



ANALISIS DE UN MODELO HIDROLOGICO PARA  
LA SIMULACION DE LA ESCORRENTIA

X  
GB980  
DB6a

Por

Roberto A. Duque C.

Tesis para optar al grado de Magister Scientiae  
en Hidrología

Bdigital.ula.ve

CENTRO INTERAMERICANO DE DESARROLLO INTEGRAL  
DE AGUAS Y TIERRAS  
UNIVERSIDAD DE LOS ANDES

Mérida - Venezuela

SERBIULA - BIACI



GB980 D86a

879

7477

C.C.Reconocimiento

## INDICE

	Página
AGRADECIMIENTO .....	ii
LISTA DE TABLAS .....	iii
LISTA DE FIGURAS .....	iv
LISTA DE SIMBOLOS .....	vi
RESUMEN .....	xv
Capítulo	
I.    INTRODUCCION .....	1
El Problema .....	1
Algunos Modelos de Simulación Paramétrica Existen - tes .....	3
Modelo SSARR .....	3
Modelo Stanford IV .....	4
Modelo de Simulación Hydrocomp .....	4
Selección del Modelo .....	5
Objetivos del Estudio .....	6
Metodología .....	6
Importancia del Estudio .....	7
Presentación del Trabajo .....	7
II.    ESTUDIO DEL MODELO HIDROLOGICO STANFORD IV	
Conceptos Hidrológicos del Modelo .....	9
El Ciclo Hidrológico .....	9
Precipitación .....	11
Intercepción .....	11
Infiltración .....	13
Almacenamiento en depresiones del suelo .....	14
Esguerrimiento .....	17
Almacenamiento de Humedad del Suelo .....	17
Almacenamiento de la zona superior .....	17
Almacenamiento de la zona inferior .....	18
Interflujo .....	18
Agua Subterránea .....	18
Áreas Impermeables .....	18
Evapotranspiración .....	19
Escurrerentía .....	20

	Página
Formulación Matemáticas .....	20
Precipitación .....	20
Intercepción .....	21
Infiltración .....	21
Esgurrimiento .....	24
Almacenamiento de Humedad del Suelo .....	24
Almacenamiento de la zona superior .....	24
Almacenamiento de la zona inferior .....	27
Interflujo .....	29
Agua Subterránea .....	31
Áreas Impermeables .....	34
Evapotranspiración .....	36
Escurrentía .....	36
Estructura del Modelo .....	41
Entradas, Salidas y Opciones .....	44
Entradas .....	44
Parámetros .....	44
Parámetros Característicos para la Cuenca .....	44
Parámetros de información para la corrida del Programa .....	48
Valores iniciales de algunas variables .....	48
Entradas continuas .....	49
Entradas constantes para la cuenca .....	49
Salidas .....	50
Datos iniciales .....	50
Resultados intermedios .....	51
Componentes de la escurrentía, de la precipitación y de la evaporación .....	51
Componentes del almacenamiento .....	51
Salidas finales .....	52
Opciones .....	52
Análisis crítico del Modelo .....	53
Intercepción .....	53
Áreas Impermeables .....	53
Infiltración .....	54

	Página
Interflujo .....	54
Almacenamiento de Humedad del Suelo .....	54
Agua Subterránea .....	55
Evapotranspiración .....	55
Escorrimento .....	56
Sistema de Canales .....	56
III. BASES TEORICAS DEL MOVIMIENTO CINEMATICO .....	57
Ecuaciones de Movimiento .....	57
Ecuaciones para el escurrimiento .....	64
$TR = \infty$ .....	66
$TC \leq TR \leq \infty$ .....	71
$TR < TC$ .....	73
Ecuaciones para la Escorrentía .....	74
Caso $TR < TC$ .....	80
$0 \leq T \leq TR$ .....	80
$TR < T \leq TP$ .....	81
$T > TP$ .....	84
Caso $TR \geq TC$ .....	86
$0 \leq T \leq TC$ .....	86
$TC < T \leq TR$ .....	87
$T > TR$ .....	88
IV. SOLUCION ANALITICA DEL METODO DE MOVIMIENTO CINEMATICO PA RA LA VERTIENTE .....	91
Movimiento del Agua en la Superficie de la Vertien - te .....	91
$TC \leq TR$ .....	91
$TC > TR$ .....	94
Hidrograma de Salida para la Vertiente .....	96
$TC \leq TR$ .....	96
$0 \leq T1 \leq 1$ .....	96
$1 < T1 \leq TR1$ .....	101
$T1 > TR1$ .....	101

	Página
TC > TR .....	103
$0 \leq T1 \leq TR1$ .....	103
$TR1 < T1 \leq TP1$ .....	103
$T1 > TP1$ .....	103
V. SOLUCION NUMERICA DEL METODO DE MOVIMIENTO CINEMATICO - TANTO PARA LA VERTIENTE COMO PARA EL CAUCE .....	106
Hidrograma de Salida de la Vertiente .....	106
Hidrograma de Salida del Cauce .....	107
VI. ANALISIS DEL METODO DE MOVIMIENTO CINEMATICO .....	116
Resultados Obtenidos .....	116
Movimiento del Agua en la Superficie de la Ver - tiente .....	116
Hidrograma de Salida de la Vertiente .....	117
Caso $TC \leq TR$ .....	117
Caso $TC > TR$ .....	117
Hidrograma de Salida de la Cuenca .....	118
Tránsito de los Caudales .....	118
VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....	122
Conclusiones .....	122
Conclusiones sobre el modelo Stanford IV .....	122
Conclusiones sobre el modelo de Movimiento Cine- mático .....	122
Recomendaciones .....	123
LITERATURA CITADA .....	124

## AGRADECIMIENTO

Deseo expresar mi más sincero agradecimiento al Dr. Roger A. Amisial, bajo cuya dirección fue realizado el presente trabajo. Asimismo a los miembros res tantes del comité, profesores Rafael Rojas y José Salas La Cruz, por las sugerencias sobre diferentes aspectos del trabajo y por la revisión del texto.

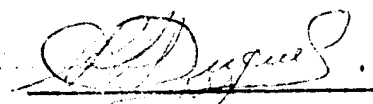
El trabajo fue realizado gracias a la participación de las siguientes Instituciones: Fundación Gran Mariscal de Ayacucho, proporcionadora de la beca de - estudio; Universidad de Los Andes a través de su Centro de Computación y, Centro Interamericano de Desarrollo Integral de Aguas y Tierras como organizador y  ejecu tor del curso de Postgrado.

Gracias al personal directivo, docente, administrativo y obrero del CIDIAT, por sus esfuerzos para lograr la buena marcha de los cursos de Postgrado, así como al personal de la Biblioteca y del Departamento de Publicaciones, muy es pecialmente a la señora Carmen A. de Calderón, quien realizó con paciencia la ta rea de mecanografiar los manuscritos.

Extiendo mi agracecimiento a los colegas y amigos Martín García y Saulo - Olavarrieta por su cooperación y estímulo.

Agradezco a mi esposa Diana, a mis padres y a todas aquellos que de una u otra manera propiciaron las condiciones para el logro de este objetivo.

Finalmente, agradezco a Dios, por permitirme terminar con éxito esta eta pa de mi vida.



Roberto A. Duque C.

## LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
1	EPXM como función de la cobertura de la cuenca.....	45
2	KV en función de GWS y KK24.....	46
3	NN como función de la cobertura de la cuenca.....	47

Bdigital.ula.ve

## LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
2.1	Secuencia de Procesos en el Ciclo Hidrológico.....	10
2.2	Respuesta de una cuenca a la precipitación.....	12
2.3	Distribución de frecuencia para la capacidad de infiltración....	15
2.4	Distribución de frecuencia acumulada para la capacidad de infil- tración.....	16
2.5	Aplicación de la distribución de frecuencia acumulada de la capa de infiltración.....	22
2.6	Infiltración media de la cuenca como función de la humedad del suelo.....	23
2.7	Flujo de la detención superficial retenido en la zona inferior..	26
2.8	Humedad que entra al almacenamiento del agua subterránea.....	28
2.9	Distribución de frecuencia acumulada de la capacidad de infiltra- ción.....	30
2.10	Interflujo como una función de LZS/LZSN para CC = 1,0.....	32
2.11	Flujo del agua subterránea.....	33
2.12	IMPV para cuencas urbanas como función del área impermeable total	35
2.13	Evapotranspiración actual y potencial.....	37
2.14	Asignación de los elementos del histograma tiempo-área.....	39
2.15	Notación para encontrar el equivalente numérico de la ecuación - (2.32).....	42
2.16	Estructura del modelo Stanford IV.....	43
3.1	Volumen de control para el flujo.....	58
3.2	Diagrama de las características para el Movimiento Cinemático....	67
3.3	Perfil de la superficie del agua.....	68

Figura		Página
3.4	Perfil de la superficie del agua durante la recesión.....	70
3.5	Sección transversal de un canal.....	75
3.6	Configuración simplificada del desagüe y la corriente.....	77
3.7	Generación del hidrograma correspondiente al área de la co - rriente. Para $TR < TC$ .....	82
3.8	Generación del hidrograma correspondiente al área de la co - rriente. Para $TR > TC$ .....	89
4.1	Movimiento del agua en la superficie de la vertiente, $TC \leq TR$	93
4.2	Movimiento del agua en la superficie de la vertiente, $TC \leq TR$	95
4.3	Movimiento del agua en la superficie de la vertiente, $TC > TR$	97
4.4	Movimiento del agua en la superficie de la vertiente, $TC > TR$	98
4.5	Diagrama de las características.....	100
4.6	Hidrograma de salida de la vertiente, $TC \leq TR$ .....	102
4.7	Hidrograma de salida de la vertiente $TC > TR$ .....	105
5.1	Generación del hidrograma de salida de la vertiente.....	108
5.2	Hidrograma de salida de la vertiente.....	109
5.3	Hidrograma de salida de la cuenca.....	111
5.4	Hidrograma de salida de la cuenca, $\lambda = 0,75$ .....	112
5.5	Efecto del parámetro $\lambda$ sobre la forma y el pico del hidrograma, $ILL = 0,20$ .....	113
5.6	Tendencia de las isocronas dependiendo del valor de $\lambda$ .....	115
6.1	Volumen de control para flujo tridimensional.....	120

## LISTA DE SIMBOLOS

<u>Símbolo</u>	<u>Definición</u>
ACTFLW ( )	= Arreglo que contiene los valores observados de la esorrentía
ACTUAL-ET	= Evapotranspiración actual
ADDFW1 ( )	= Puntos de entrada de flujo
ADDFW2 ( )	= Elementos de TIMEAR ( ), máximo dos por segmento
AEPI	= Índice de evapotranspiración antecedente
AETR	= Evapotranspiración de la zona inferior
AREA	= Area de la cuenca en km <sup>2</sup>
ASLMX	= Area máxima de la sección transversal del flujo
ASl y A's	= Variables adimensionales correspondientes al área de la sección transversal del flujo.
As	= Area de la sección transversal del flujo.
Aso	= Area inicial de la sección transversal del flujo
Asr	= Area de la sección transversal del flujo correspondiente al tiempo TR.
AT	= Fracción de la superficie del segmento ocupada por áreas <u>im</u> permeables.
B	= Ancho del canal
BALANCE	= Balance del ciclo hidrológico
BASEK ( )	= Intervalo para K variable
BASEL ( )	= Intervalo para LAG variable
BASIN ( )	= Nombre de la cuenca
C	= Coeficiente de Chezy
CB	= Índice nivelador de la infiltración
CC	= Índice de interflujo

CHECK ( )	= Es 1 si el caudal observado es cada seis horas. Es 2 si el caudal observado es horario. Es 0 si no es ninguno de los anteriores.
CNGHR	= Si su valor es 1 se usa la precipitación acumulada de seis horas.
COMPAR	= Si es 1, se usan caudales medios mensuales observados
$C_f$	= Coeficiente que es función del número de Reynolds y de la rugosidad relativa.
$C_{x+1}$	= Ordenada normalizada del histograma tiempo-área.
c	= Celeridad de la onda
cs	= Celeridad de la onda en el cauce
D	= Detención superficial en cualquier instante
DE	= Detención superficial en equilibrio
DEEPL	= Índice que controla la velocidad de infiltración de la superficie húmeda del suelo.
DSRO	= Si es 1, se almacenan los flujos que entran al cauce.
D3FV	= Capacidad de infiltración media
ELEMTS	= Número de elementos en el histograma tiempo-área
EP	= Evapotranspiración potencial residual
EPBIAS	= Sesgo de los datos de evaporación
EPX	= Capacidad disponible en el almacenamiento de intercepción
EPXM	= Valor máximo del almacenamiento de intercepción
EVAP ( )	= Arreglo que contiene los valores correspondientes a la <u>eva</u> poración media diaria medida en tina.
EVAPM ( )	= Arreglo que contiene los valores de evaporación media <u>men</u> sual medida en tina.
FPN ( )	= Nombre de la estación de medición de caudales.

F1A	= Recarga del agua subterránea
f	= Infiltración
GAGEAR	= Número de medidores de precipitación que van a ser usados en cada elemento de TIMEAR ( ).
GAGEPE	= Factor de ajuste de las estaciones medidoras de precipitación.
GWf	= Descarga del agua subterránea
GW - FLOW	= Flujo del agua subterránea
GWS	= Índice antecedente del almacenamiento del agua subterránea.
GWSI	= Valor inicial del almacenamiento antecedente del agua - subterránea
g	= Constante gravitacional.
I	= Caudal afluente
$\bar{I}$	= Caudal afluente promedio
ILL1	= Lluvia efectiva
IMPV	= Area impermeable
IMPV - RG	= Escorrentía de las áreas impermeables
INFRO	= Información general para la corrida
INTF	= Descarga del interflujo
INTERFLOW	= Interflujo
IRC	= Coeficiente de recesión del interflujo
$I_t$	= Flujo afluente a un embalse hipotético
i	= Intensidad de la lluvia
$i_o$	= Flujo neto que entra al sistema
$i^*$	= Lluvia efectiva constante
K	= Constante de almacenamiento.

KK24	= Coeficiente de recesión del agua subterránea
KSIV ( )	= Curva de K variable
KS1	= Parámetro de atenuación en el canal
KV	= Componente variable de la recesión del agua subterránea
K1	= Relación entre el promedio de la precipitación del segmento con respecto al promedio de la precipitación puntual
K3	= Índice de pérdida de humedad por evapotranspiración, de la zona inferior del suelo.
K24L	= Porción de la recarga del agua subterránea asignada a la percolación profunda.
L	= Longitud del plano de escurrimiento
LAG ( )	= Curva de retardo variable
LINEP	= Si es 1, se plotean los caudales medios diarios.
LIRC4	= Componente del almacenamiento del interflujo que entra a la descarga de éste.
LN RAT	= LZS/LZSN, relación adimensional del almacenamiento de humedad de la zona inferior del suelo.
LZI	= Exponente de la ecuación que permite calcular el porcentaje de la infiltración que se retiene en la zona inferior.
LZS	= Volumen del almacenamiento de la zona inferior del suelo
LZSI	= Almacenamiento inicial de la zona inferior.
LZSN	= Capacidad nominal del almacenamiento de la zona inferior
Lc	= Longitud de la vertiente
Ls	= Longitud del cauce
MINFW	= Base para la salida del flujo horario
M01	= Primer mes de la corrida

