mm	1.20
H(1,27)	mm	4.30
H(1,28)	mm	0.80
H(1,29)	mm	1.40
H(1,30)	mm	0.30
H(1,31)	mm	0.00
H(1,32)	mm	0.00
H(1,33)	mm	0.00
H(1,34)	mm	0.00
H(1,35)	mm	0.00
H(1,36)	mm	0.00
H(1,37)	mm	0.80
H(1,38)	mm	1.70
H(1,39)	mm	8.00
H(1,40)	mm	0.40
H(1,41)	mm	0.00
H(1,42)	mm	1.20
H(1,43)	mm	1.70
H(1,44)	mm	0.00
H(1,45)	mm	0.00
H(1,46)	mm	0.40
H(1,47)	mm	0.40
H(1,48)	mm	0.00
H(1,49)	mm	0.00
H(1,50)	mm	0.00
H(1,51)	mm	0.00
H(1,52)	mm	0.40
H(1,53)	mm	4.40
H(1,54)	mm	2.30
H(1,55)	mm	2.80
H(1,56)	mm	0.00
H(1,57)	mm	0.00
H(1,58)	mm	0.00
H(1,59)	mm	0.00
<b>TOTAL</b>	<b>mm</b>	<b>126.60</b>

Tabla 6.11. Parámetros de ingreso al modelo NET-RAIN.

<b>SALIDA DEL PROGRAMA</b>		
H(1,1)	mm	0.00
H(1,2)	mm	0.00
H(1,3)	mm	0.00
H(1,4)	mm	0.00
H(1,5)	mm	0.00
H(1,6)	mm	0.00
H(1,7)	mm	0.00
H(1,8)	mm	0.00
H(1,9)	mm	0.10
H(1,10)	mm	0.00
H(1,11)	mm	0.00
H(1,12)	mm	0.00
H(1,13)	mm	0.00
H(1,14)	mm	0.00
H(1,15)	mm	0.02
H(1,16)	mm	0.00
H(1,17)	mm	0.00
H(1,18)	mm	0.00
H(1,19)	mm	0.00
H(1,20)	mm	0.00
H(1,21)	mm	0.00
H(1,22)	mm	7.45
H(1,23)	mm	8.00
H(1,24)	mm	11.22
H(1,25)	mm	0.00
H(1,26)	mm	0.00
H(1,27)	mm	0.72
H(1,28)	mm	0.00
H(1,29)	mm	0.00
H(1,30)	mm	0.00
H(1,31)	mm	0.00
H(1,32)	mm	0.00
H(1,33)	mm	0.00
H(1,34)	mm	0.00
H(1,35)	mm	0.00
H(1,36)	mm	0.00
H(1,37)	mm	0.00
H(1,38)	mm	0.00
H(1,39)	mm	1.05
H(1,40)	mm	0.00
H(1,41)	mm	0.00
H(1,42)	mm	0.00
H(1,43)	mm	0.00
H(1,44)	mm	0.00
H(1,45)	mm	0.00
H(1,46)	mm	0.00
H(1,47)	mm	0.00
H(1,48)	mm	0.00
H(1,49)	mm	0.00
H(1,50)	mm	0.00

H(1,51)	mm	0.00
H(1,52)	mm	0.00
H(1,53)	mm	3.76
H(1,54)	mm	1.71
H(1,55)	mm	2.24
H(1,56)	mm	0.00
H(1,57)	mm	0.00
H(1,58)	mm	0.00
H(1,59)	mm	0.00

Tabla 6.12. Lluvia efectiva obtenida con el modelo NET-RAIN.

A continuación se presentan la precipitación total y efectiva obtenida con NETRAIN, además se presenta la precipitación efectiva obtenida de la calibración realizada por SUPCE con el método del SCS (Figura 6.11).

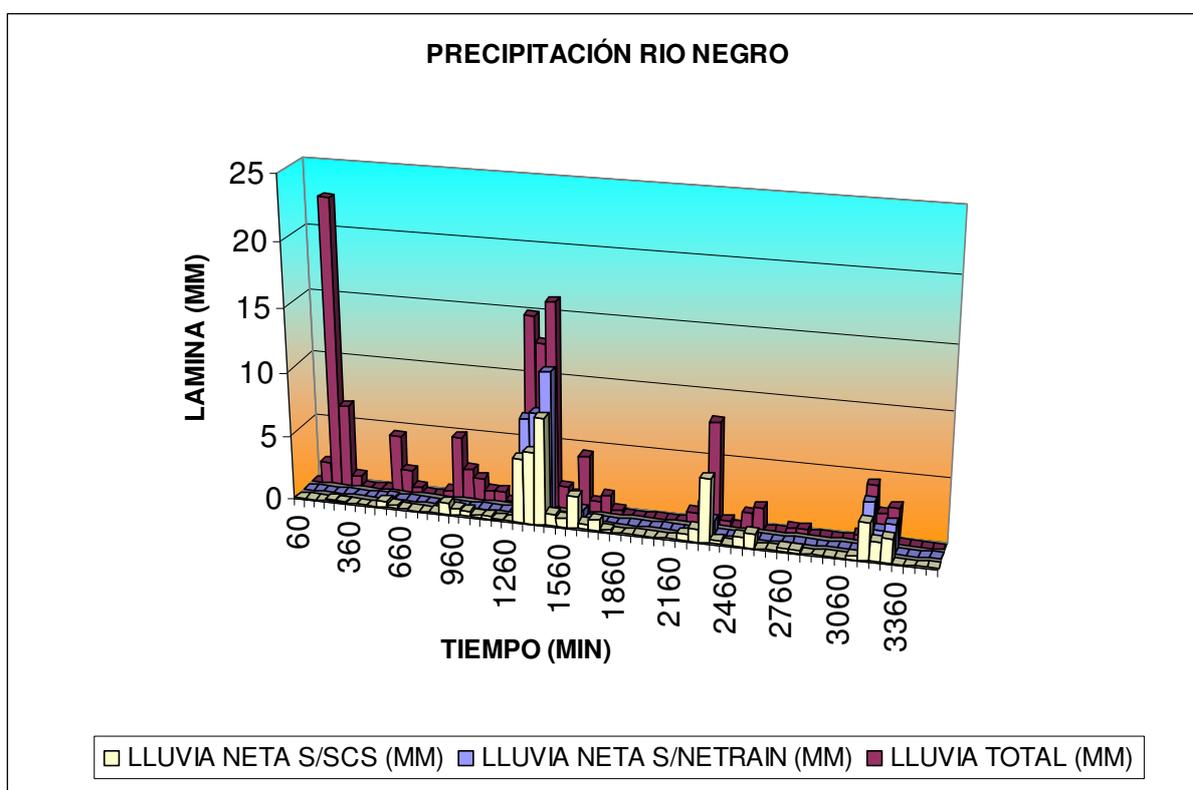


Figura 6.11 Comparación entre la precipitación registrada, la efectiva obtenida con el método del SCS y la efectiva obtenida con el modelo desarrollado.

La lámina efectiva total determinada por la metodología propuesta excede en un 16 % a la obtenida con la metodología del SCS con una marcada diferencia en los primeros bloques.

Puede inferirse del gráfico comparativo que la metodología propuesta se aproxima en sus resultados al del SCS cuanto más distanciados se encuentran los picos de precipitación. Esto se debe claramente al efecto de las condiciones precedentes de humedad en el perfil del suelo, lo cual podría ser valorado en la metodología el SCS realizando distintas simulaciones.

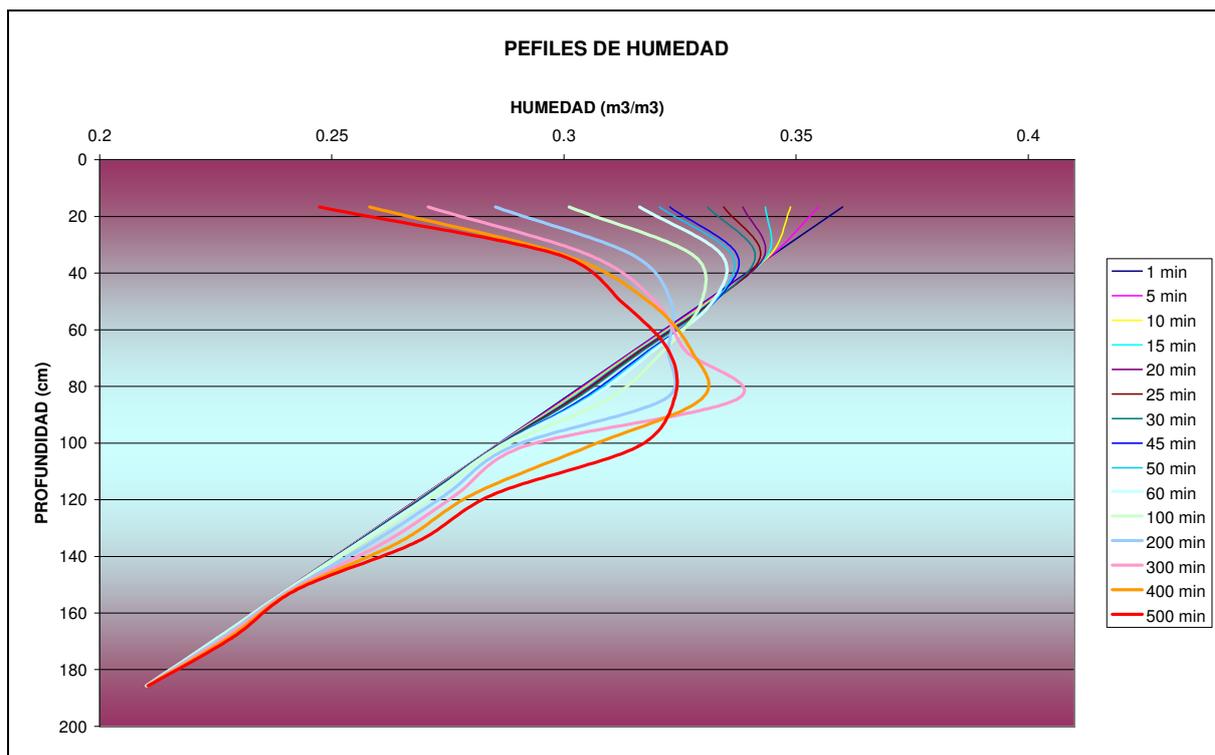


Figura 6.12 Perfil de humedad.

En el gráfico superior se observa el frente de avance del perfil de humedad para las condiciones impuestas.

Para realizar la transformación lluvia – escorrentía se empleó el hidrograma desarrollado por AFIN (Asociación de Apoyo a la Facultad de Ingeniería de la UNNE, 1999).

A continuación se presentan los resultados de la modelación considerando el hidrograma unitario y el método de onda cinemática para el tránsito en cauce y en ladera. Seguidamente se grafican los hidrogramas simulados con cada método de abstracción.

	<b>Simulado SCS</b>	<b>Simulado NET-RAIN</b>	<b>Diferencia</b>
<b>Caudal Pico:</b>	24.97 m <sup>3</sup> /s	25.69 m <sup>3</sup> /s	2.9 %

Tabla 6.13. Comparación del caudal registrado y simulado.

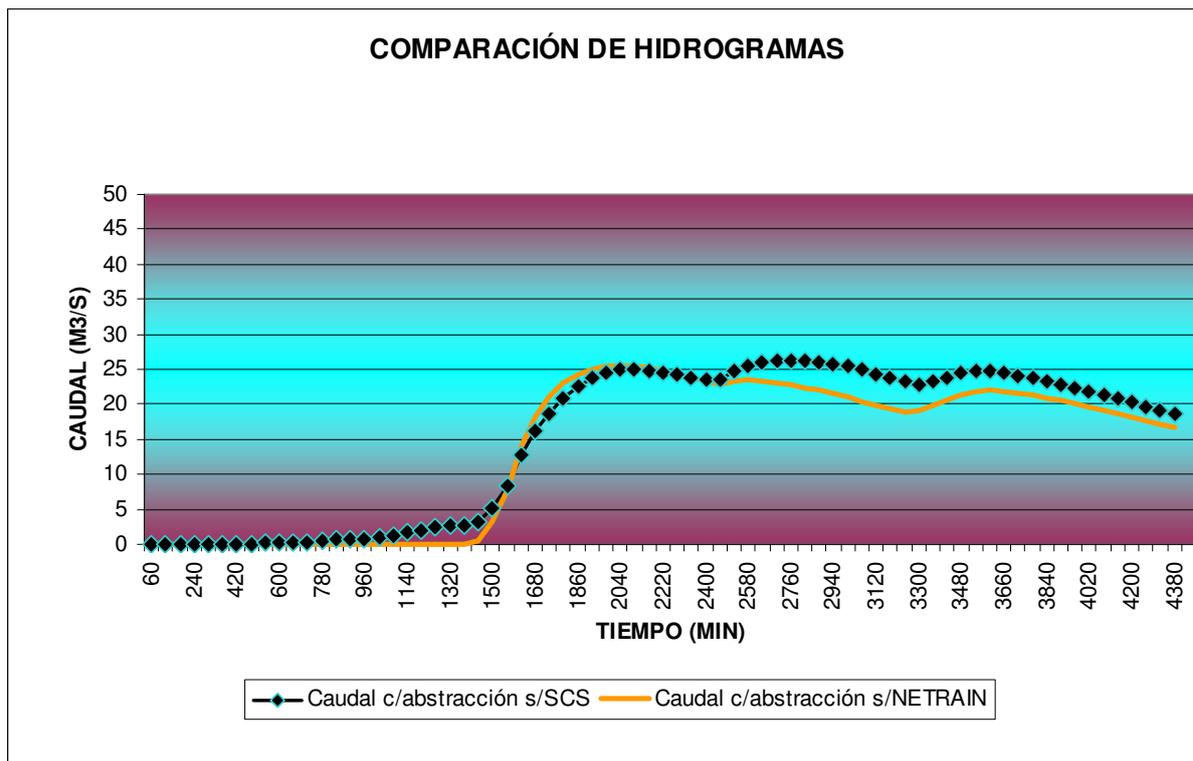


Figura 6.13 Comparación de hidrogramas.

#### 6.4 Aplicación de la Metodología en una Cuenca de Córdoba

Se presenta a continuación la aplicación de la metodología propuesta a una cuenca en la zona sur de la ciudad de Córdoba. La cuenca se ubica en las afueras de la ciudad (Figura 6.14). En el Anexo VI se observan las características de cada subcuenca extraídas de un informe hidrológico realizado a pedido del Banco Mundial para el Proyecto de Redes de drenaje de la Ciudad (Reyna y otros, 2003).

Esta zona se utiliza en la actualidad para actividades agrícolas. En general se realiza la explotación con dos cosechas anuales, una de trigo o sorgo y otra de soja. La siembra de soja se realiza, generalmente, durante el mes de noviembre. La pendiente del terreno es baja y el drenaje normal.

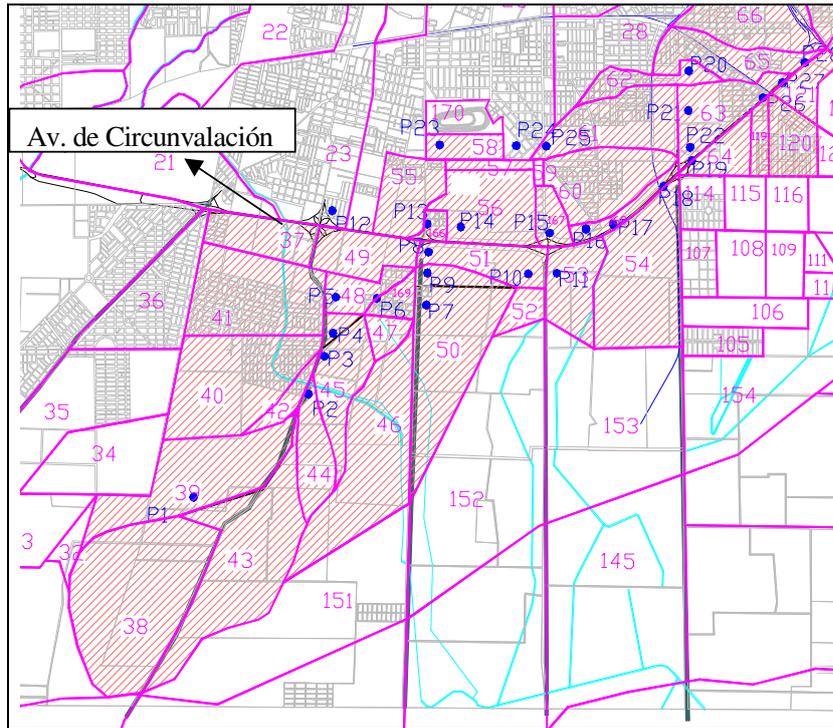


Figura 6.14: Subcuencas de la zona sur de Córdoba (Informe hidrológico de Córdoba, Banco Mundial. 2003) (Ver anexo VI).

La subcuenca considerada (correspondiente a la subcuenca 39 del informe del Banco Mundial) posee 220 Ha de superficie con una zona permeable que cubre un 54% de la superficie, la pendiente de la cuenca es de aproximadamente el 1 ‰. Por las condiciones de cubierta vegetal, tipo de suelo y condiciones antecedentes de humedad le corresponde a dicha cuenca, para la determinación de la precipitación efectiva, un CN de 88 para el método del SCS. El tipo de suelo de la cuenca es loésico. En la Figura 6.15 se aprecia el patrón de distribución temporal para la precipitación empleada en la cuenca en estudio.

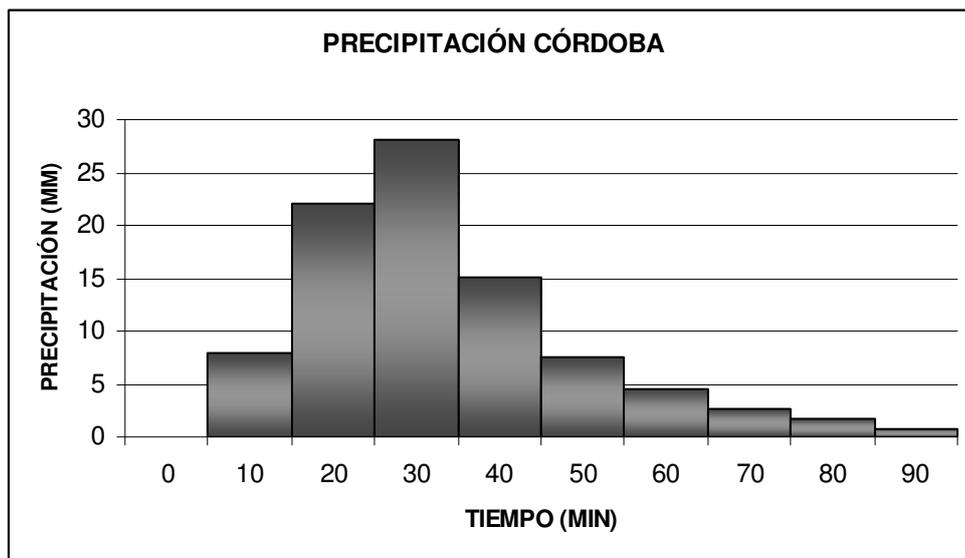


Figura 6.15: Distribución de tormenta para una cuenca de Córdoba en función de los estudios realizados por CIHRSA-DIPAS.

Por no disponerse de registros de los caudales asociados a este evento se utilizará como parámetro de comparación la lluvia efectiva obtenida por el método del SCS haciendo uso de HEC-1. Esta se presenta en la siguiente tabla.

<b>LLUVIA EFECTIVA - SCS</b>		
H (1,1)	mm	0.00
H (1,2)	mm	0.03
H (1,3)	mm	9.17
H (1,4)	mm	21.29
H (1,5)	mm	12.94
H (1,6)	mm	6.77
H (1,7)	mm	4.06
H (1,8)	mm	2.40
H (1,9)	mm	1.61
H (1,10)	mm	0.65

Tabla 6.14. Lluvia efectiva determinada por el método del SCS mediante HEC-1.

Los datos de ingreso a NET-RAIN son los siguientes:

<b>DATOS DE INGRESO</b>		
Tiempo de simulación	hs	4
Prof. de simulación	cm	-600
Código del tipo de suelo		11
Pérdidas Iniciales	cm	1
Humedad Superficial		0,3
DT del bloque de lluvia	min	10
Cantidad de bloques de lluvia		10
H (1,1)	mm	0.00
H (1,2)	mm	7.95
H (1,3)	mm	22.00
H (1,4)	mm	28.10
H (1,5)	mm	15.02
H (1,6)	mm	7.60
H (1,7)	mm	4.50
H (1,8)	mm	2.64
H (1,9)	mm	1.77
H (1,10)	mm	0.71
<b>TOTAL</b>	<b>mm</b>	<b>90.30</b>

Tabla 6.15. Parámetros de ingreso al modelo NET-RAIN.

<b>SALIDA DEL PROGRAMA</b>		
H (1,1)	mm	0.000
H (1,2)	mm	0.000
H (1,3)	mm	18.178
H (1,4)	mm	26.043
H (1,5)	mm	12.861
H (1,6)	mm	5.326
H (1,7)	mm	2.113
H (1,8)	mm	0.113
H (1,9)	mm	0.000
H (1,10)	mm	0.000

Tabla 6.16. Lluvia efectiva obtenida con el modelo NET-RAIN.

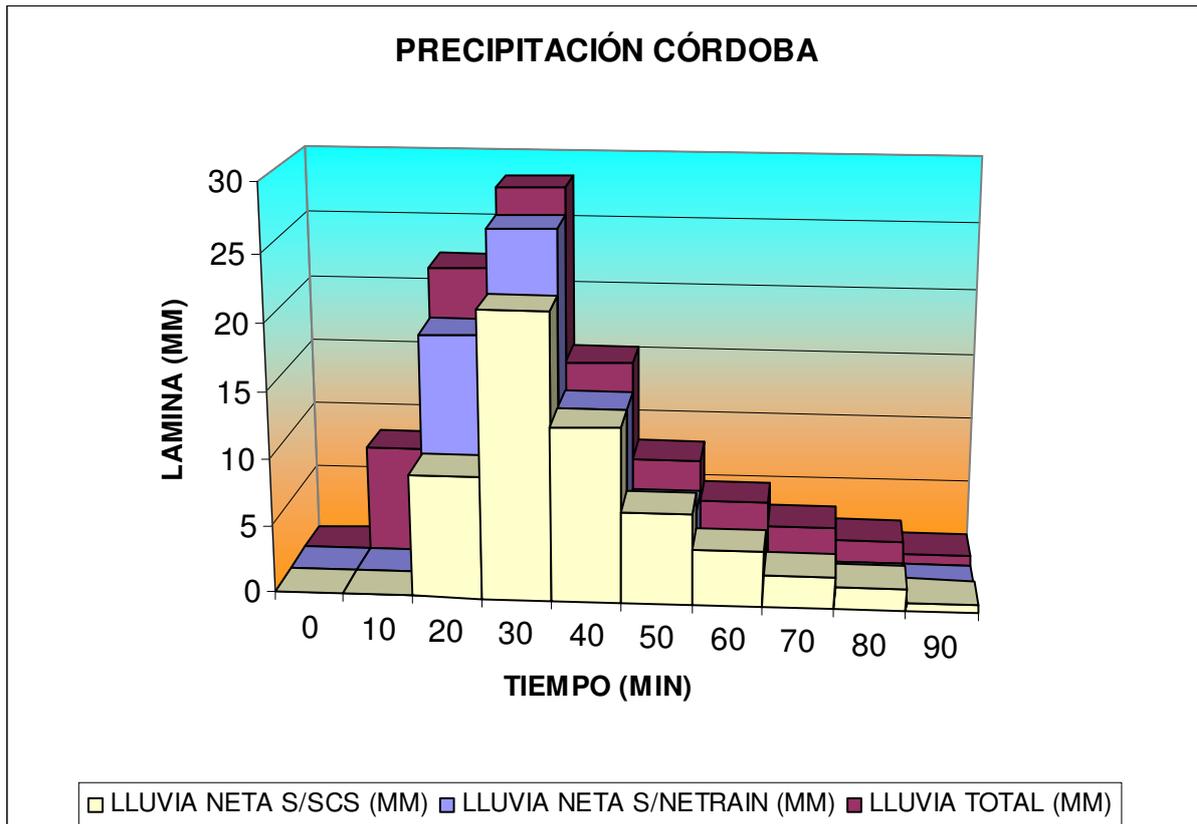


Figura 6.16 Comparación entre la precipitación registrada, la efectiva obtenida con el método del SCS y la efectiva obtenida con el modelo desarrollado.

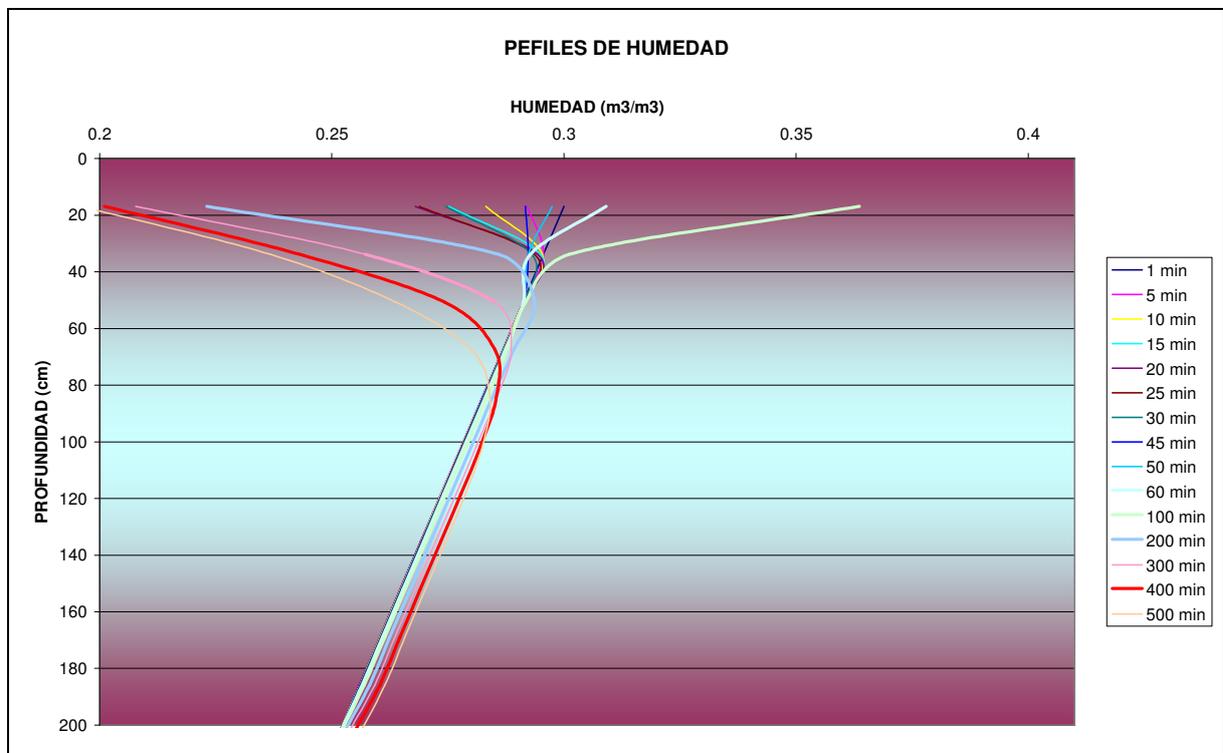


Figura 6.17 Perfil de humedad.

El perfil de humedad generado en este evento se puede apreciar en la figura 6.17.

La lámina efectiva total determinada por la metodología propuesta es 9.6 % superior a la obtenida con la metodología del SCS con una diferencia proporcionalmente mayor en los primeros bloques. Con una función de transferencia medida podría representarse con mayor precisión la respuesta de la cuenca.

Para obtener una mayor exactitud sería conveniente realizar mediciones de humedad en el suelo conjuntamente con las mediciones del escurrimiento superficial, de precipitación y evaporación.

A continuación se presentan los hidrogramas obtenidos para cada precipitación (la generada con el método del SCS y la generada por NET RAIN) haciendo uso del HU sintético del SCS.

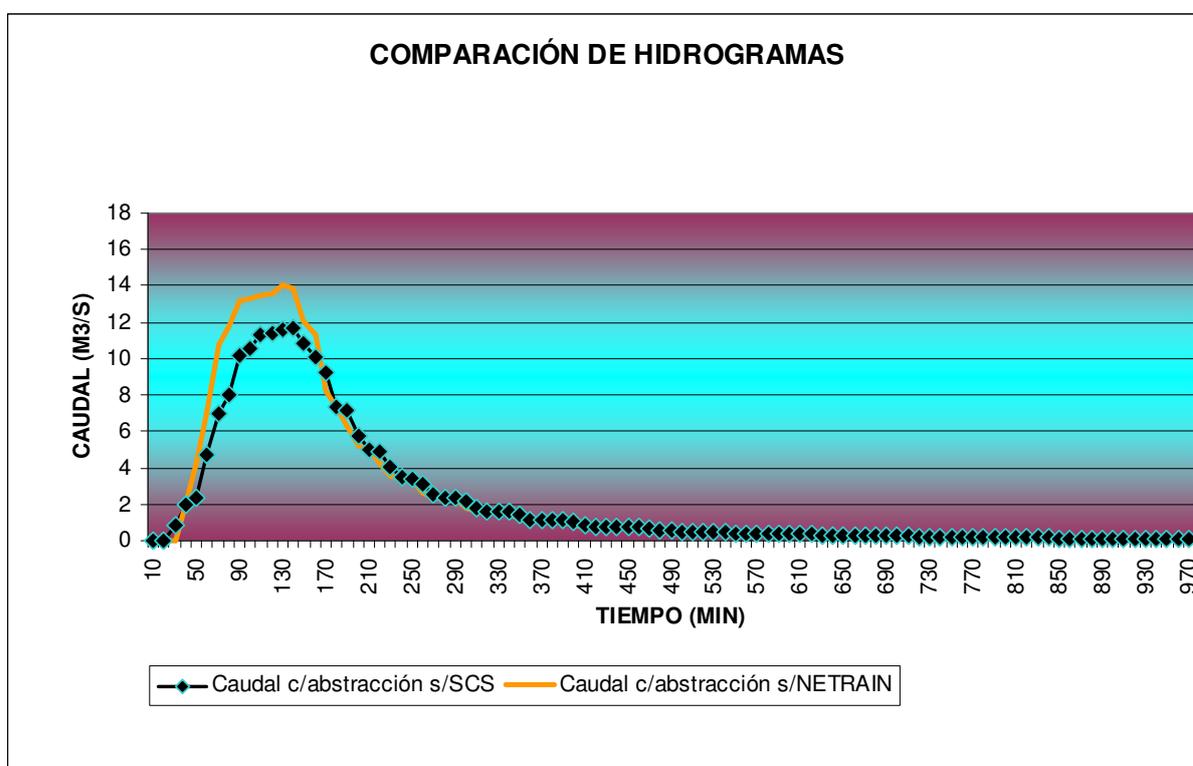


Figura 6.18 Comparación de hidrogramas.

### 6.5 Análisis de los resultados

En función de los modelos previamente desarrollados pueden inferirse las siguientes conclusiones preliminares, las que serán consideradas en el capítulo final.

- Se puede apreciar que el método propuesto posee la versatilidad suficiente para representar de forma ajustada cualquier evento y su respuesta asociada (eventos extremos, simulaciones continuas, etc.).

- Donde se poseía información de caudales la diferencia obtenida con los valores registrados, previa calibración del modelo, se encuentran en el rango de incertidumbre de los parámetros intervinientes.
- Las condiciones precedentes de humedad mostraron ser un patrón determinante en el comportamiento del suelo ante cualquier evento y así en la determinación de la precipitación efectiva. En las simulaciones de larga duración este punto cobra particular significación. En la modelación del Río Negro, cuya duración es más prolongada que en los restantes casos, el efecto del humedecimiento inicial se aprecia de forma más clara al comparar los picos de lluvia efectiva determinados con el SCS y con NETRAIN.
- A pesar que la multiplicidad de factores que intervienen en cada simulación puede afectar de manera particular los resultados obtenidos, en general se observa que para las modelaciones de eventos de menor duración el método propuesto arroja valores levemente superiores a los determinados por el SCS.
- Para obtener una mayor exactitud sería conveniente realizar mediciones de humedad en el suelo conjuntamente con las mediciones del escurrimiento superficial, de precipitación y evaporación.
- Lo perfiles de humedad graficados en cada caso son compatibles con los esperados en suelos limosos y loésicos luego de un evento de precipitación.

## **CAPÍTULO 7: APLICACIÓN COMPARANDO CON METODOLOGÍA CLÁSICA**

### ***7.1 Introducción***

A continuación se aplicó el mismo procedimiento propuesto para representar el acoplamiento con el flujo subterráneo, pero llevando a cabo las simulaciones mediante el programa Hydrus y haciendo uso del algoritmo de Van Genuchten – Mualen para representar la variación del contenido de humedad y de la conductividad hidráulica con la succión

La finalidad de esta comprobación es la de verificar la forma en que se ajustan los valores registrados con los obtenidos mediante este proceso, pero haciendo uso de herramientas informáticas existentes en el medio. De esta forma se realizaron análisis sobre las mismas cuencas que en el capítulo 6 (Guadalupe en Santa Fe, el sur de la ciudad de Córdoba y Laguna Blanca en la provincia de Chaco) adicionando la cuenca alta del Río Diamante en Mendoza con el fin de analizar la eficiencia del método en una situación prolongada en el tiempo.

### ***7.2 Aplicación de la Metodología en una Cuenca de Santa Fe***

Para la subcuenca C1 se compararon los resultados del ajuste realizado por la Universidad del Litoral (Pedraza, 2002), con el método del SCS y onda cinemática, y los resultados obtenidos con el modelo considerando infiltración mediante la aplicación de la ecuación de Richards para los eventos del 28 de abril de 1995 y 30 de enero de 1996.

En base a los parámetros del suelo indicados en la tabla 6.2 se determinaron los valores para el modelo de Van Genuchten – Mualen que permitieron la simulación mediante el empleo del programa Hydrus.

Estos coeficientes se indican a continuación:

$n$  igual 1,14,

$\alpha$  igual a 0,027

Estos parámetros se variaron en torno al valor central, para evaluar la sensibilidad de los mismos no observándose situaciones que requieran análisis de mayor precisión.

En el anexo 5 se presentan los archivos de entrada a cada programa.

Considerando los parámetros de Van Genuchten - Mualen se empleo Hydrus para obtener los perfiles de humedad del suelo en las instancias de interés del evento simulado. Con esta información se computó la abstracción por pérdidas de la lluvia total registrada. Los eventos efectivos fueron transitados obteniéndose los hidrogramas que se presentan a continuación.

En la Figura 7.1 se presentan el hidrograma observado y los resultados obtenidos con el método del SCS y onda cinemática para la cuenca total, calibrando los valores de CN para el evento del día 28 de abril de 1995 (Pedraza y otros, 1996).

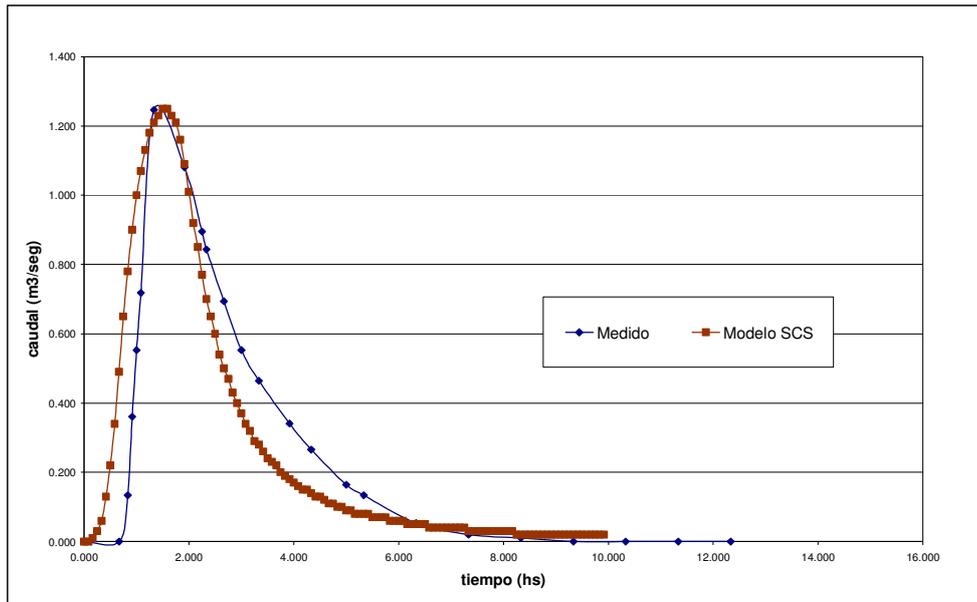


Figura 7.1: Hidrogramas de la cuenca total para el 28 de abril de 1995 (Pedraza y otros, 1996).

La cuenca total tiene una superficie aproximadamente 200 Ha y la subcuenca donde se aplicó la metodología de acoplamiento propuesta tiene una superficie aproximada de 48 Ha (C1). La pendiente media de la cuenca, como se indicó en el capítulo 6 es de 0,0036 % y el porcentaje de área impermeable es de aproximadamente un 37 %.

Seguidamente se graficaron los hidrogramas resultantes de la metodología propuesta para ambos eventos y los obtenidos por la Universidad Nacional del Litoral (Pedraza, 2002) junto a los correspondientes perfiles de humedad (Figuras 7.2 a 7.5).

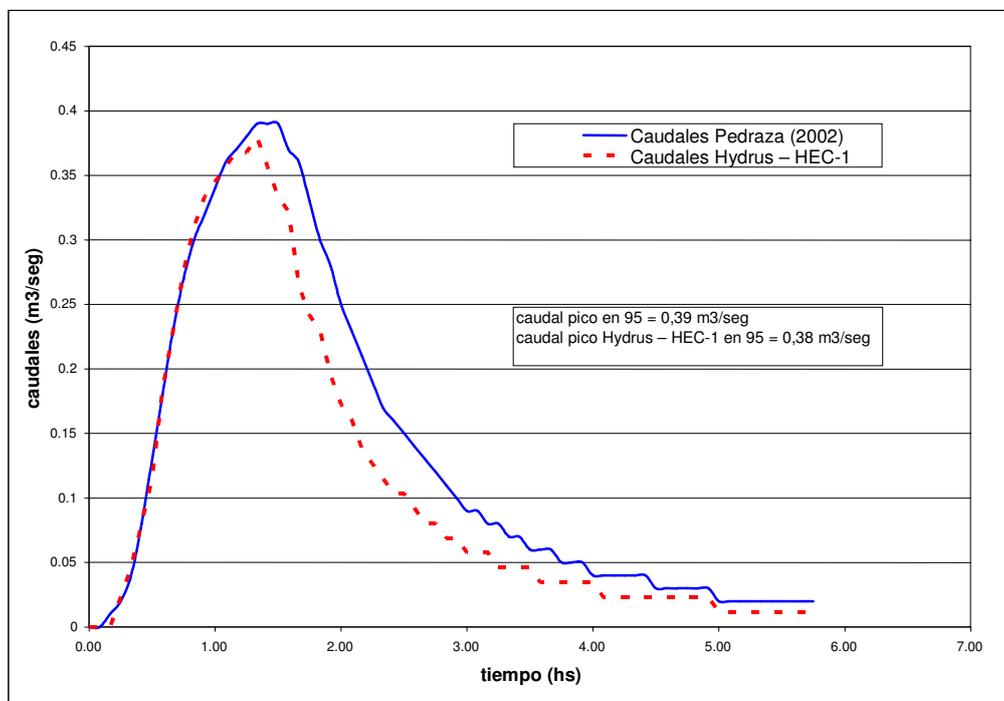


Figura 7.2: Hidrogramas obtenidos por Pedraza (2002) y por la metodología propuesta en la subcuenca C1, ambos para el evento del 28 de abril de 1995.

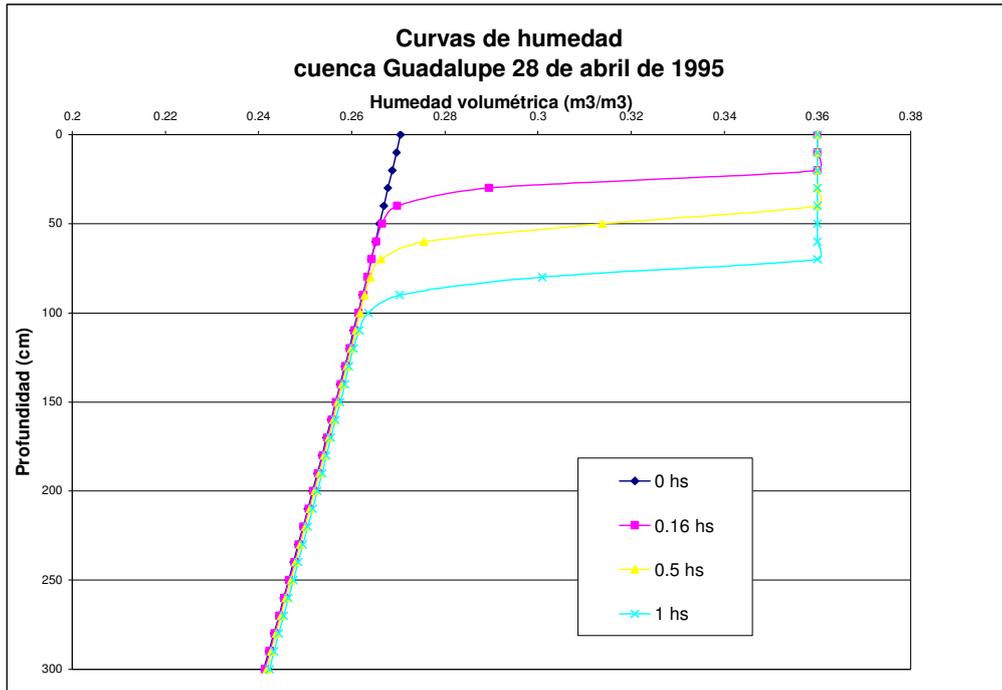


Figura 7.3: Curvas de humedad del suelo obtenida para la tormenta del 28 de abril de 1995 obtenidos con Hydrus.

En contraposición a lo que se observa en la figura 6.4 para el mismo caso, el descenso del frente de humedad generado por Hydrus es mucho más rápido que el modelado por NET-RAIN. Los resultados obtenidos por NET-RAIN se asemejan mejor a lo observado en campo luego de eventos de precipitación.

También se puede apreciar como NET-RAIN representa el ciclo de secado del suelo mientras que Hydrus, una vez alcanzada, mantiene la humedad de saturación a lo largo del perfil. Esta situación se repite en las modelaciones posteriores.

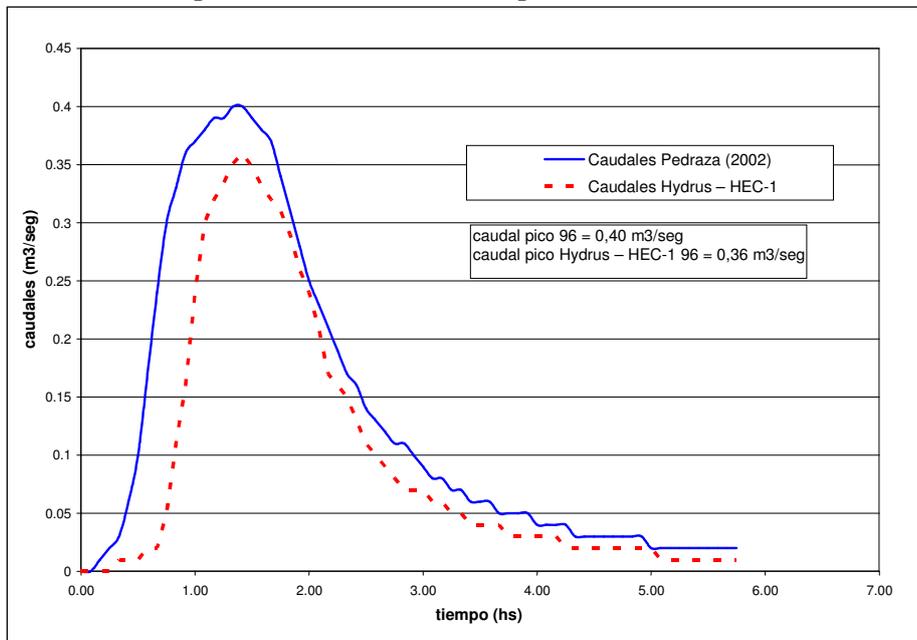


Figura 7.4: Hidrogramas obtenidos por Pedraza (2002) y por la metodología propuesta, ambos para el evento del 30 de enero de 1996.

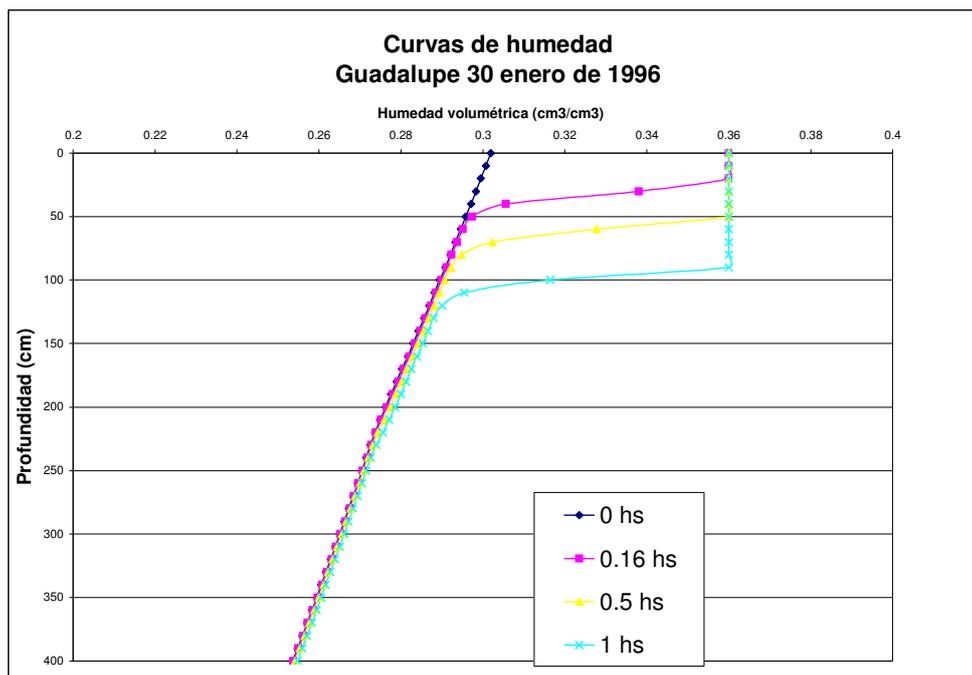


Figura 7.5: Curvas de humedad del suelo durante la tormenta del 30 de enero de 1996, obtenidos con Hydrus.

### 7.2.1. Análisis de resultados

El caudal pico determinado con el Método de Onda Cinemática y la ecuación de Richards es aproximadamente un 2,6% inferior al obtenido con el método de Onda Cinemática luego de aplicar el Método del SCS para la determinación del hietograma efectivo para el evento del día 28 de abril de 1995 (lluvia con el pico en los primeros intervalos).