MO2	= Último mes de la corrida
mc	= Exponente de la ecuación $q = \alpha c (YL)^{mc}$
ms	= Exponente de la ecuación $Q_s = \alpha s (As)^{ms}$
NGAGES	= Número de estaciones medidoras de precipitación
NN, n	= Coeficiente de rugosidad de Manning
NOFLW	= Opción para la impresión del sumario mensual de caudales observados y simulados.
NPTS	= Número de puntos de medición de caudal
O	= Caudal efluente
OUTHR	= Opción para la salida de los caudales horarios simulados
P	= Perímetro mojado
<u>P</u>	= Porcentaje del incremento de la detención superficial, del escurrimiento y del interflujo que se retiene en la zona superior del suelo.
PA	= Superficie del segmento ocupada por áreas permeables
PEADJ ( )	= Relación entre la evapotranspiración potencial diaria y la evaporación medida en tina.
PG	= Porcentaje de humedad que entra al almacenamiento del <u>a</u> gua subterránea.
PHRMX	= Máxima ordenada horaria o de cada seis horas que se <u>pl</u> tea.
PLOT	= Opción para el ploteo de los caudales medios diarios.
PLOTMX	= Máxima ordenada del caudal medio diario que se plotea.
POTENTIAL-ET	= Evapotranspiración potencial
POWER	= Exponente de la ecuación de infiltración
PRE	= Porcentaje de la detención superficial del escurrimiento y del interflujo que no se retiene en la zona superior del suelo.

PRE1	= Porcentaje de la infiltración que se retiene en la zona inferior del suelo.
PRECIP	= Precipitación
PX	= Precipitación horaria.
PXIN	= Número de estaciones de medición en el grupo de los datos de entrada de precipitación.
P3	= Lluvia efectiva
P4	= Suministro de humedad
q	= Escurrimiento
qi	= Caudal que entra al cauce
q <sub>L</sub>	= Flujo que entra lateralmente al cauce
q <sub>L</sub> <sup>i</sup> , QL1	= Flujo que entra lateralmente al cauce, variable adimensional
QLMX	= Caudal máximo que entra lateralmente al cauce.
QS1, Q's	= Caudal de salida de la cuenca, variable adimensional
Qs	= Caudal de salida de la cuenca
R	= Radio hidráulico
R <sub>t-x</sub>	= Flujo que entra al canal
RATIO	= Parámetro del volumen de Interflujo
RECE	= Percolación
RECHARGE	= Recarga del agua subterránea
RES	= Volumen del almacenamiento de detención superficial
RESI	= Almacenamiento inicial de la detención superficial
RGIN	= Estaciones de medición de precipitación que van a ser usadas y el orden en que se asignan.
ROUTE	= Opción para el tránsito de los caudales.
RTEINT	= Intervalo del tránsito en horas

SCEP	= Almacenamiento en las depresiones del suelo.
SCEPI	= Almacenamiento inicial en las depresiones del suelo
SDEP	= Desviación standard de los datos de evaporación.
SGW	= Almacenamiento del agua subterránea
SGWI	= Almacenamiento inicial del agua subterránea
SIXHR	= Opción para el uso de la precipitación media de seis horas.
SRGX	= Volumen almacenado en la superficie impermeable
SRGXI	= Almacenamiento inicial en las superficies impermeables
SS	= Pendiente media de la cuenca
STORAGE	= Opción para el almacenamiento de los flujos que entran al canal
SURFACE - RO	= Esguerrimiento superficial
Sen $\theta$ , So	= Pendiente del fondo del canal.
T	= Tiempo
TC	= Tiempo de concentración de la vertiente
TOTAL - RO	= Escurrerentía total
TP	= Tiempo que tarda la perturbación, después que se ha alcanzado la profundidad YLR, en llegar a la salida de la vertiente.
TR	= Tiempo de duración del exceso de lluvia.
TS	= Tiempo de concentración del cauce.
TW	= Tiempo que tarda la onda en llegar a XW.
T', T1	= Tiempo, variable adimensional
To	= Tiempo inicial
UZS	= Volumen del almacenamiento de la zona superior del suelo
UZSI	= Almacenamiento inicial de la zona superior del suelo.
UZSN	= Capacidad nominal del almacenamiento de la zona superior del suelo.

UZSNWF	= Factor de ponderación
V	= Velocidad media
VAREP	= Opción para cuando existe variación en los datos de evaporación
X	= Distancia recorrida por la perturbación
Xo	= Distancia inicial
Xs	= Distancia recorrida, por la perturbación , en el cauce.
Xsr	= Distancia recorrida por la perturbación en el tiempo TR
Xw	= Posición alcanzada por la perturbación en el tiempo TW
X's, XL1	= Distancia recorrida por la perturbación en el cauce, variable <u>a</u> dimensional.
Y	= Profundidad del escurrimiento
YLMAX	= Profundidad máxima alcanzada en la vertiente.
YLR	= Profundidad correspondiente al tiempo TR
YR1	= Ultimos dos dígitos del primer año de la corrida.
YR2	= Ultimos dos dígitos del último año de la corrida.
YL	= Profundidad del escurrimiento a la salida de la vertiente
Yo	= Profundidad inicial del escurrimiento
Y <sub>L</sub> <sup>i</sup> , YL1	= Profundidad a la salida de la vertiente, variable adimensional
Z	= Número de elementos del histograma tiempo-área
$\alpha_c$	= Coeficiente de la ecuación $q_L = \alpha_c (Y_L)^{m_c}$
$\alpha_s$	= Coeficiente de la ecuación $Q_s = \alpha_s (A_s)^{m_s}$
$\gamma$	= Peso específico del agua
$\delta$	= Tangente del ángulo entre la vertical y el lado del canal
$\lambda$	= Relación entre el tiempo de concentración del cauce y el de la vertiente.
$\nu$	= Viscosidad cinemática del agua.
$\rho$	= Densidad del agua

$\tau_0$  = Esfuerzo cortante.

Bdigital.ula.ve

RESUMEN

ANALISIS DE UN MODELO HIDROLOGICO PARA  
LA SIMULACION DE LA ESCORRENTIA

Por

Roberto A. Duque C.

Universidad de Los Andes

Centro Interamericano de Desarrollo Integral  
de Aguas y Tierras

Asesor Principal: Dr. Roger A. Amisial

El trabajo comprende el análisis de un modelo de simulación hidrológica con la finalidad de estudiar la posibilidad de incorporarle posteriormente el método de Movimiento Cinemático para el tránsito de los caudales. Esto permitiría el estudio de avenidas que son de gran importancia para el diseño de las estructuras necesarias en el control de inundaciones.

Se presenta también el estudio detallado del método de Movimiento Cinemático para la salida tanto de la vertiente como de la cuenca.

El método de Movimiento Cinemático se resuelve tanto analítica como numéricamente con la finalidad de comparar los resultados y a la vez determinar cual de estas soluciones es la que requiere menos tiempo de computadora para su ejecución.

## CAPITULO I

### INTRODUCCION

#### EL PROBLEMA

Actualmente gran parte del territorio venezolano está siendo azotado por inundaciones que provocan cuantiosas pérdidas económicas. Al analizar los informes referentes a las inundaciones se observa que éstas no son del tipo instantáneo, ya que tienen un tiempo de demora mayor de doce horas, tal como se presenta en las publicaciones de Venezuela, Ministerio de Obras Públicas (1970 y 1971) referentes a las inundaciones de Barcelona y de los Distritos Mara y Páez del Estado Zulia. La inundación de Barcelona, en el mes de Julio de 1970, fue producto de una secuencia de crecidas generadas por fuertes lluvias caídas sobre las principales áreas contribuyentes, esta inundación comenzó el día 21 y terminó el día 25. La inundación de los Distritos Mara y Páez en el año de 1971 se debió al igual que la anterior a una secuencia de crecidas producidas por fuertes lluvias que comenzaron el día 27 de noviembre, y no fue sino hasta el día 3 de diciembre cuando se empezaron a sentir los rigores de la inundación.