Para el evento del día 30 de enero de 1996 el caudal pico con Richards es aproximadamente 5,3% inferior al obtenido con el método de Onda Cinemática luego de aplicar el Método del SCS en la subcuenca de 48 Ha de Guadalupe (lluvia con el pico en los intervalos finales).

Los resultados de la aplicación de Onda Cinemática previo cálculo del hietograma efectivo y los resultados de aplicar la metodología combinada de las curvas de humedad en el suelo y la onda cinemática proveen resultados similares.

Sin embargo se deben destacar ciertas ventajas al aplicar la metodología propuesta respecto de la del SCS:

- se obtiene información adicional del comportamiento del suelo durante el evento y posterior a él, que no es posible obtener con la otra metodología;
- se obtiene la variación de la tasa de infiltración a través del tiempo,
- se obtienen también los perfiles de humedad los cuales muestran el avance de la saturación al finalizar la tormenta.

### 7.3 Aplicación de la Metodología en una Cuenca del Río Negro.

Otro de los casos donde se utilizó la metodología fue una cuenca del Río Negro, provincia de Chaco presentada en el capítulo 6. Para la modelación se consideró la precipitación ocurrida el día 13 de abril de 1998, al igual que en el capítulo anterior.

La SUPCE (1999) realizó dos corridas. La primera consideraba los primeros cuatro intervalos de la lluvia y un valor del CN para cada subcuenca. En la segunda parte de la lluvia era necesario modificar estos valores de CN para considerar la nueva humedad antecedente. El modelo fue calibrado con el caudal pico observado. En los resultados el caudal pico determinado por el método del SCS fue igual a 25,2 m<sup>3</sup>/seg.

Los datos de precipitación empleados han sido expuestos en el capítulo anterior.

Dadas las características de permeabilidad que presentan los suelos de la zona se eligieron parámetros compatibles con suelos del tipo Loam limoso arcilloso coincidentemente con la clase de suelo empleada en las simulaciones realizadas con NET-REAIN.

Los parámetros para el modelo de Van Genuchten - Mualem son  $\alpha$  igual a 0,010 cm<sup>-1</sup>, n igual 1,23, m igual 1-1/n.

En este caso se calibraron las funciones hidráulicas del suelo para el primer evento.

Los parámetros ajustados son  $\alpha$  igual a 0,0143 cm<sup>-1</sup>, n igual 1,506, m igual 1-1/n.

Al aplicar la nueva metodología se hizo innecesario estudiar la respuesta de la cuenca en dos partes, ya que los perfiles de humedad tienen incorporadas la información de la humedad antecedente necesaria para la modelación del escurrimiento.

El caudal pico obtenido fue de 23,22 m<sup>3</sup>/seg y ocurre 42 horas luego de iniciada la tormenta. En la figura 7.6 se muestra la variación de la tasa de infiltración en función del tiempo. La misma se determinó a partir de la velocidad de infiltración calculada con Hydrus en el elemento diferencial superior en que se discretizó el perfil de suelo. Para tal fin se confeccionó en VBA (Visual Basic para Aplicaciones) un macro que extrae del archivo de salida de Hydrus dichos valores y los vuelca en una planilla de excel donde mediante simples operaciones se deduce la tasa correspondiente a cada intervalo de tiempo.

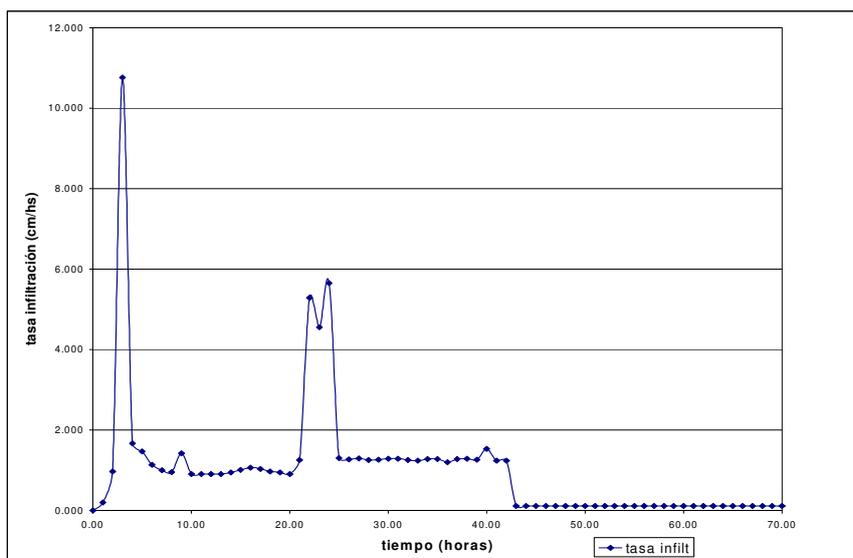


Figura 7.6: Tasa de infiltración.

### 7.3.1. Análisis de los resultados

En los resultados, el caudal pico determinado por el método del SCS es igual a 25,2 m<sup>3</sup>/seg y el caudal pico obtenido con la metodología propuesta es de 23,22 m<sup>3</sup>/seg, lo que representa una variación de 8 %.

En la figura 7.7 se presentan los hidrogramas resultantes de las dos metodologías. Se observa que los resultados son similares.

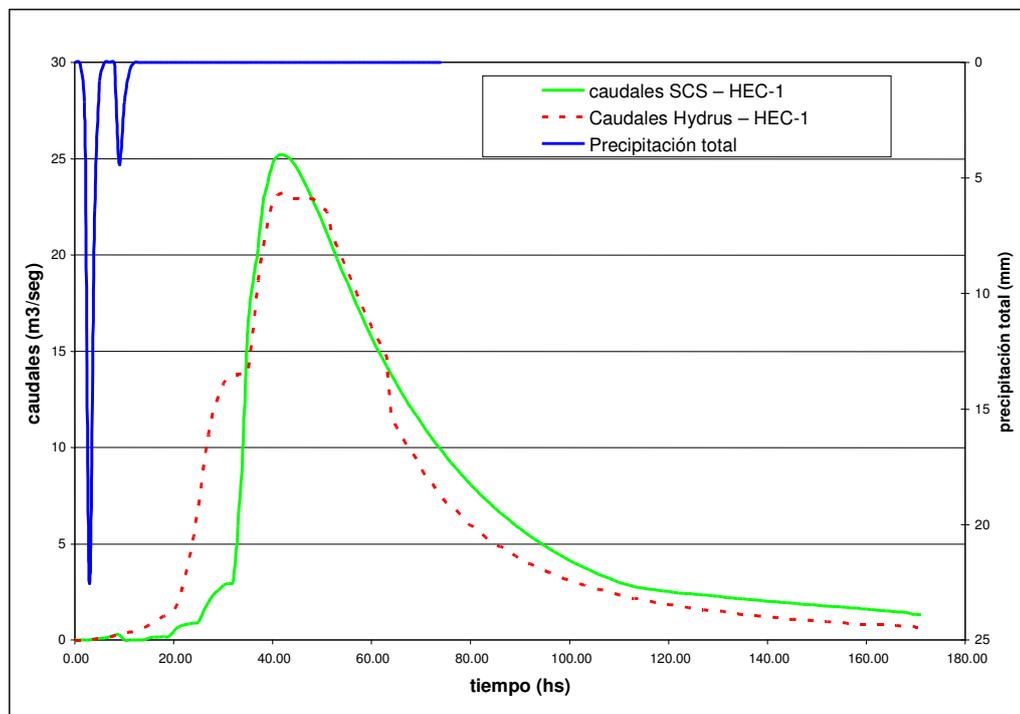


Figura 7.7: Hidrogramas y precipitación total para el día 13 de abril de 1998.

### 7.4 Aplicación de la Metodología en una Cuenca de Córdoba

Se presenta a continuación la aplicación de la metodología propuesta en la zona sur de la ciudad de Córdoba que se presentó en el capítulo 6.

Para determinar el escurrimiento superficial utilizando la ecuación de Richards se emplearon las propiedades hidráulicas del suelo determinadas en el capítulo anterior junto a los siguientes parámetros para el modelo de Van Genuchten –Mualem:  $m=1-1/n$  y  $l=0,5$ .

En base a los valores medios sugeridos por múltiples investigadores de la cátedra de suelos de la UNC para el suelo loésico cordobés se consideraron las siguientes características: humedad volumétrica de saturación 0,36, conductividad hidráulica saturada 61 cm/día,  $\alpha$  igual a 0,0143 cm<sup>-1</sup>,  $n$  igual a 1,506 y  $m=1-1/n$ . Es necesario indicar que, los parámetros hidráulicos del loess de la región pampeana se encuentran dentro de un rango acotado, existiendo variedad fundamentalmente en cuanto a la conductividad hidráulica saturada y la humedad de saturación.

Con estos valores se realizó la modelación del escurrimiento superficial aplicando la metodología propuesta obteniendo como resultado el hidrograma que se observa en la figura 7.9. Se presentan las curvas de humedad y su variación durante la tormenta también obtenidas con esta metodología.

Para poder apreciar en mayor detalle el efecto de las condiciones antecedentes de humedad en el resultado final se escogió una precipitación de menor magnitud que la empleada en el capítulo 6 con el fin de aumentar la importancia relativa de las mismas. La precipitación escogida posee una lámina total de 57,5 mm y el mismo patrón de distribución temporal que las anteriores tormentas empleadas.

La figura 7.10 muestra como varía la tasa de infiltración en función del tiempo durante la tormenta. Del análisis realizado se obtuvo que el caudal pico es de aproximadamente 6,5 m<sup>3</sup>/seg y ocurre 2 horas luego de iniciada la tormenta y la lámina total infiltrada es de 13,6 mm.

En las figuras 7.8 y 7.9 se presentan los hidrogramas obtenidos por medio del SCS y de la metodología analizada.

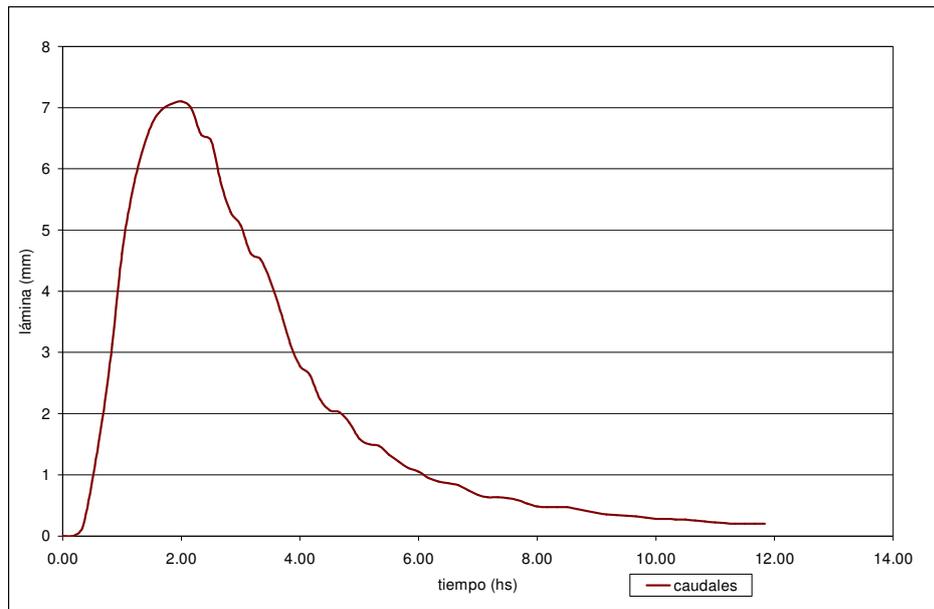


Figura 7.8: Hidrograma de escurrimiento superficial considerando las pérdidas con SCS para la subcuenca 39, lámina total precipitada 57,5 mm.

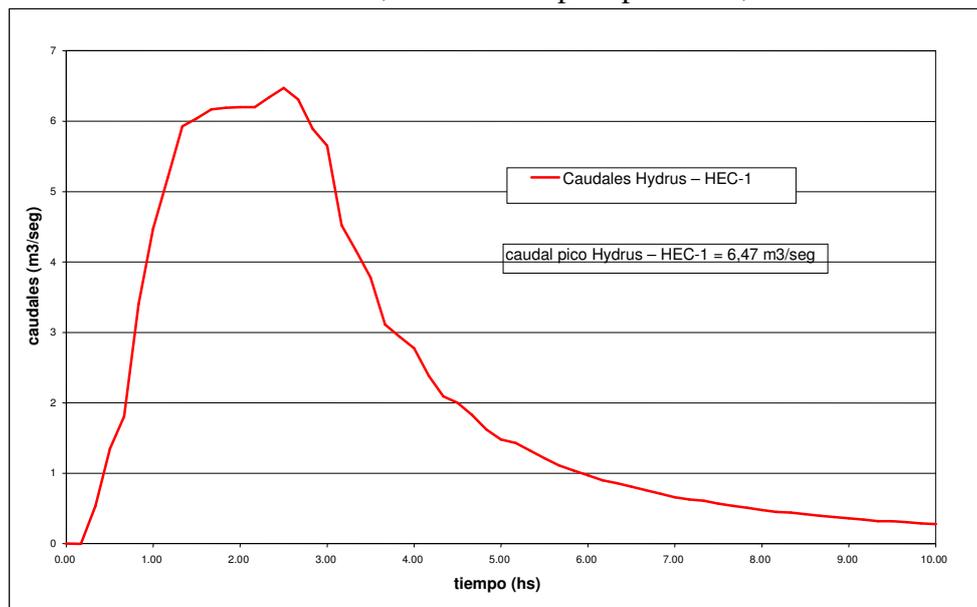


Figura 7.9: Hidrograma de escurrimiento directo utilizando Onda Cinemática y Richards para una cuenca del sur de Córdoba

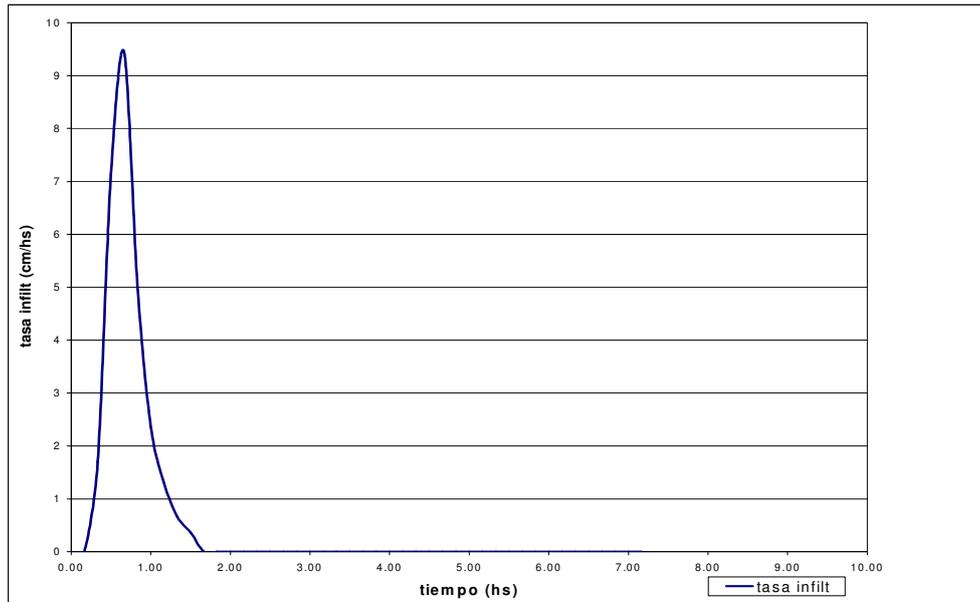


Figura 7.10: Tasa de infiltración en función del tiempo para una cuenca del sur de la ciudad de Córdoba.

**7.4.1. Análisis de resultados**

La Figura 7.11 muestra que la metodología propuesta permite obtener resultados satisfactorios de escurrimiento superficial.

El caudal pico determinado con el Método de Onda Cinemática y la ecuación de Richards es aproximadamente un 3,4% superior al obtenido con el método de Onda Cinemática luego de aplicar el Método del SCS para la determinación del hietograma efectivo. Además, el tiempo al pico coincide para ambas metodologías de cálculo. Los resultados de la aplicación de la Onda Cinemática, previo cálculo del hietograma efectivo, y los resultados de aplicar la metodología combinada de las curvas de humedad en el suelo y la onda cinemática proveen resultados similares.

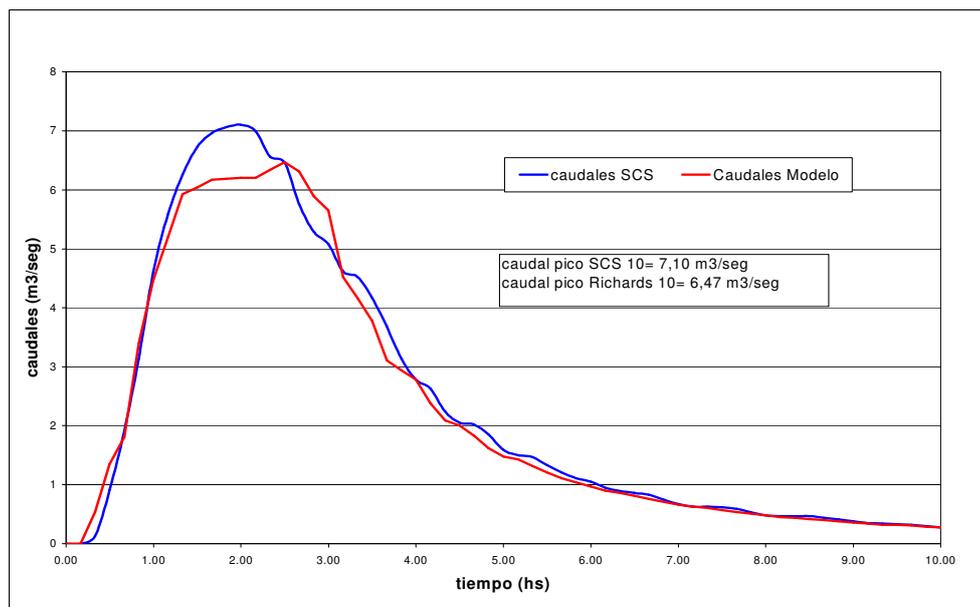


Figura 7.11: Hidrogramas de escurrimiento superficial obtenidos por el método de Onda Cinemática y SCS, y metodología propuesta.

En esta ocasión se buscó verificar que para la metodología propuesta no se estuvieran generando láminas de escurrimiento diferentes a las que realmente escurren. Con este fin se realizaron balances de masas para las dos metodologías. Los valores obtenidos fueron los siguientes.

	Lámina efectiva escurrida (precipitación efectiva) (mm)	Volumen escurrido (m3)	Lamina total escurrida Q.DT (mm)	Diferencia entre lámina prec. y escur. (mm)	Diferencia porcentual (%)
TASA DE INF	42,33	86996	39,54	2,69	6,79
SCS	42,66	83744	38,07	4,59	12,07

Tabla 7.1. Valores obtenidos de la aplicación de la ecuación de continuidad.

En esta tabla se observa que la lámina efectiva sobre la cuenca (obtenida como diferencia entre precipitación total y pérdidas) es similar a la lámina total de escurrimiento directa (obtenida como el volumen total escurrido en la cuenca dividido por el área de la misma). El balance de masas se cumple tanto en la aplicación del método del SCS como en la aplicación de la tasa de infiltración a través de la ecuación de Richards. La diferencia obtenida entre la lámina efectiva precipitada y la lámina de escurrimiento directo es propia del cálculo y en ambas metodologías es muy aproximada.

Se deben destacar nuevamente las ventajas al aplicar la metodología propuesta respecto de la de SCS:

- se obtiene información adicional del comportamiento del suelo durante el evento;
- se obtiene la variación de la tasa de infiltración a través del tiempo,
- se obtienen también los perfiles de humedad aún al finalizar la tormenta.
- Esta información adicional permitiría representar de manera más acertada el comportamiento de la capacidad de infiltración en modelos de simulación continua

#### 7.4.2. Análisis de Sensibilidad

A continuación se presenta un estudio de las variaciones de la lámina de escurrimiento superficial en función de diversos parámetros para analizar la sensibilidad de los mismos.

##### 7.4.2.1. Estudio de Variación de la lámina

Para poder analizar el efecto de la aplicación de ambas metodologías en una misma cuenca con distintas precipitaciones se procedió a modelar la misma cuenca para tormentas de distinta recurrencia e igual duración y con las mismas condiciones de uso del suelo y de humedad.

La relación de intensidad en función de la recurrencia para la estación Córdoba (CIHRSA-DAS, 1994) (tabla 7.2) es:

INTENSIDAD (mm/hs)	RECURRENCIA (años)
27.95	2
33.45	5

38.32	10
41.49	15
43.90	20
45.86	25
52.53	50
60.18	100

Tabla 7.2. Relación entre la intensidad y la recurrencia para la estación Córdoba (CIHRSA-DAS, 1994).

A continuación se presentan los hidrogramas obtenidos para lluvias con recurrencias de 2, 5, 10, 20 y 100 años aplicando el método de Onda Cinemática y SCS (el CN ajustado para TR 10 años), y método de Onda Cinemática y tasa de infiltración determinada a través de la solución de la ecuación de Richards.

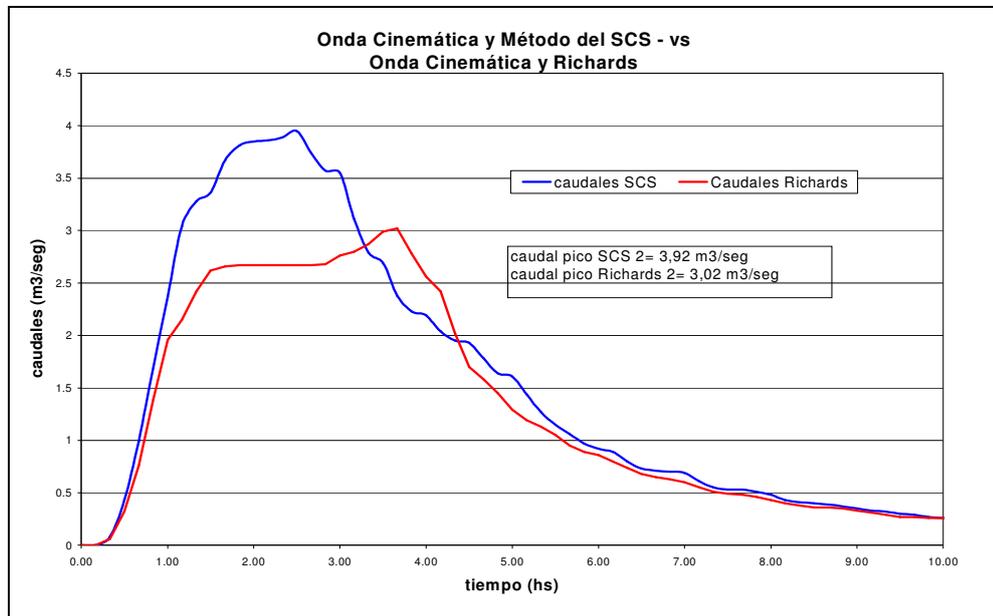


Figura 7.12: Hidrogramas para 2 años de recurrencia.

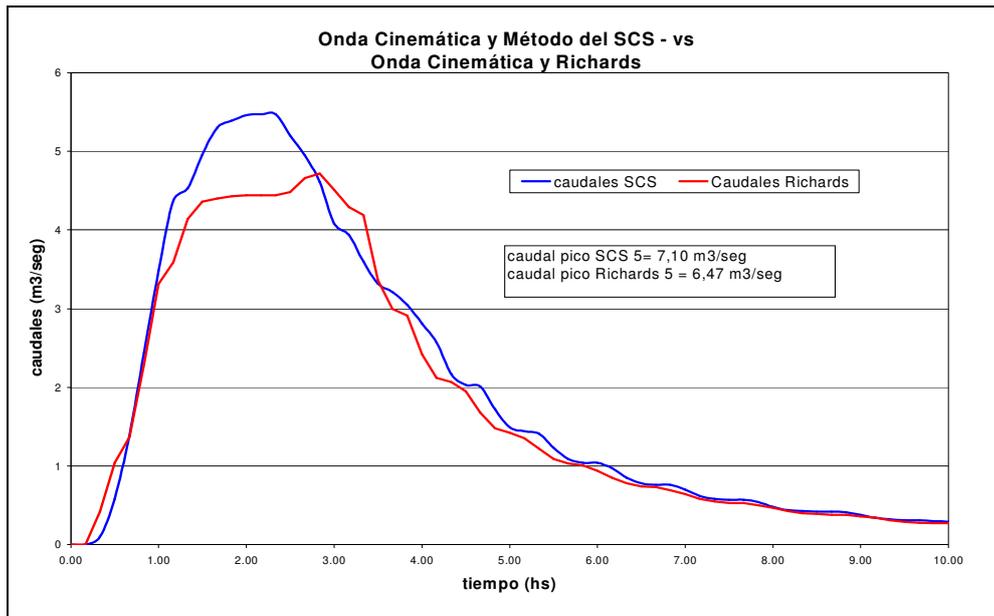


Figura 7.13: Hidrogramas para 5 años de recurrencia

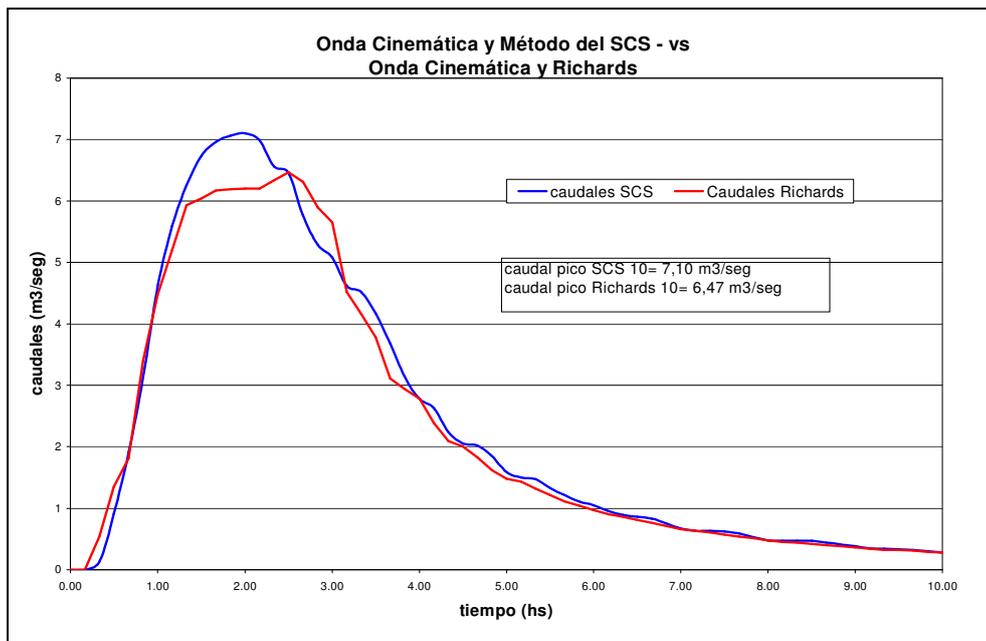


Figura 7.14: Hidrogramas para 10 años de recurrencia.

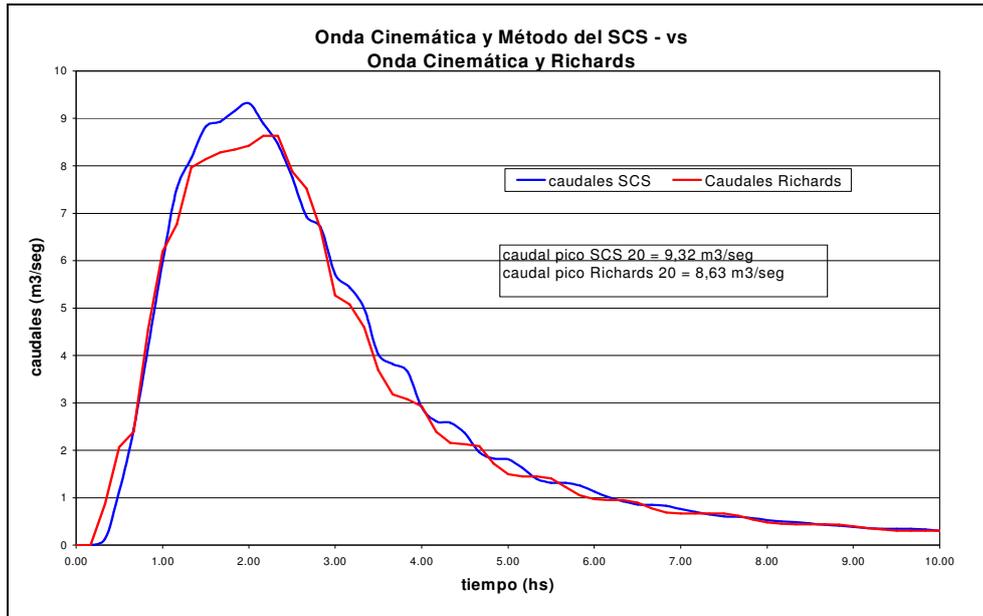


Figura 7.15: Hidrogramas para 20 años de recurrencia.

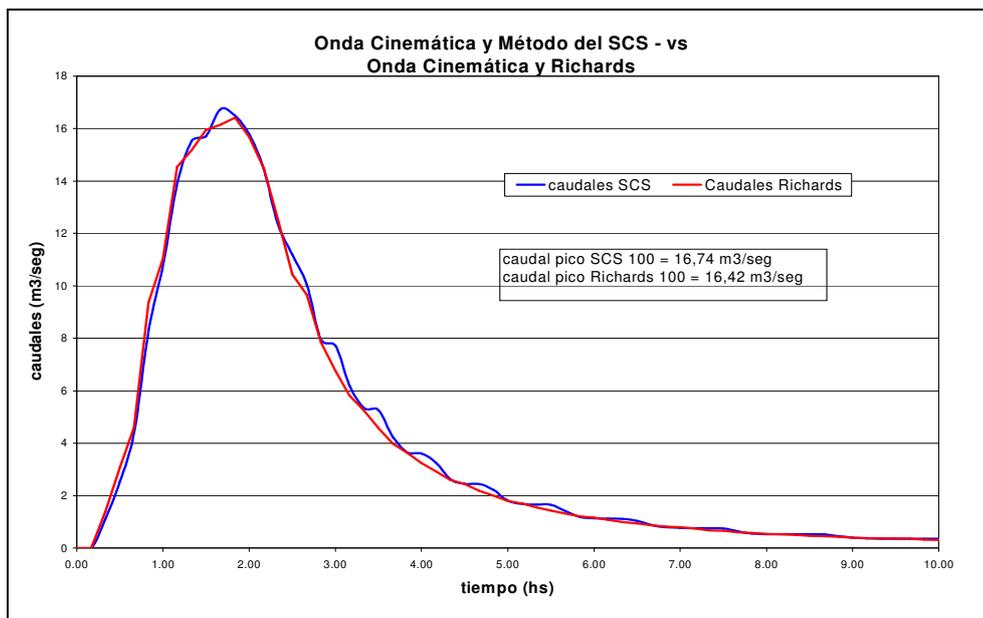


Figura 7.16: Hidrogramas para 100 años de recurrencia.

Para una tormenta de recurrencia 2 años se observa que el caudal pico determinado con el Método de Onda Cinemática y la ecuación de Richards es aproximadamente un 23% inferior al obtenido con el método de Onda Cinemática luego de aplicar el Método del SCS para la determinación del hietograma efectivo. Además el tiempo al pico utilizando la ecuación de Richards ocurre algo más de una hora después que al haber utilizado el método del SCS.

Para una tormenta de recurrencia 20 años la diferencia es de aproximadamente un 7,4% inferior al obtenido con el método de Onda Cinemática luego de aplicar el Método del SCS y el tiempo al pico ocurre algo más de media hora después que con este método.

Para una tormenta de recurrencia 100 años la diferencia es menor del 1,9% y el tiempo al pico ocurre 10 minutos después que utilizando el método del SCS.

Se observa que para precipitaciones bajas (TR 2 años) la diferencia entre las dos metodologías es importante. A medida que aumenta la magnitud de la precipitación, esta diferencia desaparece. Esto se debe a que, a mayor lámina precipitada la importancia relativa que revisten las condiciones iniciales en relación a la precipitación se tornan poco perceptibles.

A continuación se muestra la variación de los caudales en función de la lámina total utilizando el Método de Onda Cinemática y la ecuación de Richards y con el método de Onda Cinemática luego de aplicar el Método del SCS para la determinación del hietograma efectivo y la variación de los tiempos al pico en función de la lámina. Al aumentar la lámina total la diferencia entre los caudales pico de ambas metodologías de cálculo disminuye al igual que la diferencia entre los tiempos al pico.

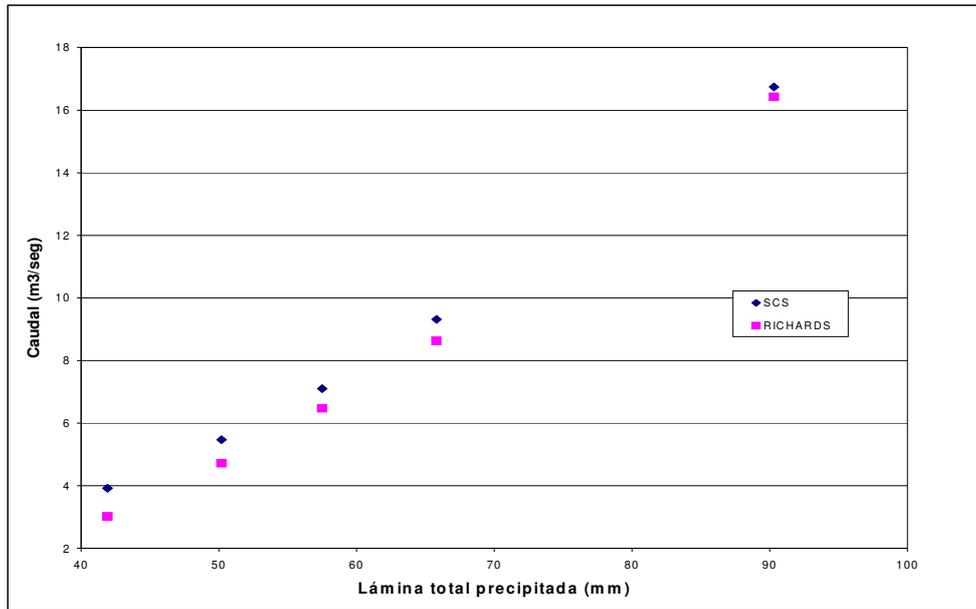


Figura 7.17: Variación de los caudales en función de la lámina total precipitada.

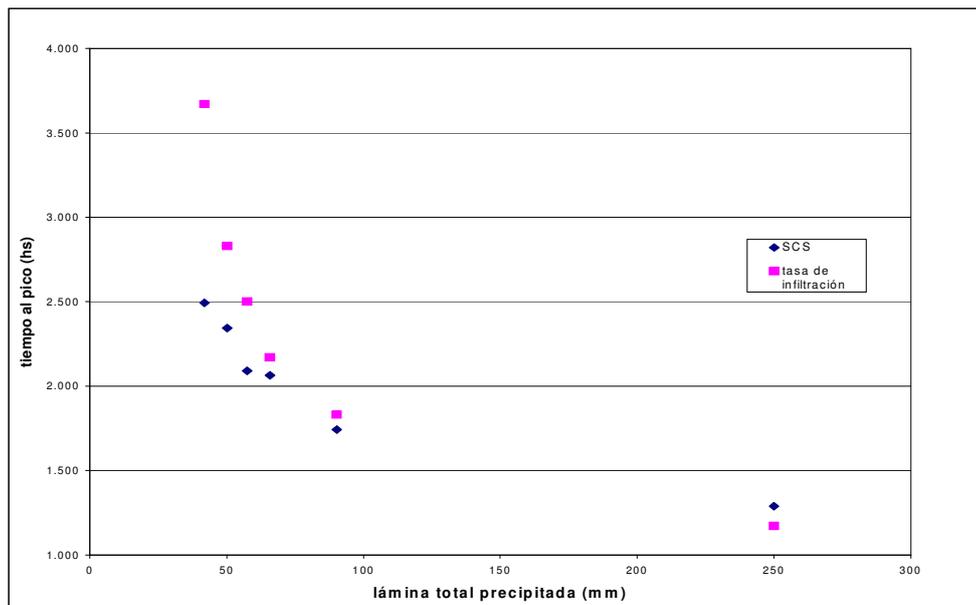


Figura 7.18: Variación de los tiempo al pico en función de la lámina total precipitada

CAUDAL PICO (m3/seg)						
SCS	3.92	5.47	7.10	9.32	16.74	97.60
RICHARDS	3.02	4.72	6.47	8.63	16.42	98
LÁMINA TOTAL (mm)	41.9	50.2	57.5	65.8	90.3	250
DIFERENCIA %	22.96	13.71	8.87	7.40	1.91	-0.41

Tabla 7.3. Comparación Método del SCS y Richards, caudal vs. lámina total

TIEMPO AL PICO (hs)						
SCS	2.49	2.34	2.09	2.06	1.74	1.29
RICHARDS	3.67	2.83	2.5	2.17	1.83	1.17
LÁMINA TOTAL (mm)	41.9	50.2	57.5	65.8	90.3	250
DIFERENCIA. (hs)	1.18	0.49	0.41	0.11	0.09	-0.12

Tabla 7.4. Comparación Método SCS y Richards, tiempo al pico vs lámina total

#### 7.4.2.2. Estudio de Variación del Número de Curva

Para poder analizar el efecto de la aplicación de ambas metodologías en una misma cuenca con distintas consideraciones de pérdidas de precipitación medidas a través del número de curva, para el método del SCS, se procedió a modelar la misma para tormentas con distinta lámina total e igual duración. A continuación se presentan los hidrogramas obtenidos para una lluvia de recurrencias 5 años aplicando el método de Onda Cinemática y SCS y para distintos CN, y método de Onda Cinemática y Richards. Seguidamente se grafican los mismos hidrogramas para una precipitación de 10 años de recurrencia.

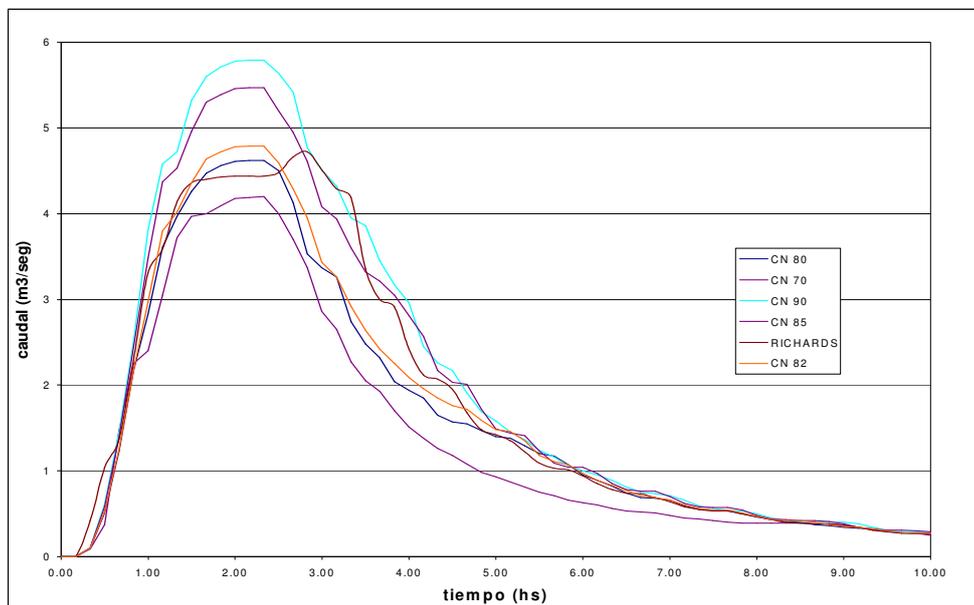


Figura 7.19: Hidrogramas de escurrimiento superficial para una lámina total de recurrencia 5 años para distintos CN y Richards.

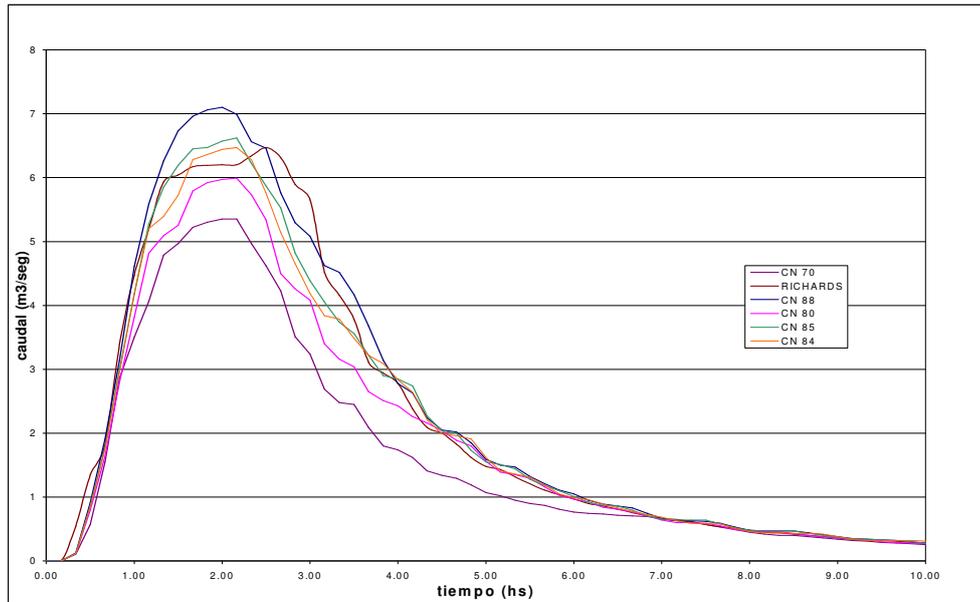


Figura 7.20: Hidrogramas de escurrimiento superficial para una lámina total de recurrencia 10 años para distintos CN y Richard.

La tabla 7.5 muestra la variación del caudal pico en función del número de curva. El caudal pico obtenido aplicando Richards y utilizando los parámetros para valorar las pérdidas del método del SCS (número de curva CN 82) es de aproximadamente 4,79 m<sup>3</sup>/seg.

CN	CAUDAL PICO (m3/seg)	Diferencia a caudal pico (CN calibrado 85) (m3/seg)
60	4.07	-0.72
70	4.20	-0.59
80	4.62	-0.17
82	4.79	0.00
90	5.79	1.00

Tabla 7.5. Caudal pico en función del número de curva para Tormenta de 5 años de recurrencia.

### 7.4.2.3. Aplicación de variaciones posibles para un evento de 250 mm

#### Metodología SCS-CN: variando CN

Si estudiáramos el efecto sobre la infiltración producida por un evento de 250 mm de lámina para distintos valores de CN encontraríamos:

P (mm)	CN	S (mm)	Ia (mm)	Pe (mm)	P infiltr (mm)	Porcentaje Infiltrado (%)
250	60	169.33	33.87	121.19	128.81	51.53

P (mm)	CN	S (mm)	Ia (mm)	Pe (mm)	P infiltr (mm)	Porcentaje Infiltrado (%)
250	70	108.86	21.77	154.53	95.47	38.19
250	80	63.50	12.70	187.21	62.79	25.12
250	85	44.82	8.96	203.24	46.76	18.70
250	90	28.22	5.64	219.06	30.94	12.38

Tabla 7.6. Valores obtenidos para diferentes CN. S, Ia y Pe son los parámetros del método

Los parámetros de la tabla 7.6 son: P: Precipitación total (mm), CN: Número de curva del SCS, S: Máxima capacidad de almacenamiento (mm) definida como  $S = \frac{25400}{CN} - 254$  e Ia: Pérdidas iniciales (mm) donde  $Ia = 0.2 * S$

La variación máxima (51,53% - 12,38%) del porcentaje de infiltrado es de 39%, y la variación entre CN 80 – CN 90 es de alrededor del 13%.

**Metodología Richards: variando funciones Hidráulicas de Suelos**

Considerando una tormenta de 250 mm totales sobre la misma cuenca hidrográfica (área de la cuenca, pendiente y ubicación) y la misma precipitación se aplicó la metodología para los suelos hipotéticos de las curvas envolventes de las propiedades hidráulicas observadas en las figuras 4.3 y 4.4. Este análisis se realizó para observar la variación de las láminas infiltradas para los suelos límites hipotéticos (envolventes de conductividad y humedad). Un resumen de los resultados se presenta en la tabla 7.7 donde se observa que la lámina total infiltrada varió entre 0,5 mm y 33,8 mm. El valor obtenido para el loess pampeano es de 20,3 mm (considerando los parámetros determinados en el Capítulo 4). En la figura 7.21 se presenta la variación de la tasa de infiltración para las funciones hidráulicas de los suelos hipotéticos definidos en el capítulo 4 como envolventes límites de conductividad – succión (curva superior e inferior) y humedad – succión (curva superior e inferior).

SUELOS	Humedad Saturada cm3/cm3	K <sub>SAT</sub> cm/h	Lámina total infiltrada mm	Porcentaje Infiltrado %
LOESS	0.36	2.540	20.3	8.12
CONDUCTIVIDAD SUPERIOR	0.467	2.920	33.7	13.48
CONDUCTIVIDAD INFERIOR	0.30	0.004	0.5	0.2
HUMEDAD SUPERIOR	0.47	2.917	33.8	13.52
HUMEDAD INFERIOR	0.30	0.006	1.2	0.48

Tabla 7.7. Valores obtenidos de lámina total infiltrada para los suelos considerados como envolventes.

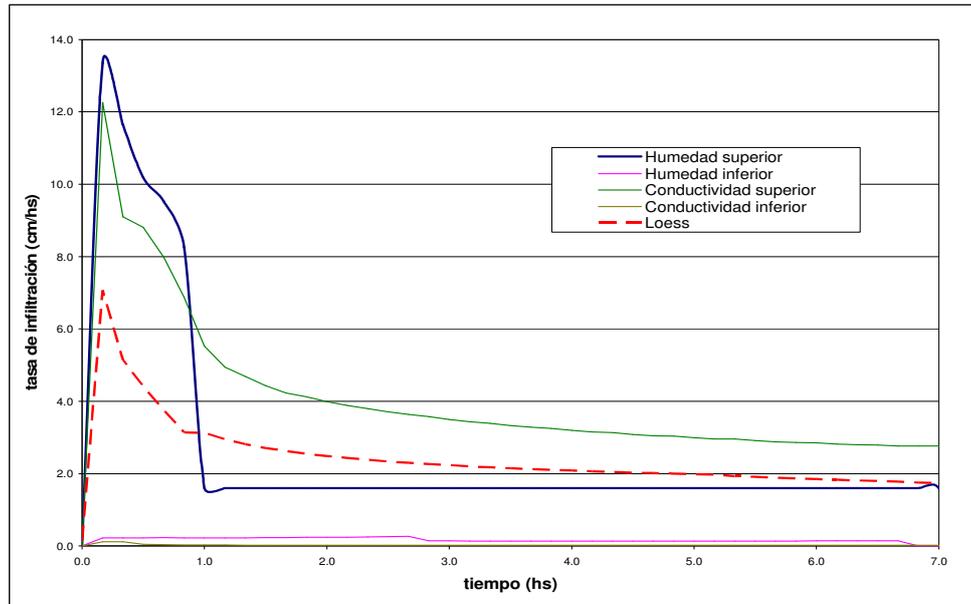


Figura 7.21: Tasa de infiltración para distintos suelos hipotéticos.

La variación máxima de la tasa de infiltración es de 13%, y considerando la variación máxima con respecto a la curva ajustada para loess el valor es del 8 %. Lo que nos permite plantear que el error en la elección de la curva de conductividad – succión y humedad – succión, habiendo definido el tipo de suelo, es del orden de 10%.

### 7.5 Aplicación de la Metodología a una Cuenca aforada del Río Diamante

Para verificar la aplicación del procedimiento de acoplamiento de ambos procesos para una modelación continua se utilizó una cuenca aforada en la provincia de Mendoza.

El Río Diamante, integra el sistema del Desaguadero y su cuenca se extiende de Este a Oeste por el centro de la provincia de Mendoza. Sus afluentes nacen en la cordillera de los Andes, donde abundan los campos de nieve le confieren un régimen hidrológico glaciar a su caudal. Al descender de la montaña discurre por el profundo y estrecho cañón de Agua del Toro, donde se ha construido la represa hidroeléctrica homónima. Con un caudal medio de 33 m<sup>3</sup>/seg, sus aguas, junto con las del río Atuel, son utilizadas para el regadío en el oasis de San Rafael. La ubicación y la descripción de la cuenca completa del río Diamante se presenta en detalle en el Anexo 6.

#### 7.5.1. Descripción de la Cuenca

La cuenca considerada para esta modelación es la porción más alta de la cuenca del río Diamante, ubicada hacia el oeste de la Provincia de Mendoza (Figura 7.22). Tiene una superficie total aproximada de 2770 Km<sup>2</sup>.

Para esta cuenca se definieron dos zonas diferenciadas por la profundidad del sus paquetes de suelos. En la zona definida como cuenca alta, el paquete es de escasa profundidad (1 metro) y en la definida como cuenca baja es de alrededor de 2 metros de profundidad.

La determinación de la cuenca como también sus parámetros se obtuvieron de Estudios Hidrológicos Cuenca Media Río Diamante (Reyna y otros, 2005).

La cuenca y subcuencas consideradas en la modelación se presentan en la Figura 7.23.

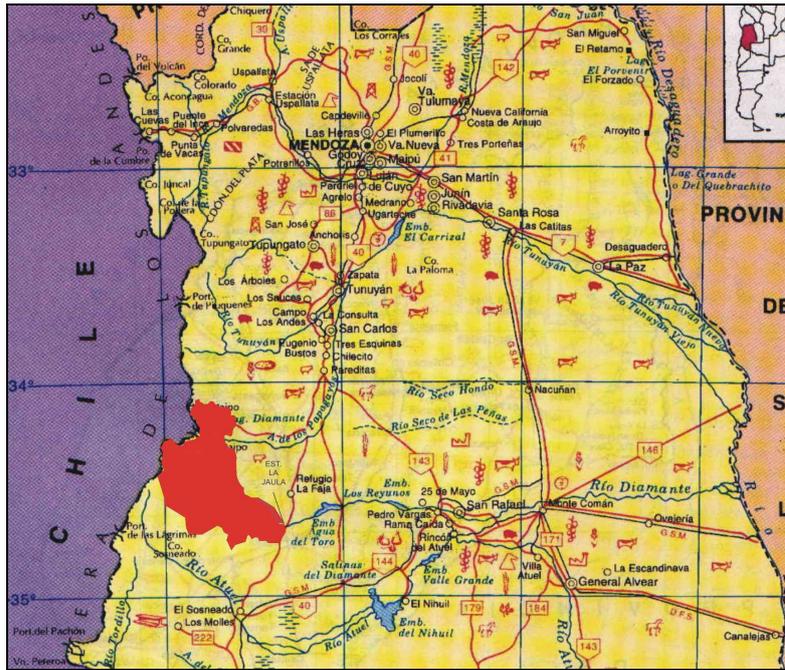


Figura 7.22: Ubicación de la cuenca a modelar.

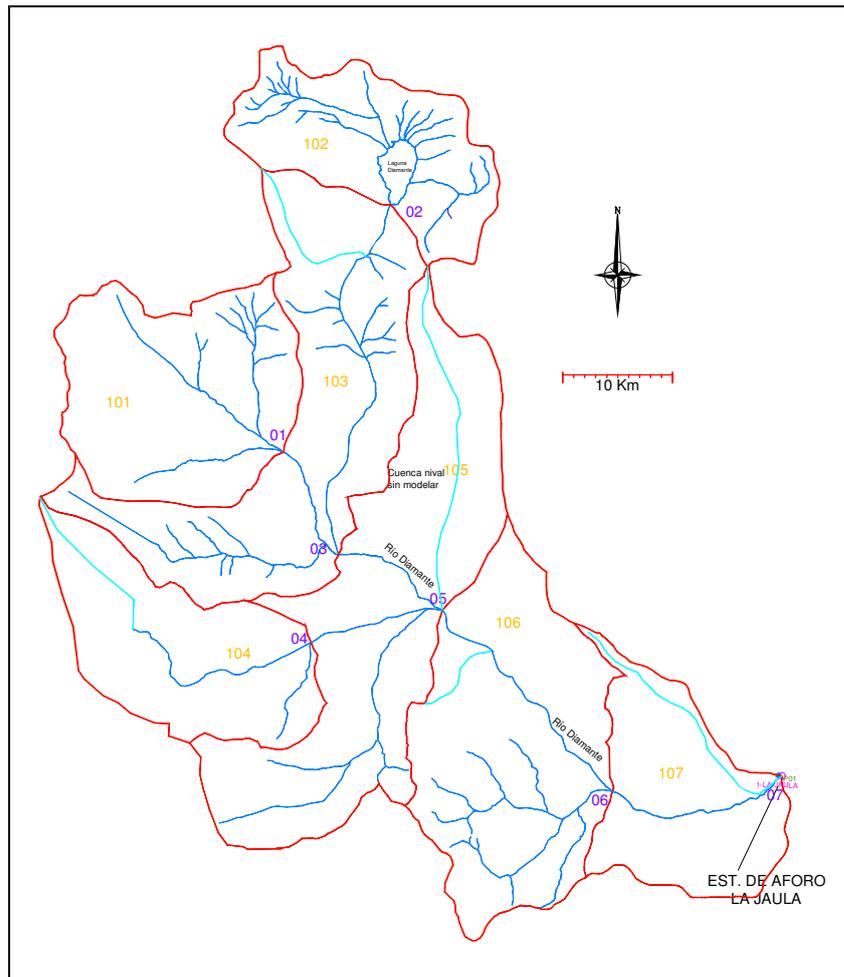


Figura 7.23: Subcuencas consideradas

La pendiente media de la cuenca es de 0,31 % y el porcentaje de área impermeable de toda la cuenca es de aproximadamente un 32 %. La descripción por subcuenca se presenta en la tabla siguiente:

Cuenca	Área (Km2)	Longitud del Cauce (m)	Desnivel (m)	Pendiente %
101	373.420	21731	1700	7.82
102	342.625	22757	453	1.99
103	439.695	46196	2800	6.06
104	306.666	36472	1500	4.11
105	568.187	32817	2650	8.08
106	475.344	26501	1500	5.66
107	262.952	25069	2220	8.86
	<b>2768.889</b>			

Tabla 7.8: Características de las subcuencas utilizadas en la modelación

En la tabla superior los parámetros en las tres columnas finales se refieren a los cauces por los que transitará el caudal de cada subcuenca.

### 7.5.2. Precipitación y Caudales Registrados

Los datos de las precipitaciones, y los caudales observados han sido proporcionados por la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación y corresponden a la estación La Jaula. Los mismos consisten en registros de lluvias y de caudales diarios, medios y máximos y mínimos mensuales de dicha estación de enero de 1971 hasta junio del 2004.

Del período suministrado se modeló el período de registros desde 1 de enero de 1994 hasta el 13 de marzo de 1994. La gráfica de estos registros se muestra en la Figura 7.24.

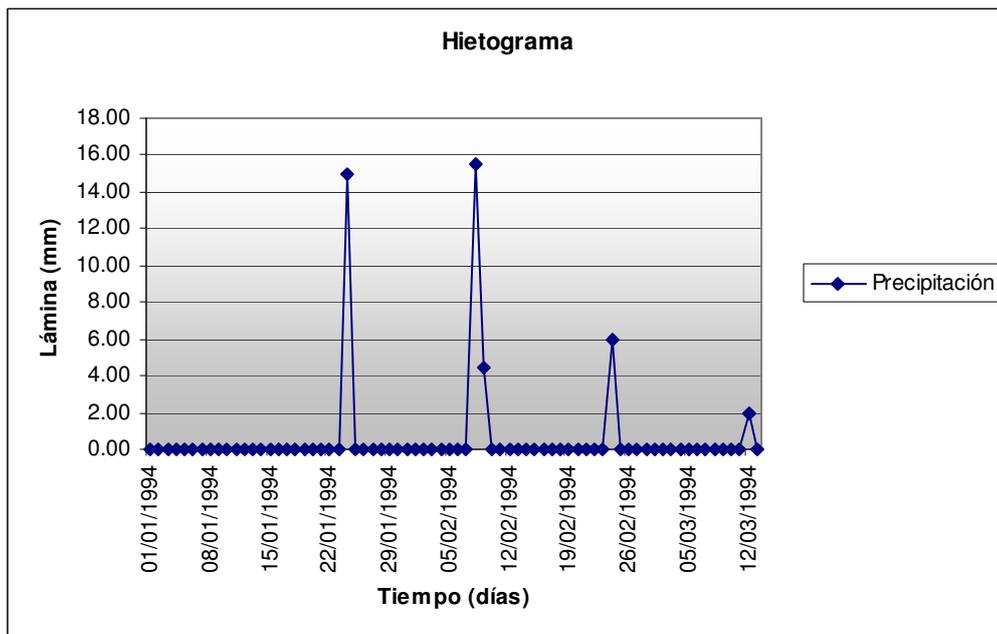


Figura 7.24: Hietograma del período de lluvias modelado.

Se adoptó una distribución temporal en bloques de 3 horas ordenados alternativamente. Esta distribución corresponde al patrón más representativo de los eventos ocurridos en la zona y que presentan concordancia con las láminas involucradas (Reyna y otros, 2005).

### 7.5.3. Perfiles de Humedad del Suelo

Para generar el modelo de infiltración se consideraron dos tipos de suelos de diferentes características y profundidades para las subcuencas altas y bajas.

Los parámetros utilizados para los suelos de la cuenca alta fueron: conductividad saturada igual a 1.10 mm/hs, humedad de saturación de 0,38 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>, humedad residual igual a 0,10 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> y coeficiente para la ecuación de Van Genuchten-Mualem n igual 1,23.

Para la cuenca baja se empleó una conductividad saturada de 2.60 mm/hs, humedad de saturación de 0,41 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>, humedad residual igual a 0,095 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>, coeficiente para la ecuación de Van Genuchten-Mualem n igual 1,31, los parámetros fueron adoptados en función de los tipos de suelo presentes.

### 7.5.4. Modelación de Esguerrimiento Superficial

Al momento de determinar los parámetros para el modelo hidrológico se contemplaron las diferencias ya mencionadas entre cuenca alta y baja.

Las pérdidas por almacenamiento superficial y por evaporación fueron descontadas antes de generar el modelo. Se adoptó un valor de 2,5 mm, el cual es un valor recomendado en la bibliografía especializada (Viessman y otros, 1977; Linsley, 1949)

Se graficó en una misma hoja el registro de caudales y de lluvias medias diarias. Es notorio el período cíclico que presenta la serie de caudales, con períodos de grandes flujos durante los meses de diciembre a febrero coincidentes con los aportes de agua por deshielo. El efecto de la precipitación directa sobre la cuenca, si bien se observa, es poco marcado en esta escala de tiempo.

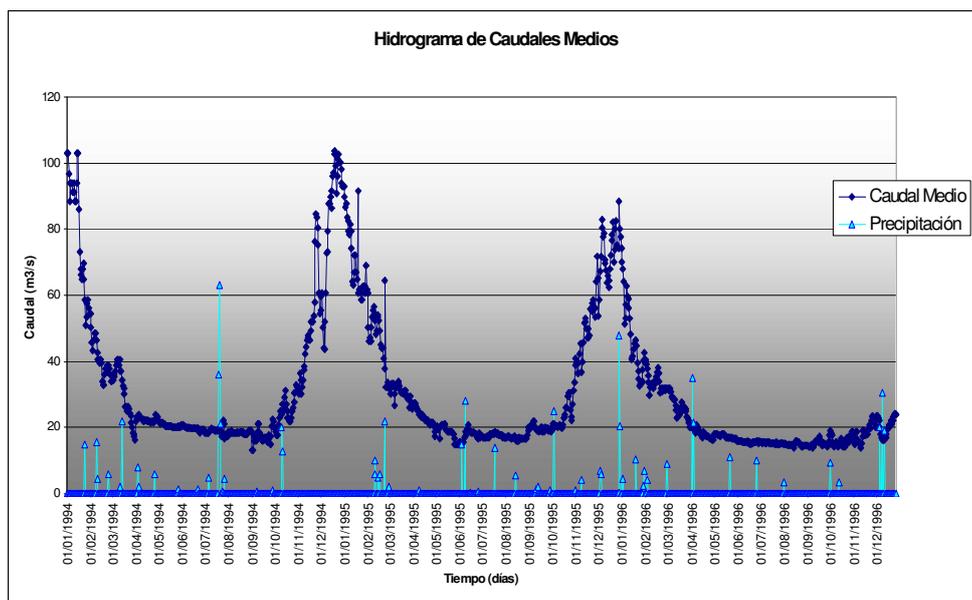


Figura 7.25: Caudales y Precipitaciones observadas

La observación de estos gráficos permite inferir la importancia del proceso de generación de caudales por deshielo. Para considerar este aporte se incorporó un hidrograma a lo largo de todo el periodo de modelación. El mismo se determinó empleando registros nivales y por medio de balances llevados a cabo en cuencas semejantes, lo que permitió inferir valores de caudales.

El hidrograma obtenido por la modelación considerando la cuenca total y los registros de caudales medios, máximos y mínimos observados se presentan en la figura 7.26.

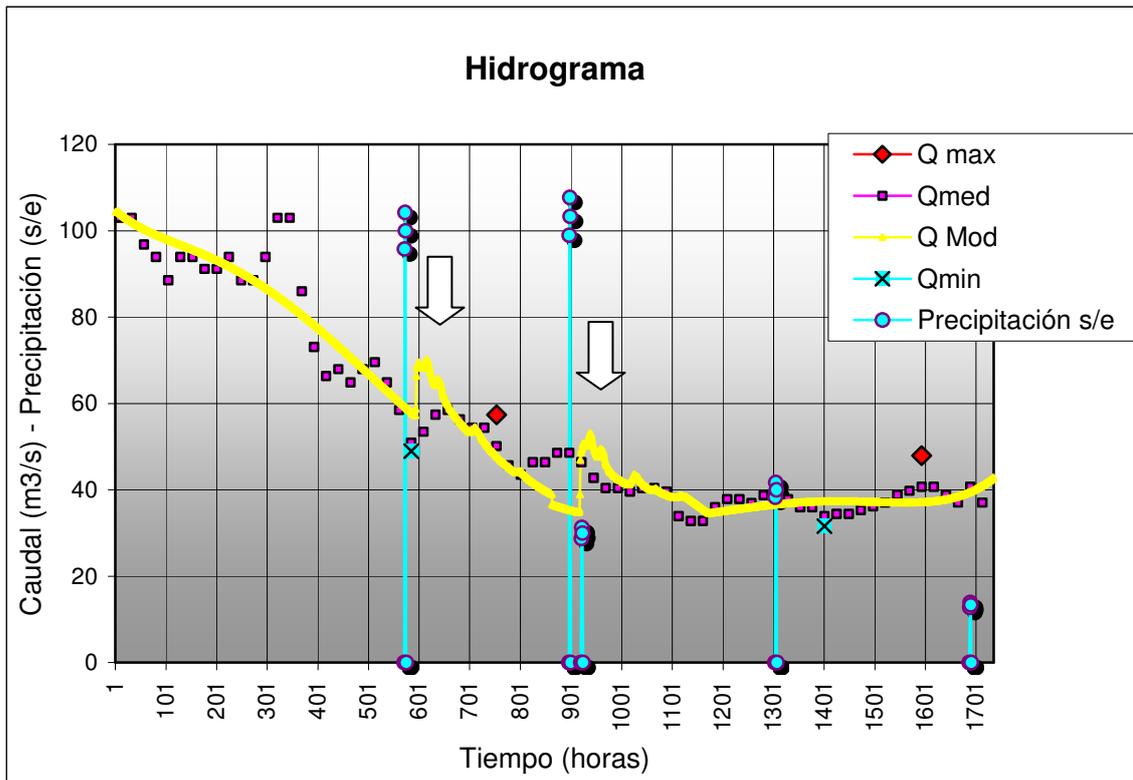


Figura 7.26: Registro de precipitación, Hidrogramas Observados y Modelados de la cuenca total para el periodo considerado

### 7.5.5. Modelación del período 1/02/95 al 13/02/95

La escala de tiempo utilizada no permite observar en mejor medida la aproximación que se logra en la respuesta del modelo en un período más corto. Para verificar se procedió además a modelar el período de tiempo desde 1 de febrero de 1995 hasta el 13 de febrero de 1995.

Las lluvias registradas en dichos eventos se muestran a continuación (figura 7.27).

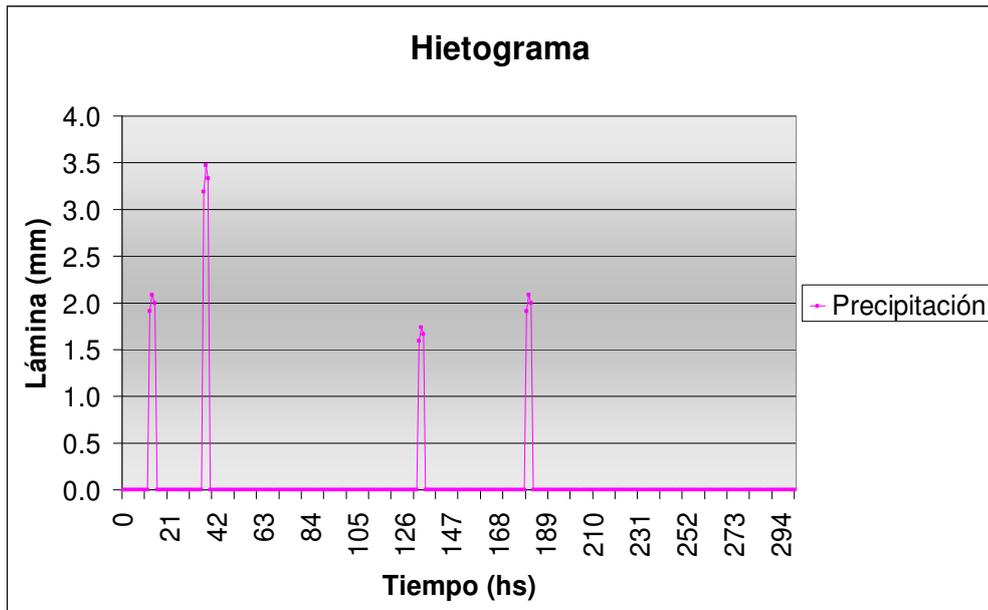


Figura 7.27: Hietograma del período de lluvias modelado (01/02/95 al 13/02/95).

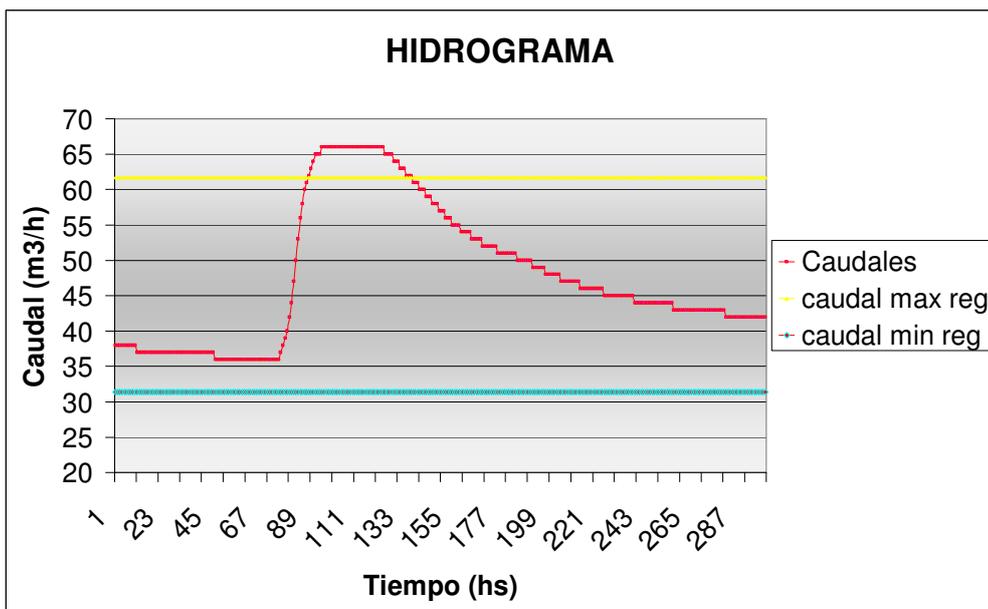


Figura 7.28: Hidrograma de la cuenca total en el período estudiado (01/02/95 al 13/02/95).

La Figura 7.28 muestra que el acoplamiento permite representar en forma adecuada los caudales erogados por la cuenca analizada, situándose el caudal modelado entre el caudal máximo y el mínimo registrados en ese período.

Además, el caudal pico determinado con el Método de Onda Cinemática y la ecuación de Richards fue aproximadamente un 9% superior al observado

### 7.5.6. Análisis

Los valores determinados en la modelación se corresponden con los del registro de caudales medios y se encuentran comprendidos entre los máximos y mínimos.

El modelo representa bien el lag entre el evento precipitación y su escorrentía correspondiente.

La modelación realizada permite simular acertadamente los procesos reales de escurrimiento durante un periodo de tiempo que incluya periodos de precipitación y ausencia de la misma.

Esta cuenca presenta condiciones particulares que la diferencia de las anteriores:

- Importancia relativa del régimen nival sobre el resto de los aportes a la escorrentía total de la cuenca.
- Presencia de laderas con fuertes pendientes que afectan significativamente la respuesta de las subcuencas, el encharcamiento y la velocidad de infiltración.
- Zonas con estratos de escaso espesor y afloramientos de la roca basal donde el flujo subterráneo es mínimo o nulo.
- Existencia de capas de hielo permanentes que generan un aporte gradual y sostenido al escurrimiento a través del deshielo.

Estas diferencias conceptuales como otras que surgen de la evaluación numérica del sistema no constituyeron obstáculos al empleo de la metodología propuesta, si no por el contrario su utilización enriqueció la solución obtenida al adentrarse en el conocimiento de:

- Las tasas de infiltración en sistemas de montaña
- La interrelación entre los distintos tipos de aporte al escurrimiento superficial y el volumen infiltrado.
- El tiempo de respuesta de las partes que componen el sistema.

Como conclusión la metodología propuesta puede aportar datos de interés en situaciones particulares como las que presenta la cuenca del río Diamante.

### ***7.6 Comparación entre Modelo SCS-CN y Modelo acoplado con Richards a través de Hydrus***

Dado que el método clásico con el que confrontamos los valores obtenidos por el modelo acoplado es el del SCS, se sintetizan los principales aspectos que diferencian estas metodologías.

El modelo SCS - CN trabaja conceptualmente con valores promedio, lo que implica que existe espacio para alguna variabilidad. Los primeros estudios de escurrimiento con el método del CN confirmaban que esta variabilidad era real, y que la misma cuenca debería tener más de un número de curva, de hecho, un conjunto de curvas números (SCS 1985, Hjelmfelt 1991). Entre las fuentes probables de esta variabilidad están:

- 1) El efecto de la variabilidad espacial de la tormenta y las propiedades de la cuenca.
- 2) El efecto de la variabilidad temporal de la tormenta, es decir la intensidad de la tormenta.
- 3) La calidad de los datos P-Q medidos
- 4) El efecto asociado a la humedad antecedente.

El último mencionado es la principal fuente de variabilidad, es decir el concepto de humedad antecedente AMC (SCS, 1985)

La variabilidad más allá de ser atribuida al tipo de suelo, uso, tratamiento de la cubierta y condiciones superficiales está influenciada por el concepto de la condición antecedente de

humedad y humedad de suelo asociada (Ponce y Hawkins, 1996). Por este motivo la humedad del suelo por sí misma actúa como sustituto de todas las otras variabilidades.

En algunos casos, particularmente para precipitaciones bajas y/o números de curva bajos, el método se vuelve muy sensible al CN y a la condición de humedad antecedente (Hawkins 1975; Bandelied y otros 1982; Ponce 1989). No existe una guía clara sobre como variar las condiciones antecedentes.

No debe dejarse de lado que el método fue desarrollado usando datos regionales de cuencas agrícolas, la mayor parte del medio oeste de los Estados Unidos, y su uso fue extendido al resto del país y de otros países. Esto implica que la exactitud de los resultados obtenidos variará para diferentes biomas y regiones geográficas y climáticas analizadas. En particular el método da resultados pobres para zonas boscosas (Hawkins, 1984).

Además, la relación de abstracción inicial fija en 0,2 presupone la regionalización de condiciones climáticas y geológicas (Ponce y Hawkins, 1996). Por todo esto se recomienda tener algunas precauciones para su uso en otras regiones geográficas y climáticas.

Resumiendo, el modelo del SCS – CN es un modelo conceptual de abstracción hidrológica de la precipitación. El método no tiene en cuenta la distribución espacial ni temporal de la infiltración. La variabilidad que se observa en el valor del CN, más allá de ser atribuidas al tipo de suelo, uso del suelo, tratamiento de la cubierta, condiciones superficiales está influenciada fuertemente por el concepto de la condición antecedente de humedad.

Cuestiones ampliamente discutidas por numerosos autores expresan que la diferenciación entre únicamente tres niveles de humedad resulta claramente insuficiente, puesto que las escorrentías obtenidas para cada estado de humedad difieren enormemente entre sí, siendo necesario el empleo de relaciones de mayor continuidad entre el CN y la precipitación antecedente o cualquier otro parámetro fácilmente estimable. Además, para precipitaciones de magnitud ordinaria, como son las correspondientes a los eventos estudiados, errores pequeños en la determinación del CN producen errores porcentuales de gran cuantía en la estimación de los volúmenes de la escorrentía directa. Por otro lado, se obtiene una mejor respuesta del método con precipitaciones de mayor magnitud, próximas a condiciones de diseño, pero hasta el momento no se dispone de datos que corroboren esta circunstancia.

Martínez Álvarez (2000) a la vista del análisis de datos registrados en dos pequeñas cuencas experimentales durante 2 años, planteó que el proceso crítico en la simulación de eventos es la evaluación de la precipitación neta a partir de la precipitación total. La metodología del CN planteó una problemática importante por el tratamiento que recibe el estado de humedad antecedente y la falta de otras metodologías de fácil aplicación que supongan una alternativa clara de aplicación. Ante esta situación, se hace necesario plantear posibles mejoras que proporcionen una relación continua entre el CN y el estado de humedad antecedente.

Con el objetivo puesto en desarrollar un método que involucrara el efecto de la humedad antecedente y la humedad del suelo asociada, se propuso esta nueva metodología que trabaja con el modelo de infiltración de Richards.

Este modelo considera la intensidad y la distribución temporal de la lluvia mediante las curvas de humedecimiento en función de la profundidad y del tiempo.

Al depender de un mayor número de parámetros que el método del SCS, el modelo acoplado permite representar de forma mas precisa cualquier evento y su respuesta asociada.

En modelaciones continuas las condiciones precedentes de humedad dejaron de ser un parámetro determinante puesto que un ajuste inicial acorde a la situación existente, es suficiente para que el modelo genere a través de la simulación el valor previo a cada evento.

El desarrollo de la aplicación, que se denominó NET-RAIN 3.0, permitió unificar los pasos de la metodología en un solo modelo. Además, este modelo se independiza del empleo de funciones de infiltración, ya que emplea los valores medidos para cada tipo de suelo de la base UNSODA.

### **7.7 Resumen**

En este capítulo se aplicó la metodología propuesta a cuatro cuencas distintas utilizando software convencional con el fin de independizar la verificación del procedimiento, de la subjetividad impuesta por el empleo de software desarrollado por el autor. Como se expresó en el capítulo anterior los datos disponibles para cada tipo de cuenca diferían en cada caso.

El modelo SCS ha sido ampliamente usado para modelación de eventos y es reconocido que representa con bastante aproximación el hidrograma observado si se lo calibra con datos del mismo evento. En este estudio se consideró entonces que el evento ocurrido es correctamente representado por el modelo del SCS calibrado con datos observados. Por este motivo en la mayoría de las cuencas, se comparó este modelo con el modelo de SCS y se determinaron las diferencias entre ambos modelos.

**Primera cuenca:** Cuenca noreste de la ciudad de Santa Fe. Se trabajó con una subcuenca y se comparó el resultado obtenido por Richards – onda cinemática con el resultado para esa subcuenca obtenido por el SCS – onda cinemática ajustado a los datos registrados por la UNL.

**Segunda Cuenca:** En la cuenca de Río Negro en la provincia de Chaco, se estudió la subcuenca Laguna Blanca. Se compararon: el resultado obtenido por Richards – onda cinemática, con el resultado para esa subcuenca obtenido por el SCS – onda cinemática ajustado a los datos registrados obtenidos del estudio de la SUPCE.

**Tercera Cuenca:** Cuenca agrícola al sur de la ciudad de Córdoba. En este caso particular se realizaron primero estudios para determinar los parámetros hidráulicos del suelo y luego se aplicó la modelación de escurrimiento superficial. La determinación de los parámetros se presentó en el Capítulo 4.

Se compararon posteriormente los resultados obtenidos por las dos metodologías.

Finalmente se realizaron estudios de sensibilidad de los modelos; de estos análisis se obtuvieron las siguientes conclusiones:

Para precipitaciones pequeñas el método del SCS sobrevalora el escurrimiento directo, debido a que toma a las “pérdidas” (infiltración) como una función de la precipitación total. Al ocurrir precipitaciones mayores el escurrimiento directo evaluado con el método del SCS valora en forma correcta el escurrimiento directo. Esto se observa en las modelaciones realizadas para recurrencias de 5 y 10 años.

La aplicación del método del SCS requiere de la sensibilidad del profesional respecto al número de curva, cuando se desea realizar modelación de situaciones reales de condición del suelo real ya que de lo observado la valoración del número de curva lleva a errores en la determinación del caudal pico. Sin embargo, el método del SCS tiene la flexibilidad de poder modificar el valor del Número de Curva para poder tener en cuenta las condiciones de uso del

suelo y las pérdidas, lo que no invalida su utilización para los estudios hidrológicos si se tiene en cuenta que su planteo original fue para diseño de cuencas agrícolas y para aplicarlo con tormentas intensas.

**Cuarta Cuenca:** Cuenca del Río Diamante en la Provincia de Mendoza. Se trabajó con una subcuenca de la parte alta del río que forma la cuenca de la estación La Jaula. Para ésta estación se contaba con registros de precipitaciones y caudales: diarios, medios y máximos y mínimos mensuales de dicha estación desde enero de 1971 hasta junio del 2004.

Se aplicó sólo la nueva metodología para modelar un período de 72 días, desde el 1 de enero de 1994 hasta el 13 de marzo de 1994. En base al tipo de suelo se estimaron sus parámetros hidráulicos.

Se obtuvieron resultados adecuados sin necesidad de modificar los parámetros del modelo para cada situación. Cuando se utilizan modelos de cálculo de pérdidas como el SCS se deben considerar los números de curva en función de la humedad del suelo (vinculado con el tiempo desde que ocurrió la última precipitación) y modificarlos, mientras que para la metodología aplicada las variaciones de humedad del suelo se calculan directamente sin necesidad de estimarlos.

Se debe tener en cuenta que en los trabajos de calibración de modelos hidrológicos continuos, se ha demostrado la alta sensibilidad que presentan los modelos subterráneos observables en el sistema mediante los niveles freáticos, y los procesos hidrológicos superficiales, observables a través de los volúmenes de escurrimiento, frente a los parámetros hidráulicos que caracterizan la zona no saturada (Zimmermann y Riccardi, 2002; Zimmermann, 2003).

Con respecto al escurrimiento superficial: Los resultados obtenidos para los caudales pico y para el tiempo al pico reflejan satisfactoriamente el escurrimiento superficial en relación a lo obtenido a través de la metodología clásica de cálculo: onda cinemática y método del SCS para la determinación de la precipitación efectiva.

## **CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES DEL ACOPLAMIENTO DE LOS PROCESOS DE ESCORRENTÍA E INFILTRACIÓN**

### ***8.1 Introducción***

Como se expuso la determinación de la escorrentía superficial es primordial para resolver todos los problemas vinculados a los excedentes hídricos y el posterior diseño de estructuras hidráulicas o la definición de políticas a implementar para soluciones no estructurales.

Además, una variable subvalorada por los métodos clásicos, como es el estado de humedad precedente, mostro ser de gran importancia sobretodo en estudios de riego donde se afecta en forma importante el escurrimiento superficial.

Los estudios realizados en laboratorio sobre el escurrimiento superficial y el flujo en un medio poroso (aplicando el modelo de infiltración de Green-Ampt, 1911) por Barros y otros (1999) indicaron la necesidad de tener en cuenta las condiciones reales del suelo, es decir de aplicar la ecuación de Richards (1953) con modelos adecuados que representen las propiedades hidráulicas de los suelos en los estudios de escorrentía. Estos estudios demostraron que las condiciones del suelo modifican en forma determinante el escurrimiento superficial. Por lo cual en algunos casos es clave la determinación del escurrimiento superficial teniendo en cuenta la infiltración en su correcta magnitud.

En capítulos anteriores se expuso como numerosos investigadores plantearon la necesidad de resolver en forma conjunta los procesos de escorrentía e infiltración. Este trabajo busca mejorar el conocimiento simultáneo de la escorrentía superficial y de la infiltración generada por los fenómenos de excesos de precipitación. Con este fin se ha planteado una metodología donde se realiza la determinación del escurrimiento superficial considerando el proceso de infiltración a través de la ecuación de Richards.

Para esto se realizó un programa (NET-RAIN 3.0) que se describió en el capítulo 5.

Este procedimiento se implementó a distintas cuencas instrumentadas de dos formas similares pero con elementales distinciones. En el capítulo 6 se lo hizo mediante una rutina programada en fortran que hace uso de las propiedades hidráulicas de los suelos que posee la base UNSODA. En el capítulo 7 se deteminaron las pérdidas haciendo uso de software convencional en el área y haciendo uso del algoritmo de Van Genuchten – Mualen.

### ***8.2 Comentarios***

Con respecto a lo expresado en el capítulo 1 donde se desarrolla en forma sucinta la forma de realizar el acoplamiento de los procesos de escorrentía-superficial e infiltración podemos expresar que:

- El proceso de precipitación-escurrimiento superficial-infiltración involucra diversos fenómenos que pueden ser analizados en forma individual.

- El problema se presenta cuando se desea acoplar los procedimientos seguidos para el estudio de cada proceso debido a que estos derivan, entre otras cosas, de variables físicas distintas que no siempre pueden ser medidas en forma directa, debiendo valorarse si es conveniente introducirlas en los estudios. El escurrimiento superficial y el flujo subterráneo están gobernados por ecuaciones diferenciales no lineales acopladas, definidas en áreas de

geometría compleja, donde cada componente está caracterizada por escalas temporales distintas.

- La elección de métodos de cálculo más sofisticados, donde intervienen un mayor número de variables, con respecto a métodos más simplificados generan ventajas y desventajas. Ventajas en cuanto a que se tiene mayor precisión del proceso que se está analizando y por lo tanto los valores que se obtienen tienen menor incertidumbre y desventajas porque estos métodos requieren de la determinación de un mayor número de variables las cuales a veces son de difícil obtención.

- La determinación del escurrimiento superficial, implica el conocimiento de numerosas variables que pueden ser determinadas a través de diversos métodos. En particular, la determinación de la precipitación efectiva necesita, en los métodos clásicos, de la determinación del porcentaje de la lluvia que no participa del escurrimiento superficial. Entre estos métodos el del SCS (Servicio de Conservación de Suelos) es uno de los más utilizados.

### 8.2.1. Escurrimiento Superficial

Con respecto a la elección de los modelos que emplean las ecuaciones de Saint Venant como base para el cálculo de la escorrentía es importante destacar que estas ecuaciones son la piedra angular de la solución del flujo superficial en los métodos distribuidos (Delleur, 1993). Diversos experimentos de laboratorio han permitido comprobar la aplicación de las soluciones numéricas de las ecuaciones de Saint Venant especialmente en canales con flujo lateral y pendientes variables (Ragan, 1966; Brutsaert, 1971; Delleur, 1993)

Los modelos computacionales estándares (HEC-1/HEC-HMS, SWMM, EPASWMM, FLDWAV, DAMBREAK, etc.) para los estudios hidrológicos-hidráulicos utilizan soluciones numéricas de las ecuaciones de Saint-Venant para la determinación de los hidrogramas de escurrimiento superficial.

Jaime I. Vélez, Félix R. Francés, Jorge J. Vélez (2002) presentan un modelo distribuido de la onda cinemática para representar el flujo en todos los elementos de la red de drenaje de una cuenca hidrográfica. El modelo se aplicó a la simulación del flujo producto de distintos eventos ficticios sobre la red de canales de una cuenca teórica. En los resultados obtenidos se observaron diferencias importantes entre los resultados de los esquemas lineales y el no lineal, lo que ilustra la magnitud de los errores que se tienen cuando en la práctica se utilizan los modelos lineales, como es el caso de los modelos basados en el Hidrograma Unitario ya sea agregado o distribuido y la importancia de la aplicación de los modelos que utilizan las ecuaciones de Saint Venant para el cálculo de los tránsitos.

Además, la elección del modelo para representar el flujo superficial debe equilibrar la necesidad de mayor precisión en el modelo que uno aplica con la necesidad y exactitud de los datos que deben incorporarse al mismo. Es de vital importancia entender que los datos de ingreso al modelo deben ser obtenidos con la precisión correspondiente al modelo donde se aplicará, esto implica una concientización general de la importancia de la obtención de datos precisos.

Paz y otros (2005) exponen la importancia de la interacción del flujo subterráneo y su interacción con el agua superficial a escala regional.

Mizumura (2001) plantea la importancia del proceso de infiltración en el escurrimiento superficial que consiste de flujo en ladera, y las componentes de flujo subterráneo saturado e interflujo. Siguiendo esta línea de estudio se busca, en este trabajo,

mejorar el cálculo del escurrimiento superficial a través de un cálculo más preciso de los procesos de infiltración.

### **8.2.2. Ecuación de flujo en medios porosos**

La ecuación de flujo en medios porosos no saturados o ecuación de Richards (1953) plantea la relación entre la humedad, la conductividad hidráulica y la succión en un medio poroso no saturado para distintos tipos. Esta ecuación es altamente no lineal y para su solución necesita la definición de las funciones hidráulicas del suelo. La ecuación de Richards, o cualquiera de sus formas modificadas, ha sido la piedra angular para el desarrollo de la mayoría de los modelos numéricos del cálculo de infiltración en medios porosos no saturados y es la base utilizada para realizar el acoplamiento de los procesos de escorrentía e infiltración en este trabajo.

El estudio de ajustes de curvas de datos de humedad y conductividad hidráulica en función de la succión, permite conocer en mayor profundidad el funcionamiento hidráulico de los suelos.

Al incorporar las funciones hidráulicas de los suelos (que representan a las propiedades hidráulicas de los suelos) en el acoplamiento se puede modelar en forma más real las cuencas. En particular para los suelos loésicos, se pueden conocer mejor los problemas de drenaje que se presentan en la llanura pampeana, donde se encuentran asentadas algunas de las poblaciones más importantes de Argentina.

### **8.2.3. Funciones Hidráulicas del Suelo**

Las funciones hidráulicas dependen de algunos parámetros que necesitan para su calibración de las propiedades hidráulicas, determinadas por medio de ensayos. Para lograr las mediciones de las propiedades hidráulicas del suelo nos enfrentamos a numerosas complicaciones debido a dos factores importantes:

- la no linealidad de la función de conductividad / succión y
- la no linealidad de la función de humedad / succión.

Una solución al problema de las mediciones resulta en utilizar modelos matemáticos (funciones de conductividad / succión; humedad / succión) que permitan representar las propiedades hidráulicas de los suelos no saturados o generalizar los datos experimentales existentes a suelos de comportamiento hidráulico similar. La selección del modelo es importante porque el mismo debe permitir representar al suelo en todos los estados de humedad que este pudiere tener.

Los datos que se obtienen de las mediciones realizadas en el campo o en el laboratorio, tienen el problema de que no pueden abarcar todo el rango de humedades que sufre el suelo. Los modelos matemáticos tienen entonces la ventaja de representar en forma aproximada al suelo en los puntos donde se realizaron las mediciones y permiten obtener valores esperados en todos los estados del mismo donde no se obtuvieron datos a través de mediciones.

La elección del mejor modelo para representar las propiedades hidráulicas de los suelos no saturados dependerá de la posterior utilización que se desea realizar con dichas funciones.

Como se indicó en el capítulo 3 los parámetros necesarios para cada modelo que permiten representar las propiedades hidráulicas del suelo son distintas.

Modelos de Humedad	Parámetros modelos de humedad	Parámetros modelos de conductividad hidráulica
<b>Brooks y Corey (1964,1966)</b>	$\theta_r, \theta_s, \alpha, \lambda$	$K_s, h_b, \lambda$
<b>Van Genuchten (1980)</b>	$\theta_s, \alpha, n, m, \theta_r$	$K_s, \alpha, n, m, l$
<b>Fredlund y otros (1994)</b>	$\theta_s, a, p, q$	$K_s, h_a, \theta_b, \theta(h)$
<b>Vogel y Cislervá (1998)</b>	$\theta_r, \theta_m, \theta_s, \alpha, n, m$	$K_s, K_k, \theta_r, \theta_k, \theta_m, \theta(h)$
<b>Mualem (1976a)</b>		$K_s, l, \theta_b, \theta_r, \theta_s, \theta(h)$
<b>Burdine (1953)</b>		$K_s, l, \theta(h), \theta_s$
<b>Celia y otros (1987)</b>	$K_0/A, \alpha$	$K_0, \alpha$

Tabla 8.1. Parámetros para los modelos de humedad y conductividad hidráulica.

Con respecto a las propiedades hidráulicas del loess obtenida de los estudios realizados sobre las propiedades hidráulicas del suelo local y de otros suelos loésicos del mundo y de la comparación de las curvas granulométricas, se estableció que el loess pampeano en Córdoba tiene las siguientes características hidráulicas medias: humedad residual  $0,10 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ; humedad de saturación  $0,36 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  valor compatible con los datos de los ensayos existentes en loess (Mustafaev y Khodzhbekov, 1972); conductividad saturada  $2,54 \text{ cm/hs}$  ( $61 \text{ cm/día}$ ). Además, los parámetros obtenidos para el modelo de Van Genuchten - Mualem son  $\alpha$  igual a  $0,01433 \text{ cm}^{-1}$ ,  $n$  igual  $1,506$ ,  $m$  igual  $1-1/n$  y  $l$  igual  $0,5$ , que corresponde a un loess. Estos resultados obtenidos, buscan servir de referencia para aplicaciones hidrológicas que necesitan las determinaciones de las funciones hidráulicas de los suelos en la zona del loess de Córdoba.

### 8.2.4. Programa NET-RAIN 3.0

El uso de funciones hidráulicas posee ciertas limitaciones:

- No pueden abarcar todo el rango de humedades que sufre el suelo.
- Cuando el rango de variación de la succión o la conductividad se desarrolla a través de distintos órdenes de magnitud, es necesario representar esta variación mediante funciones por tramos.
- En muchas ocasiones los parámetros requeridos por estas funciones no se encuentran disponibles o no se posee mayor información que el sólo conocimiento del tipo y estado prima facie del suelo en el área.

Para subsanar estos inconvenientes, a la vez que unificar el procedimiento para la determinación de la precipitación efectiva, se desarrolló la aplicación NET-RAIN como se explicó en el Capítulo 5. Además, en forma independiente, se realizó un archivo que lista el perfil de humedad del suelo a través del tiempo.

NET-RAIN 3.0 involucra el efecto de la humedad antecedente y la humedad del suelo asociada, utilizando el modelo de infiltración de Richards.

Esta aplicación se programó en FORTRAN, el lenguaje de la mayoría de los códigos fuentes de los programas vinculados al tema, y de fácil interconexión con otros lenguajes como C, PASCAL, Visual Basic. Este lenguaje fue elegido para permitir acoplarse en forma sencilla con softwares del área. NETRAIN 3.0 está realizado específicamente para poder unirse al

programa HEC-1 y permitir calcular la escorrentía, considerando la precipitación efectiva obtenida de descontar las pérdidas iniciales y la infiltración, aplicando la ecuación de Richards.

Al trabajarse con modelos unidimensionales de escurrimiento superficial como HEC-1, el escurrimiento no se resuelve de celda a celda, sino que se toman valores promedio, tanto para la carga como para las características del suelo. Basándonos en esta simplificación intrínseca del modelo se adoptó en cada dt el valor de carga correspondiente al bloque de precipitación más los bloques precedentes reducidos por la infiltración sufrida en el período desde que se inició el evento.

Esta simplificación es la que permite trabajar con ambos modelos de manera secuencial, es decir, determinar la precipitación y posteriormente transitarla.

En un modelo bidimensional, por el contrario, se estaría obligado a resolver las ecuaciones de manera simultánea, ya que en cada celda interconectada existirá una carga hidráulica exclusiva sujeta a variaciones particulares en lugar de un valor promedio generalizado, dejando en evidencia el mecanismo de acoplamiento.

El objetivo del programa NETRAIN 3.0 es incorporar en el código HEC-1 una opción que permita el cálculo de la infiltración, resolviendo la ecuación de Richards. Para ello es necesario realizar la resolución de la ecuación de Richards bajo las condiciones muestreadas en la zona, definir el perfil de humedad inicial y la tasa de infiltración para cada periodo de tiempo con lo que se puede computar la precipitación neta.

Para solucionar los problemas asociados a las funciones de infiltración el programa considera las propiedades hidráulicas de los suelos de la base de datos de UNSODA y resuelve directamente la ecuación de Richards en diferencias finitas. Al ser los datos de UNSODA una base de datos discreta, los valores necesarios se obtienen por interpolación entre los datos originales de conductividad - succión y humedad-succión.

La salida de NET-RAIN permite obtener el perfil de humedad para cada tiempo y la precipitación efectiva al descontar el agua que se infiltra en el suelo durante el proceso.