Al igual que los Distritos Mara y Páez, la zona Sur del Lago de Maracaibo también se ve afectada por inundaciones periódicas debidas principalmente a los desbordamientos del río Escalante. Este río es receptor de numerosos afluentes, los cuales en caso de crecientes desbordan sus aguas sobre terrenos agrícolas que se encuentran en su vecindad. La importancia del control de las inundaciones en esta zona radica en el hecho de que de los 4,184 km<sup>2</sup>, que son el área de influencia del río Escalante, 2,967 km<sup>2</sup> son tierras agrícolas. También es de mencionar que a orillas del Escalante se encuentran situadas las poblaciones de Santa Bárbara, San Carlos y Santa Cruz las cuales se ven afectadas por las inunda -

ciones de este río.

De lo anteriormente expuesto se tiene que el problema principal para lograr el saneamiento de la Zona Sur del Lago de Maracaibo es la construcción de un sistema de drenaje, con el cual se puedan controlar las inundaciones periódicas que afectan esta zona. Existe un proyecto de control de crecientes del río Escalante y de sus afluentes, el cual involucra la construcción de diques marginales, dragado de cauces y obras de derivación, como es el caso de una estructura de control que estará situada a 8 km. aguas arriba de la población de Santa Bárbara, esta estructura - en caso de crecientes sólo permitirá el paso de un gasto de  $200 \text{ m}^3/\text{seg.}$ , al cauce - del Escalante y el resto lo vertirá hacia la Laguneta del Zulia.

Debido a la magnitud e importancia de las obras, se hace necesario un mecanismo que permita estudiar el comportamiento de las cuencas antes y después de la construcción de las medidas de control. Para tal fin, se puede utilizar un modelo de simulación hidrológica, el cual se calibraría con los datos del sistema actual y luego se le superpondrían los cambios ocasionados por las obras antes mencionadas.

Es de hacer notar que actualmente no se dispone de un modelo de simulación hidrológica con el cual se puedan simular crecidas, por tal motivo conviene estudiar algunos de los modelos existentes para identificar sus puntos débiles, sus ventajas y la factibilidad de su adaptación para resolver problemas similares al que se ha descrito anteriormente. Esta adaptación implicaría la incorporación al modelo de un método que permita conocer la profundidad del agua, lo cual es indispensable para el estudio de crecidas. Uno de los métodos más utilizados es el movimiento cinemático, que permite conocer el nivel del agua tanto en la superficie de la vertiente como en el cauce.

### Algunos Modelos de Simulación Paramétrica Existentes.

Los modelos de simulación se consideran como modelos matemáticos en los cuales el comportamiento del sistema se representa por un conjunto de formulaciones matemáticas y lógicas.

En los modelos determinísticos conceptuales el sistema se divide en subsistemas donde se simula cada uno de los procesos internos, es decir, los procesos físicos involucrados en el ciclo hidrológico, tales como infiltración, interflujo, escurrimiento y evapotranspiración, pueden expresarse como una relación funcional.

A continuación se presenta una breve descripción de algunos de estos modelos.

#### Modelo SSARR

Este modelo fue desarrollado por el cuerpo de Ingenieros de los Estados Unidos de Norteamérica, siendo la primera versión hecha por Rockwood (1958), la cual tenía como propósito el tránsito de caudales. Anderson (1967) presentó otra versión cuyo propósito era el análisis de regulación de embalses y el pronóstico de caudales para cuencas relativamente grandes.

El tránsito usado en este modelo se basa en la ecuación de continuidad, o sea;

$$I = O + \frac{dS}{dt} \quad . . . . . (1.1)$$

donde,

I = Caudal afluente

O = Caudal efluente

S = Almacenamiento

t = tiempo

### Modelo Stanford IV

Fu  desarrollado por Crawford y Linsley (1966) y ha sido aplicado en numerosas cuencas de varios países con resultados satisfactorios, lo cual puede considerarse como una prueba de la aceptable representación que este modelo hace del ciclo hidrológico y del ahorro de tiempo que se logra con su uso.

El modelo es una representación conceptual de la fase sobre la tierra del ciclo hidrológico y es capaz de representar los regímenes hidrológicos de una gran variedad de ríos con un aceptable grado de precisión.

El modelo Stanford IV tiene un total de treinta y cuatro parámetros de los cuales cuatro no pueden ser medidos, sino que tienen que ser estimados por calibración del modelo.

Para el tránsito de los caudales el modelo utiliza un método empírico, desarrollado por Clark (1945) y basado en una curva tiempo-área, la cual debe transitarse a través de un almacenamiento simple o reservorio para generar el hidrograma de salida. Para la construcción de esta curva es necesario trazar isocronas y luego medir el área entre ellas, cada área constituirá un elemento del histograma tiempo- rea

### Modelo de Simulación Hydrocomp

Representa la continuación de la serie Stanford y tiene como propósito agrupar varios programas independientes en un gran núcleo de simulación hidrológica. Dispone de varias opciones que se pueden usar en simulación, tales como; cantidad de agua, calidad del agua, sedimentación y erosión.

Este es el modelo de simulación hidrológica más completo que se conoce y se presenta solamente como referencia, ya que la empresa Hydrocomp permite su uso sólo a aquellos organismos o firmas que contratan sus servicios.

El programa para la simulación de la cantidad de agua se divide en tres módulos que son;

1. Library; es el almacén de los datos hidrometeorológicos que van a ser usados
2. Land; simula los procesos del perfil del suelo, la evapotranspiración, el incremento del almacenamiento del agua subterránea y el flujo que sale a los canales.
3. Channel; analiza la afluencia y el tránsito del flujo que entra al canal

#### Selección del Modelo

De los modelos revisados se escogió el Standford IV debido a que ha sido - probado en un gran número de cuencas de todo el mundo y principalmente en Venezue- la, donde se ha usado la versión Hydrocomp, con buenos resultados. Sin embargo es te modelo presenta las siguientes limitaciones:

1. Usa el método Muskingum para transitar la curva tiempo-área a través de un reservorio que simula los cauces.
2. El hecho de no considerar directamente el flujo en los cauces, impide - el uso del modelo en estudios de planicies inundables en las cuales se requiere la estimación de los daños ocasionados por las inundaciones.
3. Al no considerar de una manera directa la geometría y geomorfología del cauce, impide su uso en los estudios de encauzamiento y dragado de ríos.
4. No permite introducir directamente los diferentes usos de la tierra.

El modelo Hydrocomp no presenta esta serie de limitaciones, pero como ya se ha dicho anteriormente pertenece a una compañía privada y no está disponible pa ra el estudio.

### Objetivos del Estudio

El objetivo general es desarrollar un modelo de simulación paramétrica en donde se pueda involucrar el tránsito tanto en la superficie de la cuenca como en el cauce del río, lo cual permitiría la determinación directa del nivel de las aguas.

Los objetivos específicos son;

1. Estudiar el Modelo Hidrológico Stanford IV versión National Weather Service para determinar si es o no conveniente su utilización como base - para el desarrollo de un modelo mejorado.
2. Utilizar el método de Movimiento Cinemático para simular el movimiento del agua tanto en la superficie de la cuenca como en el cauce.
3. Investigar la factibilidad de involucrar los resultados de los puntos - anteriores en un modelo que permita calcular el escurrimiento y la es-  
correntía para cualquier cuenca.