Además NET-RAIN 3.0 puede modelar periodos continuos de humedecimiento y secado y períodos sin precipitación, lo que permite calcular la lluvia efectiva evitándose así el uso de métodos aproximados como el de la humedad antecedente (caso del CN corregido en el método del SCS).

Cabe aclarar que NET-RAIN considera en la interfase con la superficie un estado tensional que representa de alguna manera la evapotranspiración cuando no existe precipitación.

Mediante este programa, tras simular numerosos eventos, se pudo comprobar la importancia de una buena estimación de las condiciones precedentes de humedad en el suelo, siendo esta condición un parámetro significativo en el momento de cualquier determinación. El mecanismo de infiltración difiere considerablemente con las condiciones precedentes de humedad. La mayoría de los suelos en condiciones próximas a la saturación favorecen el mecanismo gravitacional de ingreso y conducción del agua, en tanto que para valores inferiores, la capilaridad y las fuerzas de interacción entre partículas hacen impredecible cualquier pronóstico sin considerar la microestructura del suelo. En general se sobrepone el proceso de retención sobre la conducción a medida que el suelo se seca, sin ser esto una ley general.

Para varios tipos de suelo en condiciones naturales, la base UNSODA, reveló variaciones en los valores de conductividad que son difíciles de representar por una única función hidráulica y menos aún ser estimados de manera expeditiva (cambios abruptos en los valores de conductividad, valores sostenidos para extensos rangos de succión...).

### 8.2.5. Método del SCS – Método de Acoplamiento

Como ya se expuso, la ecuación que describe el flujo del agua en un medio anisotrópico saturado o no saturado que considera que el flujo cumple con la ley de Darcy, normalmente se refiere como la ecuación de Richards. El modelo conceptual permite tener en cuenta la variación de la infiltración en función de la lámina que se encuentra actuando sobre él y de las funciones hidráulicas del suelo.

Para realizar el acoplamiento de los procesos es necesario introducir en la ecuación de continuidad de Saint-Venant la tasa de infiltración ( $f$ ).

El perfil de humedad del suelo para cada paso de tiempo se obtiene de la solución de la ecuación de Richards para lo cual se necesita conocer la variación de la conductividad y de la altura de succión con la humedad en el suelo de la cuenca. Las curvas de humedecimiento en función de la profundidad y el tiempo; tienen en cuenta la intensidad y la distribución temporal de la lluvia.

El método del SCS determina el escurrimiento acumulado  $R(t)$  como la diferencia entre la lluvia total y las pérdidas totales. En este método se supone que no ocurre escurrimiento hasta que  $I_a$  (pérdidas iniciales) ha sido satisfecha y después de un tiempo suficientemente largo,  $F(t)$  (pérdidas debido al humedecimiento de la superficie, al coeficiente de depresión, y a la infiltración total) alcanza un valor constante de saturación denotado por  $S - I_a$ .

Para precipitaciones pequeñas el método del SCS sobrevalora el escurrimiento directo, debido a que toma a las “pérdidas” (infiltración) como una función de la precipitación total. Al ocurrir precipitaciones mayores el escurrimiento directo evaluado con el método del SCS valora en forma correcta el escurrimiento directo. Esto se observa en las modelaciones realizadas para recurrencias de 5 y 10 años en la cuenca del sur de Córdoba donde para el caso de la lámina de recurrencia 5 años el CN con el que se obtiene el mismo caudal pico que aplicando la metodología de acoplamiento es 82 mientras que para el caso de la lámina de 10 años de recurrencia corresponde a un CN de 85, en ambos casos se consideraron las mismas condiciones de humedad del suelo.

Sin embargo, el método del SCS tiene la flexibilidad de poder modificar el valor del Número de Curva para poder tener en cuenta las condiciones de uso del suelo y las pérdidas lo que no invalida su utilización para los estudios hidrológicos si se tiene en cuenta que su planteo original fue para diseño de cuencas medianas y pequeñas, es decir para aplicarlo a tormentas intensas.

Bofu Yu (1998) plantea que la hipótesis más crítica del método es que la relación entre la retención actual y la retención potencial es la misma que la relación entre la escorrentía actual y la escorrentía potencial, esto sin ninguna justificación teórica o empírica. Sin embargo, Bofu Yu plantea la justificación teórica del uso del método del SCS para la estimación de la escorrentía superficial considerando dos hipótesis razonables: que la variación de la capacidad de infiltración tiene una distribución exponencial y que la variación temporal de la tormenta también tiene una distribución espacial.

Los planteos revisados por Bofu Yu (1998), Istanbuloglu (2000) del método del SCS convalidan lo observado en las modelaciones realizadas sobre las cuencas en estudio durante el desarrollo del presente trabajo y dan sustento a la importancia de buscar metodologías más exactas para el cálculo de la infiltración cuando se desea modelar el proceso de escorrentía-infiltración para tormentas que no sean intensas.

Frente a precipitaciones que no son muy intensas la aplicación del método del SCS debe ser realizado en forma cuidadosa y en estos casos la metodología de acoplamiento es muy ventajosa.

Los avances que se obtengan en la determinación de la infiltración frente a eventos meteorológicos está muy ligado a la obtención de información sobre las funciones hidráulicas del suelo lo que implica un esfuerzo por obtener mayor información de las propiedades hidráulicas de los suelos.

La zona no saturada debe entonces ser analizada con detenimiento ya que en ella se da lugar a importantes procesos de intercambio de flujo. (Zimmermann, 2005).

La aplicación de la metodología, ya sea empleando NET-RAIN o combinando software convencional como se mostró en el capítulo 6, permite realizar simulaciones continuas al considerar los estados reales de humedad del suelo (incluyendo los procesos de histéresis) y considerar la ubicación del estrato impermeable que contribuye con el escurrimiento más tardíamente.

De acuerdo a los resultados obtenidos en los casos planteados se observa que a medida que la precipitación total es mayor, el caudal pico y el tiempo al pico determinados mediante el uso del método del SCS (para la determinación del hietograma efectivo) y la ecuación de onda cinemática es similar a los resultantes de aplicar la ecuación de Richards en forma acoplada con el método de onda cinemática.

### ***8.3 Ventajas y Desventajas de la Metodología Propuesta***

A continuación se enumeran las principales ventajas y desventajas asociadas a esta metodología.

#### **Ventajas**

- 1- Se modela el efecto de la variabilidad temporal de la lluvia sobre el proceso de infiltración – escorrentía: esto lleva a eliminar la fuente de mayor variabilidad y sensibilidad en el método del SCS-CN.
- 2- Modela la infiltración del suelo con un modelo conceptual más aproximado al proceso que realmente ocurre en el mismo.
- 3- Al emplearse el modelo NET-RAIN 3.0 existe una ventaja adicional al independizarse del uso de funciones hidráulicas y de la determinación de sus parámetros. El hecho de que un modelo necesite para su implementación de una menor cantidad de parámetros implica que se puede aplicar dicho modelo aún en el caso de tener pocos datos medidos, esto ocurre en el caso de las curvas de conductividad hidráulica donde la obtención de datos es muy lenta y dificultosa.
- 4- El empleo de valores de conductividad y succión de la base UNSODA para resolver la ecuación de flujo en medios porosos no saturados, simplifica el acoplamiento de las ecuaciones de onda cinemática para el escurrimiento superficial y de Richards para el flujo subterráneo.
- 5- Finalmente, hay que destacar la gran cantidad de información adicional que se genera con la aplicación de esta metodología.

## Desventajas

La principal desventaja es vista como el aumento en el número de variables con respecto a las utilizadas por el Método del SCS - CN, en particular las relacionadas con los parámetros hidráulicos de los suelos que permiten determinar las funciones hidráulicas para la modelación del flujo en medios porosos.

Según se mostró el número de parámetros necesarios para definir las curvas de humedad-succión y conductividad-succión para diferentes tipos de suelo y para el método de Van Genuchten-Mualem son las humedades de saturación y residual, la conductividad hidráulica y los parámetros  $\alpha$ ,  $m$  y  $n$  donde en general el parámetro  $m$  se considera igual a  $1-1/n$ . Además para poder realizar la modelación es necesario definir las condiciones iniciales del suelo.

Esta desventaja es sólo aparente dado que los parámetros pueden ser estimados de ensayos de suelos estándar o incluso de curvas granulométricas (Reyna, 2000). Además existen tablas que permiten establecer parámetros de referencia de suelos para la determinación de las funciones hidráulicas de suelos Rawls y otros (1982) y Carsel y Parrish (1988) y la base de datos de UNSODA que es de dominio público. Esta dificultad es superada con el desarrollo del modelo NET-RAIN 3.0 que incluye en su estructura esta última base de datos.

Hay que recordar también que, como ya se mencionó anteriormente, el número de parámetros del SCS-CN no es solamente 1: el CN; sino una gran cantidad de estos valores definidos para distintas condiciones de humedad antecedente.

Finalmente el uso de la metodología propuesta propone un modelo que considera las condiciones de humedad del suelo de manera continua respondiendo a la necesidad planteada con énfasis por numerosos investigadores en la última década. Los resultados obtenidos para el escurrimiento superficial son aceptables (entre 2,5 y 8 %) y la metodología además da información complementaria de los perfiles de humedad.

## 8.4 Recomendaciones

Sería recomendable realizar ensayos para determinar los perfiles de humedad en cuencas experimentales durante eventos de precipitación que generen escorrentías superficiales.

Con respecto a los suelos loésicos sería recomendable realizar mayores mediciones de las propiedades hidráulicas para definir en forma correcta las funciones hidráulicas que lo representan. En especial sería interesante la realización de ensayos para altos valores de succiones para tener las funciones hidráulicas definidas en todo el rango de succiones. Esto, debido a que las bases de cualquier modelo matemático son las mediciones que se realicen tanto en laboratorio como en campo.

Como los suelos presentan un fenómeno de histéresis con respecto al flujo de agua, sería recomendable realizar mayores mediciones en suelos para los tramos de humedecimiento y secado. Las mediciones realizadas permitirán una representación adecuada de las propiedades hidráulicas durante estos ciclos. La falta de definición de las curvas para los ciclos de histéresis genera problemas en los estudios de infiltración, sobre todo cuando se busca representar el comportamiento observado del frente de humedecimiento mediante el proceso de acoplamiento de las ecuaciones de escurrimiento superficial e infiltración.

Para el empleo del modelo NET-RAIN 3.0 debería contarse con un perfil estratigráfico en distintos puntos de la cuenca de análisis, con el fin de poder determinarse cual sería el suelo que represente de manera adecuada el comportamiento hidrogeológico. Entre las modificaciones

que pueden incorporarse en el algoritmo de esta aplicación, esta pendiente la inclusión de distintos estratos, lo que permitirá la representación mas ajustada del fenómeno real.

Finalmente cuando la investigación avance en el estudio del comportamiento hidráulico de los suelos, y permita relacionar sus propiedades con su composición relativa, reconocer ajustadamente el efecto de los estratos y estimar eficazmente los perfiles de humedad naturales, modelos como NET-RAIN 3.0 podrán ser reformulados para que generen resultados mas certeros día a día.

**Referencia Bibliográfica**

- Abbott, M. D. (1966) *An introduction to the Method of Characteristics*, American Elsevier. U.S.A.
- Ahuja, L. R., Swartzendruber, D. (1972). *An Improved form of Soil-Water Diffusivity Function*. Soil Sci. Am. Proc. 36, pp. 9-14. New York. U.S.A.
- Allen, Richard G.; Pereira, Luis S.; Raes, Dirk; Smith, Martin. (1998). *Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements*. F.A.O. Irrigation and drainage paper 56. Rome, Italy.
- Amein, M. (1966). *Water Resources Research*. Streamow routing on computer by characteristics. U.S.A.
- Amein, M. y Fang, C. S. (1970). *Implicit Flood Routing in Natural Channels*. Juornal of the Hydraulics Division. ASCE. Vol. 96, HY 12, pp. 2481-2500. U.S.A.
- Amein, M., y Chu, H. L. (1975). *Implicit Numerical Modeling of Unsteady Flows*, Journal, Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers, Vol 101, No. HY6, pp 717. U.S.A
- American Society of Civil Engineers. (1976). Design and Construction of Sanitary and Storm Sewers, *Manual and Reports on Engineering Practice*, N° 37, (WPCF Manual of Practice N° 9) American Society of Civil Engineers. U.S.A.
- Aparicio Mijares, F. J. (1997). *Fundamentos de hidrología de superficie*. Editorial Limusa México.
- Barros, A.P.; Knapton, D.; Wang, M.C.; y Kuo, C. (January 1999) *Runoff in Shallow Soils under Laboratory Conditions*. J. Hydrologic Engrg. U.S.A.
- Basha, H.A. (1999). *Multidimensional linearized nonsteady infiltration with prescribed boundary conditions at the soil surface*. Journal: Water Resources Research. U.S.A.
- Batu, V. (1982) *Time dependence linearized two-dimensional infiltration and evaporation from nonuniform and nonperiodic strip sources*. Water Resources Res. 18(6), 1725-1733. USA
- Batu, V. (1983) *Time dependence linearized two-dimensional infiltration and evaporation from nonuniform and periodic strip sources*. Water Resources Res. 19(6), 284-288. USA
- Bear, J. (1972). *Dynamics of porous media*. Dover publications, Inc. New York. U.S.A.
- Boadu, F.K. (2000). *Hydraulics Conductivity of Soils from Grain –Size Distribution: New Models*. Journal of Geotechnical and Environmental Engineering, Vol. 126, N° 8. Pp. 739-746. USA
- Bouwer, H. (1978) *Groundwater Hydrology*. US. Water Conservation Laboratory. Agricultural Research Service. United States Departament of Agriculture. USA.
- Breddin, H. (1963). *Die Grundribkarnten des Hydrogeologischen Kartenwekes der Wasserwischafteverwaltung von Norgrhein-Westfalen*. *Geologische Mitteilungen*. Aachen. Alemania.
- Brooks, R. H., Corey, A. T. (1964). *Hydraulic Properties of Porous Media*. Hydrology Paper. No 3, Civil Engineering Department, Colorado State University, Fort Collins. U.S.A.

- Brooks, R.H., Corey, A. T. (1966). *Properties of Porous Media Affecting Fluid Flow*. J. Irrig. Drainage Div. ASCE. Proc. 72 (IR2), pp. 61-88. U.S.A.
- Brutsaert, W. (1971) *The Saint Venant equations experimentally verified*. Journal of the Hydraulics Division, ASCE, Vol 97. N° HY9. Pp. 1387-1401. U.S.A.
- Burdine, N. T. (1953). *Relative Permeability Calculations from Pore – Size Distribution Data*. Petrol Trans, Am. Inst. Min. Eng. 198, pp. 71- 77. U.S.A.
- Burke, C. B. y Gray, D.D.(Agosto 1979). *A Comparative Application of Several Methods for the Design of Storm Sewers*, Purdue University Water Resources Reserch Center, West Lafayette, Indiana, Technical Report 118, 134 pp. U.S.A.
- Burke, Ch. (1981). *County Storm Drainage Manual*. Purdue University. High Extension and Research Project for Indiana Counties. U.S.A.
- Carsel, R. F., Parrish, R. S. (1988). *Developing Joint Probability Distributions of Soil Water Retention Characteristics*. Water Resour. Res. 242, pp. 755-769. U.S.A.
- Celia, M. A.; Ahuja, R.;y Lajpat, Pinder, G. F. (1987). *Orthogonal Collocation and Alternating-Direction Procedures for Unsaturated Flow Problems*. Adv. Water Resources, Volume 10. U.S.A.
- Chen, J.M; Tan, Y. Chi; Chen; Chu. (2001). *Multidimensional Infiltration with Arbitrary surface fluxes*. Journal of Irrigation and Drainage Engineering. Pp. 370-377. U.S.A.
- Childs, E. C. (1967). *Soil Moisture Theory Advances in Hydrosience*, Vol. 4. Academic Press. Pp. 73-115. London. Inglaterra.
- Childs, E. C. y Collis George G.N. (1950). *The permeability of porous materials*. R. Soc. London, Proc., A 201:392-405. U.S.A.
- Chow, V. T., Maidment, D., Mays, L. (1994). *Handbook of Applied Hidrology*, Mc Graw-Hill Book Company, New York. U.S.A.
- Chow, V.T., Maidment, D. R., Mays, L. W. (1988). *Applied Hydrology*. McGraw Hill, New York. U.S.A.
- Clapp, R. B., Hornberger, G. H. (1978). *Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties*. Water Resour. Res. 14, pp. 601-604. U.S.A.
- Clarke, Derek. (1998). *CropWat for Windows. User's Guide. F.A.O. (Food and Agriculture Organization of the United Nations), I.I.D.S. (Institute of Irrigation and Development Studies), N.W.R.C. (National Water Research Center). Versión 4.2. Southampton University. Southampton, U.K.*
- Coole, R.K. (1977) *Method of Streeter and Wylie for multidimensional wave propagation*. Am. Nucl. Soc. Meeting, San Francisco, USA
- Corwin, D. (1990). *TETrans IBM – Compatible Version 1.5. USDA-ARS*. U.S. Salinity Laboratory. Riberside, California. U.S.A.
- Custodio, E; Llamas, M.R. (1976). *Hidrología Subterránea*. Tomo I. Ediciones Omega. Barcelona. España.
- Delleur, J.W. (1993). *Advanced Hydrology*. School of Civil Engineering. Purdue University. U.S.A.
- Doorenbos, J.; Pruitt, W.O. (1986). *Las necesidades de agua de los cultivos*. Estudio F.A.O. Riego y Drenaje Paper N° 24. Roma, Italia.

- Endelman, F. J.; Box, G. E. P.; Boyle, J. R.; Huges, R.R.; Keeney, D. R.; Northrup, M.L. y Saffigna, P.G. (1974). *The Mathematical Modelling of Soil Water-Nitrogen Phenomena*. Report N° EDFB-IBP-74-8, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee. U.S.A.
- Espinoza, R. D. (1993). *Numerical Analysis of Unsaturated Flow*. PhD. Thesis. Faculty of Purdue University, Indiana, U.S.A.
- Fabrizzi, A. (2003). *Informes de estudios de suelo*. Universidad Nacional del Litoral. Argentina
- Francisca, F.; Cuestas, G. y Rinaldi, V. (1998). *Estudio de Permeabilidad en Limos Loésicos*. Memorias del Encuentro de Geotécnicos Argentinos 1998. Córdoba. Argentina.
- Fread, D. L. (1978a). *Theoretical Development of Implicit Dynamic Routing Model, HRL-Physical Models*. Hydrologic Research Laboratory, National Weather Service, Silver Spring, Md. U.S.A.
- Fread, D. L. (1985b). *Channel Routing*. Chapter 14, *Hydrological Forecasting*. (Eds. M.G. Anderson y T. P. Burt), John Wiley and Sons, New York, pp. 437-503. U.S.A.
- Fread, D. L. (1992). *Flow Routing, Chapter 10, Handbook of Hydrology*, editor E.R. Maidment, McGraw Hill Book Company, New York, pp. 10.1-10.36. U.S.A.
- Fread, D. L., Smith, G. F., (1975b). *Discussion of Comparison of Four Numerical Method for Flood Routing*, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 101, N HY3, U.S.A.
- Fread, D. L., Smith, G. F., (1978) *Calibration Technique for 1-D Unsteady Flow Models*. Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 104, N HY7, U.S.A.
- Fread, D., Lewis, J., (1998) *NWS FLDWAV Model, Theoretical Description, User Documentation*. Hydrologic Research Laboratory, Office of Hydrology. U.S.A.
- Fread, D.L. (1977). *The development and testing of a dam-break flood forecasting model. Proceedings of the Dam-Break Flood Routing Workshop*. Water Resources Council, 164-197. U.S.A.
- Fread, D.L. (1978b). *NWS Operational Dynamic Wave Model, Verification of Mathematical and Physical Models*. Proceedings de 26 Annual Hydr. Division Specialty Conf. ASCE, College Park, Md, pp. 455-464. U.S.A.
- Fread, D.L. (1980). *Capabilities of NWS model to forecast flash floods caused by dam failures*. Proceedings of the Second Conference on Flash Floods. American Meteorological Society, 171-178. U.S.A.
- Fredlund, D. G., Rahardjo, H. (1993). *Soil Mechanics for Unsaturated Soils*. Wiley-Interscience Publication. John Wiley & Sons, INC. U.S.A.
- Fredlund, D.; Xing. A y Huang, S. (1994). *Predicting the Permeability Function for Unsaturated Soils Using the Soil-Water Characteristic Curve*. Can. Geotech. J. Ottawa, Canada, 32, pp. 533-546. U.S.A.
- French, R. (1993) *Hidráulica de Canales Abiertos*. Mac Graw Hill. U.S.A.
- Frenguelli, J. (1925). *Loess y Limos Pampeanos*. Anales Soc. Arg. Est. Geog. Gaea, 1, pp. 1-88. Argentina.
- Gardner, W. R. (1958). *Some State Solutions of the Unsaturated Moisture Flow Equation with Application to Evaporation from a Water Table*. Soil. Sci. No 4, 85, pp. 228-232. USA.

- Gates, J. I. y Lietz, W. T. (1950). *Relative Permeabilities of California Cores by the Capillary- Pressure Method*. Drilling and production practice. Am. Petrol. Inst. Q. 285-298. U.S.A.
- Germann, P. F. (1990). *Preferential Flow and the Generation of Runoff.1. Boundary Layer Flow Theory*. Water Resour. Res. 26, pp. 3055-3063. U.S.A.
- Green, R. E. y Corey, J. C. (1971). *Calculation of Hydraulic Conductivity: A Further Evaluation of Some Predictive Methods*. Soil. Sci. Am. Proc. 35, pp. 3-8. U.S.A.
- Green, W. H. y Ampt, G. A. (1911) *Studies on soil physics: 1. The flow of air and water through soils*. J. Agr. Sci., 4(1), 1-24. U.S.A.
- Harbaugh, A. W. y Mc Donald, M. G. (1996). *User`s Documentation for Modflow 96, an update to the U.S. Geological Survey Modular Finite – Diference Groundwater Flow Model*. U. S. Geological Survey. Open File Report, pp. 96-485. Reston, Virginia. U.S.A.
- Healy, R. y Ronan, A. (1996). *Documentation of Computer Program VS2DH for Simulation of Energy Transport in Variably Saturated Porous Media- Modification of the U.S. Geological Survey*. Water Resources Investigations Report 96-4230, 36 p. U.S.A.
- Healy; R. (1990) *Simulation of Solute Transport in Variably Saturated Porous Media with Supplemental information on modifications to the US. Geological Survey*. Water Resources Investigations. Report 90-4025,125 p. U.S.A.
- Holtan, H. N., Stitner, G. J., Henson, W. H. y Lopez, N. C.(1975). USDAHL-74. *Revised Model of Watershed Hydrology*. Technical Bulletin N° 1518. Agricultural Research Service, US Department of Agriculture, Washington, D.C. U.S.A.
- Horton, R. E., (1940). *An approach to the physical interpretation of infiltration capacity*. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 5, 399-417. U.S.A.
- Hsieh, P; Wingle, W y Healy, R. (2000). *A graphical Software Package for Simulating Fluid Flow and Solute or Energy Transport in Variably Saturated Porous Media*. U.S. Geological Survey. Water Resources Investigations Report. USA.
- Hsu, Shaohua Marko y otros (2002). *Assessment of Three Infiltration Formulas based on Model Fitting on Richards Equation*. Journal of Hydrologic Engineering. Pp 373-379, USA.
- Huber, W. C., Dickinson, R. E. (1988). *Storm Water Management Model, Version 4: User Manual*. Environmental Research Laboratory. Office of Research and Development. U.S. Environmental Protection Agency. Georgia. USA
- INCONAS- CEPIC (2000). *Estudio de Impacto Ambiental. Proyecto Línea de Defensa NE. Tramo Barranqueras - Ruta Nicolás Avellaneda*. Argentina.
- Irmay, S. (1955). *Flow of Liquid through Cracked Media*. Bull. Res. Council of Israel, N° 1, 5ª, pp. 84. U.S.A.
- Istanbuloglu, E. (2000) *Discussion Theoretical Justification of SCS method for Runoff Estimation*. Journal of Irrigation and Drainage Engineering. Pp.74-75. U.S.A.
- Jackson, R. D.; Reginato, R. J. y van Bavel, C. H. (1965). *Comparison of Measured and Calculated Hydraulic Conductivities of Unsaturated Soils*. Water Resour. Res. 1, pp. 375-380. U.S.A.
- Karajeh, F. F. (1991). *A numerical Model for Management of Subsurface Drainage in Agroforestry Systems*. PhD Thesis. University if California, Davis. California. U.S.A.

- Karajeh, F. F.; Tanji, K. K. y King, I. P. (1994). *Agroforestry Drainage Management Model. Theory and Validation*. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE Vol. 120, N° 2, pp. 363-381. U.S.A.
- Khodr, N. M., Quezada, G.S (2002) *Modelo conservativo no oscilatorio para tránsito de avenidas en régimen transcrito*. XX Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Cuba.
- King, L. G. (1965). *Description of Soil Characteristics for Partially Saturated Flow*. Soil Sci. Amer. Proc. 29, pp. 359 – 362. U.S.A.
- Kipp, K. L. (1997). *Guide to the Revised Heat and Solute Transport Simulator: HST3D – Version 2*. Water Resources Investigations Report 97-4157. U.S.A.
- Klute, A. editor (1986). *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods*. SSSA Book Series 5. Madison, Wisconsin. U.S.A.
- Konikow, L. F.; Goode, D. J. y Hornberger, G. Z. (1996). *A Three Dimensional Method of Characteristic Solute – Transport Model (MOC3D)*. U.S. Geological Survey. Water Resources Investigations Report 96-4267. Reston, Virginia. U.S.A.
- Kuichling, Emil (1989). *The relation Between Rainfall and the Discharge of Sewers in Populous Districts*, Transactions, ASCE, Vol. 29, pp. 1-56. U.S.A.
- Lai, C. (1986). *Numerical Modeling of Unsteady Open Channel Flow*. *Advances in Hydroscience*. Vol. 14. B.C. Yen, ed. Wiley. U.S.A.
- Laliberte, G. E. (1969). *A Mathematical Function for Describing Capillary Pressure Desaturation Data*. Bull. Inst. Ass. Sci. Hydrol. 14, pp. 131-149. U.S.A.
- Lappala, E., Healy, R. y Weeks, E. (1987). *Documentation of Computer Program VS2D to Solve the Equations of Fluid Flow in Variably Saturated Porous Media*. U.S. Geological Survey Water Resources Investigations Report 83-4099, 184 p. U.S.A.
- Leij, F. J.; Alves, W. J.; van Genuchten, M. Th. y Williams, J. R. (1996). *The UNSODA Unsaturated Soil Hydraulic Database – User’s Manual version 1.0*. National Risk Management Research Laboratory. Office of Research and Development. U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, Ohio. U.S.A.
- Lenhard, R. J.; Parker, J. C. y Kalvarachi, J. J. (1991). *Comparing simulated and Experimental Hysteretic Two-phase Transient Fluid Flow Phenomena*. Water Resour. Res. 27, pp. 2113- 2124. U.S.A.
- Lesch, S. M.; Rhoades, J. D.; Strauss, D. J.; Kenneth, L. y Co, M. A. A. (1995). *The ESAP User Manual and Tutorial Guide Version 1.0*. U.S. Salinity Laboratory. Agriculture Research Service. USDA. Riverside, California. U.S.A.
- Linsley, R. K., Kohler, M. A. y Paulus, J. L (1986). *Hidrología para Ingenieros*. Editorial Mc. Graw – Hill. 2ª Edición. España.
- Linsley, R. K., Kohler, M. A. y Paulus, J. L. (1975) *Hidrología para Ingenieros*. Segunda Edición. Mc Graw Hill. U.S.A.
- Luckner, L.; Van Genuchten, M. Th. y Nielsen, D. R. (1989). *A Consistent Set of Parametric Models for the Two-Phase Flow of Immiscible Fluid in the Subsurface*. Water Resources Research. 27, pp. 2113-2124. U.S.A.
- Marsily, G de (1986). *Quantitative Hydrogeology. Groundwater Hydrology for Engineers*. Academic Press, U.S.A.

- Martínez Álvarez, V.; Dal-Ré Tenreiro, R.; García García, A. I.; Ayuga Téllez, F (2000). *Modelación Distribuida de la Escorrentía Superficial en Pequeñas Cuencas Mediante SIG. Evaluación Experimental*. Revista Ingeniería Civil (CEDEX). Nº 117. España.
- Martínez González, Y. y Méndez, A.L. (2002) *Esquema para el tránsito de la onda cinemática en secciones transversales de diferentes geometrías*. XX Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Cuba.
- Meadows, M., Walski, T., (1999) *Computer Applications in Hydraulic Engineering*, Academic CD, Heastad Methods. U.S.A.
- Mein, R. G., Larson, C. L., (1973). *Modeling infiltration during a steady rain*. Water Res. Res. Vol. 9, Nº 2, pp. 384-394. U.S.A.
- Meschtankova, (1989) L., Ph.D. Thesis, Moscow State Univ. URSS
- Miller, E. E.; Miller, R. D. (1956). *Physical Theory for Capillary Flow Phenomena*. J. Appl. Phys. 27, pp. 324- 332. U.S.A.
- Mizumura, Kazumasa (2001) *Determination of Component of Ground-Water Flow from Rainfall Data*. Journal Hydrologic Division. ASCE, pp. 243-250. U.S.A.
- Moll, L. y Rocca, R. (1991). *Properties of Loess in the Center of Argentina*. IX Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering. Volumen Nº1, pp. 1-13. U.S.A.
- Morel-Seytoux, H. J., Khanji, J.(1974) *Derivation of an equation of infiltration*. Water Res. Res., Vol. 10, Nº 4, pp. 795-880. U.S.A.
- Mualem, Y. (1976a). *A New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media*. Water Resour. Res. 12, pp. 513-522. U.S.A.
- Mustafaev, A.A. y Khodzhabekov, V. Sh (1972). *Approximate method of solving unsteady problems relating to wetting of layers of collapsible soils*. Soil Mechanics and Foundation Engineering. U.S.A.
- Nagraraj, T. S.; Pandian, N. S. y Nasimha Raju, P. S. (1993). *Stress State-Permeability Relationships for Fine Grained Soils*. Geotechnique 43. No 2, pp. 333-336. U.S.A.
- Neuman, S. P. (1973) *Saturated-Unsaturated Seepage by Finite Elements*. Journal of the Hydraulics Division. ASCE, Vol. 99, No HY12, pp. 2233-2249. U.S.A.
- Nofziger, D. L.; Rajender, K.; Nayudu, S. K. y Pei-Yao Su. (1989). *CHEMFLOW One Dimensional Water and Chemical Movement in Unsaturated Soils*. Department Agronomy, Oklahoma State University. U.S.A.
- Nour el-DIN, M.M. (1986). *A Finite Element Model for Salinity Management in Irrigated Soils*. PhD thesis. University if California, Davis, California. U.S.A.
- Nour el-DIN, M.M.; King, I. P. y Tanji, K. K. (1987<sup>a</sup>). *Salinity Management Model. I: Development*. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE, Vol. 113, Nº 4, pp. 440-454. U.S.A.
- Ogden, F. y Saghafian, B. (1997) *Green and Ampt Infiltration with Redistribution*. Journal of Irrigation and drainage Engineering Division. ASCE, pp. 386-393. U.S.A.
- Oosterbaan, R. J., (1998). *Saltmod Description of Principles, User Manual, and Examples of Application*. ILRI, Wageningen. Holanda.

- Page, A.L., R.H. Miller, y D.R. Keeney (eds) (1982) *Methods of soil analysis, part 2, Chemical and microbiological properties*. Agronomy Monogr. 9, 2<sup>nd</sup> Ed. American Society of Agronomy, Madison, WI. U.S.A.
- Paniconi, C.; Jaffe, P.; y Wood, E. (1991) *Model Calibration Based on Random Environmental Fluctuations*. Journal of Environmental Engineering, ASCE. Vol. 114, N° 5, pp. 1136-1145. U.S.A.
- Parr, A, Zou, S. y McEnroe B. (1998) *Effects of Infiltration on Agricultural Runoff Contamination*. Journal of Environmental Engineering. Vol. 124, N° 9, pp. 863-868. USA.
- Paz, R; Storti, M; Idelsohn, S; Rodríguez, L; y Vionnet, C. (2005). *Simulación de la Interacción Agua Subterránea/superficial mediante un Código en Elementos Finitos en Paralelo*. Anales de XX Congreso Nacional del Agua, Mendoza, Argentina.
- Pedraza, R., Collins, J., Pusineri, G., Macor, J., y Ocampo. (1996) *Implementación y Operación da Cuenca Experimental en la Ciudad de Santa Fe (Prov. Santa Fe)*. Anales de XVI Congreso Nacional del Agua, Neuquén, Argentina.
- Penman (1948). *Natural evaporation from open water, bare soils and grass*. Proceedings Royal Soc, Series A. Vol. 193. Pp 120-145. U.S.A.
- Penman-Monteith (1995), FAO-24 reference crop evapotranspiration and class-A pan data in Australia. *Agric. Water Management* 28: 9-21 U.S.A.
- Philip, J. R. (1957). *The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations*. Soil. Sci. 84, pp.257-264. U.S.A.
- Philip, J. R. (1969). *Theory of Infiltration*. Advances in Hydrosience. Vol 5. Academic Press. New York. U.S.A.
- Plagge y otros (1990), Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd. 153:39-45, 1990. U.S.A.
- Ponce, V. W., Li, R.M., Simons, D. B. (1978). *Applicability of Kinematic and Diffusion Wave Models*. Journal Hydraulics Division. ASCE, Vol. 104. HY3, pp. 353-360. U.S.A.
- Ponce, Victor y Hawkins, Richard (1996). *Runoff Curve Number: Has It Reached Maturity?* Journal of Hydrologic Engineering. Asce. Volume 1, Issue 1, pag. 11-19. U.S.A.
- Press, W. H.; Flannery, B. P.; Teukolsky, S. A. y Vetterling, W. T. (1986). *Numerical Recipes*. Cambridge, Univ. Press. New York. U.S.A.
- Raats, P.A y Gardner, W.R. (1974) *Movement of water in the unsaturated zone near a watertable*. J. Van Schilfgaarde, ed. *Drainage for agriculture: Agronomy*, Vol.17, 311-405. U.S.A.
- Ragan, R.M. (1966) Laboratory evaluation of a numerical flood routing technique for channel subject to lateral inflows. *Water Resources Research*, Vol 2. N°1, pp.111-121. U.S.A
- Ralston A., (1965) *A First Course in Numerical Analysis*, McGraw-Hill, Inc. U.S.A.
- Ravi, V., y Johnson, J. A. *VLEACH – A One Dimensional Finite Difference Vadose Zone Leaching Model Version 2.2*. U.S. Environmental Protection Agency, Office of Research and Development. Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory. Ada, California. U.S.A.
- Rawls, W. J.; Brakensiek, D. L. y Saxton, K. E. (1982). *Estimating Soil Water Properties*. Transactions, ASAE, 25(5), pp. 1316-1328. U.S.A.

- Redolfi, E. (1993). *Comportamiento de Pilotes en Suelos Colapsables*. Tesis doctoral. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas. Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente. España.
- Reyna, S, Chini, I, y otros (1995). *Manual de Drenaje para Pequeñas Localidades*. Universidad Nacional de Córdoba. Córdoba. Argentina.
- Reyna, S.; Reyna, T., y otros. (2003). *Informe Hidrológico de Córdoba. Argentina*. Banco Mundial. Argentina.
- Reyna, S; Reyna, T. (1999). *Interacción de los Procesos de Escorrentía e Infiltración*. Hidrología Subterránea. Serie Correlación Geológica N°13. Instituto Superior de Correlación Geológica – CONICET . Editor Alfredo Tineo. pp 335-344. Argentina.
- Reyna, T. (2000) *Funciones Hidráulicas en Suelos No Saturados - Aplicación al Loess Pampeano*. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Córdoba. Argentina.
- Reyna, T; Reyna, S. (2000). *Funciones Hidráulicas en Suelos Loésicos*. XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica. pp. 23-32. Comité Editorial. ISBN 950-33-0269-2. Argentina.
- Richards, L .A. (1931). *Capillary Conduction of Liquids Through Porous Mediums*. Physics 1, pp. 318-333. U.S.A.
- Rinaldi, V. (1994). *Propiedades Dieléctricas del Loess del Centro de Argentina*. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Argentina.
- Rocca R.J. y otros (1998) Características de los perfiles edafológicos en la Región central de Argentina Pub. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Argentina.
- Rocca R.J. y otros (2005) Características Geotécnicas de los Loess de Argentina. Rev. Int. de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil. Vol. 6(2) 149.
- Rockhold M. L. y otros. (1987) *Characterization of Unsaturated Hydraulic Conductivity at the Hanford Site*. Publication, PNL-6488, Pac. NW Lab, Richland, WA U.S.A.
- Rubin, J., (1969). *Numerical Analysis of Pondered Rainfall Infiltration*. Proceedings of the Wageningen Symposium, Vol. 1, pp.. 441-451. UNESCO.
- Saint Venant, B. de (1871). *Théorie du Mouvement non Permanent des Eaux*. Institut de France, Académie des Sciences, Comptes Rendus, Paris, Vol. 73, pp. 147-237. Francia.
- Salinas Andujar, J. (1998) *Aplicaciones de la Simulación Hidrológica en Zonas Aridas*. Encuentro Medioambiental Almeriense. España
- Schaffranek, R.W., Baltzer, R.A., y Goldberg, D.E., (1981), *A model for simulations of flow in singular and interconnected channels*: Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey. U.S.A.
- Shein, (1990) Thesis, Moscow State Univ. U.R.S.S.
- Simunek, J., Vogel, T., y van Genuchten, M. Th. (1994). *The SWMS-2D Code for Simulating Water Flow and Solute Transport in Two Dimensional Variably Saturated Media*. Research Report 132, U.S. Salinity Laboratory, Riverside, California. U.S.A.
- Simunek, J., y Suarez, D. (1994). *The SOILCO2 Code for Simulating One-Dimensional Carbon Dioxide Production and transport in Variably saturated Porous Media, Version*

- 1.2. Research Report N 127. U. S. Salinity Laboratory. ARS-USDA. Riverside, California. U.S.A.
- Simunek, J., y van Genuchten, M. Th. (1994). *The CHAIN-2D Code for Simulating the Two-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Porous Media – Version 1.1.* Research Report 136. U.S. Salinity Laboratory. ARS-USDA. Riverside, California. U.S.A.
  - Simunek, J.; Sejna, M. y van Genuchten, M. Th. (1996). *HYDRUS-2D. Simulating Water Flow and Solute Transport in Two-Dimensional Variably Saturated Media.* U.S. Salinity Laboratory. USDA-ARS. Riverside. California. U.S.A.
  - Simunek, J.; Suarez, D. y Sejna, M. (1996). *The UNSATCHEM Software Package for Simulating the One – Dimensional Variably Saturated Water Flow, Heat transport, Carbon Dioxide Production and Transport, and Multicomponent Solute Transport with Mayor Ion Equilibrium and Kinetic Chemistry – Version 2.0.* Research Report 141. U. S. Salinity Laboratory. ARS-USDA. Riverside, California. U.S.A.
  - Sivaloganathan K, St Venant, Strelkoff. (1980). *Technical Note. Routeing Of Steep Discharge Hydrographs In Open Channels.* U.S.A.
  - Smith, Martin. (1993). CropWat. *Programa de ordenador para planificar y manejar el riego.* Estudio F.A.O. Riego y Drenaje Paper 46. Roma, Italia.
  - Soil Conservation Service (1973). *A method for Determining Peak Flows and Detention Storage Requirements in Urbanizing Areas,* Technical Notes, U.S. Department of Agriculture, Indianapolis. U.S.A.
  - Soil Conservation Service. (1975). *Soil taxonomy.* USDA, Soil Survey Staff, Agric. Handbook No. 436. U.S.A.
  - Soil Conservation Service. (enero 1971). *Hidrology, National Engineering Handbook,* Section 4, U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C., U.S.A.
  - Stankovich, J.M., Lockington, D.A. (1995). *Brooks-Corey and van Genuchten soil water-retention models.* Journal of Irrigation and drainage Engineering. Vol. 121, N° 1 pp. 1-7. U.S.A.
  - Strelkoff, T. (1969). *One –dimensional Equations of Open Channel Flow.* Journal of the Hydraulics Division, ASCE, Vol. 95, HY3, pp. 861- 876. U.S.A.
  - Su, C. y Brooks, R.H. (1975). *Soil Hydraulic Properties from Infiltration Tests.* Watershed Management Proceedings Irrigation and Drainage. Div. ASCE, Logan, Utah. U.S.A
  - SUPCE y AFIN (1999). *Informe Final, Plan de Manejo Pluvial para la cuenca inferior del Río Negro dentro del Área Metropolitana del Gran Resistencia. Etapa II. SUPCE (Sub Unidad Provincial de Coordinación para la Emergencia) AFIN (Asociación de Apoyo a la Facultad de Ingeniería de la UNNE. Argentina.*
  - Surendra Kumar Mishra y Vijay P. Singh (1999). *Another Look At Scs-Cn Method.* Journal Of Hydrologic Engineering. Asce. Volume 4, Issue 3, pag 257 – 264. U.S.A.
  - Tholin, A. L., and Keifer, C. J.,(1960) *The hydrology of urban runoff,* Proc. ASCE, Journal of Sanitary Engineering Division, No. SA2, p. 109-118 (Paper 2425).U.S.A
  - Thornthwaite (1948) *An approach toward a rational classification of climate.* Geologic. Rev. Vol. 38. U.S.A.

- U.S. Army Corps of Engineers (1982, 1998). *HEC-2, Manual Hidráulica Fluvial*. Hydrologic Engineering Center. U.S.A.
- U.S. Army Corps of Engineers (1985, 1997). *Manual. HEC-1 Simulación de Eventos Hidrológicos*. Hydrologic Engineering Center, U.S.A.
- U.S. Army Corps of Engineers (1995, 2000). *HEC-RAS, Manual Hidráulica Fluvial*. Hydrologic Engineering Center. U.S.A.
- U.S. Army Corps of Engineers (1998, 2000). *HEC – HMS de Simulación de Eventos Hidrológicos*. Hydrologic Engineering Center. U.S.A.
- Van Genuchten, M. Th (1980). *A Closed- form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils*. Soil Sci. Soc. Am. J. 44, pp. 892-898. U.S.A.
- Van Genuchten, M. Th (1987). *A Numerical Model for Water and Solute Movement in and Below the Root Zone*. Reserch Report, U.S. Salinity Laboratory, Riverside, California. U.S.A.
- Van Genuchten, M. Th. y Nielsen, D. R. (1985). *On Describing and Predicting the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. Ann. Geophys. 3, pp. 615-628. U.S.A.
- Van Genuchten, M. Th., Leij, F. J. y Yates, S. R. (1991). *The RETC Code for Quantifying the Hydraulics Functions of Unsaturated Soils*. Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory. Office of Research and Development. U.S. Environmental Protection Agency. Ada. Oklahoma. U.S.A.
- Varallyay, G. y Mironenko, E.V. (1979). *Soil – Water Relationships in Saline and Alkali Conditions*. In V.A. Kovda and I. Szaboles (ed.) Modelling of Salinization and Alkalization. Agrokemija es Talatjan. Vol 28 (suppl.), pp. 33-82. U.S.A.
- Vélez, J, Francés, F. y Vélez, J. (2002) *No linealidad del flujo en los cauces de la red de drenaje y sus Implicaciones en la modelación hidrológica*. XX Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Cuba.
- Visser, W. C. (1968). *An Empirical Expression for the Desorption Curve*. P. E. Rijtema y H. Wassink (ed.) Water in the Saturated Zone. Proc. Wageningen Symposium IASH/AIHS, Unesco, Paris, Vol. I, pp. 329-335. U.S.A.
- Vogel, T. (1987). *SWM –II - Numerical Model of Two-Dimensional Flow in a Variably Saturated Porous Medium*. Reserch Rep. N° 87, Dept. of Hydraulics and Catchment Hydrology, Agricultural Univ., Wageningen. Holanda.
- Vogel, T. y Cislerova, M. (1988). *On the Reliability of Unsaturated Hydraulic Conductivity Calculated from the Moisture Retention Curve*. Transport in Porous Media, 3, pp. 1-15. Holanda.
- Vogel, T., Huang, K., Zhang, R. y van Genuchten, M. Th.(1996). *The HYDRUS Code for Simulating One – Dimensional Water Flow, Solute Transport, and Heat Movement in Variably – saturated Media – Version 5.0*. Research Report 140. U.S. Salinity Laboratory. ARS – USDA. Riverside, California. U.S.A.
- Wallace, K. B. (1975). *The Analysis of Surface Infiltration Into Earth Structures*. 4th Southeast Asian Conference on Soil Engineering, pp 3-29 to 3-38. Kuala Lumpur. Malasia.
- Wallace, K. B. (1977). *Moisture Transients at the Pavement Edge: Analytical Studies of the Influence of Materials and Cross-Section Design*. Geotechnique 27, No 4, pp. 497-516. U.S.A.

- Warrick. A. W. y Lomen D. O. (1976) *Time Dependent Linearized Infiltration. II. Line Sources*. Soil Science Society of America Proceedings. U.S.A.
- Weber, J. y otros (2005). *Caracterización de los parámetros del Modelo de Infiltración de Horton en suelos de la Ciudad de Córdoba*. Cuadernos del Curiham. Vol. 11 1<sup>er</sup> semestre. pag 29-38. Argentina.
- Woolhiser D. A., Smith R. E. y Goodrich D. C. (1990). *KINEROS*, US Department of Agriculture. U.S.A.
- Wyckoff R. D. y Botset H. G. (1936) *The Flow of Gas-Liquid Mixtures Through Unconsolidated Sands* (A Journal of General and Applied Physics, published for the American Physical Society and the Society of Rheology by the American Institute of Physics). U.S.A.
- Yu, Bofu (1998) *Theoretical Justification of SCS Method for Runoff Estimation*. Journal of Irrigation and Drainage Engineering. Vol. 124 N° 6, pp. 306-310. U.S.A.
- Zeballos M.E., Redolfi E.R., Terzariol R. y Rocca R.J. (2002) Characterization of the permeability of the loessic soils in the Center of Argentina. Pub. Third International Conference on Unsaturated Soils – UNSAT 2002 - Recife, Brazil
- Zeballos, M y Terzariol, R. (2002). *Modelaciones de flujo unidimensional en suelos loésicos*. XVI Congreso Argentino de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica Trelew, Argentina.
- Zelen, M. y Severo, N. C. (1965). *Probability Functions*. M. Abramowitz and I. Stegun (ed.) Handbook of Mathematical Functions, pp. 925-995. Dover, New York. U.S.A.
- Zimmermann E. y Riccardi G. (2000) *Modelo de Simulación Hidrológica Superficial y Subterránea para áreas de llanuras*. XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Córdoba, Argentina.
- Zimmermann, E. (2005). *Estimación de funciones hidráulicas de suelos limosos. Valores de Referencia y regresiones con Parámetros Físicos*. Cuadernos del Curiham. Vol. 11 1<sup>er</sup> semestre. pag 49-61. Argentina

## **ANEXO 1. PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL LOESS**

### ***1.1 Características generales***

La zona loésica en la República Argentina cubre entre el 25% y el 30% del área total del país, Moll y otros (1989), lo que significa aproximadamente unos 800.000 km<sup>2</sup> (Redolfi, 1993).

El paquete sedimentario de esta formación está constituido por: limos acarreados por el viento (loess primario), compuesto mayormente por cenizas y vidrios volcánicos meteorizados, y productos de la descomposición de las rocas; limos loésicos (loess secundario) producto de la modificación de los loess primarios por el agua u otros agentes; e intercalaciones de arenas y gravas aluvionales depositadas en las redes de drenaje de la llanura.

Los loess primarios constituyen mantos de distintos espesores, no estratificados, de potencia casi uniforme tanto en el fondo de las depresiones como en las laderas y el dorso de las lomadas. Los loess secundarios o limos loesoides depositados con el concurso de aguas corrientes (ríos, arroyos, escurrimientos pluviales) o estancadas (lagunas, esteros, pantanos) no forman mantos uniformes sobre el modelado del relieve, sino por el contrario se acumulan en el fondo de las depresiones (Roca y otros, 1989).

El perfil estratigráfico de la ciudad de Córdoba está compuesto por bancos de loess eólico y camadas aluviales que descendieron de las sierras vecinas. Según Frenguelli (1925), los primeros corresponden a las fases secas del clima cuaternario, mientras que los sedimentos aluviales se depositaron durante fases húmedas, que a su vez produjeron cambios, a veces importantes, en los loess primarios, generando limos loesoides. En función de ello, esquemáticamente, se puede decir que el cuaternario de Córdoba se distribuye en forma diferente en las llanuras (altos de la ciudad) y en las zonas del cauce del Río Suquia y de sus afluentes.

Según Roca y otros (1989) el perfil estratigráfico del loess en la zona pampeana puede dividirse en dos complejos litológicos:

1. La parte superficial (0,20 a 15,00 metros) comprende los loess modernos, primarios, muchas veces colapsables, que corresponden a los pisos Cordobense y Platense de la formación pampeana formados en Pleistoceno Superior.
2. El resto (15,00 a 50,00 metros) abarca a los loess antiguos y limos loesoides, generalmente no colapsables producto de sedimentación hídrica y eólica, desarrollados y/o influenciados por fases húmedas del clima cuaternario.

### ***1.2 Características físicas y mecánicas***

El loess local en general está compuesto por: Arena fina ( $>0,080$  mm): 3,1%, Limo (0,080 a 0,002 mm): 84,4% y Arcilla ( $<0,002$  mm): 12,5%. El Peso Unitario Seco promedio es ( $\gamma_d$ ): 13,14 kN/m<sup>3</sup> y el grado de saturación varía entre el 27% y el 38% (Redolfi, 1993).

En la tabla 1.1 se presentan valores orientativos de los loess de Córdoba.

PARÁMETRO	ENTORNO
Humedad Natural Gravimétrica (w %)	≈ 20
Densidad Seca (kN/m <sup>3</sup> )	12,5 – 15,3
Límite Líquido (%)	20 – 27
Índice Plástico (%)	2 - 6
Pasante Tamiz T 200 (%)	85 - 99

Tabla 1.1. Valores orientativos del loess local.

### 1.3 Curvas de Humedad – Succión y Conductividad – Succión de Distintos Suelos

En función de los datos de diversas mediciones realizados en campo durante el proceso de secado del suelo se construyeron las curvas de conductividad – succión y humedad – succión. En estas curvas se puede observar que en los suelos de estructura granular las curvas son similares y lo mismo ocurre en los suelos más finos, ver figuras

En las figuras se muestran las curvas de humedad – succión para suelos de tipo granular donde se puede observar que las humedades medidas varían desde 0,05 a 0,30 para succiones desde 1 cm hasta 100 cm. Para los suelos de tipo arena - limosas las humedades medidas varían desde 0,10 hasta 0,42 para succiones en el rango de 1 cm hasta 100 cm. Además, se muestran suelos limosos, en general, y el rango de medición de humedades es de 0,10 a 0,43 y el rango correspondiente de succiones es de 1 cm a 1000 cm.

En la curva de conductividad – succión de suelos granulares se puede observar que para rangos de succión medidas desde 1 cm hasta 120 cm los valores de conductividad variaron entre 0,01 cm/día y 100 cm/día.

Para suelos arena - limosos los valores de succión varían entre 0 cm y 140 cm y la conductividad hidráulica varía desde 0,001 cm/día y 1000 cm/día.

En cuanto a los suelos limosos, arcillo – limosas, los valores de succión medidas van desde 0 cm hasta 600 cm para conductividades desde 0,0001 cm/día a 100 cm / día.

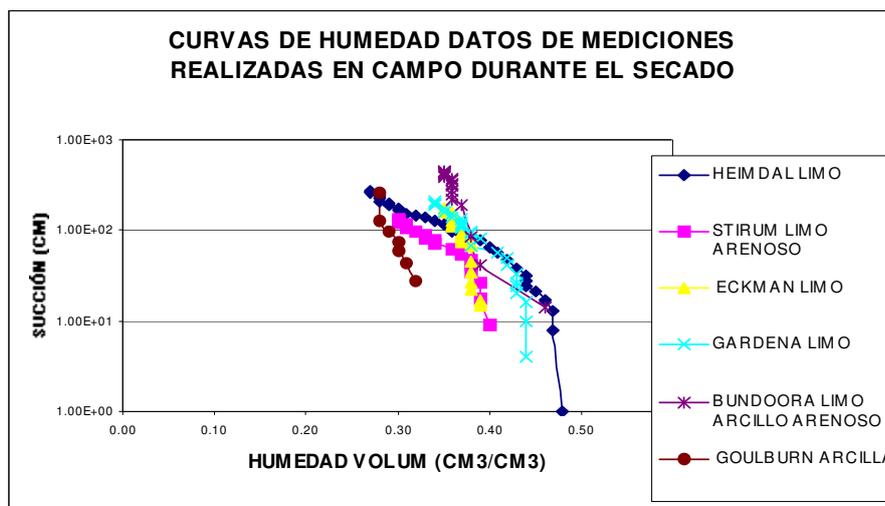


Figura 1.1. Heimdal Limo, Stirum Limo Arenoso, Eckman Limo y Gardena Limo (Schuh y otros, 1991), Bundoora Limo, Goulburn (Olsson y Rose, 1978).

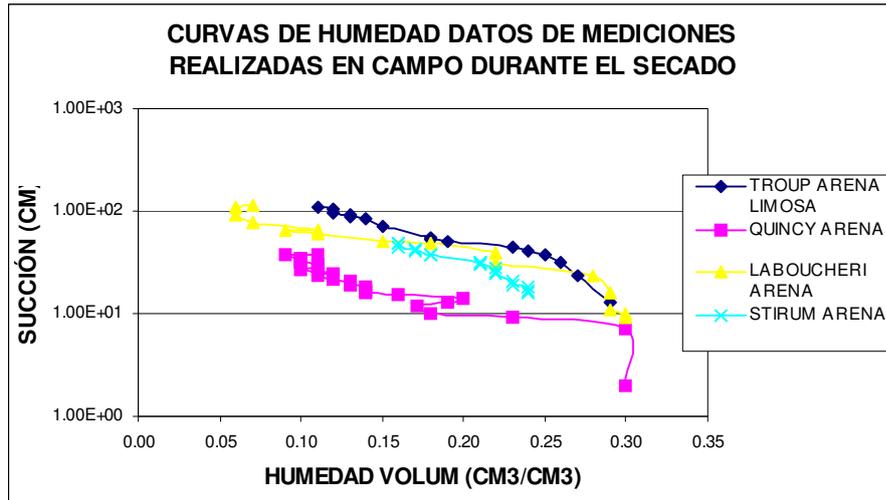


Figura 1.2. Troup Arena Limosa (Dane y otros, 1983), Quincy Arena (Rockhold y otros, 1987), Laboucheri Arena (West y otros, 1984), Stirum Arena (Schuh y otros, 1991).

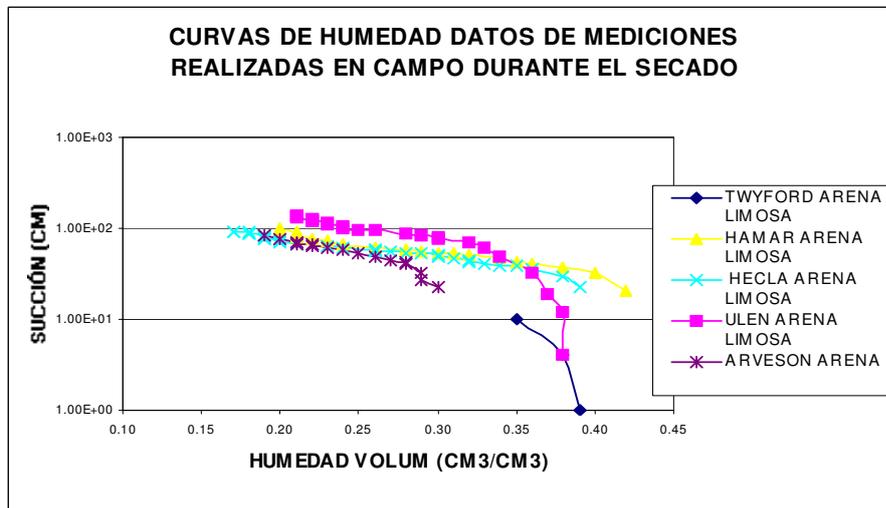


Figura 1.3. Twyford Arena Limosa (Clothier y Smettem, 1990), Hamar Arena Limosa Hecla Arena Limosa y Ulen Arena Limosa y Arveson Arena (Schuh y otros, 1991).

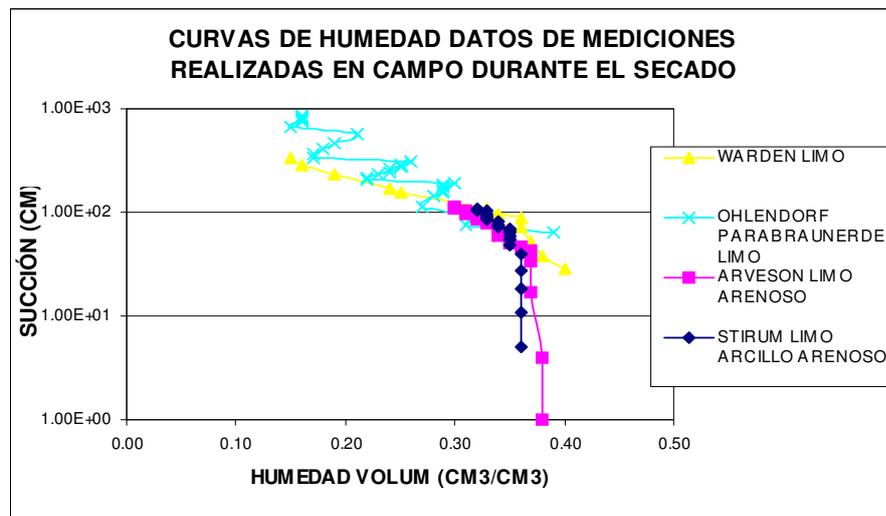


Figura 1.4. Warden Limo (Rockhold y otros, 1987), Ohlendorf (Plagge y otros, 1990), Arveson Limo Arenoso y Stirum Limo Arcillo Arenoso (Schuh y otros, 1991)

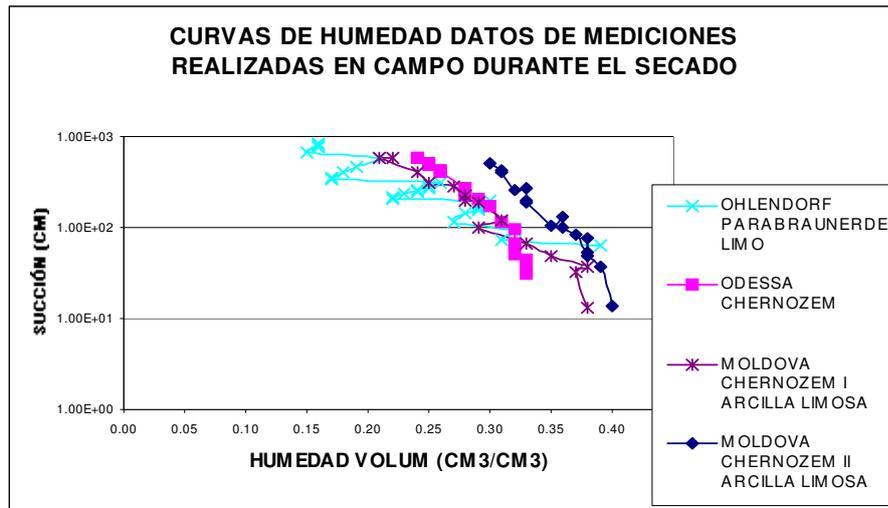


Figura 1.5. Ohlendorf (Plagge y otros, 1990), Odessa (Shein, 1990), Moldova Chernozem I y II (Meschtankova, 1989).

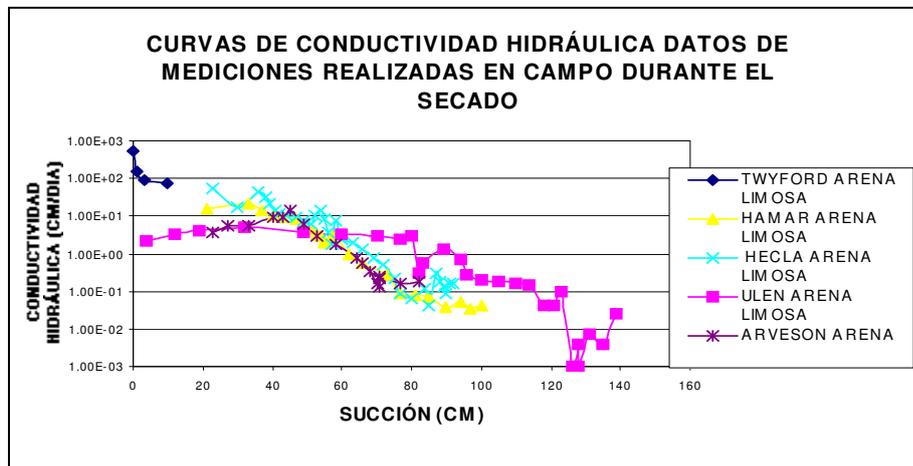


Figura 1.6. Twyford Arena Limosa (Clothier y Smettem, 1990), Hamar Arena Limosa Hecla Arena Limosa y Ulen Arena Limosa y Arveson Arena (Schuh y otros, 1991).

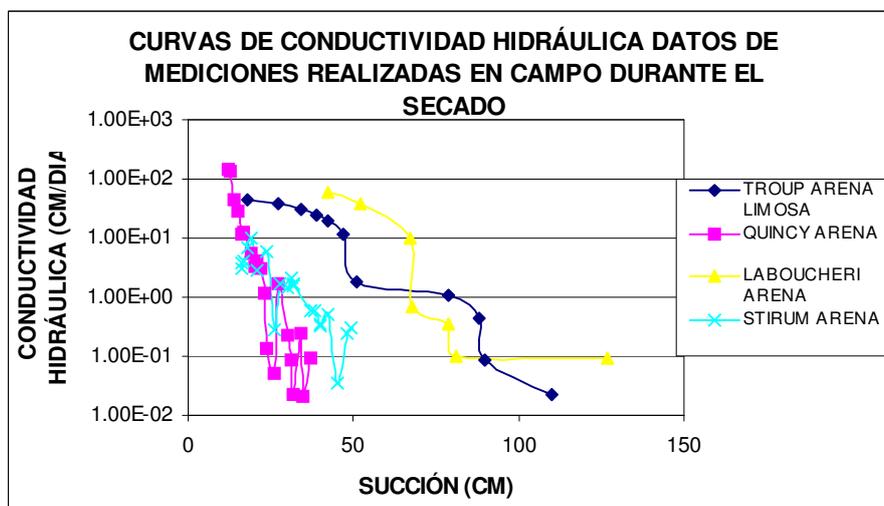


Figura 1.7. Troup Arena Limosa (Dane y otros, 1983), Quincy Arena (Rockhold y otros, 1987), Laboucheri Arena (West y otros, 1984), Stirum Arena (Schuh y otros, 1991).

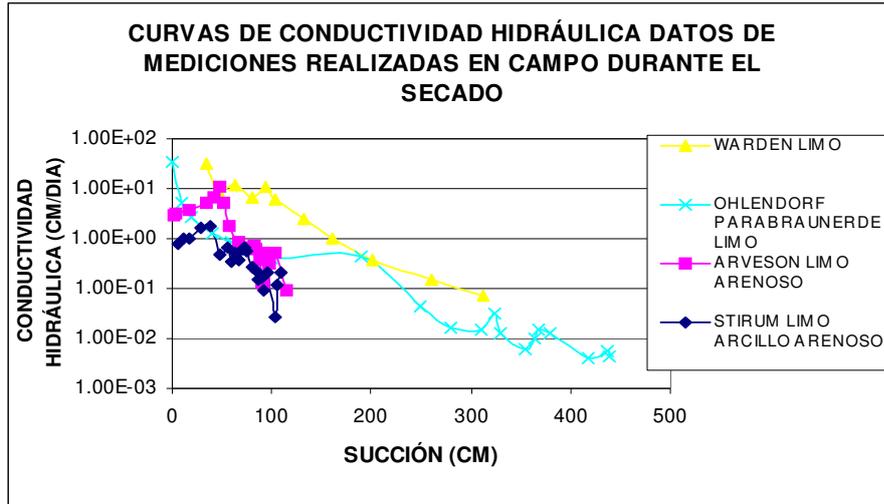


Figura 1.8. Warden Limó (Rockhold y otros, 1987), Ohlendorf (Plagge y otros, 1990), Arveson Limó Arenoso y Stirum Limó Arcillo Arenoso (Schuh y otros, 1991)

## **ANEXO 2: MODELOS COMPUTACIONALES PARA EL ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL**

### ***2.1 Modelos Computacionales***

Los modelos de cálculo del escurrimiento superficial existentes varían en complejidad y generalidad, desde el conocido Método Racional hasta modelos muy completos y sofisticados.

Pueden mencionarse como ejemplos de programas computacionales para el cálculo del escurrimiento superficial:

- AR-HYMO, versión 1993, desarrollado por el Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hídricas (INCYTH - Centro Regional Andino) que es una versión mejorada del OTTHYMO.
- DAMBRK (Dam - Break, 1992) desarrollado por National Weather Service (NWS).
- DR3M (Distributed Urban Runoff Model), versión 1990, desarrollado por W. Alley y P. Smith en US Geological Survey.
- DURM (Deterministic Urban Runoff Model), versión 1971, desarrollado por J. Schaake en Colorado State University.
- DWOPER (Dynamic Wave Operational Model, 1992), desarrollado por National Weather Service (NWS).
- HYDRAIN (Integrated Drainage Design Computer System), 1994, desarrollados por Federal Highways Administration
- KINEROS (Modelo de Escurrimiento Cinemático y Erosión), desarrollado por Woolhiser D. A., Smith R. E. y Goodrich D. C., versión 1990, US Department of Agriculture.
- MOUSE, versión 1993, desarrollo sustentado por Danish Hydraulic Institute.
- OTTHYMO (University of Ottawa Hydrologic Model), adaptación a cuencas urbanas del modelo HYMO (Hydrologic Model), versión 1982 y OTTSWMM (versión reducida de SWMM), desarrollados por la Universidad de Ottawa.
- STORM (Storage, Treatment and overflow Runoff Model), US Army Corps of Engineering, versión 1990.
- STORMCAD (2000), desarrollado por Heastad Methods.
- THYSYS (Texas Hydraulic System), versión 1977, desarrollado por Texas State Department of Highways and Public Transportation.
- TR-20 (Technical Release N° 20) y TR-55 (Technical Release N° 55), US Soil Conservation Service, versión 1986.

Pueden, además, mencionarse como ejemplos de programas computacionales para cálculo del perfil del agua:

- HEC-2, versión 1988. U.S. Army Corps of Engineers. Hydrologic Engineering Center.
- HEC-RAS (River Analysis System), version 2003. U.S. Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center (HEC)
- HY-7 (Bridge Waterways Analysis Model), versión 1990, HY-8 (Hydraulic Design of Highways Culverts), 1985, HY-9 (Scurt at Bridges), 1993. Federal Highways Administration

- WATERCAD, FLOWMASTER y CULVERTMASTER (2000), desarrollado por Heastad Methods.

A continuación se desarrollan sintéticamente AR-HYMO, SWMM y HEC-HMS. Además, se desarrolla en detalle HEC-1 debido a que sobre este programa es posible montar la subrutina desarrollada para la determinación de la precipitación efectiva mediante la resolución de la ecuación de Richards (previo a la compatibilización de las variables empleadas en cada programa).

### **2.1.1. AR-HYMO**

AR-HYMO (Maza y otros, 1993) es una actualización del modelo HyMO (USDA), al que se le han incorporado modificaciones surgidas de la revisión realizada por investigadores del Centro Regional Andino del INCYTH -Mendoza y el Consejo Federal de Inversiones.

Este modelo viene siendo utilizado en distintos trabajos de investigación y aplicación del Departamento de Hidráulica de la Universidad Nacional del Sudeste, cumpliendo con las condiciones de resolver los problemas de diseño en cuanto a reproducir adecuadamente el proceso de precipitación – escorrentía, en particular relacionados a la disponibilidad de datos que se poseen en las cuencas de la zona.

Es un modelo que se clasifica como determinístico, teniendo las siguientes particularidades: 1) Es de respuesta lineal, porque en los fenómenos hidrológicos que reproduce hace uso de las propiedades de proporcionalidad y de superposición. De parámetros concentrados, porque trata a una cuenca como una unidad y en consecuencia los parámetros que la caracterizan no varían de un punto a otro sino que están representados por valores medios. De eventos aislados o discreto, porque no tiene capacidad para variar la humedad antecedente del suelo entre precipitaciones sucesivas. Invariable en el tiempo, porque los parámetros que intervienen en el cálculo son constantes. De caja negra porque el impulso (lluvia) es transformado en respuesta (escorrentía) sin que exista una teoría que explique el fenómeno citado.

### **2.1.2. SWMM**

Storm Water Management Model de la U.S. Environmental Protection Agency. Es para muchos el estándar para modelación de sistemas urbanos. Este modelo ha sido especialmente escrito para la simulación de sistemas de desagües pluviales y cloacales en forma combinada o separada. SWMM puede ser utilizado como modelo para planificación y diseño. Este modelo permite obtener hidrogramas (cantidad) y polutogramas (calidad) correspondientes a las distintas subcuencas en que se divide la zona en estudio y también en los puntos de unión de conductos colectores. SWMM utiliza para el tránsito de los hidrograma "métodos hidrológicos" (como HEC-1) y "métodos hidráulicos" que consideran las ecuaciones de Saint-Venant en su forma completa. La posibilidad de modelar el "tránsito hidráulico" puede ser fundamental en la simulación de conductos de desagüe donde las condiciones de descarga aguas abajo influyan sobre el escurrimiento en el sistema de conductos. SWMM está conformado por distintos bloques, como:

1) RUNOFF: genera la escorrentía superficial basado en hietogramas arbitrarios de entrada (precipitación y deshielo), condiciones antecedentes, uso de la tierra y topografía. Se pueden considerar caudales de "tiempo seco" e infiltración a través del bloque Transport. RUNOFF puede correrse para períodos de varios minutos a algunos años. Las simulaciones menores a unas pocas semanas se denominan como de "evento simple" y las de mayor longitud de tiempo se denominan "modelación continua". Con la excepción del caso de deshielo todos los cálculos para ambos casos, evento simple y modelación continua, son iguales. La distinción entre evento simple y modelación continua se debe a la descripción e interpretación de los datos. RUNOFF permite dividir el sistema en 200 subcuencas y 200 canales/tuberías, pero esta limitación puede modificarse ajustando las variables NW y NG del archivo TAPES.INC y recompilar el programa. RUNOFF llama a las siguientes subrutinas HYDRO, ERROR, BLOCK DATA y PRINTR.

HYDRO calcula las ordenadas del hidrograma para cada paso de tiempo llamando a la subrutina WSHED. WSHED llama a GAMP o HORTON para el cálculo de infiltración.

SWMM requiere como datos de precipitación un hietograma de intensidades de tormenta en función del tiempo para el período de simulación. Para un evento simple esto usualmente es una tormenta simple. También pueden incorporarse tormentas sintéticas, si no se poseen datos de una tormenta histórica, aunque no es la mejor opción de cálculo. SWMM realiza el cálculo de evaporación, para ello requiere en el caso de la modelación de un evento simple la tasa mensual de evaporación mensual y para el caso de modelación continua la tasa de evaporación mensual de cada mes.

Esta tasa de evaporación se subtrae de las intensidades de tormenta y derretimiento de nieve en cada paso de tiempo.

Para realizar el tránsito superficial SWMM utiliza cuatro tipos de elementos: elementos de subcuenca (flujo sobre ladera), elementos de canal (flujo en canales trapezoidales o parabólicos), elementos de tubería (flujo en canales circulares), estructuras de control (vertederos y orificios)

Las laderas reciben las tormentas y las pérdidas debidas a la evaporación e infiltración son computadas a través de las ecuaciones de Horton y Green-Ampt. Además los elementos de flujo superficial permiten almacenar agua en las depresiones superficiales y de esa forma se tienen en cuenta las pérdidas por encharcamiento o retención por la vegetación o el pavimento. Las "pérdidas" por infiltración pueden ser (si dicha opción se utiliza) transitada a través del subsuelo (solamente simulación cuantitativa) en la zona no saturada, después en la zona saturada con el flujo base.

La discretización de la cuenca es un procedimiento de abstracción matemática de la física del sistema de drenaje. Para el cómputo del hidrograma, la cuenca puede ser representada por una red de elementos hidráulicos, laderas, canales y tuberías. Las laderas representan áreas idealizadas de escurrimiento con pendiente uniforme.

2) TRANSPORT: transita o transporta y combina los caudales y polutogramas generados por el bloque Runoff, a través de toda la red de desagües. El método utilizado para el tránsito es básicamente uno de onda cinemática (ecuación de Saint-Venant en su mínima expresión) que permite la propagación de perturbaciones solamente en la dirección aguas abajo.

3) EXTRAN: este bloque (EXTended TRANsport) transita o transporta y combina los hidrogramas utilizando un esquema numérico que considera las ecuaciones de Saint-Venant en su forma completa. Es lo que se llama un "tránsito hidráulico", fundamental cuando se prevean situaciones donde las perturbaciones aguas abajo deban "viajar" aguas arriba para así simular la realidad en la que las condiciones de descarga o de aguas abajo de los conductos afectan su funcionamiento. EXTRAN permite realizar el tránsito a través de canales abiertos y/o sistemas de conductos cerrados, sistemas de drenaje en ramas o en redes, considerando efectos de

remanso bajo condiciones de marea, flujo a presión o bajo carga, flujo inverso, flujo a través de dispositivos especiales como vertederos, orificios y bombas y, dispositivos de almacenamiento.

### 2.1.3. HEC-HMS

HEC-HMS, Hydrologic Modeling System, es un programa del Hydrologic Engineering Center (HEC) del US Army Corps of Engineers. El programa simula los procesos de precipitación - escorrentía y los procesos de tránsitos controlados y naturales. HEC-HMS es el sucesor de HEC-1, este nuevo software tiene la gran ventaja de sus interfaces gráficas que permiten una visualización de los resultados y una forma más simple de ingresar los datos que en la versión original HEC-1 (escrito en FORTRAN).

Para cada cuenca HEC-HMS permite presentar en forma gráfica el hietograma total, hietograma efectivo y el hidrograma de escurrimiento total y escurrimiento directo:

Para la simulación de los procesos de precipitación – escorrentía - tránsito HEC-HMS provee los siguientes componentes: Precipitación, permite describir un evento observado, Modelos de pérdidas, Modelos de escurrimiento directo, Modelos de tránsitos hidrológicos, Modelos de confluencias y bifurcaciones de corrientes

Estas capacidades son similares a las que poseía su antecesor HEC-1. HEC-HMS incluye además: Modelos de escorrentía distribuidos para poder utilizar datos de precipitación distribuida proveniente de radares, Modelos simplificados para modelar humedad del suelo continua para simulación para largos períodos sobre cuencas.

Los modelos matemáticos intervinientes en HEC-HMS son:

Categoría	Descripción
Evento o Continuo	La mayoría de los modelos incluidos s en HEC-HMS son modelos de eventos
Distribuido o Agregado	HEC-HMS incluye principalmente modelos agregados, con excepciones
Empíricos o Conceptuales	HEC-HMS incluye modelos de ambos tipo
Determinísticos o Estocásticos	Todos los modelos incluidos en HEC-HMS son modelos determinísticos
Parámetros Medidos o Ajustados	HEC-HMS incluye modelos de ambos tipos

Tabla 2.1. Categorización de los modelos de HEC-HMS (U.S. Army Corps, 2000).

Para la modelación de la humedad del suelo HEC-HMS utiliza el modelo de humedad del suelo continua (SMA, Soil-moisture Accounting Model). El modelo simula la cuenca como una serie de almacenamientos en mantos. En cada uno de los reservorios en capas se considera la tasa de caudales de ingreso o salida, las capacidades de volumen de almacenamiento y las pérdidas.

Los diferentes reservorios del modelo son: intercepción elevada, intercepción superficial, perfil de suelo no saturado, agua subterránea.

- Intercepción elevada: Representa la precipitación retenida en el follaje de los árboles, arbustos y que no llega a la superficie del suelo. La precipitación genera el agua que ingresa a este reservorio y hasta que no es satisfecha su capacidad el modelo no cosidera los reservoirs

siguientes. El agua que ingresa a este reservorio, hasta su capacidad máxima de almacenamiento, es removida por evaporación luego de la finalizada la precipitación.

- Intercepción superficial: Es el agua retenida en las depresiones superficiales. El agua que ingresa a este reservorio es el agua que no fue retenida por intercepción elevada, además ingresa a este reservorio los excesos de la tasa de infiltración. Los volúmenes evacuados de este reservorios se deben a la infiltración y a la evapotranspiración. Los excesos de infiltración contribuyen al escurrimiento superficial.

- Perfil de suelo no saturado: Representa el agua que se encuentra en el perfil del suelo. Al igual que para los otros reservorios considerados en el modelo, la capacidad del mismo debe ser satisfecha; los excesos contribuyen a la napa freática y a la evapotranspiración. El perfil del suelo es dividido en dos zonas, una superior y una zona de tensión. La zona superior representa el agua que se almacena en los poros del suelo. La zona de tensión representa el agua que no genera escorrentía y que contribuye a la evapotranspiración.

- Agua subterránea: Se divide en dos reservorios. El primer reservorio corresponde a la napa freática y el segundo reservorio al primer manto confinado o semi-confinado. Estos reservorios representan el flujo horizontal regional, además el modelo agrega flujo correspondiente a percolación profunda.

Los parámetros del modelo SMA deben ser determinados por datos conocidos, en este proceso iterativo el modelo es ejecutado con los valores propuestos y calibrado consecuentemente. La precipitación y la evapotranspiración son los datos de ingreso y el hidrograma computado resultante es comparado con el hidrograma observado en el mismo período. Para el cálculo del almacenamiento en el suelo se debe especificar una capacidad de almacenamiento a priori que deberá ser satisfecha antes de satisfacer los “reservorios del modelo” que se encuentran más profundos.

### **2.1.3.1. Resumen de los modelos incluidos en HEC-HMS**

HEC-HMS usa por separado modelos que representan cada uno de las componentes de los procesos de escurrimiento:

- Modelos que computan volumen de escurrimiento
  - Pérdidas inicial y tasa de pérdida constante
  - Método del SCS - Número de Curva
  - Green y Ampt
  - Déficit y tasa constante
  - Modelo de Humedad del suelo continua (SMA)
  - Modelos de escorrentía directa (flujo sobre ladera)
  - Hidrograma unitario
  - Hidrograma unitario sintético de Clark
  - Hidrograma unitario sintético de Snyder
  - Hidrograma unitario sintético SCS
  - Onda Cinemática
  - Modelos de flujo base
  - Mensualmente constante
  - Recesión exponencial
  - Reservorio lineal
  - Modelos de flujo en canales
  - Onda cinemática
  - Puls modificado
  - Muskingum-Cunge

- Confluencia
- Bifurcación

#### 2.1.4. HEC-1:

Flood Hydrograph Package del U.S. Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center en su última versión. HEC-1 fue originalmente desarrollado por Leo R. Beard y otros miembros del Hydrologic Engineering Center (HEC) en el año 1967. Este modelo ha sido escrito para simular la respuesta precipitación-escorrentía de una cuenca, representando la misma como un sistema interconectado de componentes hidrológicos e hidráulicos. Un componente puede representar una entidad de escorrentía superficial, un canal de escurrimiento o un reservorio. HEC-1 es considerado por muchos como el standard de los modelos hidrológicos de cuenca. De los modelos hidrológicos de evento existentes, HEC-1 es el que ofrece mayor cantidad de tipos diferentes de opciones para la modelación de los distintos componentes hidrológicos e hidráulicos. HEC-1 utiliza para el tránsito de los hidrogramas "métodos hidrológicos" (Muskingum, Muskingum-Cunge, R y D o Puls modificado) y no considera las ecuaciones de Saint-Venant más que en sus formas más reducidas (Onda Cinemática). Esto implica la imposibilidad de que las condiciones aguas abajo puedan propagarse hacia aguas arriba, viajando las perturbaciones únicamente en la dirección del flujo.

HEC-1 contiene opciones de simulación adicionales como:

- Análisis de multiflujos-multiplanos que permiten la simulación de varias relaciones de un flujo de diseño para diferentes planes de una red de escurrimiento en una única corrida computacional.
- Simulación de rompimiento de presas (Dam-break), provee la capacidad de analizar las consecuencias de escurrimiento por encima de la cresta de una presa y fallas estructurales.
- Opción profundidad - área, computa los hidrogramas preservando las alturas de precipitaciones provistas por el usuario versus el área.
- Análisis económicos de cada alternativa de los flujos múltiples y multiplanos.
- Opciones de optimización del sistema de control de crecidas.

La limitación más importante de HEC-1 se debe a que analiza sólo una tormenta simple puesto que no incluye la recuperación de la humedad del suelo durante los períodos en que no ocurren precipitaciones.

HEC-1 utiliza para la modelación de la cuenca y subcuencas los siguientes componentes.

##### 2.1.4.1. Componentes

###### Escurrecimiento superficial sobre laderas:

Para computar el movimiento del agua sobre laderas, se ingresa como datos un hietograma de precipitación, luego utilizando alguno de los métodos usuales, HEC-1 determina los excesos de precipitación que son trasladados por las técnicas de hidrogramas unitarios u onda cinemática, las cuales producen los hidrogramas a la salida de las subcuencas. Cuando es necesario incluir el flujo base, este se adiciona o se computa en forma empírica y luego HEC-1 combina el hidrograma de escurrimiento superficial con el hidrograma de flujo base para obtener el flujo a la salida.

###### Ríos o Canales:

Las componentes de canales se utilizan para los movimiento de las ondas de flujo a través de los mismos. Se ingresa un hidrograma al ingreso del canal y luego HEC-1 lo traslada utilizando alguno de los métodos usuales.

Reservorios:

El uso de componentes de reservorio es similar a las componentes de ríos. Las salidas de los reservorios sólo son función de los almacenamientos y no dependen de las condiciones de control aguas abajo. HEC-1 permite considerar distintos tipos de descarga de una presa y combinarlos entre sí, vertederos de diversas formas y descargadores de fondo. También, permite utilizar para el cálculo distintas condiciones de embalse ya sea en función de la altura de agua en la presa (embalse vacío, lleno hasta determinada elevación, embalse lleno) o del caudal de salida.

Derivación:

HEC-1 permite utilizar componentes de derivación para tener en cuenta flujos que se derivan (se calculan como un porcentaje del caudal total), además estos caudales pueden ser nuevamente incluidos en otros puntos.

Bombeo:

HEC-1 utiliza estos componentes para simular la acción de plantas de bombeo. El flujo proveniente de bombeo puede incorporarse de la misma forma que los flujos derivados.

Transformación de Hidrogramas:

Estas opciones proveen la capacidad de alterar los flujos computados de acuerdo al criterio del usuario. Las opciones son: tasa de ordenadas, balance hidrogramas y, cálculo del flujo local.

Simulación Precipitación - Escorrentía

Los componentes del modelo HEC-1 se utilizan para simular el proceso de precipitación - escorrentía. El proceso es separado en: precipitación, intercepción / infiltración, transformación de la precipitación en excesos, adición del flujo base, etc.

Calculo de intercepción e infiltración

En el modelo HEC-1 las intercepciones ocurridas en las superficies de las laderas, los almacenamientos en las depresiones y las infiltraciones son referidas como pérdidas de precipitación. Es necesario resaltar dos factores importantes con respecto a las pérdidas ocurridas en las precipitaciones: las precipitaciones que no contribuyen al proceso de escurrimiento se consideran como pérdidas del sistema y, las ecuaciones utilizadas para computar las pérdidas no tienen en cuenta la humedad del suelo o el almacenamiento superficial (la opción de Holtan, es una excepción en la cual la humedad del suelo ocurre por disminución de la percolación de la humedad del suelo almacenada). Estos dos factores dictan que HEC-1 es un programa que modela un evento simple orientado.

El cálculo de las pérdidas de precipitación puede ser utilizado tanto con las componentes del modelo de hidrograma unitario u onda cinemática. HEC-1 considera a las pérdidas en forma uniforme sobre cada planicie.

Para el cálculo de Infiltración HEC-1 presenta cinco opciones: Pérdida inicial y uniforme, Pérdida Exponencial, Número de Curva SCS, Holtan y, Green y Ampt

Además, HEC-1 tiene la posibilidad de combinar las pérdidas del agua producto del deshielo (Método del Grado -Día y Método de Energía de Budget) con las pérdidas ocurridas en la precipitación.

Cálculo de escurrimiento superficial:

HEC-1 permite el cálculo del escurrimiento superficial utilizando los métodos de Hidrograma Unitario, Muskingum-Cunge o las Ecuaciones de Saint-Venant en su forma más reducida (Onda Cinemática).

La técnica de Hidrograma Unitario ha sido muy analizada en la literatura (Cuerpo de Ingenieros, 1959; Linsley y otros, 1975; Viessman y otros, 1972). Esta técnica se utiliza en las subcuencas para obtener la transformación excesos de lluvia en caudal. Los hidrogramas unitarios pueden obtenerse a través de hidrogramas medidos en la cuenca en estudio, en cuenca similares (desde el punto de vista hidrológico) o en forma sintética. Los Hidrogramas sintéticos que pueden utilizarse con HEC-1 son:

- Hidrograma Unitario de Clark (1945)
- Hidrograma Unitario de Snyder (1938)
- Hidrograma Adimensional del SCS (1972)

#### Escurrimiento Distribuido utilizando Onda Cinemética:

El caudal de una subcuenca se puede obtener utilizando la combinación de tres elementos conceptuales: los planos de escurrimiento superficial, los canales colectores y el canal principal. Para el escurrimiento superficial distribuido HEC-1 cuenta con dos opciones el método de Muskingum-Cunge o las ecuaciones de Saint-Venant.

#### **2.1.4.2.Descripción Interna del Programa**

HEC-1 es un programa compuesto por treinta y tres programas que contienen al programa principal (HEC1) y las subrutinas necesarias para el cálculo. HEC-1 se compone de un programa principal, setenta y dos subrutinas y cuatro funciones.

A continuación se presenta la lista de programas que intervienen en HEC-1

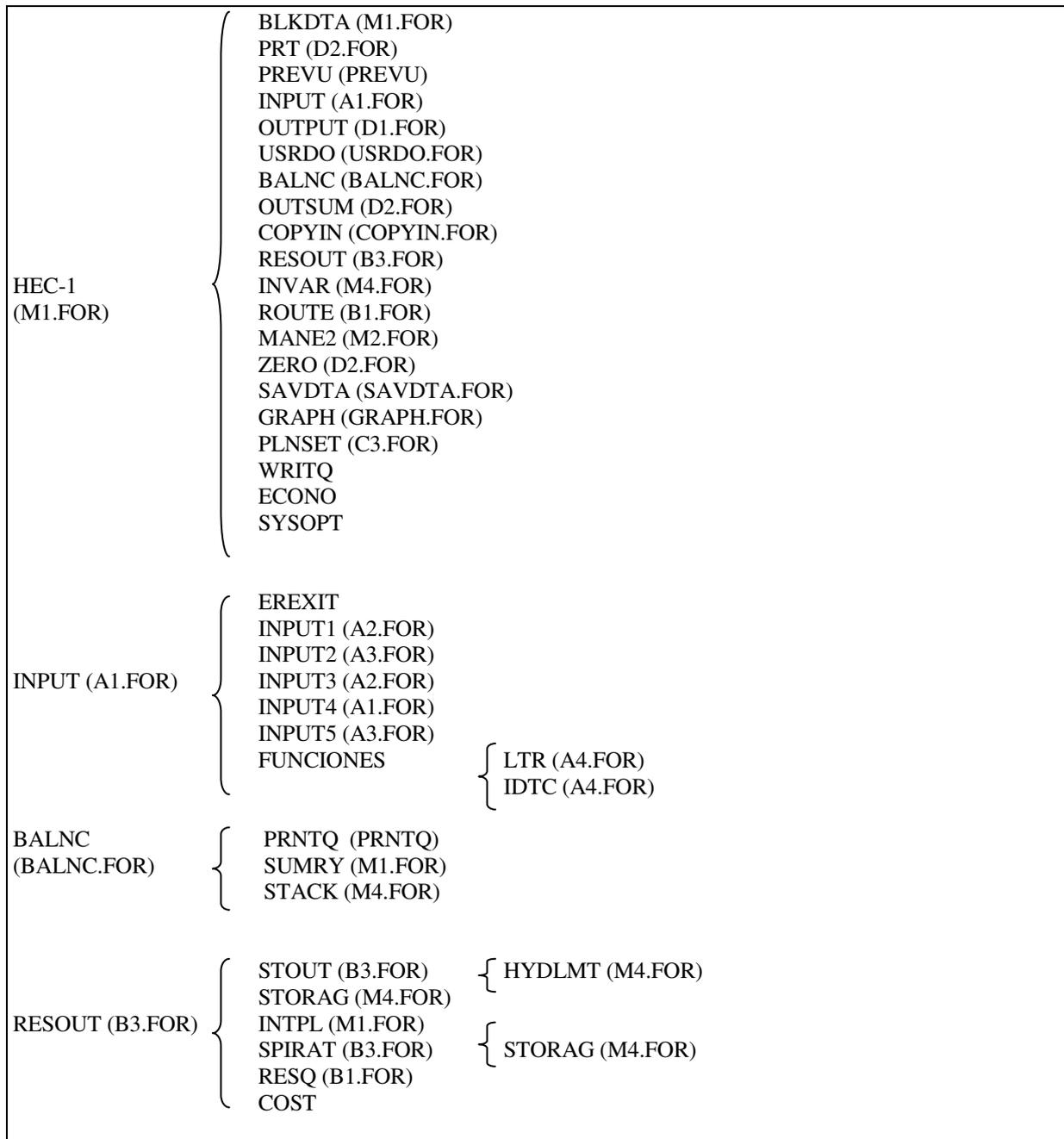
- |              |
|--------------|
| - M1.FOR     |
| - M2.FOR     |
| - M4.FOR     |
| - A1.FOR     |
| - A2.FOR     |
| - A3.FOR     |
| - A4.FOR     |
| - B1.FOR     |
| - B3.FOR     |
| - D1.FOR     |
| - D2.FOR     |
| - COPYIN.FOR |
| - CHNPRC.FOR |
| - C1.FOR     |
| - C2.FOR     |
| - C3.FOR     |
| - DAMBRK.FOR |
| - GETDTA.FOR |
| - GRAPH.FOR  |
| - HYDLMT.FOR |
| - K2.FOR     |
| - KINOFF.FOR |
| - PREVU.FOR  |
| - PRNTQ.FOR  |
| - RECESN.FOR |
| - SAVDTA.FOR |
| - USRDO.FOR  |

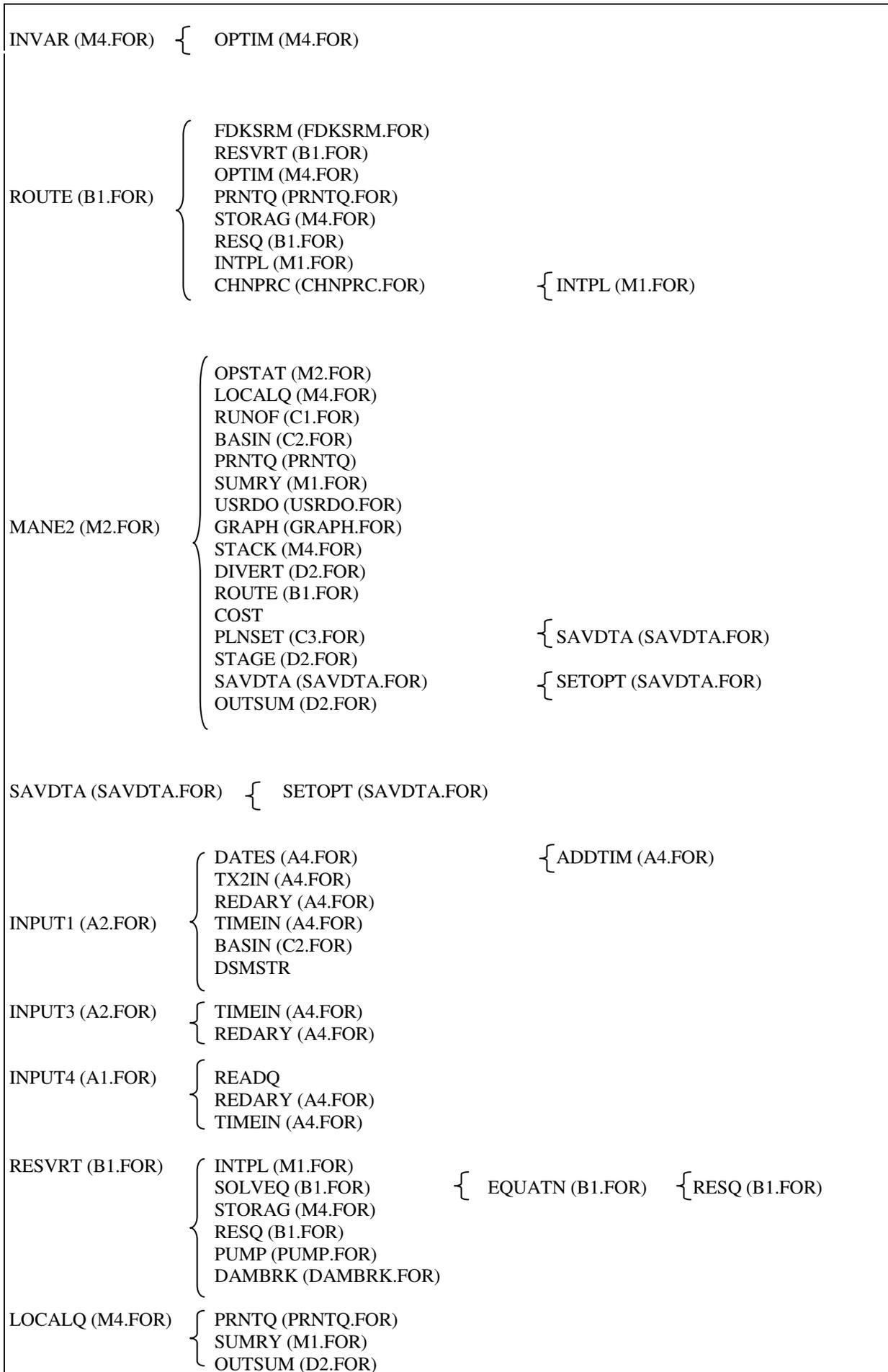
- BANNER.FOR
- FDKRUT.FOR
- FDKSRM.FOR
- PUMP.FOR
- BALNC.FOR

Tabla 2.2. Listado de los programas que conforman a HEC-1

Estructura Interna de HEC-1

Como se dijo HEC-1 está compuesto de diversos programas. Los programas que componen a HEC-1 permiten ejecutar distintas tareas. A continuación se describen las tareas realizadas por cada uno de los programas que componen a HEC-1 y para entender la estructura del programa se presenta en la tabla 2.3 un diagrama de los programas, subrutinas y funciones que conforman a HEC-1.