### Metodología

1. Estudio del modelo hidrológico Stanford IV versión del National Weather Service. Para esto se hace necesario elaborar el flujograma del modelo y definir cada una de las variables así como de los parámetros que in-  
tervienen en él. También se requiere estudiar los procesos hidrológicos considerados, sus formulaciones matemáticas y la estructura del modelo.
2. Presentación de las bases teóricas del método de Movimiento Cinemático.
3. Solución analítica del método de Movimiento cinemático para la vertien-  
te.

4. Solución numérica del método de Movimiento Cinemático tanto para la ver tiente como para el cauce.
5. Consideraciones sobre la posibilidad de integrar el método de Movimiento Cinemático al modelo hidrológico Stanford IV.

### Importancia del Estudio

Este trabajo pretende conseguir la primera fase de un modelo operativo con el cual se puedan simular caudales a partir de la precipitación caída sobre la cuen ca. También se busca esclarecer el funcionamiento y la metodología del modelo Stanford IV versión National Weather Service, así como tener un mayor conocimiento del método de Movimiento Cinemático.

### Presentación del Trabajo

La presentación se desarrolla como sigue:

#### Capítulo II

Estudio del modelo Stanford IV. Se describen los conceptos hidrológicos del modelo así como las formulaciones matemáticas. Se consideran además las entra das, sa lidas y opciones del modelo y un análisis crítico del mismo.

#### Capítulo III

Bases teóricas del método de Movimiento Cinemático. Se presenta la teoría - hidráulica del método, considerándose primero el flujo sobre el plano de desagüe y luego en el cauce.

#### Capítulo IV

Solución analítica del método de Movimiento Cinemático. Se considera la solución a través de las ecuaciones dadas en el Capítulo III.

### Capítulo V

Solución numérica del método de Movimiento Cinemático. Se presenta la solución a través de la integración numérica de las ecuaciones diferenciales que gobiernan el flujo tanto en el desagüe como en el cauce.

### Capítulo VI

Análisis del método de Movimiento Cinemático. Se presentan los resultados obtenidos y algunas consideraciones sobre el tránsito tanto en la vertiente como en el cauce.

### Capítulo VII

Conclusiones y Recomendaciones. Se indican algunas conclusiones y recomendaciones tanto para el modelo hidrológico Stanford IV como para el método de Movimiento Cinemático.

Bdigital.ula.ve

## CAPITULO II

### ESTUDIO DEL MODELO HIDROLOGICO STANFORD IV

En este capítulo se hará una descripción del modelo hidrológico Stanford IV, considerándose tanto sus implicaciones conceptuales como sus formulaciones matemáticas.

La versión bajo consideración permite reproducir caudales en base tanto a las características físicas e hidráulicas de una región como a los datos de precipitación medidos o estimados en estaciones climatológicas. Esta transformación lluvia-escorrentía se realiza a través de ciertos procesos físicos en cuya descripción se hacen intervenir algunos conceptos hidrológicos.

#### Conceptos Hidrológicos del Modelo

##### El Ciclo Hidrológico

Es un continuo proceso por medio del cual el agua es transferida de los Océanos a la atmósfera, de ésta a la tierra y de aquí nuevamente a los océanos.

Los principales procesos que componen el ciclo hidrológico son: precipitación, interceptación, infiltración, almacenamiento en depresiones del suelo, escurrimiento, almacenamiento de humedad del suelo, interflujo, agua subterránea, áreas impermeables, evapotranspiración y escorrentía.

En la figura 2.1 se muestra un esquema de la secuencia de los procesos del ciclo hidrológico, en donde se observa que el vapor resultante de la evaporación del agua de los océanos, lagos y ríos va a formar, al condensarse, nubes que son las que originarán las precipitaciones. Del agua que se precipita, parte es interceptada y el resto que cae sobre el terreno se dispersa de varios modos. Una fracción pasa por infiltración al interior del suelo en donde va a formar parte del almacenamiento de la humedad del suelo; cuando éste se ha llenado toda el agua que entra pasa por percola

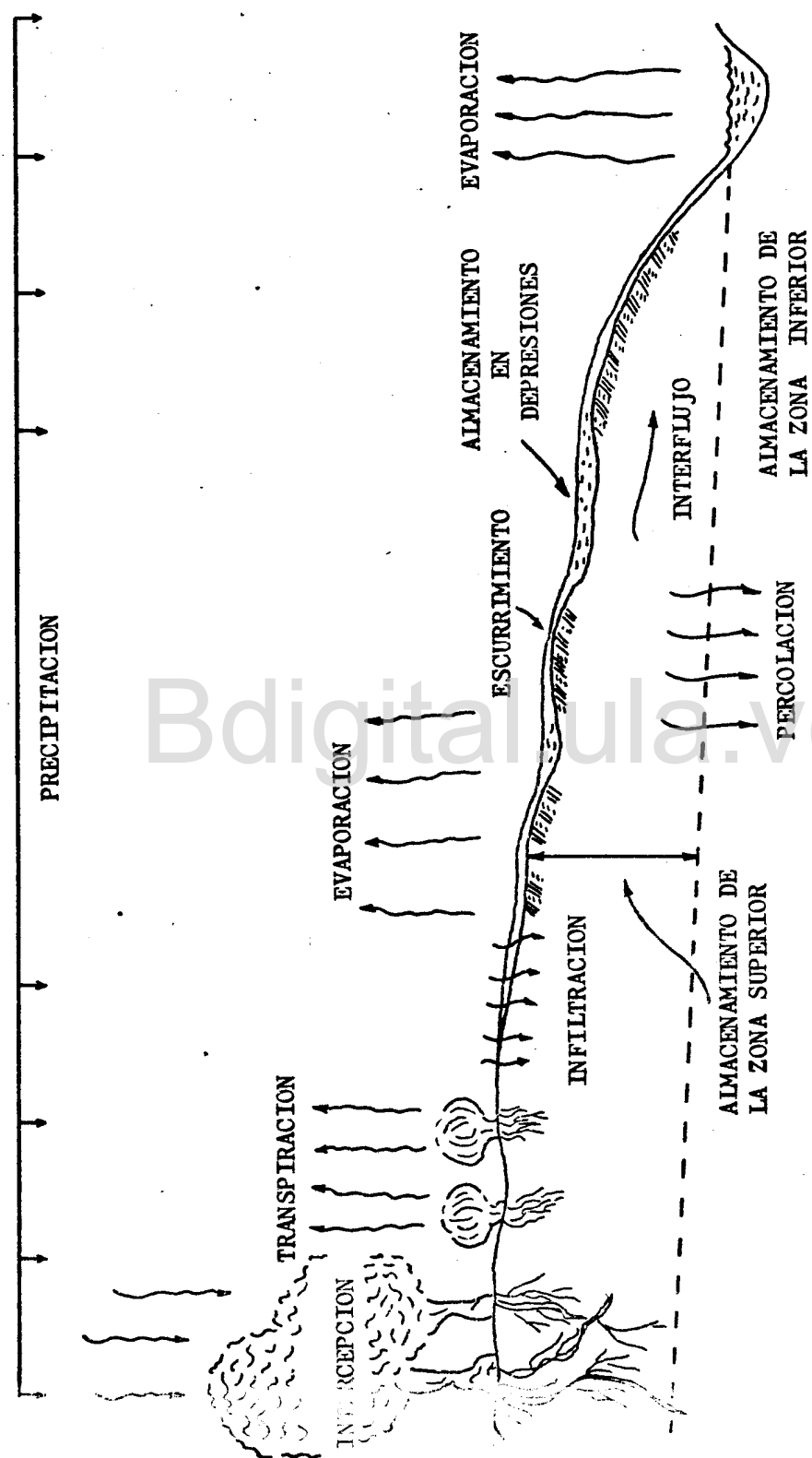


Figura 2.1. Secuencia de Procesos en el Ciclo Hidrológico.

ción al almacenamiento del agua subterránea. La parte que no se infiltra va a estar sujeta a evaporación y al almacenamiento en las depresiones del terreno, el resto de esta agua va a formar el escurrimiento.

En la Figura 2.2 se presenta la distribución en el tiempo del ciclo de la escorrentía, o sea, la parte del ciclo hidrológico entre la precipitación incidente sobre áreas de terreno y la subsiguiente descarga de dicha agua por cauces, según Linsley, Kohler y Paulhus (1967). El área rayada de la Figura representa la fracción de la precipitación total que eventualmente pasa a la corriente, medida a la salida de la cuenca.

A continuación se da una breve descripción de los procesos involucrados.

### Precipitación

Es un término general que abarca todas las formas de humedad que emanan de las nubes y que caen a la tierra. Es por decirlo así la materia prima para la producción de la escorrentía.

La medición de la lluvia se hace mediante pluviómetros o pluviógrafos, que dan la información de la ocurrencia y del valor puntual del fenómeno, es necesario, por tal motivo hacer aproximaciones sobre la distribución de la precipitación en el área de influencia de cada estación medidora. Esta distribución se consigue dividiendo la cuenca en segmentos, que pueden ser polígonos de Thiessen, segmentos de acuerdo a la elevación o bien definiendo sub-áreas con precipitación homogénea.

### Intercepción

Es el proceso de captación del agua por las hojas, ramas y tallos de la vegetación, es por lo tanto una función del tipo y de la extensión de la vegetación, así como de la estación del año en caso de vegetación decidua.

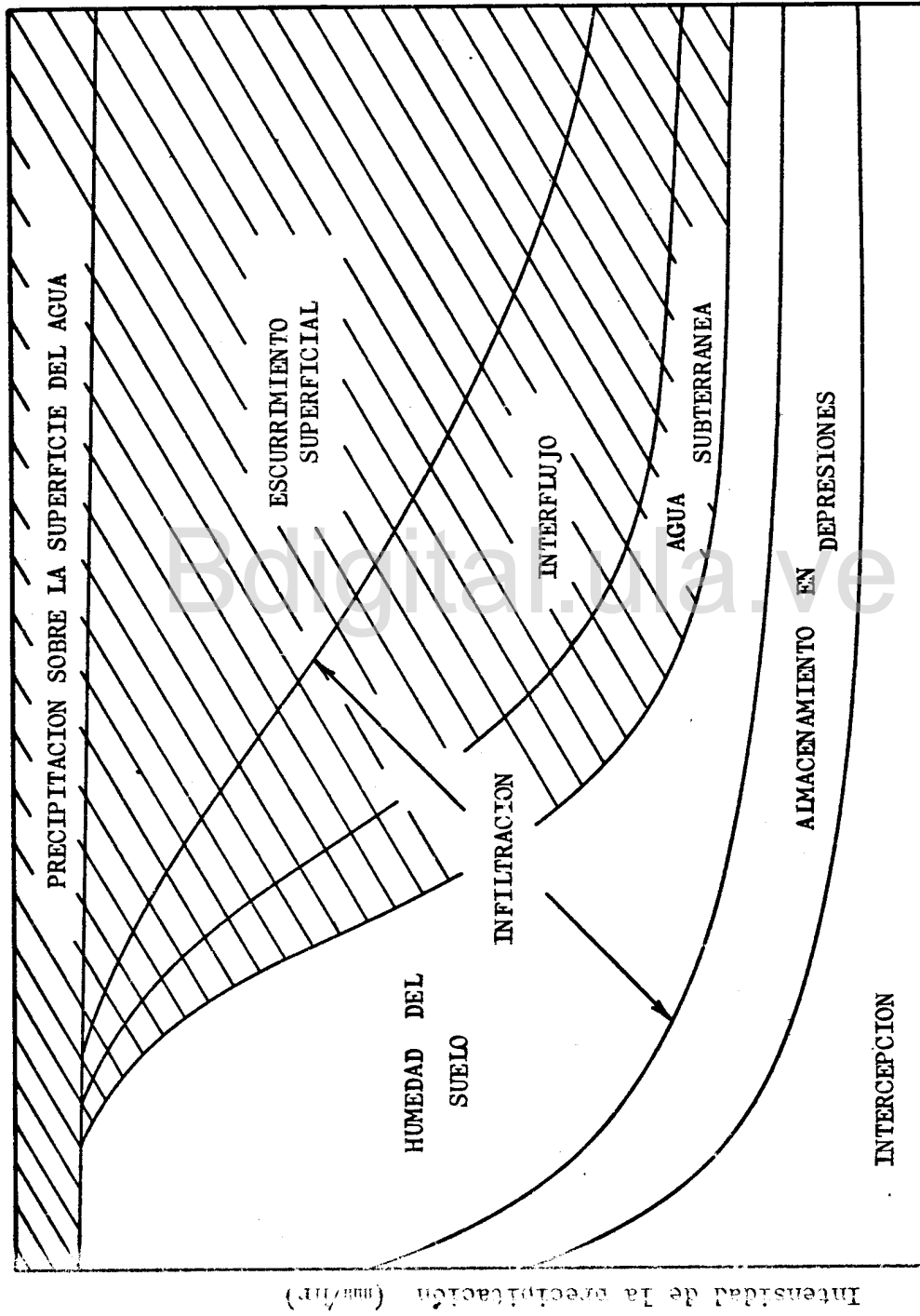


Figura 2.2. Respuesta de una cuenca a la precipitación.

Para el modelo Stanford IV la intercepción se supone constante en toda el área de la cuenca y está definida en base a la capacidad del almacenamiento de intercepción EPXM. Se considera que la precipitación entra en el almacenamiento de intercepción hasta que éste se llena, y es removida de él por evapotranspiración a la rata potencial.

Durante una tormenta la evapotranspiración puede permanecer invariable, por lo cual después de que el almacenamiento de intercepción está lleno, la intercepción continúa pero haciéndose ahora igual a la evapotranspiración potencial.

### Infiltración

Es el proceso por medio del cual el agua que llega a la superficie pasa hacia el perfil del suelo. La velocidad de infiltración tiene variaciones altas de bido a la naturaleza y al contenido de humedad del suelo.

La lluvia que cae sobre la superficie de la tierra puede moverse sobre ella como escurrimiento o puede infiltrarse. Del agua que se infiltra una gran parte se retiene en el suelo hasta que retorna a la atmósfera por evapotranspiración. Una porción del agua infiltrada puede moverse lateralmente como interflujo a través de la zona superior del suelo hasta llegar a los cauces. Una pequeña parte puede almacenarse temporalmente y más tarde descargar como flujo base o flujo de agua subterránea.

La capacidad de infiltración, es decir, la velocidad máxima del paso del agua hacia el perfil del suelo, es una función de las características de la cuenca tales como permeabilidad, tipo de suelo, cobertura vegetal y principalmente del contenido de humedad del suelo.

Las variaciones de la infiltración en el área resultan de diferencias en

el tipo de suelo y en la permeabilidad, así como de las diferencias en la humedad del suelo, que resultan de variaciones en la cobertura vegetal, precipitación y evaporación. Es de esperar que la capacidad de infiltración de un punto a otro de la cuenca para un tiempo dado tenga alguna distribución sobre un valor medio. En la Figura 2.3 se presenta una distribución de frecuencia esquemática para la capa capacidad de infiltración en una cuenca. La línea continua representaría la distribución real y la línea quebrada la distribución que se considera en el modelo Stanford IV. A partir de esta distribución de frecuencia se puede obtener la curva correspondiente a la distribución de frecuencia acumulada de la capacidad de infiltración, tal como se muestra en la Figura 2.4, en donde la línea quebrada representa la curva de la distribución de frecuencia acumulada que considera el modelo

#### Almacenamiento en depresiones del suelo

A medida que la intensidad de la precipitación que llega a la superficie del suelo se hace mayor que la velocidad de infiltración, comienza a acumularse agua en la superficie, inicialmente ésta va a llenar las depresiones del suelo y más tarde, al estar completamente lleno este almacenamiento, se transforma en escurrimiento.