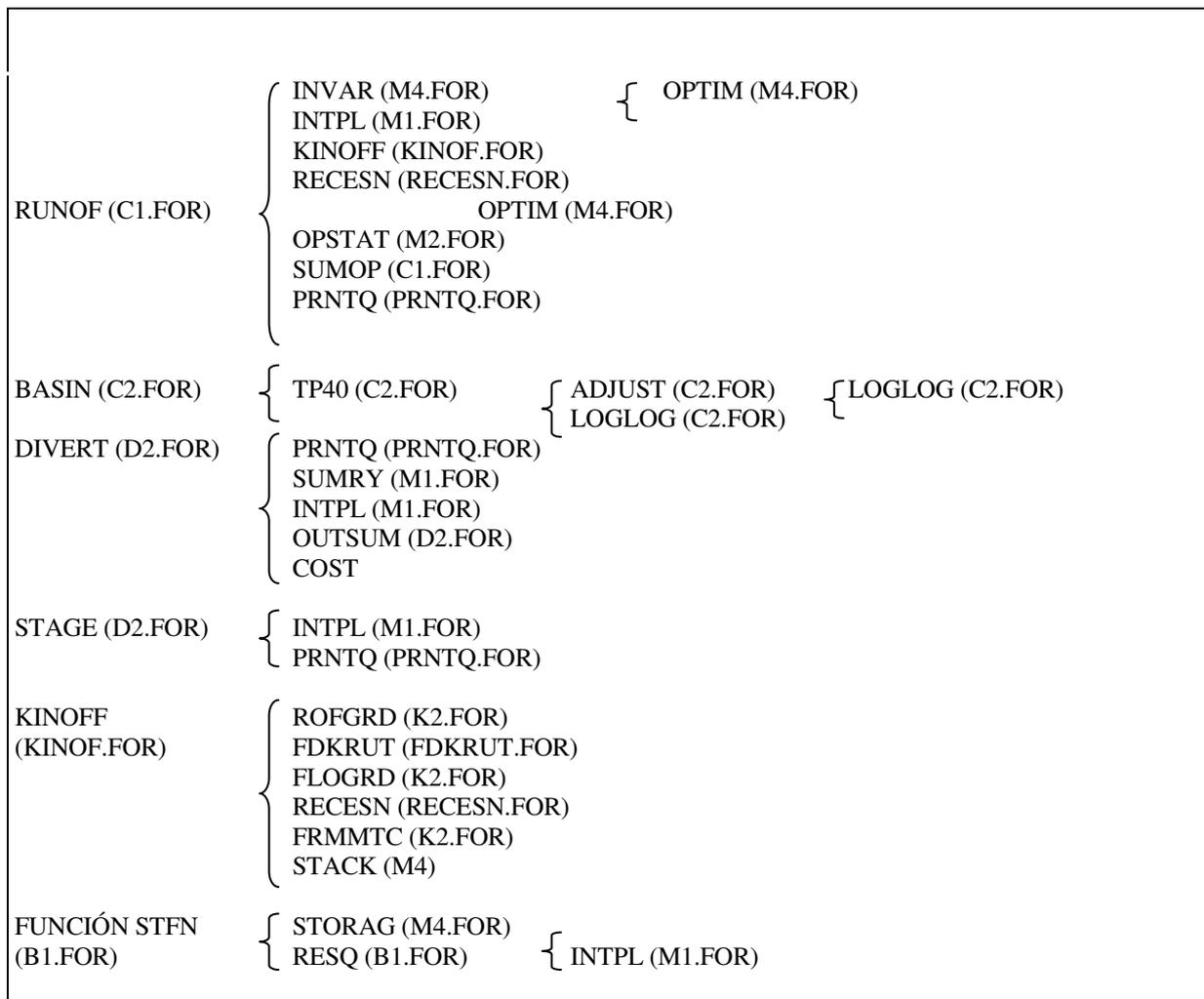


Tabla 2.3. Diagrama de programas y subrutinas de HEC-1

### M1.FOR

El programa M1.FOR contiene el programa principal HEC1, en este programa se realiza la apertura y cierre de archivos, se reinician los parámetros para un nuevo trabajo y se llaman a las subrutinas principales como se detalló en la tabla anterior. La subrutina INTPL realiza la interpolación lineal de X la cual debe ser monotónicamente creciente si XTRAP es verdadero. La subrutina TIMAVG computa los valores pico y medio para un serie de tiempo. La subrutina BLKDTA contiene los valores datos, como por ejemplo los cambios de unidades, las variables de caracteres, etc. La subrutina SUMRY computa la profundidad media sobre la cuenca, combina los valores para los sistemas multiflujos y convierte volúmenes.

### M2.FOR

El programa M2.FOR contiene la subrutina MANE2, la cual realiza el control de las operaciones principales que se realizan con los hidrogramas (Esguimiento, Ruteo, Combinación y Diversión). La subrutina OPSTAT computa los estadísticos para comparar los hidrogramas observados con los optimizados. La función BIT I de la variable J es VERDADERA sino es así, la cambia.

**M4.FOR**

El programa M4.FOR contiene las subrutinas STORAG, INVAR, OPTIM, LOCALQ, STACK. STORAG computa los almacenamientos del reservorio usando el método cónico. INVAR determina cuales variables son optimizadas e inicializa los vectores IFREZ y VAR de acuerdo a lo anterior. OPTIM controla la variación de las variables para optimización, de acuerdo a los cambios en la variable se modifica la función objetivo. LOCALQ computa los flujos locales. STACK almacena y recupera los hidrogramas; fue realizada por Art Pabst en noviembre de 1978.

**A1.FOR**

El programa A1.FOR contiene la subrutina INPUT esta subrutina llama a las subrutinas que leen las tarjetas de ingresos de datos, INPUT1(A2.FOR), INPUT2 (A3.FOR), INPUT3 (A2.FOR), INPUT4 (A1.FOR), INPUT5 (A3.FOR). La subrutina INPUT4 lee las tarjetas B (BA, BF, BI, BR), U (UI, UC, US, UD, UA, UK), P (PB, PC, PI, PS, PM, PT, PW, PR, PH), L (LE, LM, LU, LS, LH) y, M (MA, MC, MD, MS, MT, MW).

**A2.FOR**

El programa A2.FOR contiene las subrutinas INPUT1 e INPUT3. La subrutina INPUT1 lee las siguientes tarjetas de ingreso I (ID, IT, IN, IO, IM), título, fecha, control de variables, etc.; V (VS, VV); O (OU, OR, OS, OO, OF); J (JP, JR, JD); P (PC, PD); G (PG), ZR. INPUT1 llama a DATES, TX2IN, TIMEIN, DSMSTR. INPUT3 lee las tarjetas K (KM, KO, KF, KP); Q (QO, QI, QS, QP); H (HC, HB, HQ, HE, HL), ZW, ZR.

**A3.FOR**

El programa A3.FOR contiene la subrutina INPUT2 lee las tarjetas K (KK) inicializa las variables para una nueva estación; E, datos económicos. La subrutina INPUT5 lee las tarjetas R (RN, RL, RM, RS, RT, RK, RC, RY), datos de ruteo; S (SA, SV, SE, SO, SQ, SE, SL, ST, SW, SE, SG, SQ, SE, SS, SB), datos del reservorio, vertedero y presa; D (DR, DT, DI, DQ, DO, DC, DD), datos para la diversión de flujo y factores del costo anual; W (WP, WO, WC, WD), datos para la opción de bombeo; Z (ZZ) final del ingreso de datos.

**A4.FOR**

El programa A4.FOR contiene las subrutinas DATES, ADDTIM, REDARY, TX2IN, TCOMPR, TSUB, TIMEIN y las funciones LTR e IDTC. La función LTR devuelve la ubicación del elemento en el arreglo LGRP entre M y N, inclusive, el cual es idéntico a ID. La ubicación que retorna es relativa a M. Esta función es llamada por la subrutina INPUT y fue realizada por Paul Ely en enero de 1979. La función IDTC iguala los elementos del arreglo ID. Los valores de IDTC que retorna son -1,0, 1. Esta función es llamada desde la subrutina INPUT y fue realizada por Paul Ely en enero de 1979. DATES computa el tiempo para cada intervalo de tabulación, chequea al final de los datos se llevo al tiempo especificado, fue modificada por Paul Ely en agosto de 1979. DATES llama a la subrutina ADDTIM. ADDTIM chequea el mes ingresado y el año. REDARY lee los n valores para el arreglo con dimensión K. TX2IN convierte el tiempo externo en tiempo interno. TCOMPR compara el tiempo I con el tiempo J. TSUB resta dos en el intervalo FORM y devuelve la diferencia en KINDAY Y KMIN. TIMEIN lee en la serie de datos de tiempo e interpola la serie para obtener el periodo adecuado para el calculo computacional (intervalo de tiempo correcto). TIMEIN llama TX2IN, TCOMPR, TSUB.

**B1.FOR**

El programa B1.FOR contiene las subrutinas ROUTE, RESVERT, SOLVEQ, EQUATN, RESQ y la función STFN. ROUTE estima los caudales de ingreso para optimizar el ruteo, optimiza el coeficiente de almacenamiento, realiza el ruteo utilizando el método de

Muskingum y optimiza los parámetros, imprime los resultados de la optimización, realiza el ruteo en embalse utilizando el método de Puls modificado. RESVRT realiza el ruteo a través de un reservorio y es llamada desde la subrutina ROUTE, fue realizada por Paul Ely en enero de 1980. ROUTE chequea la diferencia entre los caudales de entrada menos los caudales de salida excedan los valores de almacenamiento, de ser así llama a la subrutina DAMBRK. SOLVEQ fue realizada por Paul Ely en mayo de 1979, realiza el método iterativo de la secante, si no converge divide el intervalo por mitades. EQUATN contiene las ecuaciones para las cuales SOLVEQ busca las raíces, fue realizada por Paul Ely en enero de 1980. RESQ computa los caudales de salida de un reservorio para una elevación dada del agua. Computa los flujos sobre la presa usando la ecuación de tirante crítico y computa los flujos de salida usando las ecuaciones de orificio o vertedero. Función STFN retorna un valor para las ecuaciones de almacenamiento para una elevación de agua.

### **B3.FOR**

El programa B3.FOR contiene las subrutinas RESOUT, STOUT y SPIRAT. RESOUT computa una curva sintética de almacenamiento-caudal de salida de la salida del reservorio dependiendo de las características de este. El programa de ruteo está diseñado para un criterio de Puls modificado y desarrolla una curva con una sección transversal de ocho puntos. STOUT computa elevación-almacenamiento-caudal de salida. SPIRAT contiene tablas de datos necesarios para los cálculos, calcula los almacenamientos para elevaciones en la curva e imprime los datos del vertedero.

### **C1.FOR**

El programa C1.FOR contiene las subrutinas RUNOF y SUMOP. RUNOF inicializa las variables para optimizar los parámetros de escurrimiento, computa el hidrograma unitario de diversas formas, por el método del SCS, o en función del hidrograma dado para la cuenca, o por el método de Clark, o por el método de Snyder; realiza el traslado de la cuenca; computa los excesos de precipitación utilizando el método del Número de Curva, Holtan, Exponencial, Tasa Inicial y Uniforme, Función Parabólica de Pérdidas, Green y Ampt; computa las pérdidas del agua provenientes del derretimiento de las nieves; chequea el volumen; ajusta las variables de pérdidas optimizadas para compensar la diferencia de volumen; transforma los excesos de precipitación en caudal escurrido utilizando un hidrograma unitario, adiciona el flujo base al hidrograma de escurrimiento directo; computa el error estandar para la optimización. C1.FOR computa además los hidrogramas unitarios por los métodos SCS, CLARK y SNYDER, transforma los excesos en caudales utilizando los hidrogramas unitarios y adiciona el flujo base. SUMOP imprime los resultados de las optimizaciones.

### **C2.FOR**

El programa C2.FOR contiene las subrutinas BASIN, TP40, ADJUST, LOGLOG, y la función LOCAT. BASIN computa el hidrograma de la cuenca, da la distribución de coeficientes para la hora pico si el intervalo de tiempo es menor a una hora. Esta subrutina fue modificada por Paul Ely en julio de 1979. TP40 es una subrutina para generar una tormenta de diseño de estilo TP40, convierte la serie anual si el evento es frecuente y ajusta las alturas para las cuencas. la función LOCAT genera un espaciado triangular. ADJUST da los factores para el ajuste de profundidad-área y da el valor para el coeficiente B. LOGLOG realiza un interpolación logarítmica.

### **C3.FOR**

El programa C3.FOR contiene la subrutina PLNSET. PLNSET chequea que las operaciones en los hidrogramas se realicen para todos los planes. Si todos los planes no se procesaron, los planes no procesados se determinan y los parámetros de operación que se asignan son los del primer plan.

**D1.FOR**

El programa D1.FOR contiene la subrutina OUTPUT que escribe los datos que serán usados en cada operación, esta subrutina fue escrita por Paul Ely en enero de 1979. OUTPUT imprime las variables que controlan el trabajo, los datos de entrada para el cálculo del escurrimiento, las tablas de especificaciones indicadas por el operador, los datos de precipitación, los datos del hidrograma unitario u onda cinemática. Esta subrutina es llamada desde HEC1 (M1.FOR).

**D2.FOR**

El programa D2.FOR contiene las subrutinas ZERO, OUTSUM, DIVERT, STAGE y PRNTQ. ZERO inicializa las variables para un nuevo trabajo. La subrutina OUTSUM imprime los datos ingresados. La subrutina DIVERT realiza los cálculos de derivación de flujos, esta subrutina fue realizada por Paul Ely en febrero de 1979. STAGE calcula las tablas para los hidrogramas computados. PRT imprime el final del archivo (EOF).

**COPYIN.FOR**

El programa COPYIN.FOR contiene la subrutina COPYIN. COPYIN lee los datos del archivo de entrada, chequea el formato de los campos libres y fijos, y escribe los datos para el archivo de trabajo en formato de campo fijo con identificación de la próxima tarjeta adjunta al comienzo de cada tarjeta.

**CHNPRC.FOR**

El programa CHNPRC.FOR contiene la subrutina CHNPRC. CHNPRC computa las pérdidas del canal debidas a la percolación. CHNPRC llama a la subrutina INTPL para el cálculo del tirante y el caudal percolado desde la superficie mojada.

**DAMBRK.FOR**

El programa DAMBRK.FOR contiene la subrutina DAMBRK. DAMBRK computa los hidrogramas de escurrimiento sobre la cresta y sobre las brechas que se corresponden con un incorrecto funcionamiento de la presa (rotura de presa). DAMBRK es llamada desde RESVRT, fue programada por Paul Ely en abril de 1978. DAMBRK llama a INTPL, STORAG, RESQ y GRAPH.

**GETDATA.FOR**

El programa GETDTA.FOR contiene la subrutina GETDTA. GETDTA lee los hidrogramas de ingreso para una segunda y subsiguientes pasadas a través del sistema para optimizar las componentes. GETDTA es llamada desde SYSOPT y fue programada por Paul Ely en marzo de 1980.

**GRAPH.FOR**

El programa GRAPH.FOR contiene la subrutina GRAPH. GRAPH produce una impresión de los datos de la serie de tiempo para una impresora de 132 columnas. GRAPH es llamada desde DAMBRK, MANE2, ROUTE. Esta subrutina fue modificada por Paul Ely en agosto de 1980.

**HYDLMT.FOR**

El programa HYDLMT.FOR contiene la subrutina HYDLMT. HYDLMT calcula los elementos hidráulicos (área, ancho de boca, perímetro mojado, radio hidráulico, transporte, altura de velocidad, factor de distribución de velocidad, tirante crítico) de las secciones transversales por el método de integración trapeoidal. la sección transversal puede ser subdividida en 7 sub-secciones. Los parámetros se calculan para cada sub-sección y los totales se calculan para la x-

sección. HYDLMT fue realizada por William A. Thomas en marzo de 1975 y modificada por Paul Ely en febrero de 1980 para ser usada en HEC-1.

### **K2.FOR**

El programa K2.FOR contiene las subrutinas ROFGRD, FLOGRD y, FRMMTC, TOMTRC. ROFGRD calcula el número de intervalos dx y dt utilizados en el esquema de diferencias finitas para el cálculo del escurrimiento superficial. El intervalo dt es calculado en segundos y dx en pies. Esta subrutina es llamada desde la subrutina KINOFF. El número de intervalos dx debe ser una función del valor de dt pero no debe ser menor a 2 y no mayor que 50. FLOGRD computa el número y la magnitud de los intervalos dx usados en la porción del escurrimiento de la sub-área en la subrutinas de onda cinemática. Esta subrutina es llamada desde la subrutina KINOFF. El número de intervalo dx se calcula como una función de dt. FRMMTC convierte los datos requeridos en el ingreso de datos, cuando son ingresados en unidades métricas. TOMTRC convierte los datos originales de KINOFF el hidrograma computado a unidades métricas.

### **KINOFF.FOR**

El programa KINOFF.FOR contiene la subrutina KINOFF. KINOFF determina las sub-áreas de hidrogramas de escurrimiento usando la metodología de onda cinemática/diferencias finitas. Usa los excesos de tormenta y la hipótesis de superficie de suelo seco para producir el hidrograma de escurrimiento. Este hidrograma se almacena en un vector. Las características de la recesión pueden ser modificadas de acuerdo al criterio del usuario. Esta subrutina fue modificada por Paul Ely en septiembre de 1979.

### **PREVU.FOR**

El programa PREVU.FOR contiene la subrutina PREVU. PREVU realiza un diagrama esquemático de la red de flujo indicando donde se produce diversión de flujos y donde se vuelve a incorporar el mismo. Además inicializa y ordena los códigos de los arreglos para las tablas de salida definidos por el usuario. Fue programado por Paul Ely en mayo de 1979.

### **PRNTQ.FOR**

El programa PRNTQ.FOR contiene la subrutina PRNTQ. PRNTQ imprime la identificación del hidrograma, selecciona la forma de la tabla del hidrograma salida, imprime las tablas de caudal y almacenamiento o caudal, caudal observado y residuales, o variantes; tabla de precipitaciones, pérdidas, excesos y caudal; tabla de caudal bombeado, almacenamiento y otros tipos de tablas.

### **RECESN.FOR**

El programa RECESN.FOR contiene la subrutina RECESN. RECESN adiciona el flujo base al hidrograma de escurrimiento directo. RECESN es llamada desde KINOFF y RUNOF.

### **SAVDTA.FOR**

El programa SAVDTA.FOR contiene la subrutina SAVDTA. SAVDTA guarda los hidrogramas y los datos de ingresos para las subsiguientes pasadas a través del sistema para las optimizaciones. SAVDTA es llamada desde MAIN y MANE2. Fue realizada por Paul Ely en marzo de 1980.

### **USRDO.FOR**

El programa USRDO.FOR contiene la subrutina USRDO. USRDO escribe los datos de las tablas de salida definidas por el usuario, luego escribe las tablas al final del trabajo. USRDO es llamada desde MAIN, MANE2 y DAMBRK. Fue realizada por Paul Ely en mayo de 1978.

**BANNER.FOR**

El programa BANNER.FOR contiene la subrutina BANNER. BANNER especifica las llamadas a los datos y rutinas de tiempo, escribe la carátula del programa.

**FDKRUT.FOR**

El programa FDKRUT.FOR contiene la subrutina FDKRUT es la solución del esquema en diferencias finitas. FDKRUT genera el hidrograma de escurrimiento del flujo superficial (overland flow) o los hidrogramas de escurrimientos de descarga. FDKRUT requiere un hidrograma de caudal que ingrese lateralmente aguas arriba y un juego de condiciones de borde.

**FDKSRM.FOR**

El programa FDKSRM.FOR contiene la subrutina FDKSRM que traslada un hidrograma de la extensión usando la metodología de la onda cinemática resuelta con el método de diferencias finitas. Esta subrutina llama a la subrutina FDKRUT.

**PUMP.FOR**

El programa PUMP.FOR contiene la subrutina PUMP. PUMP computa los caudales bombeados. PUMP es llamada desde DAMBRK. Fue realizada por Paul Ely en junio de 1980.

**BALNC.FOR**

El programa BALNC.FOR contiene la subrutina BALNC. BALNC modifica el arreglo Q de tal forma que la máxima suma de NQB sea igual a SUMB.

**2.2 Comentarios**

De la gran variedad de programas que existen en la actualidad para el cálculo hidrológico - hidráulico nos avocamos en este trabajo al estudio de HEC-1, SWMM y FLDWAV, se han elegido estos programas por que tanto HEC-1 como SWMM son considerados estandard en el tema. Además HEC-1, SWMM y FLDWAV son programas de libre divulgación.

HEC-HMS contempla la posibilidad de considerar la humedad del suelo para ello utiliza el modelo de humedad del suelo continua (SMA, Soil-moisture Accounting Model). El modelo simula la cuenca como una serie de almacenamientos en mantos. En cada uno de los reservorios en capas se considera la tasa de caudales de ingreso o salida, las capacidades de volumen de almacenamiento y las pérdidas. Los diferentes reservorios del modelo son: intercepción elevada, intercepción superficial, perfil de suelo no saturado, agua subterránea.

Los parámetros del modelo SMA deben ser determinados por datos observados. En este proceso iterativo el modelo es ejecutado con los valores propuestos. La precipitación y la evapotranspiración son los datos de ingreso y el hidrograma computado resultante es comparado con el hidrograma observado en el mismo período. Para el cálculo del almacenamiento en el suelo, en HEC-HMS, se debe especificar una capacidad de almacenamiento a priori que deberá ser colmada primero. En realidad la infiltración es calculada utilizando la siguiente ecuación:

$$\text{InfilPotSuelo} = \text{MaxInfilSuelo} - \frac{\text{CurvaAlmacSuelo}}{\text{MaxAlmSuelo}} \cdot \text{MaxInfilSuelo} \quad 2.1.$$

donde  $I_{\text{filPotSuelo}}$  es el volumen de infiltración potencial del suelo,  $MaxInfilSuelo$  es Infiltración Máxima del Suelo,  $CurvaAlmacSuelo$  es el volumen almacenado de agua en el suelo al comienzo del intervalo del tiempo,  $MaxAlmSuelo$  es la máxima infiltración.

Es decir que HEC-HMS supone una relación lineal con respecto al almacenamiento máximo que puede tener el suelo.

En realidad, la relación entre la humedad y la succión para suelos en la zona vadosa, se representan en general a través de las funciones hidráulicas de los suelos.

El caudal de agua que se infiltra o también denominado como la tasa de infiltración es igual a la variación de la humedad para dos tiempos distintos dividido por la variación del tiempo.

## **ANEXO 3: SOFTWARE EXISTENTE PARA INFILTRACIÓN Y FUNCIONES HIDRÁULICAS DE SUELOS**

### ***3.1 Programas que Permiten Modelar Flujo en Medios Porosos***

Existen diversos modelos que permiten predecir el movimiento del agua y los químicos en y a través de la zona no-saturada del suelo. Estos modelos numéricos necesitan de la estimación de numerosos parámetros. Esto es particularmente cierto cuando se analizan las propiedades hidráulicas de los suelos no-saturados, propiedades que dependen de la velocidad a la cual el agua y los químicos disueltos se mueven dentro del suelo. En los últimos años se han desarrollado numerosos métodos de laboratorio y de campo para determinar las funciones hidráulicas de los suelos (Klute, 1986), aunque la mayoría de ellos son costosos y difíciles de implementar (Van Genchten, Leij y Yates, 1991). Las mediciones in situ de la conductividad hidráulica del suelo son actualmente difíciles y muy lentas. Así, es necesario utilizar métodos más expeditivos y rápidos para determinar las propiedades de los suelos no-saturados.

A continuación se presenta una breve lista de software que permite abordar el problema de la infiltración desde distintos puntos de vista.

Entre los programas más conocidos que permiten modelar flujo en medios porosos se encuentran :

- HYDRUS
- UNSATCHEM-2D
- CHAIN-2D
- MODFLOW
- GMS
- VS2DI
- CHEMFLOW
- HST3D
- SOILCO2
- D-HYSAM
- NOUR EL-DIN
- TETRANS
- MOC3D
- SALTMOD
- VLEACH

Se presenta una breve descripción de HYDRUS que permite modelar el flujo en medios porosos no saturados.

#### **3.1.1. HYDRUS**

El programa HYDRUS, es un programa para simular flujo unidimensional, transporte de un sólo soluto y movimiento de calor, en un medio variablemente saturado. Hydrus-2D permite realizar el análisis del flujo de agua y transporte de solutos en medios porosos no saturados en dos dimensiones. Ambas versiones modelan el flujo del agua usando la ecuación de Richards, y

los solutos y el movimiento de calor usando ecuaciones de transporte convección y dispersión. El programa también considera histéresis en las propiedades hidráulicas del suelo no saturado. En la versión unidimensional el flujo puede ser considerado en dirección vertical, horizontal o inclinado. Aunque se simula también el movimiento de calor, el programa asume que el proceso del flujo de agua no se afecta por los cambios de la temperatura en el sistema.

El programa permite histéresis tanto en la retención suelo-agua como en las funciones de conductividad hidráulica. Permite escalar la funciones hidráulicas de suelo no saturado para tener en cuenta los cambios continuos en las propiedades hidráulicas. Además, considera condiciones alternativas de drenaje de bordes. Los antecedentes de este programa son el código de WORM (van Genuchten, 1987), versiones anteriores de HYDRUS (Kooly van Genuchten, 1991), SWM\_II (Vogel, 1987) y SWMS\_2D (Simunek y otros, 1994).

El código de HYDRUS asume flujo unidimensional en un suelo variablemente saturado bajo condiciones isotérmicas. Permite además, el uso de tres modelos analíticos diferentes para propiedades hidráulicas de suelos (Brooks y Corey, 1966; van Genuchten, 1980; y Vogel y Cislárová, 1988), también permite que las propiedades hidráulicas se puedan leer directamente de tablas. Implementa las funciones de van Genuchten (1980) que usan la distribución estadística tamaño de poro del modelo de Mualem (1976) para obtener una ecuación de predicción para la función de conductividad hidráulica en términos de los parámetros de retención de agua del suelo. Utiliza un proceso para escalar las funciones para simplificar la descripción de la variabilidad en las propiedades hidráulicas no saturadas de los perfiles de suelo heterogéneos. Asume que la variabilidad hidráulica en cierto punto del perfil del suelo puede ser aproximada por un conjunto de transformaciones lineales que relacionan las características hidráulicas individuales con las características de referencia. La técnica se basa en el concepto introducido por Miller y Miller (1956) para medios porosos que difiere solamente en la escala de la geometría. HYDRUS implementa dos tipos de condiciones para describir las interacciones sistema independientes en los bordes de la región de flujo. Estas, son condiciones de borde de carga de presión especificada y las condiciones de borde de flujo específico.

HYDRUS-2D resuelve la ecuación de Richards en dos dimensiones para el flujo de agua no saturado y la ecuación de Fick para el transporte de solutos. La ecuación de flujo incorpora un término de sumidero al igual que HYDRUS 5.0. Permite analizar el movimiento de agua y solutos en medios no saturados, parcialmente saturados o completamente saturados (Simunek y otros, 1996).

### ***3.2 Modelos que describen las propiedades hidráulicas de los suelos no saturados***

UNSODA es un programa que consiste en una base de datos de las propiedades hidráulicas de los suelos no saturados (contenido de humedad, conductividad hidráulica y difusividad del agua en el suelo), propiedades básicas del suelo (distribución del tamaño de partículas, densidad, contenido de materia orgánica, etc.) e información adicional sobre el suelo y los procedimientos experimentales. El programa puede utilizarse para: (1) guardar y editar datos, (2) buscar datos, (3) escribir los contenidos de conjuntos de datos seleccionados y (4) para describir los datos hidráulicos de los suelos no saturados con expresiones analíticas de forma cerrada, (Leij y otros, 1996).

RETC (REtention Curve), fue desarrollado por van Genuchten, Leij y Yates dentro del Laboratorio de Salinidad de U.S.A., Departamento de Agricultura. El programa usa los modelos paramétricos de Brooks-Corey (1964) y van Genuchten (1978) para representar las curvas de retención de agua del suelo, y los modelos de distribución teórica del tamaño de poros de Mualem (1976a) y Burdine (1953) para determinar la función de conductividad hidráulica en

función de los datos observados de retención de agua del suelo. El programa también permite un ajuste analítico simultáneo de los datos observados de retención de agua y conductividad. El código de RETC es descendiente del código SOHYP (van Genuchten, 1978).

RETC incluye una valuación directa de las funciones hidráulicas cuando los parámetros del modelo son conocidos, también incluye una forma más flexible para introducir los parámetros para los procesos de optimización y la posibilidad de evaluar los parámetros del modelo de los datos observados de conductividad y retención de agua. El código de RETC puede ser modificado fácilmente para tener en cuenta los procesos más complicados como flujo histerético bifásico (Lenhard y otros, 1991) o el flujo preferencial (Germann, 1990).

### ***3.3 Modelos para cálculo de las necesidades de agua de los cultivos***

Existen programas que se utilizan para determinar las necesidades de agua de los cultivos, entre los mismos se encuentran:

CROPWAT  
ClimWat

### ***3.4 Comentarios***

Hay numerosos programas para el cálculo de infiltración en medios porosos saturados o no saturados. Estos programas permiten resolver el problema para casos particulares, en general medios semi-infinitos, debido a que la ecuación de Richards es altamente no lineal y no existen soluciones cerradas.

Todos estos programas necesitan la definición de las propiedades hidráulicas de los suelos y en muchos casos necesitan los parámetros de las funciones hidráulicas para los distintos modelos.

Este trabajo busca determinar entonces el escurrimiento superficial y el flujo subsuperficial para poder determinar el caudal superficial con mayor precisión y obtener en forma simultánea cómo se encuentra el suelo.

**ANEXO 4: DATOS GENERALES DE SUELOS**

Código: 1260

WARDEN LIMO

## ----- DESCRIPCIÓN GENERAL -----

Código: 1260

Familia: mixta, mesic, Xerollic Camborthid

Series: Warden limo

Textura: limo

Estructura: NA

Rango de Profun: 0 &lt;&lt;&lt;- 40 cm

Horizon: NA

Profun Freática: 1500.00

Ubicación: Hanford, Richland, WA, USA

Sitio: McGee ranch

Precip Anual: 16.00

Temp Med Ene(C): -1.50

Temp Med Jul(C): 24.70

Fecha: 1987

Publicación: Rockhold y otros, Characterization of Unsaturated Hydraulic Conductivity at the Hanford Site. PNL-6488, Pac. NW Lab, Richland, WA

Palabra clave: alterada

Referencia: M.L. Rockhold, Batelle Pacific N.W. Lab., Richland, WA 99352. Teléfono (509)376-8311, fax (509)376-5368.

Rating: NA (NA)

Comentarios: 3-5% pendiente

## ----- METODOLOGÍA -----

Humedad en Campo: Tensiómetro y termalización neutrónica, TDR

Humedad en Laboratorio: Tensiómetro y gravimétrica

Conductividad Hid. en Campo: Perfil Instantáneo

Conductividad Hid. en Laborat: Columna corta

Cond. Hidra. Satur. Campo: Sin comentarios

Cond. Hidra. Satur. Labor.: Carga constante

## ----- PROPIEDADES DEL SUELO -----

Densidad (g/cm<sup>3</sup>): 1.540Densidad del suelo (parte sólida) (g/cm<sup>3</sup>): 2.770Porosidad (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>): NA

Contenido de Materia Orgánica (%): NA

Conductividad Saturada (cm/d): 77.800

Humedad de Saturación (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>): NA

Capacidad de Intercambio Catiónico (cmol/kg): NA

pH: NA

Nivel Electrolítico (meq/l): NA

SAR (mmol/L)<sup>1/2</sup>: NA

ESP (%): NA

EC (dS/m): NA

Fe libre y Óxido de Al (%): NA

Comentarios: Método del hidrómetro

---

---

Código: 1330OHLENDORF PARABRAUNERDE LIMO

---

---

## ----- DESCRIPCIÓN GENERAL -----

Código: 1330

Family: Albic Luvisol

Series: Ohlendorf Parabraunerde

Texture: limo

Estructura: NA

Rango de Profun: 0 - 35 cm

Horizon: Ap

Profun Freática: 260.00

Ubicación: Ohlendorf, Hannover, Alemania Occidental

Sitio: NA

Precip Anual: 65.00

Temp Med Ene(C): 0.00

Temp Med Jul(C): 0.00

Fecha: 1989

Publicación: Plagge et al., Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd. 153:39-45, 1990.

Palabra clave: no alterada

Referencia: G. Wessolek, Inst. fur Oekologie, TU Berlin, Salzufer 11-12, D1000 Berlin 10, Germany.

Teléfono 030-31473123, fax 030-31421123.

---

---

## ----- METODOLOGÍA -----

Humedad en Campo: Tensiómetro y termalización neutrónica, TDR

Humedad en Laboratorio: Tensiómetro and TDR

Conductividad Hid. en Campo: Perfil Instantáneo

Conductividad Hid. en Laborat: Evaporation

Cond. Hidra. Satur. Campo: NA

Cond. Hidra. Satur. Labor.: Carga Constante

---

---

## ----- PROPIEDADES DEL SUELO -----

Densidad (g/cm<sup>3</sup>): 1.370Densidad del suelo (parte sólida) (g/cm<sup>3</sup>): NAPorosidad (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>): 0.450

Contenido de Materia Orgánica (%): 1.000

Conductividad Saturada (cm/d): 35.000

Humedad de Saturación (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>): 0.440

Capacidad de Intercambio Catiónico (cmol/kg): 10.400

pH: 6.300

Nivel Electrolítico (meq/l): NA

SAR (mmol/L)<sup>1/2</sup>: NA

ESP (%): NA

EC (dS/m): NA

Fe libre y Óxido de Al (%): NA

Comentarios: método de la pipeta para distribución del tamaño de la partícula, pH-CaCl<sub>2</sub>.

---

---

---

---

Código: 1331OHLENDORF PARABRAUNERDE LIMO

---

---

## ----- DESCRIPCIÓN GENERAL -----

Código: 1331

Familia: Albic Luvisol

Series: Ohlendorf Parabraunerde

Textura: limo

Estructura: NA

Rango de Profun: 55 - 80 cm

Horizon: Bt

Profun Freática: 260.00

Ubicación: Ohlendorf, Hannover, Germany

Sitio: NA

Precip Anual: 65.00

Temp Med Ene(C): 0.00

Temp Med Jul(C): 0.00

Fecha: 1989

Publicación: Plagge et al., Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd. 153:39-45, 1990.

Palabra clave: no alterada

Referencia: G. Wessolek, Inst. für Oekologie, TU Berlin, Salzufer 11-12, D1000 Berlin 10, Germany.

Teléfono 030-31473123, fax 030-31421123.

---

---

## ----- METODOLOGÍA -----

Humedad en Campo: Tensiómetro y termalización neutrónica, TDR

Humedad en Laboratorio: Tensiómetro and TDR

Conductividad Hid. en Campo: Perfil Instantáneo

Conductividad Hid. en Laborat: Evaporación

Cond. Hidra. Satur. Campo: NA

Cond. Hidra. Satur. Labor.: Carga variable

---

---

## ----- PROPIEDADES DEL SUELO -----

Densidad (g/cm<sup>3</sup>): 1.430Densidad del suelo (parte sólida) (g/cm<sup>3</sup>): NAPorosidad (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>): NA

Contenido de Materia Orgánica (%): 0.200

Conductividad Saturada (cm/d): 40.000

Humedad de Saturación (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>): 0.430

Capacidad de Intercambio Catiónico (cmol/kg): 15.600

pH: 7.100

Nivel Electrolítico (meq/l): NA

SAR (mmol/L)<sup>1/2</sup>: NA

ESP (%): NA

EC (dS/m): NA

Fe libre y Óxido de Al (%): NA

---

---

Código 3090

CHERNOZEM LOESS

## ----- DESCRIPCIÓN GENERAL -----

Código: 3090

Familia: Chernozem (on Loess)

Series: Odessa Chernozem

Textura: limo, loam

Estructura: NA

Rango de Profun: 0 - 20 cm

Horizon: Ap

Profun Freática: 1300.00

Ubicación: Ukraine, región de Odessa, Rusia

Sitio: NA

Precip Anual: 49.00

Temp Med Ene(C): -4.20

Temp Med Jul(C): 21.50

Fecha: 07/88

Publicación: Shein, Thesis, Moscow State Univ, 1990.

Palabra clave: no alterada

Referencia: E.V. Shein, Dept. Soil Sci., Moscow Leninskie Gory, MSU, Moscow Russia 119899.

Teléfono 939-44-39

Rating: 6 (Shein)

Comentarios: terreno cubierto con alfalfa.

## ----- METODOLOGÍA -----

Humedad en Campo: Tensiómetro y muestreo gravimétrico

Humedad en Laboratorio: Presión salida y gravimétrica

Conductividad Hid. en Campo: tensiómetros a vacío (Gardner)

Conductividad Hid. en Laborat: NA

Cond. Hidra. Satur. Campo: Sin comentarios

Cond. Hidra. Satur. Labor.: NA

## ----- PROPIEDADES DEL SUELO -----

Densidad (g/cm<sup>3</sup>): 1.400Densidad del suelo (parte sólida) (g/cm<sup>3</sup>): 2.580Porosidad (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>): 0.457

Contenido de Materia Orgánica (%): 3.850

Conductividad Saturada (cm/d): 19.500

Humedad de Saturación (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>): NA

Capacidad de Intercambio Catiónico (cmol/kg): 28.010

pH: 7.500

Nivel Electrolítico (meq/l): NA

SAR (mmol/L)<sup>1/2</sup>: 3.645

ESP (%): 1.370

EC (dS/m): 0.920

Fe libre y Óxido de Al (%): NA

Comentarios: 100 cm<sup>3</sup> no perturbada para densidad. PD con psicrómetro.

---

---

Código: 3091ODESSA CHERNOZEM LOESS

---

---

## ----- DESCRIPCIÓN GENERAL -----

Código: 3091

Familia: Chernozem (de Loess)

Series: Odessa Chernozem

Textura: silt loam

Estructura: NA

Rango de Profun: 20 - 44 cm

Horizon: A1

Profun Freática: 1300.00

Ubicación: Ukraine, región de Odessa, Rusia

Sitio: NA

Precip Anual: 49.00

Temp Med Ene(C): -4.20

Temp Med Jul(C): 21.50

Fecha: 07/88

Publicación: Shein, Thesis, Moscow State Univ, 1990.

Palabra clave: no alterada

Referencia: E.V. Shein, Dept. Soil Sci., Moscow Leninskie Gory, MSU, Moscow Russia 119899.

Teléfono 939-44-39

Rating: 6 (Shein)

---

---

----- METODOLOGÍA -----

Humedad en Campo: Tensiómetro y muestreo gravimétrico

Humedad en Laboratorio: Caudal de salida a Presión, gravimétrica y soluciones salinas

Conductividad Hid. en Campo: Vacío y tensiómetro (Gardner)

Conductividad Hid. en Laborat: NA

Cond. Hidra. Satur. Campo: Sin comentarios

Cond. Hidra. Satur. Labor.: NA

---

---

----- PROPIEDADES DEL SUELO -----Densidad (g/cm<sup>3</sup>): 1.430Densidad del suelo (parte sólida) (g/cm<sup>3</sup>): 2.600Porosidad (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>): 0.450

Contenido de Materia Orgánica (%): 3.020

Conductividad Saturada (cm/d): 15.400

Humedad de Saturación (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>): NA

Capacidad de Intercambio Catiónico (cmol/kg): 27.360

pH: 8.000

Nivel Electrolítico (meq/l): NA

SAR (mmol/L)<sup>1/2</sup>: 2.250

ESP (%): 2.160

EC (dS/m): 0.960

Fe libre y Óxido de Al (%): NA

Comentarios: muestra de 100 cm<sup>3</sup> no perturbada.

---

---

Código: 3093ODESSA CHERNOZEM LIMO

---

---

## ----- DESCRIPCIÓN GENERAL -----

Código: 3093

Familia: Chernozem (de Loess)

Series: Odessa Chernozem

Textura: limo

Estructura: NA

Rango de Profun: 130 - 185 cm

Horizon: BC

Profun Freática: 1300.00

Ubicación: Ukraine, región de Odessa, Rusia

Sitio: NA

Precip Anual: 49.00

Temp Med Ene(C): -4.20

Temp Med Jul(C): 21.50

Fecha: 07/88

Publicación: Shein, Thesis, Moscow State Univ, 1990.

Palabra clave: no alterada

Referencia: E.V. Shein, Dept. Soil Sci., Moscow Leninskie Gory, MSU, Moscow Russia 119899.

Teléfono 939-44-39

Rating: 6 (Shein)

---

---

----- METODOLOGÍA -----

Humedad en Campo: Tensiómetro y muestreo gravimétrico

Humedad en Laboratorio: Presión de salida y gravimétrica

Conductividad Hid. en Campo: tensiometro Gardner

Conductividad Hid. en Laborat: NA

Cond. Hidra. Satur. Campo: Sin comentarios

Cond. Hidra. Satur. Labor.: NA

---

---

----- PROPIEDADES DEL SUELO -----Densidad (g/cm<sup>3</sup>): 1.390Densidad del suelo (parte sólida) (g/cm<sup>3</sup>): 2.680Porosidad (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>): 0.481

Contenido de Materia Orgánica (%): NA

Conductividad Saturada (cm/d): NA

Humedad de Saturación (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>): NA

Capacidad de Intercambio Catiónico (cmol/kg): 27.710

pH: 8.600

Nivel Electrolítico (meq/l): NA

SAR (mmol/L)<sup>1/2</sup>: 1.710

ESP (%): 1.380

EC (dS/m): 1.310

Fe libre y Óxido de Al (%): NA

---

---

---

---

Código: 3100MOLDOVA CHERNOZEM I

---

---

## ----- DESCRIPCIÓN GENERAL -----

Código: 3100  
Familia: Chernozem  
Series: Moldova Chernozem I  
Textura: limo arcilloso  
Estructura: NA  
Rango de Profun: 0 - 11 cm  
Horizon: Ap  
Profun Freática: 2400.00  
Ubicación: Moldova, región de Dnestr, Rusia  
Sitio: bare fallow  
Precip Anual: 64.00  
Temp Med Ene(C): -7.40  
Temp Med Jul(C): 23.40  
Fecha: 09/85  
Publicación: Meschtankova, L., Ph.D. Thesis, Moscow State Univ, 1989.  
Palabra clave: no alterada  
Referencia: E.V. Shein, Dept. Soil Sci., MSU, Leninskie Gory, Moscow Russia 119899. Teléfono +939-44-39.  
Rating: 6 (Shein)  
Comentarios: Investigacion de propiedades hidráulicas.

## ----- METODOLOGÍA -----

Humedad en Campo: Tensiómetro  
Humedad en Laboratorio: Caudal de salida a presión y gravimétrica y soluciones salinas  
Conductividad Hid. en Campo: tensiómetro Gardner  
Conductividad Hid. en Laborat: plato de presión  
Cond. Hidra. Satur. Campo: encharcamiento  
Cond. Hidra. Satur. Labor.: NA

## ----- PROPIEDADES DEL SUELO -----

Densidad (g/cm<sup>3</sup>): 1.140  
Densidad del suelo (parte sólida) (g/cm<sup>3</sup>): 2.540  
Porosidad (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>): 0.551  
Contenido de Materia Orgánica (%): 4.000  
Conductividad Saturada (cm/d): 168.000  
Humedad de Saturación (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>): NA  
Capacidad de Intercambio Catiónico (cmol/kg): 33.900  
pH: 7.600  
Nivel Electrolítico (meq/l): NA  
SAR (mmol/L)<sup>1/2</sup>: NA  
ESP (%): 1.900  
EC (dS/m): NA  
Fe libre y Óxido de Al (%): NA

---

---

Código: 3110

MOLDOVA CHERNOZEM II

## ----- DESCRIPCIÓN GENERAL -----

Código: 3110

Familia: Chernozem

Series: Moldova Chernozem II

Textura: limo arcilloso

Estructura: NA

Rango de Profun: 5 - 15 cm

Horizon: A

Profun Freática: 2400.00

Ubicación: Moldova, región de Dnestr, Rusia

Sitio: apple orchard

Precip Anual: 64.00

Temp Med Ene(C): -7.40

Temp Med Jul(C): 23.40

Fecha: 06-09/85

Publicación: Meschtankova, L., Ph.D. Thesis, Moscow State Univ., 1989.

Palabra clave: no alterada

Referencia: E.V. Shein, Dept. Soil Sci., MSU, Leninskie Gory, Moscow Russia 119899. Teléfono +939-

44-39

Rating: 6 (Shein)

Comentarios: Investigacion de las propiedades hidráulicas

## ----- METODOLOGÍA -----

Humedad en Campo: Tensiómetro

Humedad en Laboratorio: Presión de salida

Conductividad Hid. en Campo: tensiómetro Gardner

Conductividad Hid. en Laborat: plato de presión

Cond. Hidra. Satur. Campo: encharcamiento

Cond. Hidra. Satur. Labor.: NA

## ----- PROPIEDADES DEL SUELO -----

Densidad (g/cm<sup>3</sup>): 1.350Densidad del suelo (parte sólida) (g/cm<sup>3</sup>): 2.540Porosidad (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>): 0.469

Contenido de Materia Orgánica (%): 4.270

Conductividad Saturada (cm/d): 91.000

Humedad de Saturación (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>): NA

Capacidad de Intercambio Catiónico (cmol/kg): 33.900

pH: 7.700

Nivel Electrolítico (meq/l): NA

SAR (mmol/L)<sup>1/2</sup>: 1.890

ESP (%): 2.700

EC (dS/m): NA

Fe libre y Óxido de Al (%): NA

**ANEXO 5. PROGRAMA NET-RAIN 3.0 - ARCHIVOS DE ENTRADA Y SALIDA A DISTINTAS APLICACIONES**

**5.1 Código Fuente NET-RAIN 3.0**

```

PROGRAM NETRAIN
c *****
c
c   PROGRAMA HUMEDAD, RESOLUCION UNIDIMENSIONAL DEL
c   PROBLEMA DE INFILTRACION EN UN MEDIO POROSO
c *****
c
c Dimensionamiento de variables
c
c implicit double precision (a-h,k,o-v,z)
c
c Definición de las variables usadas
c
c OME: contenido de humedad del suelo
c H: presión de agua en el suelo, medida en cm. de columna de agua
c dy, dt: variables auxiliares, pasos en las iteraciones
c *****
c Unidades de las variables
c w: cm3/cm3
c y: profundidad del suelo: cm
c t: tiempo: horas
c h: cm de agua
c k(h): cm/min
c *****

DIMENSION H(6000,9000), OME(6000,9000), A(3,9000),
*   K(6000,9000),
*   Z(6000), PE(6000), HI(6000,1), PF(6000)
DOUBLE PRECISION WMAX, WMIN, DY, DT, KRES, TS, OMESAT, A, H, OME
*   , HRES ,HNAT ,B ,W ,tmax, ymin, C, D, OMERES, K, PE, Z, KSAT
*   , U, HI, OP, PF, PT
INTEGER I, J, M, N, L, X, MI

WRITE (*,*) '*****'
WRITE (*,*) ' PROGRAMA PARA LA RESOLUCION UNIDIMENSIONAL DEL'
WRITE (*,*) ' PROBLEMA DE INFILTRACION EN UN MEDIO POROSO'
WRITE (*,*) ' NET - RAIN 3.0'
WRITE (*,*) '*****'

WRITE (*,*) 'INGRESAR DATOS'

```

```
WRITE (*,*) 'UNIDADES: L(CM)-T(H)'
WRITE (*,*) 'TIEMPO DE SIMULACIÓN: tmax(H)'
READ (*,*) tmax
```

c Asignación de los pasos para la ecuación diferencial

```
WRITE (*,*) 'DELTA-T:dt'
DT=0.0166666666666667
```

```
WRITE (*,*) DT,'H'
```

```
tmin = 0
NT = (tmax-tmin)/DT
dy=DT*1000
```

```
WRITE (*,*) 'PROFUNDIDAD DE SIMULACIÓN(-CM):'
WRITE (*,*) 'ymin'
READ (*,*) ymin
```

```
ymax = 0.0d+00
NY = (ymax-ymin)/dy
```

```
WRITE (*,*) 'NUMERO DE PASOS DE TIEMPO Y DE ELEMENTOS
* DE PROFUNDIDAD'
```

```
WRITE (*,*) 'NT',NT
WRITE (*,*) 'NY',NY
```

```
open (101,file='DEFINIDO POR EL USUARIO 1')
open (102,file='DEFINIDO POR EL USUARIO 2')
open (103,file='DEFINIDO POR EL USUARIO 3')
open (104,file='DEFINIDO POR EL USUARIO 4')
open (105,file='TROUP ARENA LIMOSA 1010')
open (106,file='TROUP ARENA LIMOSA 1011')
open (107,file='TROUP ARENA LIMOSA 1012')
open (108,file='TROUP ARENA LIMOSA 1013')
open (109,file='QUINCY ARENA 1240')
open (110,file='QUINCY ARENA 1241')
open (111,file='WARDEN LIMO 1260')
open (112,file='WARDEN LIMO 1261')
open (113,file='OHLENDORF PARABRAUNERDE LIMO 1330')
open (114,file='OHLENDORF PARABRAUNERDE LIMO 1331')
open (115,file='LABOUCHERI ARENA 2100')
open (116,file='LABOUCHERI ARENA 2101')
open (117,file='LABOUCHERI ARENA 2102')
open (118,file='LABOUCHERI ARENA 2103')
open (119,file='LABOUCHERI ARENA 2104')
open (120,file='LABOUCHERI ARENA 2105')
open (121,file='TWYFORD ARENA LIMOSA 2150')
open (122,file='ODESSA CHERNOZEM ARENA LIMOSA 3090')
```

open (123,file='ODESSA CHERNOZEM ARENA LIMOSA 3091')  
open (124,file='ODESSA CHERNOZEM ARENA LIMOSA 3093')  
open (125,file='MOLDOVA CHERNOZEM I ARCILLA LIMOSA 3100')  
open (126,file='MOLDOVA CHERNOZEM I ARCILLA LIMOSA 3101')  
open (127,file='MOLDOVA CHERNOZEM I ARCILLA LIMOSA 3102')  
open (128,file='MOLDOVA CHERNOZEM I ARCILLA LIMOSA 3103')  
open (129,file='MOLDOVA CHERNOZEM II ARCILLA LIMOSA 3110')  
open (130,file='MOLDOVA CHERNOZEM II ARCILLA LIMOSA 3111')  
open (131,file='MOLDOVA CHERNOZEM II ARCILLA LIMOSA 3112')  
open (132,file='MOLDOVA CHERNOZEM II ARCILLA LIMOSA 3113')  
open (133,file='HAMAR ARENA LIMOSA 3130')  
open (134,file='HAMAR ARENA LIMOSA 3131')  
open (135,file='HAMAR ARENA 3132')  
open (136,file='HAMAR ARENA 3133')  
open (137,file='HAMAR ARENA 3134')  
open (138,file='HECLA ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA 3140')  
open (139,file='HECLA ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA 3141')  
open (140,file='HECLA ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA 3142')  
open (141,file='HECLA ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA 3143')  
open (142,file='HECLA ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA 3144')  
open (143,file='HECLA ARENA LIMOSA 3150')  
open (144,file='HECLA ARENA LIMOSA 3151')  
open (145,file='HECLA ARENA LIMOSA 3152')  
open (146,file='HECLA ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA 3153')  
open (147,file='HECLA ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA 3154')  
open (148,file='HECLA ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA 3155')  
open (149,file='HECLA ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA LIMOSA 3160')  
open (150,file='HECLA ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA LIMOSA 3161')  
open (151,file='HECLA ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA 3162')  
open (152,file='HECLA ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA 3163')  
open (153,file='HECLA ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA 3164')  
open (154,file='HECLA ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA 3165')  
open (155,file='ULEN ARENA LIMOSA 3170')  
open (156,file='ULEN ARENA LIMOSA 3171')  
open (157,file='ULEN ARENA 3172')  
open (158,file='ULEN ARENA 3173')  
open (159,file='ULEN ARENA 3174')  
open (160,file='ULEN ARENA 3175')  
open (161,file='ARVESON LIMO ARENOSO 3180')  
open (162,file='ARVESON ARENA 3181')  
open (163,file='ARVESON ARENA 3182')  
open (164,file='ARVESON ARENA 3183')  
open (165,file='HEIMDAL LIMO 3190')  
open (166,file='HEIMDAL LIMO 3191')  
open (167,file='HEIMDAL LIMO 3192')  
open (168,file='HEIMDAL LIMO 3193')  
open (169,file='HEIMDAL LIMO 3194')  
open (170,file='HEIMDAL LIMO 3195')  
open (171,file='STIRUM LIMO ARENOSO 3200')  
open (172,file='STIRUM LIMO ARENOSO 3201')

```

open (173,file='STIRUM LIMO ARCILLO ARENOSO 3202')
open (174,file='STIRUM LIMO ARENOSO 3203')
open (175,file='STIRUM ARENA LIMOSA 3204')
open (176,file='STIRUM LIMO ARENOSO 3205')
open (177,file='STIRUM ARENA 3206')
open (178,file='ECKMAN LIMO 3210')
open (179,file='ECKMAN LIMO 3211')
open (180,file='ECKMAN LIMO ARENOSO 3212')
open (181,file='ECKMAN LIMO 3213')
open (182,file='ECKMAN LIMO 3214')
open (183,file='GARDENA LIMO 3220')
open (184,file='GARDENA LIMO 3221')
open (185,file='GARDENA LIMO 3222')
open (186,file='GARDENA LIMO 3223')
open (187,file='GARDENA LIMO 3224')
open (188,file='GARDENA LIMO 3225')
open (189,file='BUNDOORA LIMO ARCILLO ARENOSO 3270')
open (190,file='BUNDOORA LIMO ARCILLOSO 3271')
open (191,file='BUNDOORA LIMO ARCILLOSO 3272')
open (192,file='BUNDOORA LIMO ARCILLOSO 3273')
open (193,file='BUNDOORA LIMO ARCILLOSO 3274')
open (194,file='GOULBURN ARCILLA 3281')
open (195,file='GOULBURN ARCILLA 3282')
open (196,file='GOULBURN LIMO ARCILLOSO 3283')
open (197,file='RAIN')
open (198,file='NET')

```

```

WRITE (*,*) 'TIPO DE SUELO'
WRITE (*,*) 'SUELOS REPRESENTATIVOS'
WRITE (*,*) '1 A 4 DEFINIDOS POR EL USUARIO'

```

```

WRITE (*,*) 'SUELOS BASE UNSODA'
WRITE (*,*) '5=TROUP ARENA LIMOSA 1010'
WRITE (*,*) '6=TROUP ARENA LIMOSA 1011'
WRITE (*,*) '7=TROUP ARENA LIMOSA 1012'
WRITE (*,*) '8=TROUP ARENA LIMOSA 1013'
WRITE (*,*) '9=QUINCY ARENA 1240'
WRITE (*,*) '10=QUINCY ARENA 1241'
WRITE (*,*) '11=WARDEN LIMO 1260'
WRITE (*,*) '12=WARDEN LIMO 1261'
WRITE (*,*) '13=OHLENDORF PARABRAUNERDE LIMO 1330'
WRITE (*,*) '14=OHLENDORF PARABRAUNERDE LIMO 1331'
WRITE (*,*) '15=LABOUCHERI ARENA 2100'
WRITE (*,*) '16=LABOUCHERI ARENA 2101'
WRITE (*,*) '17=LABOUCHERI ARENA 2102'
WRITE (*,*) '18=LABOUCHERI ARENA 2103'
WRITE (*,*) '19=LABOUCHERI ARENA 2104'
WRITE (*,*) '20=LABOUCHERI ARENA 2105'

```

```

WRITE (*,*) 'MOSTRAR MAS SUELOS (YES=1/NO=2)'

```

```
READ (*,*) OP  
IF (OP.EQ.2) GOTO 1
```

```
WRITE (*,*) '21=TWYFORD ARENA LIMOSA 2150'  
WRITE (*,*) '22=ODESSA CHERNOZEM ARENA LIMOSA 3090'  
WRITE (*,*) '23=ODESSA CHERNOZEM ARENA LIMOSA 3091'  
WRITE (*,*) '24=ODESSA CHERNOZEM ARENA LIMOSA 3093'  
WRITE (*,*) '25=MOLDOVA CHERNOZEM I ARCILLA LIMOSA 3100'  
WRITE (*,*) '26=MOLDOVA CHERNOZEM I ARCILLA LIMOSA 3101'  
WRITE (*,*) '27=MOLDOVA CHERNOZEM I ARCILLA LIMOSA 3102'  
WRITE (*,*) '28=MOLDOVA CHERNOZEM I ARCILLA LIMOSA 3103'  
WRITE (*,*) '29=MOLDOVA CHERNOZEM II ARCILLA LIMOSA 3110'  
WRITE (*,*) '30=MOLDOVA CHERNOZEM II ARCILLA LIMOSA 3111'  
WRITE (*,*) '31=MOLDOVA CHERNOZEM II ARCILLA LIMOSA 3112'  
WRITE (*,*) '32=MOLDOVA CHERNOZEM II ARCILLA LIMOSA 3113'  
WRITE (*,*) '33=HAMAR ARENA LIMOSA 3130'  
WRITE (*,*) '34=HAMAR ARENA LIMOSA 3131'  
WRITE (*,*) '35=HAMAR ARENA 3132'  
WRITE (*,*) '36=HAMAR ARENA 3133'  
WRITE (*,*) '37=HAMAR ARENA 3134'  
WRITE (*,*) '38=HECLA ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA 3140'  
WRITE (*,*) '39=HECLA ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA 3141'  
WRITE (*,*) '40=HECLA ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA 3142'  
WRITE (*,*) '41=HECLA ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA 3143'  
WRITE (*,*) '42=HECLA ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA 3144'
```

```
WRITE (*,*) 'MOSTRAR MAS SUELOS (YES=1/NO=2)'  
READ (*,*) OP  
IF (OP.EQ.2) GOTO 1
```

```
WRITE (*,*) '43=HECLA ARENA LIMOSA 3150'  
WRITE (*,*) '44=HECLA ARENA LIMOSA 3151'  
WRITE (*,*) '45=HECLA ARENA LIMOSA 3152'  
WRITE (*,*) '46=HECLA ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA 3153'  
WRITE (*,*) '47=HECLA ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA 3154'  
WRITE (*,*) '48=HECLA ARENA LIMOSA TEXTURA ARENA 3155'  
WRITE (*,*) '49=HECLA ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA LIMOSA 3160'  
WRITE (*,*) '50=HECLA ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA LIMOSA 3161'  
WRITE (*,*) '51=HECLA ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA 3162'  
WRITE (*,*) '52=HECLA ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA 3163'  
WRITE (*,*) '53=HECLA ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA 3164'  
WRITE (*,*) '54=HECLA ARENA FINA LIMOSA TEXTURA ARENA 3165'  
WRITE (*,*) '55=ULEN ARENA LIMOSA 3170'  
WRITE (*,*) '56=ULEN ARENA LIMOSA 3171'  
WRITE (*,*) '57=ULEN ARENA 3172'  
WRITE (*,*) '58=ULEN ARENA 3173'  
WRITE (*,*) '59=ULEN ARENA 3174'  
WRITE (*,*) '60=ULEN ARENA 3175'  
WRITE (*,*) '61=ARVESON LIMO ARENOSO 3180'  
WRITE (*,*) '62=ARVESON ARENA 3181'
```

```
WRITE (*,*) '63=ARVESON ARENA 3182'
WRITE (*,*) '64=ARVESON ARENA 3183'
```

```
WRITE (*,*) 'MOSTRAR MAS SUELOS (YES=1/NO=2)'
READ (*,*) OP
IF (OP.EQ.2) GOTO 1
```

```
WRITE (*,*) '65=HEIMDAL LIMO 3190'
WRITE (*,*) '66=HEIMDAL LIMO 3191'
WRITE (*,*) '67=HEIMDAL LIMO 3192'
WRITE (*,*) '68=HEIMDAL LIMO 3193'
WRITE (*,*) '69=HEIMDAL LIMO 3194'
WRITE (*,*) '70=HEIMDAL LIMO 3195'
WRITE (*,*) '71=STIRUM LIMO ARENOSO 3200'
WRITE (*,*) '72=STIRUM LIMO ARENOSO 3201'
WRITE (*,*) '73=STIRUM LIMO ARCILLO ARENOSO 3202'
WRITE (*,*) '74=STIRUM LIMO ARENOSO 3203'
WRITE (*,*) '75=STIRUM ARENA LIMOSA 3204'
WRITE (*,*) '76=STIRUM LIMO ARENOSO 3205'
WRITE (*,*) '77=STIRUM ARENA 3206'
WRITE (*,*) '78=ECKMAN LIMO 3210'
WRITE (*,*) '79=ECKMAN LIMO 3211'
WRITE (*,*) '80=ECKMAN LIMO ARENOSO 3212'
WRITE (*,*) '81=ECKMAN LIMO 3213'
WRITE (*,*) '82=ECKMAN LIMO 3214'
WRITE (*,*) '83=GARDENA LIMO 3220'
WRITE (*,*) '84=GARDENA LIMO 3221'
WRITE (*,*) '85=GARDENA LIMO 3222'
WRITE (*,*) '86=GARDENA LIMO 3223'
WRITE (*,*) '87=GARDENA LIMO 3224'
WRITE (*,*) '88=GARDENA LIMO 3225'
```

```
WRITE (*,*) 'MOSTRAR MAS SUELOS (YES=1/NO=2)'
READ (*,*) OP
IF (OP.EQ.2) GOTO 1
```

```
WRITE (*,*) '89=BUNDOORA LIMO ARCILLO ARENOSO 3270'
WRITE (*,*) '90=BUNDOORA LIMO ARCILLOSO 3271'
WRITE (*,*) '91=BUNDOORA LIMO ARCILLOSO 3272'
WRITE (*,*) '92=BUNDOORA LIMO ARCILLOSO 3273'
WRITE (*,*) '93=BUNDOORA LIMO ARCILLOSO 3274'
WRITE (*,*) '94=GOULBURN ARCILLA 3281'
WRITE (*,*) '95=GOULBURN ARCILLA 3282'
WRITE (*,*) '96=GOULBURN LIMO ARCILLOSO 3283'
```

1 CONTINUE

```
WRITE (*,*) 'INGRESAR CODIGO DEL TIPO DE SUELO ESCOGIDO'
READ (*,*) TS
WRITE (*,*) 'VALORES UNSODA'
```

c EL FORMATO INDICADO SE DEBE CAMBIAR SI SE CAMBIA EL FORMATO DE LOS ARCHIVOS DE ENTRADA

```
10  FORMAT (F10.3,F10.3,F10.3)
    IF (TS.EQ.1) THEN
        N=31
        DO 11 J=1, N
            READ (101,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
11  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.2) THEN
        N=5
        DO 12 J=1, N
            READ (102,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
12  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.3) THEN
        N=5
        DO 13 J=1, N
            READ (103,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
13  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.4) THEN
        N=5
        DO 14 J=1, N
            READ (104,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
14  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.5) THEN
        N=17
        DO 15 J=1, N
            READ (105,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
15  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.6) THEN
        N=31
        DO 16 J=1, N
            READ (106,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
16  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.7) THEN
        N=30
        DO 17 J=1, N
            READ (107,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
17  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.8) THEN
        N=14
        DO 18 J=1, N
            READ (108,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
```

```
18  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.9) THEN
        N=30
        DO 19 J=1, N
            READ (109,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
19  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.10) THEN
        N=30
        DO 20 J=1, N
            READ (110,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
20  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.11) THEN
        N=12
        DO 21 J=1, N
            READ (111,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
21  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.12) THEN
        N=12
        DO 22 J=1, N
            READ (112,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
22  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.13) THEN
        N=32
        DO 23 J=1, N
            READ (113,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
23  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.14) THEN
        N=21
        DO 24 J=1, N
            READ (114,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
24  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.15) THEN
        N=17
        DO 25 J=1, N
            READ (115,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
25  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.16) THEN
        N=17
        DO 26 J=1, N
            READ (116,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
26  CONTINUE
    END IF
```

```
IF (TS.EQ.17) THEN
  N=17
  DO 27 J=1, N
    READ (117,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
27 CONTINUE
  END IF
IF (TS.EQ.18) THEN
  N=17
  DO 28 J=1, N
    READ (118,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
28 CONTINUE
  END IF
IF (TS.EQ.19) THEN
  N=17
  DO 29 J=1, N
    READ (119,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
29 CONTINUE
  END IF
IF (TS.EQ.20) THEN
  N=17
  DO 30 J=1, N
    READ (120,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
30 CONTINUE
  END IF
IF (TS.EQ.21) THEN
  N=4
  DO 31 J=1, N
    READ (121,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
31 CONTINUE
  END IF
IF (TS.EQ.22) THEN
  N=18
  DO 32 J=1, N
    READ (122,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
32 CONTINUE
  END IF
IF (TS.EQ.23) THEN
  N=11
  DO 33 J=1, N
    READ (123,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
33 CONTINUE
  END IF
IF (TS.EQ.24) THEN
  N=13
  DO 34 J=1, N
    READ (124,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
34 CONTINUE
  END IF
IF (TS.EQ.25) THEN
  N=15
```



```
43  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.34) THEN
        N=22
        DO 44 J=1, N
            READ (134,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
44  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.35) THEN
        N=9
        DO 45 J=1, N
            READ (135,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
45  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.36) THEN
        N=20
        DO 46 J=1, N
            READ (136,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
46  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.37) THEN
        N=18
        DO 47 J=1, N
            READ (137,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
47  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.38) THEN
        N=33
        DO 48 J=1, N
            READ (138,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
48  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.39) THEN
        N=33
        DO 49 J=1, N
            READ (139,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
49  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.40) THEN
        N=33
        DO 50 J=1, N
            READ (140,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
50  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.41) THEN
        N=31
        DO 51 J=1, N
            READ (141,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
51  CONTINUE
    END IF
```

```
IF (TS.EQ.42) THEN
  N=31
  DO 52 J=1, N
    READ (142,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
52 CONTINUE
  END IF
  IF (TS.EQ.43) THEN
    N=24
    DO 53 J=1, N
      READ (143,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
53 CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.44) THEN
      N=30
      DO 54 J=1, N
        READ (144,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
54 CONTINUE
      END IF
      IF (TS.EQ.45) THEN
        N=23
        DO 55 J=1, N
          READ (145,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
55 CONTINUE
        END IF

        IF (TS.EQ.46) THEN
          N=19
          DO 56 J=1, N
            READ (146,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
56 CONTINUE
          END IF
          IF (TS.EQ.47) THEN
            N=18
            DO 57 J=1, N
              READ (147,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
57 CONTINUE
            END IF
            IF (TS.EQ.48) THEN
              N=21
              DO 58 J=1, N
                READ (148,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
58 CONTINUE
              END IF
              IF (TS.EQ.49) THEN
                N=30
                DO 59 J=1, N
                  READ (149,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
59 CONTINUE
                END IF
                IF (TS.EQ.50) THEN
```

```
        N=29
        DO 60 J=1, N
            READ (150,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
60    CONTINUE
        END IF
        IF (TS.EQ.51) THEN
            N=14
            DO 61 J=1, N
                READ (151,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
61    CONTINUE
            END IF
            IF (TS.EQ.52) THEN
                N=30
                DO 62 J=1, N
                    READ (152,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
62    CONTINUE
            END IF
            IF (TS.EQ.53) THEN
                N=27
                DO 63 J=1, N
                    READ (153,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
63    CONTINUE
            END IF
            IF (TS.EQ.54) THEN
                N=24
                DO 64 J=1, N
                    READ (154,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
64    CONTINUE
            END IF
            IF (TS.EQ.55) THEN
                N=26
                DO 65 J=1, N
                    READ (155,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
65    CONTINUE
            END IF
            IF (TS.EQ.56) THEN
                N=26
                DO 66 J=1, N
                    READ (156,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
66    CONTINUE
            END IF
            IF (TS.EQ.57) THEN
                N=29
                DO 67 J=1, N
                    READ (157,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
67    CONTINUE
            END IF
            IF (TS.EQ.58) THEN
                N=29
                DO 68 J=1, N
```

```
        READ (158,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
68  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.59) THEN
        N=25
        DO 69 J=1, N
            READ (159,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
69  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.60) THEN
        N=19
        DO 70 J=1, N
            READ (160,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
70  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.61) THEN
        N=20
        DO 71 J=1, N
            READ (161,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
71  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.62) THEN
        N=17
        DO 72 J=1, N
            READ (162,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
72  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.63) THEN
        N=17
        DO 73 J=1, N
            READ (163,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
73  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.64) THEN
        N=12
        DO 74 J=1, N
            READ (164,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
74  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.65) THEN
        N=29
        DO 75 J=1, N
            READ (165,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
75  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.66) THEN
        N=28
        DO 76 J=1, N
            READ (166,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
76  CONTINUE
```

```
END IF
IF (TS.EQ.67) THEN
  N=26
  DO 77 J=1, N
    READ (167,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
77  CONTINUE
END IF
IF (TS.EQ.68) THEN
  N=22
  DO 78 J=1, N
    READ (168,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
78  CONTINUE
END IF
IF (TS.EQ.69) THEN
  N=19
  DO 79 J=1, N
    READ (169,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
79  CONTINUE
END IF
IF (TS.EQ.70) THEN
  N=18
  DO 80 J=1, N
    READ (170,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
80  CONTINUE
END IF
IF (TS.EQ.71) THEN
  N=22
  DO 81 J=1, N
    READ (171,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
81  CONTINUE
END IF
IF (TS.EQ.72) THEN
  N=23
  DO 82 J=1, N
    READ (72,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
82  CONTINUE
END IF
IF (TS.EQ.73) THEN
  N=22
  DO 83 J=1, N
    READ (173,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
83  CONTINUE
END IF
IF (TS.EQ.74) THEN
  N=22
  DO 84 J=1, N
    READ (174,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
84  CONTINUE
END IF
IF (TS.EQ.75) THEN
```

```
      N=19
      DO 85 J=1, N
        READ (175,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
85  CONTINUE
      END IF
      IF (TS.EQ.76) THEN
        N=20
        DO 86 J=1, N
          READ (176,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
86  CONTINUE
        END IF
        IF (TS.EQ.77) THEN
          N=18
          DO 87 J=1, N
            READ (177,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
87  CONTINUE
          END IF
          IF (TS.EQ.78) THEN
            N=26
            DO 88 J=1, N
              READ (178,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
88  CONTINUE
            END IF
            IF (TS.EQ.79) THEN
              N=26
              DO 89 J=1, N
                READ (179,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
89  CONTINUE
              END IF
              IF (TS.EQ.80) THEN
                N=29
                DO 90 J=1, N
                  READ (180,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
90  CONTINUE
                END IF
                IF (TS.EQ.81) THEN
                  N=23
                  DO 91 J=1, N
                    READ (181,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
91  CONTINUE
                  END IF
                  IF (TS.EQ.82) THEN
                    N=31
                    DO 92 J=1, N
                      READ (182,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
92  CONTINUE
                    END IF
                    IF (TS.EQ.83) THEN
                      N=26
                      DO 93 J=1, N
```

```
        READ (183,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
93  CONTINUE
    END IF
    IF (TS.EQ.84) THEN
        N=25
        DO 94 J=1, N
            READ (184,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
94  CONTINUE
        END IF
        IF (TS.EQ.85) THEN
            N=17
            DO 95 J=1, N
                READ (185,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
95  CONTINUE
            END IF
            IF (TS.EQ.86) THEN
                N=13
                DO 96 J=1, N
                    READ (186,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
96  CONTINUE
                END IF
                IF (TS.EQ.87) THEN
                    N=8
                    DO 97 J=1, N
                        READ (187,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
97  CONTINUE
                    END IF
                    IF (TS.EQ.88) THEN
                        N=6
                        DO 98 J=1, N
                            READ (188,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
98  CONTINUE
                        END IF
                        IF (TS.EQ.89) THEN
                            N=18
                            DO 99 J=1, N
                                READ (189,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
99  CONTINUE
                            END IF
                            IF (TS.EQ.90) THEN
                                N=18
                                DO 100 J=1, N
                                    READ (190,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
100 CONTINUE
                                END IF
                                IF (TS.EQ.91) THEN
                                    N=18
                                    DO 101 J=1, N
                                        READ (191,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
101 CONTINUE
```

```

END IF
IF (TS.EQ.92) THEN
  N=18
  DO 102 J=1, N
    READ (192,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
102  CONTINUE
  END IF
IF (TS.EQ.93) THEN
  N=18
  DO 103 J=1, N
    READ (193,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
103  CONTINUE
  END IF
IF (TS.EQ.94) THEN
  N=7
  DO 104 J=1, N
    READ (194,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
104  CONTINUE
  END IF
IF (TS.EQ.95) THEN
  N=6
  DO 105 J=1, N
    READ (195,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
105  CONTINUE
  END IF
IF (TS.EQ.96) THEN
  N=8
  DO 106 J=1, N
    READ (196,10) A(1,J), A(2,J), A(3,J)
106  CONTINUE
  END IF

```

```

  DO 155 J=1, N
    A(3,J)=A(3,J)/24
155  CONTINUE

```

```

  DO 160 I=1, N
    WRITE (*,*) A(1,I), A(2,I), A(3,I)
160  CONTINUE

```

c Pérdidas iniciales

```

WRITE (*,*) 'PERDIDAS INICIALES (CM)'
READ (*,*) W

```

c Archivos donde se va a guardar la información

```

open (200,file='NETINFIL')

```

```

open (300,file='SUCCION')
open (400,file='OMEGA')
open (500,file='PE')

```

c Ingreso de las condiciones iniciales

```

WRITE (*,*) 'HUMEDAD SUPERFICIAL'
READ (*,*) OME(1,2)

```

```

WRITE (*,*) 'HUMEDAD MINIMA'
OMERES = A(2,N)
WRITE (*,*) OMERES
OMESAT = A(2,1)
OME(1,1)=OMERES
HRES=A(1,N)
H(1,1)=HRES

```

```

WRITE (400,*) 1, 1, OME(1,1)
WRITE (400,*) 1, 2, OME(1,2)

```

```

WRITE (*,*) 'INGRESAR DT (MIN) PARA CADA BLOQUE DE PRECIPITACIÓN'
READ (*,*) U
WRITE (*,*) 'INGRESAR CANTIDAD DE BLOQUES DE PRECIPITACIÓN'
READ (*,*) MI

```

```

DO 168 I=1, MI
  WRITE (*,*) 'HI(',I,1)'
  READ (*,*) HI(I,1)
168 CONTINUE

```

```

M=MI*U

```

```

DO 170 x=1, MI
  DO 169 I=((x-1)*U+2), (x*U+1)
    H(I,1)=HI(x,1)/U
    WRITE (*,*) H(I,1)
169 CONTINUE
170 CONTINUE

```

```

READ (*,*) L

```

C Se descuenta la abstracción inicial

```

DO 175 I=2, M+1
C=W-H(I,1)
IF (C.GT.0.000) THEN
H(I,1)=HRES
ELSE

```

```

H(I,1)=H(I,1)-W
END IF
W=C
IF (W.LT.0.000) THEN
W=0
END IF
175  CONTINUE

C  Generación del perfil inicial

OME(1,1)=OMERES

OME(1,NY+1)=OMERES

DO 180 J = 3, NY
  OME(1,J) = OME(1,2) -(OME(1,2)-OMERES)/(NY-1)*(J-2)
  WRITE (*,*) 'HUMEDAD INICIAL,' I,1,' J',J, OME(1,J)
  WRITE (400,*) 'OME(1,',J,OME(1,J)
180  CONTINUE

  WRITE (400,*) 1, NY+1,OME(1,NY+1)

KRES=A(3,N)
K(1,1)=KRES
KSAT=A(3,1)

C  Resolución de la matriz de humedades

DO 850 I=2, NT+1
  DO 650 x=2, NY+1
    DO 185 Y=1, N-1
      IF ((OME(I-1,x).GT.A(2,Y+1)).AND.(OME(I-1,x).LE.A(2,Y)))
*    THEN
      K(I-1,x)=A(3,Y)+(A(3,Y+1)-A(3,Y))*(OME(I-1,x)-A(2,Y))
*      /(A(2,Y+1)-A(2,Y))
      H(I-1,x)=A(1,Y)+(A(1,Y+1)-A(1,Y))*(OME(I-1,x)-A(2,Y))
*      /(A(2,Y+1)-A(2,Y))
    END IF
185  CONTINUE
    IF (OME(I-1,x).EQ.OMERES) K(I-1,x)=KRES
      IF (OME(I-1,x).EQ.OMERES) H(I-1,x)=HRES
      IF (H(I-1,x).LE.HRES) H(I-1,x)=HRES
      IF (K(I-1,x).LE.KRES) K(I-1,x)=KRES

    DO 190 Y=1, N-1
      IF ((OME(I-1,x-1).GT.A(2,Y+1)).AND.(OME(I-1,x-1).LE.A(2,Y)
*      )) THEN
      K(I-1,x-1)=A(3,Y)+(A(3,Y+1)-A(3,Y))*(OME(I-1,x-1)-
*      A(2,Y))/(A(2,Y+1)-A(2,Y))

```

```

      H(I-1,x-1)=A(1,Y)+(A(1,Y+1)-A(1,Y))*(OME(I-1,x-1)-
*      A(2,Y))/(A(2,Y+1)-A(2,Y))
      END IF
190  CONTINUE
      IF (OME(I-1,x-1).EQ.OMERES) K(I-1,x-1)=KRES
          IF (OME(I-1,x-1).EQ.OMERES) H(I-1,x-1)=HRES
              IF (H(I-1,x-1).LE.HRES) H(I-1,x-1)=HRES
                  IF (K(I-1,x-1).LE.KRES) K(I-1,x-1)=KRES

      DO 195 Y=1, N-1
          IF((OME(I-1,x+1).GT.A(2,Y+1)).AND.(OME(I-1,x+1).LE.A(2,Y)
*          )) THEN
              H(I-1,x+1)=A(1,Y)+(A(1,Y+1)-A(1,Y))*(OME(I-1,x+1)-
*          A(2,Y))/(A(2,Y+1)-A(2,Y))
              K(I-1,x+1)=A(3,Y)+(A(3,Y+1)-A(3,Y))*(OME(I-1,x+1)-
*          A(2,Y))/(A(2,Y+1)-A(2,Y))
          END IF
195  CONTINUE

      IF (OME(I-1,x+1).EQ.OMERES) K(I-1,x+1)=KRES
          IF (OME(I-1,x+1).EQ.OMERES) H(I-1,x+1)=HRES
              IF (H(I-1,x+1).LE.HRES) H(I-1,x+1)=HRES
                  IF (K(I-1,x+1).LE.KRES) K(I-1,x+1)=KRES

      K(I-1,NY+2)=KRES
      H(I-1,NY+2)=HRES

```

### C Resolución de la ecuación de Richards en diferencias finitas

```

      IF (I.LE.M+1) THEN
          OME(I,x)=OME(I-1,x)+(K(I-1,x+1)-K(I-1,x))*(H(I-1,x+1)-
*          H(I-1,x))*dt/dy**2+(KSAT*0.0+K(I-1,x)*0.5+K(I-1,x+1)
*          *0.5)*dt*(H(I-1,x+1)-2*H(I-1,x)
*          +H(I-1,x-1)) / dy **2-(K(I-1,x+1)-K(I-1,x))*dt/dy
          ELSE IF (x.EQ.2) THEN
          OME(I,x)=OME(I-1,x)+(K(I-1,x+1)-K(I-1,x))*(H(I-1,x+1)-
*          H(I-1,x))*dt/dy**2+(KRES*0.05+K(I-1,x)*0.25+K(I-1,x+1)*0.7)
*          *dt*(H(I-1,x+1)-2*H(I-1,x)
*          +HRES) / dy **2-(K(I-1,x+1)-K(I-1,x))*dt/dy
          ELSE
          OME(I,x)=OME(I-1,x)+(K(I-1,x+1)-K(I-1,x))*(H(I-1,x+1)-
*          H(I-1,x))*dt/dy**2+(K(I-1,x-1)*0.2+K(I-1,x)*0.6+K(I-1,x+1)
*          *0.2)*dt*(H(I-1,x+1)-2*H(I-1,x)
*          +H(I-1,x-1)) / dy **2-(K(I-1,x+1)-K(I-1,x))*dt/dy
          END IF
          IF (x.EQ.NY+1) THEN
          OME(I,x)=OME(I-1,x)+(KRES-K(I-1,x))*(HRES-
*          H(I-1,x))*dt/dy**2+(K(I-1,x-1)*0.2+K(I-1,x)*0.6+KRES
*          *0.2)*dt*(HRES-2*H(I-1,x)
*          +H(I-1,x-1)) / dy **2-(KRES-K(I-1,x))*dt/dy

```

```

END IF

IF (OME(I,x).LE.OMERES) THEN
  OME(I,x)=OMERES
END IF

IF (OME(I,x).GT.OMESAT) THEN
  OME(I,x)=OMESAT
END IF

OME(I,NY+2)=OMERES

WRITE (400,*) I, x, OME(I,x)

WRITE (*,*) 'SALIDA',' I,I' J',x, OME(I,x)
650 CONTINUE
850 CONTINUE

c  Cálculo de la lámina infiltrada

Z(1)=0

DO 600 I = 1, NT+1
  DO 500 x= 2, NY+1
    Z(I)=Z(I)+OME(I,x)*dy
500 CONTINUE
600 CONTINUE

  READ (*,*) I

c  Cálculo de la lámina neta infiltrada

DO 800 I=0, NT-1
  Z(NT+1-I)=Z(NT+1-I)-Z(NT-I)
800 CONTINUE

  WRITE (*,*) 'VOLUMEN PERFIL INICIAL',Z(1)

DO 900 I=2, NT+1
  IF (Z(I).LT.1E-5) Z(I)=0.00
  WRITE (200,*) I, Z(I)
900 CONTINUE

  B=0

DO 950 x=2, NT+1
  B=B+Z(x)
950 CONTINUE

```

```

WRITE (*,*) 'SUMATORIA',B
c  Cálculo de la precipitación efectiva

    DO 960 I=2, M+1
    PE(I)=H(I,1)-Z(I)
    IF (PE(I).LT.0) PE(I)=0
    WRITE (500,*) I, PE(I)
    WRITE (*,*) 'PRECIPITACION EFECTIVA DT=1min', I, PE(I)
960  CONTINUE

    PF(1)=0
    DO 970 x=1, MI
    DO 969 I=((x-1)*U+2), (x*U+1)
    PF(x)=PF(x)+PE(I)
969  CONTINUE
    WRITE (*,*) 'PRECIPITACION EFECTIVA', PF(x)
    WRITE (198,*) PF(x)
    PT=PT+PF(x)
970  CONTINUE
    WRITE (*,*) 'PRECIPITACION EFECTIVA TOTAL', PT

close (101)
close (102)
close (103)
close (104)
close (105)

.....
close (400)
close (500)

end

```

**5.2 Cuenca Guadalupe – Provincia de Santa Fe. 28 de abril de 1995**

**5.2.1. Archivo de entrada de HEC-1, pérdidas con el método de SCS.**

```

ID111111122222223333333444444455555556666666777777788888889999999.....10
ID  TERACO - CUENCA GUADALUPE
ID
*DIAGRAM
IT 5 28APR95 1200 29APR95 1200
IM
IO 0 2 0
PG N1 14.0
PG R1 0
IN 5 28APR95 1200
PI 1.0 1.50 2.50 2.00 1.50 1.00 2.00 0.50 0.00 0.50
PI 1.0 0.00 0.50
ID
ID EVENTO 28 ABRIL DE 1995

```

ID							
KK	C1	CUENCA DE APOORTE	C1				
KO	0	0	0	1	21		
KF	YES	(2HQI,F6.2,9F8.2)					
KM							
BA	0.476						
PR	R1						
PW	1						
PT	N1						
PW	1						
LS	0	80	0	0	80	0	
UK	1251	0.00306	0.020	46			
UK	1251	0.00306	0.038	54			
RK	1251	0.00306	0.016		TRAP		
KK	A-B	TRANSITO					
RM	5	0.23	0.2				
KK	C2	CUENCA DE APOORTE	C2				
KO	0	0	0	1	21		
KF	YES	(2HQI,F6.2,9F8.2)					
KM							
BA	0.654						
PR	R1						
PW	1						
PT	N1						
PW	1						
LS	0	80	0	0	80	0	
UK	1245	0.00306	0.020	32.6			
UK	1245	0.00306	0.038	67.4			
RK	1245	0.00306	0.016		TRAP		
KK	C-B	TRANSITO					
RM	5	0.10	0.2				
KK	C3	CUENCA DE APOORTE	C3				
KO	0	0	0	1	21		
KF	YES	(2HQI,F6.2,9F8.2)					
KM							
BA	0.466						
PR	R1						
PW	1						
PT	N1						
PW	1						
LS	0	80	0	0	80	0	
UK	1414	0.00306	0.020	39.4			
UK	1414	0.00306	0.038	70.6			
RK	1414	0.00306	0.016		TRAP		
KK	S1	SUMA DE T1, T2 y C3					
HC	3						
KK	B-D	TRANSITO					
RM	5	0.04	0.2				
KK	C4	CUENCA DE APOORTE	C4				
KO	0	0	0	1	21		
KF	YES	(2HQI,F6.2,9F8.2)					
KM							
BA	0.105						
PR	R1						
PW	1						
PT	N1						
PW	1						
LS	0	80	0	0	80	0	
UK	366	0.00306	0.020	20.2			
UK	366	0.00306	0.038	79.8			
RK	366	0.00306	0.016		TRAP		
KK	S2	SUMA DE T3 Y C4					
HC	2						
KK	D-E	TRANSITO					
RM	5	0.03	0.2				
KK	C5	CUENCA DE APOORTE	C5				
KO	0	0	0	1	21		
KF	YES	(2HQI,F6.2,9F8.2)					
KM							
BA	0.301						
PR	R1						
PW	1						
PT	N1						
PW	1						
LS	0	80	0	0	80	0	
UK	1136	0.00306	0.020	31.7			

```

UK 1136 0.00306 0.038 68.3
RK 1136 0.00306 0.016 TRAP
KK S3 SUMA DE T4 Y C5
KO 0 0 0 1 21
KF YES (2HQI,F6.2,9F8.2)
HC 2
ZZ
ZZ

```

Archivo de entrada para la cuenca de Guadalupe, para la precipitación del 28 de abril de 1995 considerando las pérdidas con el método de SCS y los parámetros para los tránsitos de la Universidad Nacional del Litoral (Pedraza, 2002).