La cantidad máxima de agua que puede ser almacenada en las depresiones del suelo depende de la pendiente del terreno y del uso actual de éste.

El agua que se almacena en las depresiones del suelo puede ser removida - de éstas por infiltración, constituyendo ésta lo que se llama infiltración retardada, o bien por evaporación.

La infiltración retardada se introduce como una función de la zona superior, al igual que el almacenamiento en depresiones, que se considera en el modelo como integrante del almacenamiento de esta zona.

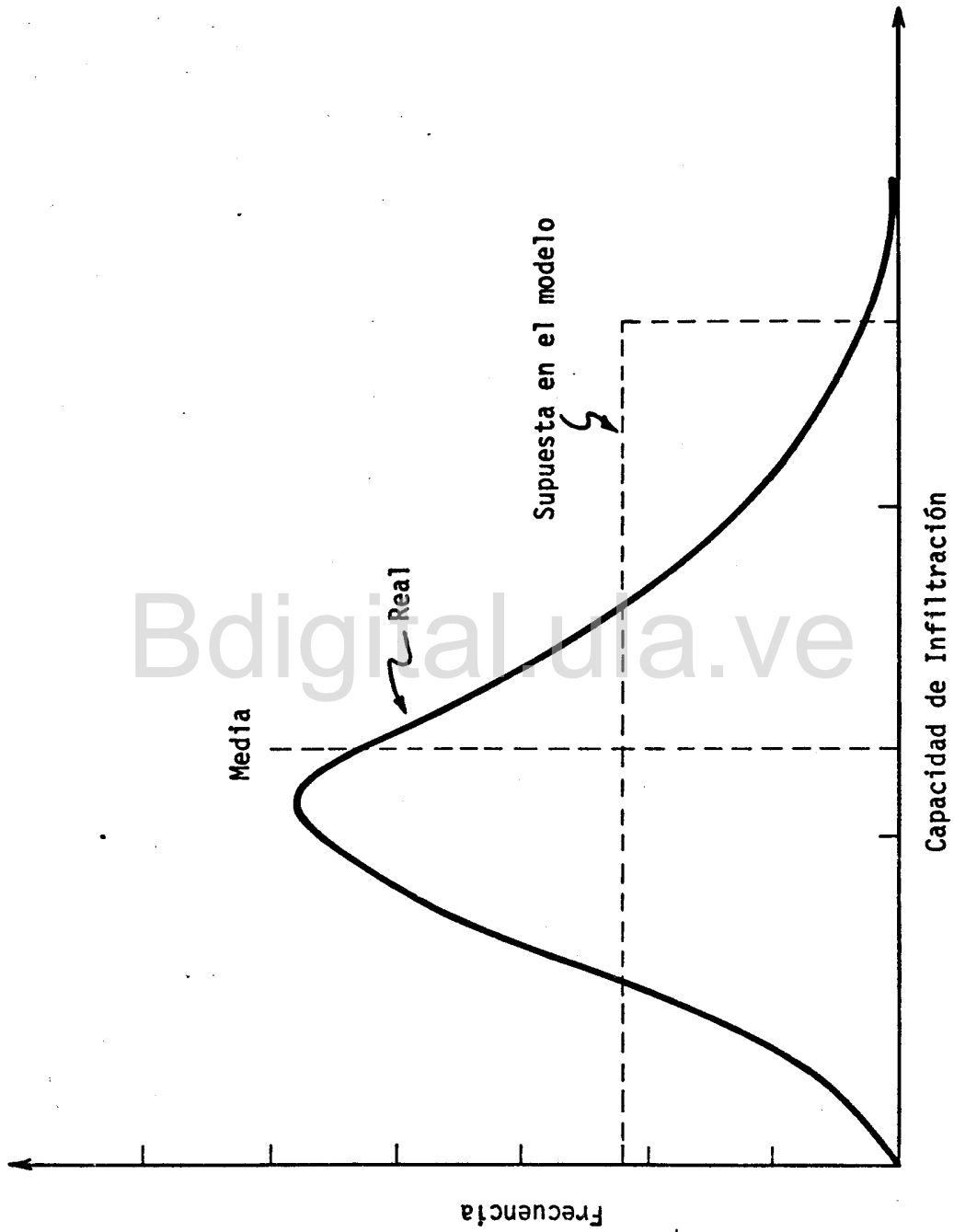


Figura 2.3. Distribución de frecuencia para la capacidad de infiltración

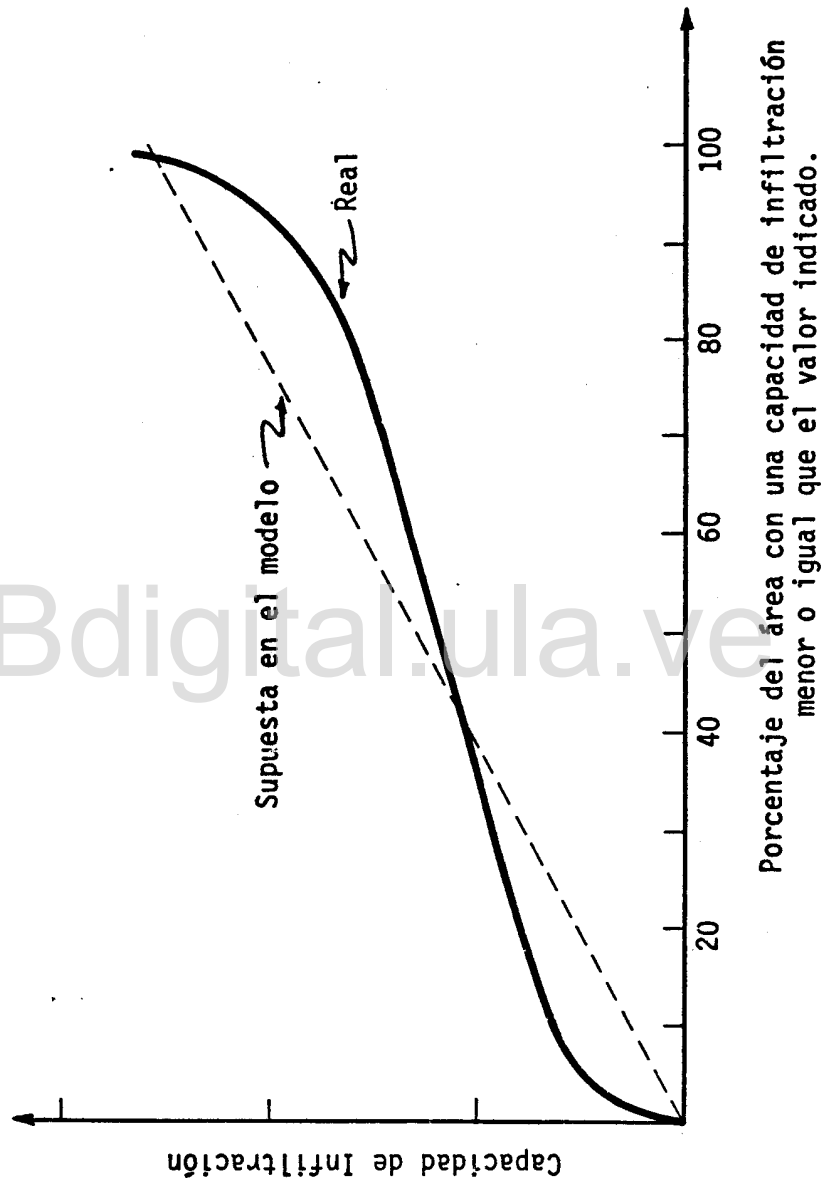


Figura 2.4. Distribución de frecuencia acumulada para la capacidad de infiltración.