### 5.2.2. Archivo de salida de HEC-1, pérdidas con el método de SCS.

```

1*****
*
* FLOOD HYDROGRAPH PACKAGE (HEC-1) *
* SEPTEMBER 1990 *
* VERSION 4.0 *
* RUN DATE 09/17/2002 TIME 18:26:03 *
*
*****
*
* U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS *
* HYDROLOGIC ENGINEERING CENTER *
* 609 SECOND STREET *
* DAVIS, CALIFORNIA 95616 *
* (916) 756-1104 *
*
*****

X X XXXXXXX XXXXX X
X X X X X XX
X X X X X X
XXXXXX XXXX X XXXXX X
X X X X X X
X X X X X X
X X XXXXXXX XXXXX XXX

THIS PROGRAM REPLACES ALL PREVIOUS VERSIONS OF HEC-1 KNOWN AS HEC1 (JAN 73), HEC1GS, HEC1DB, AND HEC1KW.

THE DEFINITIONS OF VARIABLES -RTIMP- AND -RTIOR- HAVE CHANGED FROM THOSE USED WITH THE 1973-STYLE INPUT STRUCTURE.
THE DEFINITION OF -AMSK- ON RM-CARD WAS CHANGED WITH REVISIONS DATED 28 SEP 81. THIS IS THE FORTRAN77 VERSION
NEW OPTIONS: DAMBREAK OUTFLOW SUBMERGENCE , SINGLE EVENT DAMAGE CALCULATION, DSS:WRITE STAGE FREQUENCY,
DSS:READ TIME SERIES AT DESIRED CALCULATION INTERVAL LOSS RATE:GREEN AND AMPT INFILTRATION
KINEMATIC WAVE: NEW FINITE DIFFERENCE ALGORITHM

1
SCHEMATIC DIAGRAM OF STREAM NETWORK
INPUT
LINE (V) ROUTING (---) DIVERSION OR PUMP FLOW
NO. (.) CONNECTOR (<---) RETURN OF DIVERTED OR PUMPED FLOW
15 C1

(***) RUNOFF ALSO COMPUTED AT THIS LOCATION
1*****
*
* FLOOD HYDROGRAPH PACKAGE (HEC-1) *
* SEPTEMBER 1990 *
* VERSION 4.0 *
* RUN DATE 09/17/2002 TIME 18:26:03 *
*
*****
*
* U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS *
* HYDROLOGIC ENGINEERING CENTER *
* 609 SECOND STREET *
* DAVIS, CALIFORNIA 95616 *
* (916) 756-1104 *
*
*****

11111222222233333333444444455555556666666777777788888889999999.....10
TERACO - CUENCA GUADALUPE

6 IO OUTPUT CONTROL VARIABLES
IPRNT 0 PRINT CONTROL
IPL0T 2 PLOT CONTROL
QSCAL 0. HYDROGRAPH PLOT SCALE

9 IN TIME DATA FOR INPUT TIME SERIES
JXMIN 5 TIME INTERVAL IN MINUTES
JXDATE 28APR95 STARTING DATE
JXTIME 1200 STARTING TIME

EVENTO 28 ABRIL DE 1995

IT HYDROGRAPH TIME DATA
NMIN 5 MINUTES IN COMPUTATION INTERVAL
IDATE 28APR95 STARTING DATE
ITIME 1200 STARTING TIME
NQ 289 NUMBER OF HYDROGRAPH ORDINATES
NDDATE 29APR95 ENDING DATE
NDTIME 1200 ENDING TIME
ICENT 19 CENTURY MARK

```

```

COMPUTATION INTERVAL    .08 HOURS
TOTAL TIME BASE        24.00 HOURS

METRIC UNITS
DRAINAGE AREA          SQUARE KILOMETERS
PRECIPITATION DEPTH    MILLIMETERS
LENGTH, ELEVATION      METERS
FLOW                   CUBIC METERS PER SECOND
STORAGE VOLUME         CUBIC METERS
SURFACE AREA           SQUARE METERS
TEMPERATURE            DEGREES CELSIUS

*** **

*****
*      *
15 KK  *      C1 *      CUENCA DE APORTE C1
*      *
*****

16 KO  OUTPUT CONTROL VARIABLES
      IPRNT    0  PRINT CONTROL
      IPLLOT   2  PLOT CONTROL
      QSCAL    0.  HYDROGRAPH PLOT SCALE
      IPNCH    1  PUNCH COMPUTED HYDROGRAPH
      IOUT     21  SAVE HYDROGRAPH ON THIS UNIT
      ISAV1    1  FIRST ORDINATE PUNCHED OR SAVED
      ISAV2   289  LAST ORDINATE PUNCHED OR SAVED
      TIMINT   .083  TIME INTERVAL IN HOURS

SUBBASIN RUNOFF DATA

19 BA  SUBBASIN CHARACTERISTICS
      TAREA    .48  SUBBASIN AREA

PRECIPITATION DATA

22 PT  TOTAL STORM STATIONS      N1
23 PW  WEIGHTS                    1.00

20 PR  RECORDING STATIONS        R1
21 PW  WEIGHTS                    1.00

24 LS  SCS LOSS RATE
      STRTL    .00  INITIAL ABSTRACTION
      CRVNBR   80.00  CURVE NUMBER
      RTIMP    .00  PERCENT IMPERVIOUS AREA

      LOSS RATE VARIABLES FOR SECOND OVERLAND FLOW ELEMENT
      STRTL    12.70  INITIAL ABSTRACTION
      CRVNBR   80.00  CURVE NUMBER
      RTIMP    .00  PERCENT IMPERVIOUS AREA

KINEMATIC WAVE

25 UK  OVERLAND-FLOW ELEMENT NO. 1
      L        1251.  OVERLAND FLOW LENGTH
      S        .0031  SLOPE
      N        .020  ROUGHNESS COEFFICIENT
      PA       46.0  PERCENT OF SUBBASIN
      DXMIN    5  MINIMUM NUMBER OF DX INTERVALS

26 UK  OVERLAND-FLOW ELEMENT NO. 2
      L        1251.  OVERLAND FLOW LENGTH
      S        .0031  SLOPE
      N        .038  ROUGHNESS COEFFICIENT
      PA       54.0  PERCENT OF SUBBASIN
      DXMIN    5  MINIMUM NUMBER OF DX INTERVALS

KINEMATIC WAVE

27 RK  MAIN CHANNEL
      L        1251.  CHANNEL LENGTH
      S        .0031  SLOPE
      N        .016  CHANNEL ROUGHNESS COEFFICIENT
      CA       .48  CONTRIBUTING AREA
      SHAPE    TRAP  CHANNEL SHAPE
      WD       .00  BOTTOM WIDTH OR DIAMETER
      Z        1.00  SIDE SLOPE
      NDXMIN   2  MINIMUM NUMBER OF DX INTERVALS
      RUPSTQ   NO  ROUTE UPSTREAM HYDROGRAPH

***

PRECIPITATION STATION DATA

      STATION  TOTAL  AVG. ANNUAL  WEIGHT
      N1      14.00   .00          1.00

TEMPORAL DISTRIBUTIONS

STATION  R1, WEIGHT = 1.00
      1.00  1.50  2.50  2.00  1.50  1.00  2.00  .50  .00  .50
      1.00  .00

COMPUTED KINEMATIC PARAMETERS
VARIABLE TIME STEP
(DT SHOWN IS A MINIMUM)

ELEMENT  ALPHA  M  DT  DX  PEAK  TIME TO  VOLUME  MAXIMUM

```

Anexo 5: Archivos de Entrada y Salida - 192

			(MIN)	(M)	(CMS)	PEAK (MIN)	(MM)	CELERITY (MPS)
PLANE1	2.77	1.67	5.00	208.57	.40	88.20	13.69	.27
PLANE2	1.46	1.67	5.00	13.90	.00	158.31	.00	.00
MAIN	1.73	1.33	4.20	417.14	.40	88.02	6.29	1.72

CONTINUITY SUMMARY (1000 CU-M)-INFLOW= .0000E+00 EXCESS= .3064E+01 OUTFLOW= .2984E+01 BASIN STORAGE= .2956E-01 PERCENT ERROR= 1.6

INTERPOLATED TO SPECIFIED COMPUTATION INTERVAL

MAIN	1.73	1.33	5.00	.39	85.00	6.29
------	------	------	------	-----	-------	------

\*\*\*\*\*

HYDROGRAPH AT STATION C1

\*\*\*\*\*

DA	MON	HRMN	ORD	RAIN	LOSS	EXCESS	COMP Q	*	DA	MON	HRMN	ORD	RAIN	LOSS	EXCESS	COMP Q
28	APR	1200	1	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0005	146	.00	.00	.00	0.
28	APR	1205	2	1.00	.54	.46	0.	*	29	APR	0010	147	.00	.00	.00	0.
28	APR	1210	3	1.50	.81	.69	0.	*	29	APR	0015	148	.00	.00	.00	0.
28	APR	1215	4	2.50	1.35	1.15	0.	*	29	APR	0020	149	.00	.00	.00	0.
28	APR	1220	5	2.00	1.08	.92	0.	*	29	APR	0025	150	.00	.00	.00	0.
28	APR	1225	6	1.50	.81	.69	0.	*	29	APR	0030	151	.00	.00	.00	0.
28	APR	1230	7	1.00	.54	.46	0.	*	29	APR	0035	152	.00	.00	.00	0.
28	APR	1235	8	2.00	1.08	.92	0.	*	29	APR	0040	153	.00	.00	.00	0.
28	APR	1240	9	.50	.27	.23	0.	*	29	APR	0045	154	.00	.00	.00	0.
28	APR	1245	10	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0050	155	.00	.00	.00	0.
28	APR	1250	11	.50	.27	.23	0.	*	29	APR	0055	156	.00	.00	.00	0.
28	APR	1255	12	1.00	.53	.47	0.	*	29	APR	0100	157	.00	.00	.00	0.
28	APR	1300	13	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0105	158	.00	.00	.00	0.
28	APR	1305	14	.50	.26	.24	0.	*	29	APR	0110	159	.00	.00	.00	0.
28	APR	1310	15	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0115	160	.00	.00	.00	0.
28	APR	1315	16	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0120	161	.00	.00	.00	0.
28	APR	1320	17	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0125	162	.00	.00	.00	0.
28	APR	1325	18	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0130	163	.00	.00	.00	0.
28	APR	1330	19	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0135	164	.00	.00	.00	0.
28	APR	1335	20	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0140	165	.00	.00	.00	0.
28	APR	1340	21	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0145	166	.00	.00	.00	0.
28	APR	1345	22	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0150	167	.00	.00	.00	0.
28	APR	1350	23	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0155	168	.00	.00	.00	0.
28	APR	1355	24	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0200	169	.00	.00	.00	0.
28	APR	1400	25	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0205	170	.00	.00	.00	0.
28	APR	1405	26	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0210	171	.00	.00	.00	0.
28	APR	1410	27	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0215	172	.00	.00	.00	0.
28	APR	1415	28	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0220	173	.00	.00	.00	0.
28	APR	1420	29	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0225	174	.00	.00	.00	0.
28	APR	1425	30	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0230	175	.00	.00	.00	0.
28	APR	1430	31	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0235	176	.00	.00	.00	0.
28	APR	1435	32	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0240	177	.00	.00	.00	0.
28	APR	1440	33	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0245	178	.00	.00	.00	0.
28	APR	1445	34	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0250	179	.00	.00	.00	0.
28	APR	1450	35	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0255	180	.00	.00	.00	0.
28	APR	1455	36	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0300	181	.00	.00	.00	0.
28	APR	1500	37	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0305	182	.00	.00	.00	0.
28	APR	1505	38	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0310	183	.00	.00	.00	0.
28	APR	1510	39	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0315	184	.00	.00	.00	0.
28	APR	1515	40	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0320	185	.00	.00	.00	0.
28	APR	1520	41	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0325	186	.00	.00	.00	0.
28	APR	1525	42	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0330	187	.00	.00	.00	0.
28	APR	1530	43	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0335	188	.00	.00	.00	0.
28	APR	1535	44	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0340	189	.00	.00	.00	0.
28	APR	1540	45	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0345	190	.00	.00	.00	0.
28	APR	1545	46	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0350	191	.00	.00	.00	0.
28	APR	1550	47	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0355	192	.00	.00	.00	0.
28	APR	1555	48	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0400	193	.00	.00	.00	0.
28	APR	1600	49	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0405	194	.00	.00	.00	0.
28	APR	1605	50	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0410	195	.00	.00	.00	0.
28	APR	1610	51	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0415	196	.00	.00	.00	0.
28	APR	1615	52	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0420	197	.00	.00	.00	0.
28	APR	1620	53	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0425	198	.00	.00	.00	0.
28	APR	1625	54	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0430	199	.00	.00	.00	0.
28	APR	1630	55	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0435	200	.00	.00	.00	0.
28	APR	1635	56	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0440	201	.00	.00	.00	0.
28	APR	1640	57	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0445	202	.00	.00	.00	0.
28	APR	1645	58	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0450	203	.00	.00	.00	0.
28	APR	1650	59	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0455	204	.00	.00	.00	0.
28	APR	1655	60	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0500	205	.00	.00	.00	0.
28	APR	1700	61	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0505	206	.00	.00	.00	0.
28	APR	1705	62	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0510	207	.00	.00	.00	0.
28	APR	1710	63	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0515	208	.00	.00	.00	0.
28	APR	1715	64	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0520	209	.00	.00	.00	0.
28	APR	1720	65	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0525	210	.00	.00	.00	0.
28	APR	1725	66	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0530	211	.00	.00	.00	0.
28	APR	1730	67	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0535	212	.00	.00	.00	0.
28	APR	1735	68	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0540	213	.00	.00	.00	0.
28	APR	1740	69	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0545	214	.00	.00	.00	0.
28	APR	1745	70	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0550	215	.00	.00	.00	0.
28	APR	1750	71	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0555	216	.00	.00	.00	0.
28	APR	1755	72	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0600	217	.00	.00	.00	0.
28	APR	1800	73	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0605	218	.00	.00	.00	0.
28	APR	1805	74	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0610	219	.00	.00	.00	0.
28	APR	1810	75	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0615	220	.00	.00	.00	0.
28	APR	1815	76	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0620	221	.00	.00	.00	0.
28	APR	1820	77	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0625	222	.00	.00	.00	0.
28	APR	1825	78	.00	.00	.00	0.	*	29	APR	0630	223	.00	.00	.00	0.







OPERATION	STATION	PEAK FLOW	TIME OF PEAK	AVERAGE FLOW FOR MAXIMUM PERIOD			BASIN AREA	MAXIMUM STAGE	TIME OF MAX STAGE
				6-HOUR	24-HOUR	72-HOUR			
HYDROGRAPH AT	C1	.39	1.42	.13	.03	.03	.48		
SUMMARY OF KINEMATIC WAVE - MUSKINGUM-CUNGE ROUTING (FLOW IS DIRECT RUNOFF WITHOUT BASE FLOW)									
ISTAQ	ELEMENT	DT	PEAK	TIME TO PEAK	VOLUME	DT	INTERPOLATED TO COMPUTATION INTERVAL PEAK	TIME TO PEAK	VOLUME
		(MIN)	(CMS)	(MIN)	(MM)	(MIN)	(CMS)	(MIN)	(MM)
C1	MANE	4.20	.40	88.02	6.29	5.00	.39	85.00	6.29
CONTINUITY SUMMARY (1000 CU-M)-INFLOW= .0000E+00 EXCESS= .3064E+01 OUTFLOW= .2984E+01 BASIN STORAGE= .2956E-01 PERCENT ERROR= 1.6									
*** NORMAL END OF HEC-1 ***									

Archivo de entrada para la cuenca de Guadalupe, para la precipitación del 28 de abril de 1995 considerando las pérdidas con el método de SCS.

### 5.2.3. Archivo de entrada de HYDRUS, WATER.IN, cuenca de Guadalupe.

```

*                                     WATER.IN
* WATER FLOW PARAMETERS
*
* ITab (Create tables of soil hydraulic properties: 1/0; 1 recommended)
1
*
* IHys (Including Hysteresis: 1; Non-hysteretic flow: 0)
0
*
* Maximum iteration number and convergence criterion
*
* MaxIt      Tol      Tolh
* -----
40           0.001    0.1
*
* -----
*           Parameters of Main Drying Curve           Param. of Main Wetting Curve
* -----
* THr      THs      Alfa      n      Ks      THm           THsW      AlfaW      KsW
* [-]      [-]      [1/L]     [-]     [L/T]  [-]           [-]      [1/L]     [L/T]
* -----
0.001     0.3600   0.01433  1.506   2.54   0.3601       0.3600  0.01433   2.54
* -----
*
* SCALING FACTORS TABLE
*
* -----
*           x      Ah      Ak      Ath
* -----
0           0      0      0
* -----
* (Default values are 1.0)
*
* INITIAL CONDITION
*
* Kappa (-1 for main drying branch, +1 for main wetting branch)
* ...
    
```

```

*
* -----
*           x           h           Theta
*         [L]         [L]         [-]
*           +1           0           +1
* -----
*           0.           0.35
*          100.          0.35
*          600.          0.34
* -----
*
*
* TOP BOUNDARY CONDITIONS
*
* Standard pressure head BC 'hTop'..... 1
* Standard flux BC 'qTop'..... 2
* Precipitation-Evapotranspiration face BC#1 ... 3
* Precipitation-Evapotranspiration face BC#2 ... 4
* -----
1
*
* BOTTOM BOUNDARY CONDITIONS
*
* Standard pressure head BC 'hBot'..... 1
* Standard flux BC 'qBot'..... 2
* Free drainage ..... 3
* Outflow function ..... 4
* Seepage face ..... 5
* -----
3
*
* BOUNDARY CONDITION VALUES
*
* PlnmF (Polynom/Step-function, 1/0)
0
*
* -----
*           Potential Fluxes           Standard Boundary conditions
* Time -----
* (T)   Rain   Evap.   qTop   qBot   hTop   hBot   TypeT   TypeB
*       (L/T) (L/T) (L/T) (L/T) (L)   (L)   (1,2) (1,2,3)
* -----
*       1       0       0       0       0       1       0       1       0
* -----
*
*       0.           0.0           1
*       0.083        1.00          1
*       0.167        1.500         1
*       0.25         2.500         1
*       0.333        2.000         1
*       0.417        1.500         1
*       0.50         1.000         1
*       0.583        2.000         1
*       0.667        0.500         1
*       0.75         0.000         1
*       0.833        0.500         1
*       0.917        1.000         1
*       1.0          0.000         1
*       1.083        0.500         1
*       1.167        0.000         1
*       1.25         0.000         1

```

Anexo 5: Archivos de Entrada y Salida - 198

1.333	0.000	1
1.417	0.000	1
* -----		
*		
* END		

Archivo de entrada de HYDRUS, WATER.IN, para la cuenca de Guadalupe, para la precipitación del 28 de abril de 1995.







```

t      f      f      f      f
*
* GEOMETRY INFORMATION
*
* LUnit (Length units)
'cm'
* CosAlf (Use 1.0 for vertical flow)
1.
* Ndx (Number of dx-increments)
120
* dx-increments (Starting from the top)
120*10
*
* -----
*      xUp      xLow      MatNum      RegNum
* -----
*      0.      1200.      1      1
* -----
* (x-coordinate is positive upwards)
*
* NObs (Number of observation points: 0-5)
0
* xObs (x-coord. of observation points, if NObs=0, no record expected)
*
* TIME INFORMATION
*
* TUnit      tInit      tEnd      dtInit      dtMin      dtMax
* -----
* 'hr'      0.      18.00      .100      .01      0.5
*
* PRINT INFORMATION
*
* NPrint (Number of the following print times)
42
* Print times
0.166 0.333 0.5 0.666 0.833 1.0 1.166 1.333 1.5 1.666 1.833 2.0 2.166 2.333
2.5 2.666
2.833 3.0 3.166 3.333 3.5 3.666 3.833 4.0 4.166 4.333 4.5 4.666 4.833
5.0 5.166
5.333 5.5 5.666 5.833 6.0 6.166 6.333 6.5 6.666 6.833 7.0
* ShortF(reduced output print: 1/0)
0
* ScrnF (Screen output: 1/0)
1
* END

```

Archivo de entrada de HYDRUS, MAIN.IN, para la cuenca de Guadalupe, para la precipitación del 30 de enero de 1996.

#### 5.4 Cuenca al Sur de Córdoba – Provincia de Córdoba. Precipitación total 57,5 mm

##### 5.4.1. Archivo de entrada de HEC-1, pérdidas con el método de SCS.

```

ID111111222222233333333444444455555556666666777777788888889999999.....10
ID
ID CUENCA SUR DE CORDOBA
ID
*DIAGRAM
IT      10 28DIC94      1200      29DIC94      0400
IM
IO      0      2      0

```

```

PG    N1    57.5
PG    R1      0
IN    10 28DIC94    1200
PI    0    4.418  12.226  15.616    8.348    4.223    2.503    1.469    0.982    0.393
ID
ID  RECURRENCIA: 10 AÑOS
ID
KK    JJ    CUENCA DE APORTE
KO    0      0      0      1      21
KF    YES    (2HQI,F6.2,9F8.2)
KM
BA    2.20
PR    R1
PW    1
PT    N1
PW    1
LS    0      88      0      0      88      0
UK    2410  0.00088  0.021    46
UK    2410  0.00088  0.021    54
RK    1100  0.00088  0.024          TRAP
ZZ

```

Archivo de entrada para la cuenca del Sur de Córdoba, para una precipitación de 57,5 mm considerando las pérdidas con el método de SCS.

## **ANEXO 6. CARACTERÍSTICAS DE LAS SUBCUENCAS ANALIZADAS**

### **6.1 Descripción de las cuencas del Sur de Córdoba**

La cuenca a la que pertenece la subcuenca estudiada pertenece a las Cuencas al Sur de la Avenida de Circunvalación de acuerdo al informe hidrológico de Córdoba del Banco Mundial 2003.(Reyna y otros, 2003):

La cuenca se ubica al Sur de la Av. Circunvalación hasta la divisoria de aguas en Loma de las Vilelas. Los caudales son transitados por las obras de encauzamiento paralelas a la Av. Circunvalación (Figura 6.1).

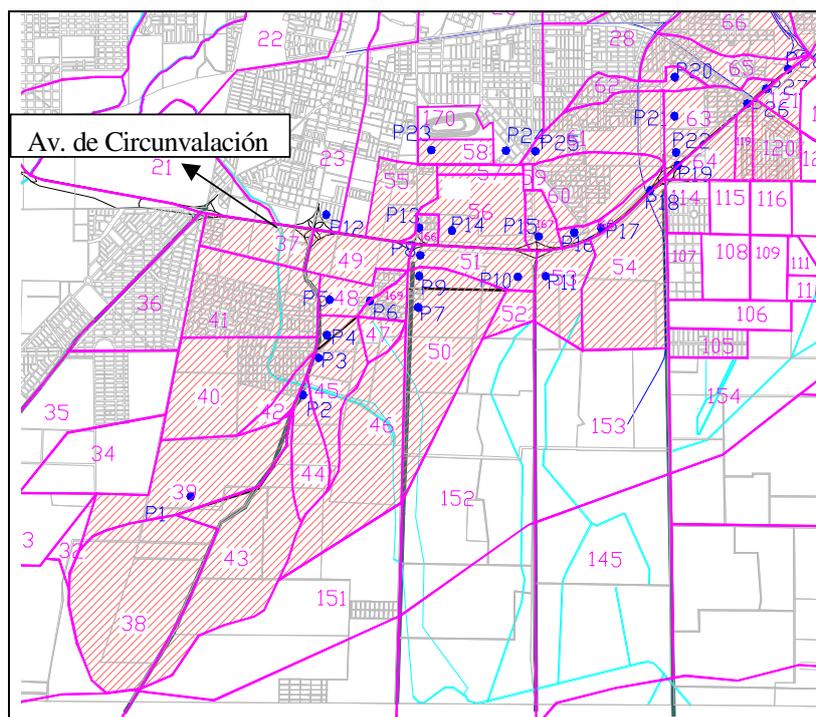


Figura 6.1. Cuencas al Sur de Av. Circunvalación (Reyna y otros, 2003)

La descarga al Río Suquía, se logra mediante una canalización dentro de la traza de la Av. Circunvalación desde el intercambiador del Camino a 60 cuadras hasta su vinculación con el canal de hormigón existente, desde el intercambiador de la Autopista Córdoba-Pilar hasta el mismo Río Suquía.

#### **6.1.1. Cuencas al Sur de la Av. Circunvalación**

El informe hidrológico del Banco Mundial divide a la cuenca ubicada al Sur de la Avenida de Circunvalación se en subcuencas.

Desde oeste a este se encuentran primero la cuenca Fortín del Pozo. La cuenca Fortín del Pozo se encuentra limitada por una línea de dirección Oeste-Este hasta el camino a San Antonio; desde ese punto con dirección Noreste-Sudeste hasta la esquina Sudoeste de barrio Inaudi; desde aquí en dirección Oeste-Este hasta el camino Anizacate; siguiendo por el camino Anizacate 2,30 km hacia el Sur; se desvía en la dirección Este-Oeste aproximadamente unos 500 metros retomando la dirección Norte-Sur hasta llegar a la Loma de las Vilelas, siguiendo la divisoria de aguas de la loma de las Vilelas en dirección Sudoeste-

Noreste aproximadamente 2 km; continúa luego con dirección Sudoeste-Noreste unos 2,5 km cambiando levemente de dirección para unirse con el punto origen en el Fortín de Pozo.

### 6.1.2. Características de las cuencas

La principal característica de las cuencas es el área; ya que ésta actúa como factor de escala. En el informe hidrológico del Banco Mundial se determinaron las superficies y los principales parámetros de cada una de las cuencas intervinientes.

El método de pérdidas utilizado es el método de la curva número CN del S.C.S.(Soil Conservation Service). Para el cálculo de los hidrogramas de las cuencas se utilizó el método del S.C.S.

En la tabla 6.1 se presentan los principales parámetros de las cuencas, para la obtención de los valores de CN correspondientes a la situación actual, se analizaron en superposición los datos de densidad de población, catastro, imágenes satelitales, etc (Reyna y otros, 2003).

Cuenca	Área (Km <sup>2</sup> )	CN	Tlag (h)
37	0,85	78	0,86
38	3,68	83	1,78
39	2,19	88	2,38
40	2,36	77	2,66
41	2,13	90	1,51
42	0,28	76	1,64
43	2,90	83	2,51
44	0,74	84	1,27
45	1,14	84	1,46
46	2,63	82	2,59
47	0,28	85	0,60
48	0,49	85	0,91
49	0,84	86	1,02
50	2,56	85	2,13
51	0,83	85	1,39
52	0,30	85	0,81
53	0,94	85	1,26
54	2,37	85	1,67
55	0,91	86	0,83
56	0,81	80	1,21
57	0,18	83	0,91
58	0,40	80	0,94
59	0,05	88	0,27
60	1,38	85	1,12
61	1,42	84	0,97
62	0,48	85	0,69
63	1,03	86	0,73

Cuenca	Área (Km <sup>2</sup> )	CN	Tlag (h)
64	0,50	82	1,10
65	0,98	85	1,70
66	1,98	84	1,94
67	2,04	84	0,68
68	1,01	84	1,14
69	1,83	84	1,26
70	1,18	84	1,13
119	0,27	78	1,13
120	0,68	82	1,21
121	0,42	85	0,67
162	1,00	74	0,86
166	0,16	82	0,45
167	0,35	85	0,70
168	0,35	80	1,01
169	0,28	88	0,58
<b>TOTAL</b>	47,20		

Tabla 6.1. Principales parámetros de las cuencas

## 6.2 Cuencas Inferior del Río Negro. Provincia de Chaco

De acuerdo al Informe Final, Plan de Manejo Pluvial para la cuenca inferior del Río Negro dentro del Área Metropolitana del Gran Resistencia. Etapa II. SUPCE (Sub Unidad Provincial de Coordinación para la Emergencia) AFIN (Asociación de Apoyo a la Facultad de Ingeniería de la UNNE (Junio de 1999), la cuenca inferior del Río Negro, posee un área de 338.28 km<sup>2</sup>, y un desarrollo longitudinal de 81.3 Km. Se han identificado siete subcuencas. (ver figura 6.2)

La cuenca inferior del Río Negro se compone de siete subcuencas las que se describen a continuación, desde aguas arriba hacia aguas abajo, la denominada Laguna Blanca ubicada al noroeste, es la de mayor superficie. Se inicia en la obra de cierre de Laguna Blanca hasta el puente de ingreso a la localidad de Puerto Tirol sobre el Río Negro. Aguas abajo continua la subcuenca identificada como Estero Guazú situada en su totalidad sobre la margen izquierda del río. La tercera subcuenca delimitada es la del Arroyo Colorado sobre la margen derecha del río al suroeste de la localidad de Puerto Tirol, la descarga de esta cuenca se produce por un curso de agua que se define claramente en las proximidades de la ex ruta nacional N° 16.

Hacia aguas abajo se identifica la cuenca de Fontana. Esta cuenca tiene como límites noreste a la Ruta Nacional N° 16 y el suroeste a las vías del Ferrocarril Belgrano. La diferencia más importante de ésta con las descritas anteriormente es que posee un importante porcentaje de la misma como urbanizada.

Las cuencas denominadas como 5.A subcuenca Autódromo y la 5.O subcuenca del Arroyo Ojeda, tomadas individuales en base a los cierres de alcantarillas efectuados en distintas rutas, tiene a la primera con límites sur y este en las rutas nacionales N° 16 y N° 11 respectivamente. Es una cuenca rural y su salida esta situada en la alcantarilla ubicada sobre ruta nacional N° 11 a la altura de la puerta principal del Autódromo de Resistencia, hacia aguas arriba de esta alcantarilla el escurrimiento se ordena a través de un canal artificial. Esta descarga en la subcuenca denominada Arroyo Ojeda, de forma triangular, con sus límites

oeste y sur en las rutas nacional 11 y Nicolás Avellaneda respectivamente. El límite noreste esta dado por el parte aguas del Río Negro y el Tragadero, y la descarga de esta cuenca se produce a través de una alcantarilla recientemente reconstruida sobre la ruta nacional N° 16.

La cuenca 6 llamada Resistencia corresponde a la cuenca urbana de Resistencia y Barranqueras, está delimitada al sur por las vías del FF.CC. y al norte por la traza de las defensas de la ciudad, al oeste la ruta nacional 11 y al este Avenida España, diagonal Eva Perón y Avenida San Martín. Esta subcuenca será tratada con mas detalle en el punto siguiente.

Por último y con el número 7 se identificó la subcuenca denominada Recinto, que corresponde a la superficie encerrada por la ruta nacional N° 11 al oeste, la Nicolás Avellaneda al norte, las defensas de Resistencia al sur y la Av. San Martín al este. Se compone fundamentalmente del curso divagante del Río Negro y todo su sistema lacustre que actúan en conjunto como un gran embalse o recinto.

La denominación y distribución de sus áreas son ilustradas en el cuadro siguiente, los números identificatorios corresponden a los referenciados en el Plano de la figura 6.2.

Número Identificador	Denominación	Tipo	Superficie [ Km <sup>2</sup> ]
1	Laguna Blanca	Rural	157.50
2	Estero Guazú	Rural	13.04
3	A° Colorado	Rural	52.84
4	Fontana	Semirural	15.21
5.A	Autódromo	Rural	21.87
5.O	A° Ojeda	Semirural	19.36
6	Resistencia	Urbana	26.37
7	Recinto	Semirural	32.09
<b>Superficie Total de la Cuenca Inferior</b>			<b>338.28</b>

Tabla 6.2. Informe Final, Plan de Manejo Pluvial para la cuenca inferior del Río Negro dentro del Área Metropolitana del Gran Resistencia. Etapa II. SUPCE (Sub Unidad Provincial de Coordinación para la Emergencia) AFIN (Asociación de Apoyo a la Facultad de Ingeniería de la UNNE (Junio de 1999)

### 6.2.1. Consideraciones Geológicas, Geomorfológicas

La cuenca del Río Negro forma parte de la región conocida como Llanura Chaco-Pampeana, que atraviesa gran parte de nuestro país con una ausencia casi total de relieve (Russo y otros, 1979).

La tendencia negativa de esta región permitió la acumulación de series sedimentarias continentales provenientes del Oeste y marinas de las intrusiones del “Paranaense” y “Enterriense”, las que luego fueron cubiertas por sedimentos continentales del Cuaternario.

Sobre esos sedimentos que cubren una extensa zona de escaso relieve, comienza a establecerse una red de drenaje vinculada a los cambios climáticos cuaternarios.

El espesor de la sucesión sedimentaria no es uniforme debido a la existencia de grandes depresiones separadas por dorsales. Desde el punto de vista estructural ellas representan cuencas distintas quedando incluida la región que nos compete en la Cuenca Chaco Paranaense.

Esta cuenca está separada de la Cuenca Mesopotámica por el Río Paraná que actúa de divisoria. Dicho río es el principal colector del sistema Fluvial Paraguay - Paraná siendo el

Río Negro un tributario de aquel. En la actualidad es una gran cuenca sedimentaria con un suave buzamiento general hacia el sureste, cuyo material es transportado por acción fluvial y eólica.

### **6.2.2. Geomorfología**

El análisis geomorfológico y de las unidades geomorfológicas implicadas con sus procesos asociados, fue elaborado por INCONAS-CEPIC (2000). Estudio De Impacto Ambiental. Proyecto Línea de Defensa NE. Tramo Barranqueras - Ruta Nicolás Avellaneda, sobre la base de los trabajos realizado por el grupo de investigación de la Universidad Nacional del Nordeste dirigido por el Ing. Eliseo Popolizio entre los años 1982 y 1984, utilizando como base la taxonomía propuesta por el mismo y por Carlos G. Ramonell de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas de la Universidad del Litoral.

#### Unidad Geomorfológica Sistema Chaqueño

La cuenca de la Laguna Blanca se encuentra ubicada en la llanura Llanura Fluvio-Palustre Chaqueña.

Esta unidad ocupa el Oeste de la Ciudad de Resistencia, fuera del área de influencia del Río Paraná, siendo sus rasgos geomorfológicos como sedimentológicos esenciales los característicos del Sistema de la Llanura Chaqueña.

Además de que la pendiente regional es hacia el Sudeste, puede agregarse que la dinámica de la escorrentía superficial se produce de dos maneras: encauzada y como derrames.

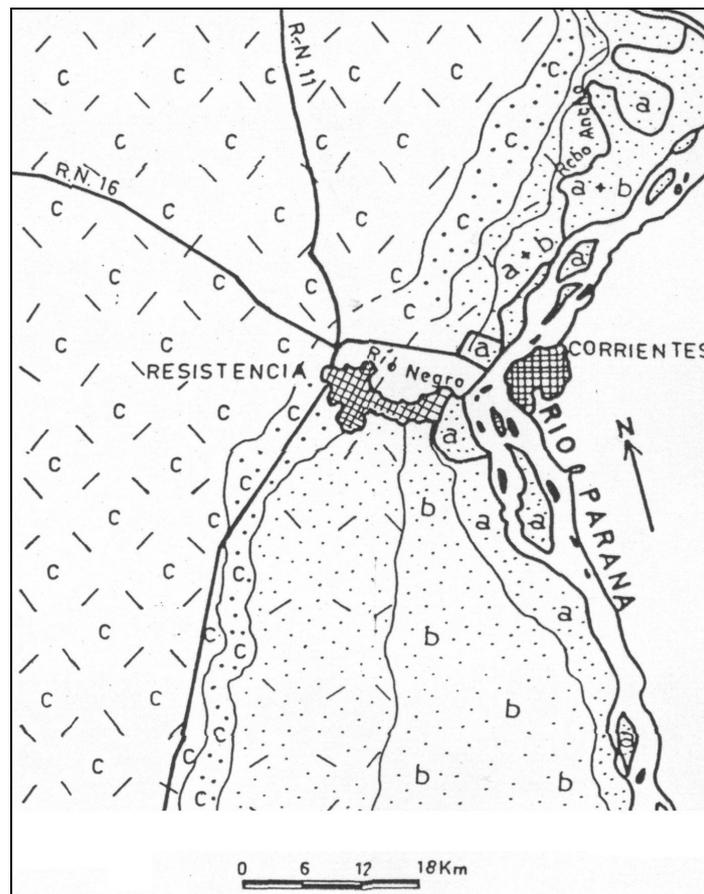
#### Consideraciones Hídricas y geomorfológicas del Río Negro

La cuenca del Río Negro tiene una superficie total de 8100 km<sup>2</sup>, desarrollándose con sentido NO - SE. La longitud de la misma sobre su eje principal está en el orden de los 300 km y su ancho máximo alcanza los 40 km, en tanto en el tramo inferior su ancho no supera los 15 km.

La diferencia de altura entre sus puntos extremos (límite NO del Sistema hasta su desembocadura en el Río Paraná) es de 82 m, con una pendiente longitudinal media de 0,24 m/km.

El Sistema de la cuenca del Río Negro en su conjunto, está integrado por cuatro subsistemas o subcuencas que son las del Arroyo Mala, el Sistema Salto de la Vieja, el Arroyo Saladillo y el Río Negro.

La precipitación media sobre el Sistema oscila entre los 900 y los 1400 mm, generando un caudal medio anual a la altura de la ciudad de Tirol del orden de los 30 m<sup>3</sup>/seg, con picos de caudales máximos, aforados en la sección de la Av. San Martín, del orden de los 260 m<sup>3</sup>/seg.



	UNIDADES GEOMORFOLOGICAS	DINAMICA DOMINANTE	SEDIMENTOS TÍPICOS DE SUPERFICIE
SISTEMA CHAQUEÑO	 Llanura Fluvio Palustre Chaqueña	-fluvial (encauzado y derrames) - palustre	limos arcillosos (sustrato similar)
	 "Faja de Transición Chaco - Paranaense"	transgresión del Sistema Chaqueño al del Paraná	limos - limos arcillosos (sobre sustrato de arenas)
SISTEMA DEL PARANA	 Llanura Aluvial Antigua del Río Paraná	palustre	limos - limos arcillo-arenosos (sobre sustrato de arenas)
	 Llanura Aluvial Actual del Río Paraná	a) fluvial, de cauce b) fluvial, de inundación	arenas (sobre sustrato similar)

Figura 6.2- Geología de superficie del área de Resistencia. -Carlos G. Ramondell.

### 6.2.3. Laguna Blanca - Límite Oeste de la Ciudad de Resistencia

En este tramo el Río Negro se desarrolla en su totalidad en la unidad Llanura Fluvio-Palustre Chaqueña y en parte en las terrazas más altas del Río Paraná que están prácticamente libres de las crecidas del mismo y de su influencia indirecta (cola de remanso). Presenta una mayor pendiente longitudinal y consecuentemente, una menor sinuosidad relativa en comparación con otros tramos del río. Esta menor sinuosidad, hace que en este tramo la cantidad de meandros abandonados, paleomeandros y lagunas asociadas sea menor. Por otra parte, considerando su mayor pendiente longitudinal, el río dispone de mayor energía de transporte.

Este sector está prácticamente libre de asentamientos urbanos de considerable magnitud, con excepción de algunos poblados y barrios pequeños ubicados al Oeste del Gran Resistencia. La menor cantidad de asentamientos urbanos hace que la presión sobre los ambientes ribereños sea menor y que el río tenga mayor capacidad de expansión en su valle

de inundación. La única obra de infraestructura que se encuentra dentro del valle de inundación del río en este tramo, es la Ruta Nacional N° 16 al Norte del mismo.

#### **6.2.4. Precipitación**

Los datos de precipitación Informe Final, Plan de Manejo Pluvial para la cuenca inferior del Río Negro dentro del Área Metropolitana del Gran Resistencia. Etapa II. SUPCE (Sub Unidad Provincial de Coordinación para la Emergencia) AFIN (Asociación de Apoyo a la Facultad de Ingeniería de la UNNE (Junio de 1999) se tomaron de las estaciones pluviométricas participantes en la cuenca baja, ubicadas en Makallé, Puerto Tirol, Aeropuerto Resistencia, Jefatura de Policía, y UNNE.

La distribución de los montos precipitados en cada tormenta se hizo con los datos obtenidos del pluviógrafo de la Estación Experimental INTA de Colonia Benítez, que posee una distribución mínima de 15 minutos, utilizándose para el modelo un paso de tiempo de 1 hora.

#### **6.2.5. Aforos**

Durante el evento en análisis en el Plan de Manejo Pluvial para la cuenca inferior del Río Negro dentro del Área Metropolitana del Gran Resistencia. Etapa II. SUPCE (Sub Unidad Provincial de Coordinación para la Emergencia) AFIN (Asociación de Apoyo a la Facultad de Ingeniería de la UNNE (Junio de 1999) se contó con datos de aforos según el siguiente detalle: - En Puerto Tirol, el 06-02-97 con 44.94 m<sup>3</sup>/s y el 23-02-97 con 80.77 m<sup>3</sup>/s. Dichos valores permitieron ajustar el aporte de la subcuenca Laguna Blanca (la de mayor superficie), en la sección de control del puente de acceso a Puerto Tirol.

### **6.3 Cuenca del Río Diamante**

El Río Diamante, integra el sistema del Desaguadero y su cuenca se extiende de Este a Oeste por el centro de la provincia de Mendoza. Sus afluentes nacen en la cordillera de los Andes, donde abundan los campos de nieve que le confieren un régimen hidrológico glacial a su caudal. Al descender de la montaña discurre por el profundo y estrecho cañón de Agua del Toro, donde se ha construido la represa hidroeléctrica homónima. Con un caudal medio de 33 m<sup>3</sup>/seg, sus aguas, junto con las del río Atuel, son utilizadas para el regadío en el oasis de San Rafael.

La central hidroeléctrica Los Reyunos, localizada sobre el río Diamante, en la provincia de Mendoza, junto a las presas y centrales Agua del Toro y El Tigre, constituyen el aprovechamiento hidroeléctrico de este río. La característica de Los Reyunos es la de actuar como una central de punta, es decir, cubre los picos de la demanda energética por medio del sistema de bombeo. Actúa también como compensador de Agua del Toro. Se trata de un complejo hidroeléctrico localizado a 30 km de la ciudad de San Rafael y a 3 km de la desembocadura del cañón Diamante. El complejo consta de la presa Los Reyunos, de una central con bombeo situada al pie de la presa y del contraembalse El Tigre. Los caudales que se derivan de Los Reyunos están supeditados a las necesidades de regadío en el oasis de San Rafael (Reyna y otros, 2005).

En el sistema en consideración (río Diamante) se tiene una cadena de obras con sus vertederos.

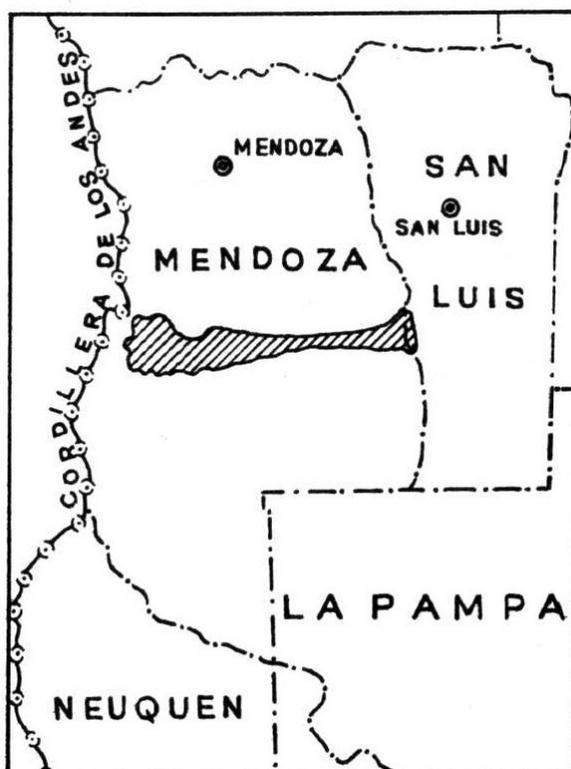


Figura 6.3. Ubicación de la cuenca del Río Diamante

### 6.3.1. GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA

La cuenca de aporte del Río Diamante, involucra diversas Unidades Morfoestructurales, independientemente de que la cuenca media y baja de dicho río presenten un ancho total relativamente estrecho y que el grado de involucramiento de cada unidad sea bajo. Dichas Unidades son las siguientes:

- Cordillera Principal
- Cordillera Frontal
- Depresión de Los Huarpes

Cada una de estas Unidades Morfoestructurales presentan características geomorfológicas muy distintas y están compuestas litológicamente por materiales disímiles. Esto le confiere al paisaje características particulares y determina procesos geomorfológicos e hidrológicos diversos.

Las dos primeras Unidades (Cordillera Principal y Cordillera Frontal) involucran la parte alta de la cuenca del Río Diamante que está fuera del marco del presente estudio, pero serán analizadas a los efectos de entender el comportamiento general del río. (González Díaz y L. E. Fauque, 1993; Verstappen, 1983).

A continuación se hará una descripción de cada una de la Unidades involucradas

#### Cordillera Principal

La Cordillera Principal es la más occidental de las Unidades involucradas, constituyendo el límite internacional con Chile, lo cual determina que la misma conforme la cabecera del sistema hidrológico del Río Diamante. Esta Unidad tomó las características que presenta en la actualidad durante la orogenia andina terciaria, a partir del plegamiento

tectónico de rocas sedimentarias y volcánicas mesozoicas. Se presenta como un gran macizo elevado cuyo ancho varía entre los 50 y 70 km, con alturas máximas promedio de 6000 metros.

En esta Unidad existe un marcado control estructural de la red de drenaje generado a partir de fallas y fracturas que condicionan su emplazamiento. Este control estructural, en algunos sectores localizados, produce fuertes resaltos de pendiente. Los valles, que en muchos casos están emplazados sobre importantes estructuras tectónicas, están cubiertos por sedimentos detríticos. Estos sedimentos detríticos son producto de los procesos de meteorización y crioclastación de los materiales originarios de las laderas.

Los procesos geomorfológicos dominantes en la Unidad son los flujos y deslizamientos de taludes por soliflucción y los movimientos gravitacionales vinculados a los suelos congelados. Otros fenómenos observados son los de remoción en masa. En algunos casos los materiales removidos en este tipo de procesos obstruyen temporariamente los cursos fluviales produciendo endicamientos. Por lo expuesto se puede observar que gran parte de los procesos geomorfológicos de esta Unidad están vinculados a las diferencias de altura, las pendientes y la acción de los glaciales.

Según González Díaz (1993) la Cordillera Principal tiene abundancia de agua. Esto queda expuesto por el régimen permanente de sus cursos principales, en este caso el Río Diamante. El excedente hídrico de las cuencas del sistema, proviene de los glaciares ubicados en la alta montaña, como consecuencia de la ablación del hielo y el derretimiento de la nieve de los mismos y de la depositada en la alta montaña.

El clima semidesértico de la Cordillera Principal, le confieren a la región carácter de desierto de altura, carente de cobertura boscosa, donde la escasa vegetación está adaptada a este tipo de ambientes.

Además de los valles fluviales controlados por las estructuras tectónicas, en la Cordillera Principal se observan mesas, cuevas, crestas, espinazos e importantes farallones vinculados a erosión diferencial de intrusiones terciarias. Estas últimas estructuras, al igual que los diques en forma de "necks", sobresalen del ambiente sedimentario mesozoico.

### Cordillera Frontal

La Cordillera Frontal abarca un sector relativamente chico de la cuenca alta del Río Diamante debido a que a esta latitud esta unidad morfoestructural pierde relevancia geológica y estructural.

Esta Unidad es una vieja estructura que ha sido reactivada por sucesivos levantamientos, destacándose en la misma cordones montañosos constituidos por granitoides y vulcanitas que superan los 5000 metros de altura. Las alturas de la Cordillera Frontal se reducen paulatinamente hacia el este hasta llegar a los 1500 m, al nivel del pie de monte.

El relieve de esta unidad es muy diversificado debido a su composición y estructura geológica y por los procesos geomorfológicos implicados, vinculados a las fuertes pendientes existentes. Algunos autores (Polanski, 1954), consideran que esta unidad ha sido rejuvenecida en el Terciario Superior y Cuaternario.

El clima árido imperante, con escasas precipitaciones, hace que las amplias zonas de divisorias presenten una limitada incidencia de los cursos tributarios. Se observan grandes volúmenes de escombros en los faldeos, por el efecto de la degradación producida por el hielo. El ciclo fluvial se ve retardado por la ineficacia de los agentes de erosión para el transporte y evacuación de los escombros. Esto hace que el paisaje geomorfológico

permanezca en un estado de juventud a pesar del rejuvenecimiento andino y la larga exposición a la degradación.

La zona cubierta con rocas del basamento muestra una mayor densidad de drenaje, lo que provocó una avanzada disección del terreno. Esta zona presenta divisorias agudas, lo cual indica una madurez geomorfológica avanzada. Aquí las pendientes son suaves a favor de los taludes y los valles tienen planicies aluviales amplias, lo que permite verificar la condición de madurez anteriormente mencionadas.

En la zona con granitoides y volcanitas la red hidrográfica es aún de textura gruesa debido a que el proceso de consolidación del drenaje y el desarrollo de los valles tributarios no ha finalizado. Aún teniendo en cuenta que el relieve es fuerte, a la red de drenaje le falta la densidad propia de la madurez. Además, los colectores principales son inadecuados para exportar la importante producción de escombros que se acumula en los fondos y laterales de los mismos.

### Depresión de Los Huarpes

La Unidad Depresión de Los Huarpes ocupa la parte occidental del sector de la cuenca en estudio. Esta Unidad, que le debe su nombre a Polanski (1964), es el gran valle ubicado entre la Cordillera Principal o la Frontal y el Bloque de San Rafael. Este valle se extiende hacia el Norte hasta el Arroyo Anchayuyo y hacia el Sur hasta la Laguna de Llancanelo. Diversos autores consideran que a partir del Terciario se produjo un descenso continuo de las áreas pedemontanas, dentro de las cuales se ubica esta Unidad.

Polanski (1963) sostiene que la Depresión de los Huarpes alberga una pila sedimentaria de unos 1500 a 1800 m de sedimentos terciarios que apoyan directamente sobre rocas paleozoicas. Se considera que esta Unidad alcanzó su configuración definitiva en el Mioceno.

Este mismo autor subdividió esta Unidad morfoestructural en las Unidades Geomorfológicas menores que se mencionan a continuación:

- a- Bajada joven al Graben de Tunuyán
- b- Valle Extenso del Campo del Bajo
- c- Región del Toba
- d- Planicies loésicas
- e- Planicie piroclástica pumícea del Valle Extenso
- f- Bajada antigua del Diamante
- g- Zona pedemontana entre la margen sur del Río Diamante y la Depresión de la Laguna de Llancanelo

La parte media de la cuenca del Río Diamante comprende las últimas dos de las Unidades menores mencionadas:

- La Bajada Antigua del Río Diamante es un antiguo abanico aluvial del sistema del Río Diamante. Éste aparece a ambos lados del río y teniendo su ápice en el pie cordillerano, choca contra el margen occidental del bloque de San Rafael. Geomorfológicamente esta unidad es una bajada conformada por la coalescencia de abanicos aluviales, cuyas acumulaciones pertenecen al paleopleistoceno.

- La Zona pedemontana entre la margen sur del Río Diamante y la Depresión de la Laguna de Llanquanelo, es una extensa zona pedemontana adyacente a la Cordillera donde se diferencian tres niveles resultantes de la sucesiva degradación y agradación pedemontana. Estos niveles están relacionados con distintos ciclos fluviales. Además, en esta unidad se distingue la presencia de aparatos volcánicos aislados. La Unidad se caracteriza por acumulaciones y geoformas pedemontanas como bajadas y abanicos aluviales desarrollados en condiciones áridas, donde los materiales que las conforman son de tipo fanglomerádico.

Desde el punto de vista hidrogeológico la Unidad morfoestructural corresponde a la Unidad Hidrogeológica IV (ver la Carta Aptitud Hidrogeológica de la Provincia de Mendoza), caracterizada por depósitos de pie de monte. Desde el punto de vista de la aptitud hidrogeológica, ésta es un área con Permeabilidad Primaria que, debido a sus fuertes pendientes, transmite agua a las cuencas y planicies adyacentes

El Río Diamante tiene una cuenca de aporte en Los Reyunos de aproximadamente 4150 km<sup>2</sup> y un caudal medio anual, medido en la estación de La Jaula, de 30,4 m<sup>3</sup>/seg. Este río nace en la Laguna del Diamante a 3297 msnm, situada al pie del Volcán Maipo que tiene una altura de 5200 msnm. Sus principales afluentes en la cuenca alta son el río Borbollón, que le aporta un caudal significativo, y los ríos Negro y Blanco. El principal aporte de todos estos ríos es de origen nival. Luego de atravesar los granitos y tonalitas del Córdón de Carrizalito, en las proximidades del Puesto Las Aucas, finaliza el ámbito cordillerano. Hasta la finalización del tramo cordillerano el río presenta rumbos NS y NNO-SSE.

Posteriormente cambia su rumbo hacia el ENE, para atravesar la Depresión de Los Huarpes, hasta desembocar en el Embalse Agua del Toro. Desde este embalse hasta el Embalse Los Reyunos, el río corta transversalmente el Bloque de San Rafael, generando un profundo cañón, que en algunos lugares (paraje Agua de Mora) registra desniveles del orden de los 600 m entre el lecho del río y la parte superior del cañón.