### Escurrimiento

Como ya se ha dicho anteriormente el agua que llega al suelo y que no se infiltra permanece sobre la superficie de éste. Una parte de esta agua se almacena en las depresiones del suelo y el resto va a originar el llamado escurrimiento.

Las interacciones entre el escurrimiento y la infiltración deben ser consideradas ya que ambos procesos ocurren simultáneamente.

Las condiciones superficiales, tales como pasto denso o pendientes muy suaves, que restringen la velocidad del flujo superficial tienden a reducir la cantidad total de escurrimiento, ya que dan más tiempo para que suceda el proceso de infiltración, lluvias de gran intensidad se atenúan por el almacenamiento de detención superficial, lo que ocasiona una reducción en la velocidad máxima del escurrimiento.

En el modelo el escurrimiento se trata como un flujo turbulento, y el volumen escurrido se relaciona con el almacenamiento de detención superficial. Se usa la ecuación de Manning para relacionar el almacenamiento de detención superficial, la rata de suministro de escurrimiento, el coeficiente de rugosidad de Manning, la longitud y la pendiente del plano de flujo.

### Almacenamiento de humedad del suelo

El modelo Stanford IV hace intervenir dos grandes zonas, la zona inferior y la superior, en la representación del almacenamiento de humedad del suelo.

Almacenamiento de la zona superior. El agua que no se infiltra inmediatamente incrementa el almacenamiento de detención superficial, el cual contribuirá al escurrimiento o entrará a formar parte del almacenamiento de la zona superior. En este modelo se consideran el almacenamiento en depresiones y el almacenamiento en la superficie del suelo como integrantes del almacenamiento de la zona superior.

Almacenamiento de la zona inferior. Físicamente la zona inferior puede ser considerada como la porción de suelo que se encuentra entre la margen capilar y la mesa de agua. En la práctica solamente interesa la porción transitoria de este almacenamiento, ya que el volumen de humedad que se pierde por evapotranspiración se repone por infiltración. El almacenamiento de esta zona constituye el almacenamiento de humedad de mayor capacidad.

### Interflujo

Está constituido por el agua que se infiltra pero que se mueve lateralmente a través de la zona superior del suelo con dirección a los cauces, generalmente es fortalecido por una capa de suelo relativamente impermeable. Si las capas impermeables intersectan la superficie, el interflujo puede salir y juntarse con el escurrimiento, caso contrario continuará moviéndose en la zona superior hasta llegar a los cauces, en los cuales formará parte de la escorrentía.

### Agua Subterránea

El flujo que entra al almacenamiento del agua subterránea proviene de la infiltración y de la percolación del almacenamiento de las zonas superior e inferior. Una parte del agua subterránea sale al cauce como flujo base, otra puede pasar por percolación al almacenamiento del agua subterránea profunda, es decir, al almacenamiento inactivo y el resto permanece en el almacenamiento activo del agua subterránea. El agua asignada al almacenamiento inactivo se considera que se pierde de la fase superficial de la cuenca, ya que no contribuye a la escorrentía.

### Area impermeable

El modelo considera como áreas impermeables todas aquellas superficies conectadas al cauce del río, en las cuales el agua proveniente de la lluvia no está sujeta a infiltración. Entre tales áreas se cuentan los pequeños charcos o lagunas

y los canales o cauces.

El área impermeable es usualmente una parte muy pequeña del área total de la cuenca, excepto en cuencas urbanas en donde sí viene a ser muy importante. En cuencas rurales el área impermeable no contribuye en mucho a la esorrentía.

Las edificaciones, los caminos y otras áreas impermeables que descargan su flujo sobre el suelo y no directamente en los cauces, no se consideran en el modelo como áreas impermeables, sino que la esorrentía que producen se representa como una función de la infiltración.

De la precipitación que cae sobre las áreas impermeables una pequeña parte se pierde, ya que después de una lluvia queda una fina película de agua expuesta a la evaporación.

#### Evapotranspiración

Es el proceso mediante el cual el agua pasa a la atmósfera en forma de vapor. Se considera que la evapotranspiración ocurre del almacenamiento de intercepción a la rata potencial, pero cuando este almacenamiento no es capaz de suplir la demanda de humedad, esta es suministrada por el almacenamiento de la zona superior del suelo. Cuando estos almacenamientos han sido agotados entra en juego el concepto de oportunidad de evapotranspiración, que se define como la máxima cantidad de agua disponible para la evapotranspiración en un intervalo de tiempo y en un punto de la cuenca.

La oportunidad de evapotranspiración tiene una curva de distribución acumulada similar a la de la capacidad de infiltración. La curva de oportunidad de evapotranspiración es una función de las condiciones de humedad del suelo y da un estimado de la evapotranspiración actual para cualquier valor de evapotranspiración potencial.

La oportunidad de evapotranspiración controla la evapotranspiración del almacenamiento de la zona inferior del suelo.

En el modelo se considera la evapotranspiración potencial igual a la evapotranspiración medida en una tina tipo "A".

### Escorrentía

Se considera como escorrentía el agua que corre en los cauces, la cual se define también como caudal. La secuencia de los fenómenos hidrológicos es tal, que la escorrentía se ve retardada en relación con la precipitación que la produce, dependiendo dicho retardo de las características de la cuenca.

### Formulaciones Matemáticas

En esta parte se presentan las formulaciones matemáticas correspondientes a los procesos hidrológicos que simula el modelo. Las variables y los parámetros se identifican por los nombres con que aparecen en el programa original.

Al igual que como se hizo para los conceptos hidrológicos del modelo, se estudiarán cada uno de los procesos del ciclo por separado y se considerarán las asunciones y consideraciones de orden práctico en cada uno de ellos.

### Precipitación

Se usa la lluvia efectiva  $P_3$ , o sea, la precipitación que en realidad llega a la superficie del suelo, y los cálculos se efectúan para intervalos de 15 minutos. Para el cálculo de la infiltración se le agrega a esta precipitación el almacenamiento de detención superficial. Las ecuaciones son:

$$P_3 = P_X - EP_X \quad \dots \dots \dots (2.1)$$

$$P_4 = P_3 + RES \quad \dots \dots \dots (2.2)$$

Donde;

$EP_X$  = Capacidad disponible en el almacenamiento de intercepción.

P3 = Lluvia efectiva.

P4 = Suministro de humedad

PX = Precipitación horaria

RES = Volumen actual en el almacenamiento de detención superficial.

### Intercepción

Se define como la capacidad de almacenamiento de intercepción EPXM y constituye un parámetro de entrada. Los valores de este parámetro se dan en función de la cobertura vegetal de la cuenca.

### Infiltración

Generalmente se representa por una curva de capacidad de infiltración en - donde ésta es una función exponencial del tiempo. En el modelo no se describe como una función del tiempo sino más bien como una función de la humedad del suelo.

En la figura 2.5 se ilustra la forma en que este modelo simula la infiltración. La lluvia proporciona un suministro de humedad P4 en un cierto intervalo de tiempo. El área rayada de la Figura representa la infiltración que suministra humedad al suelo o al agua subterránea en el intervalo de tiempo. La capacidad de infiltración media D3FV es variable en el tiempo y decrece con el incremento de humedad del suelo, tal como se muestra en la Figura 2.6.

El valor de D3FV se calcula en base a la ecuación

$$D3FV = CB / (LNRAT)^{POWER} \quad \dots \dots \dots (2.3)$$

Donde;

CB = Índice nivelador de la infiltración

LNRAT = LZS/LZSN, relación adimensional del almacenamiento de humedad de la zona inferior del suelo.

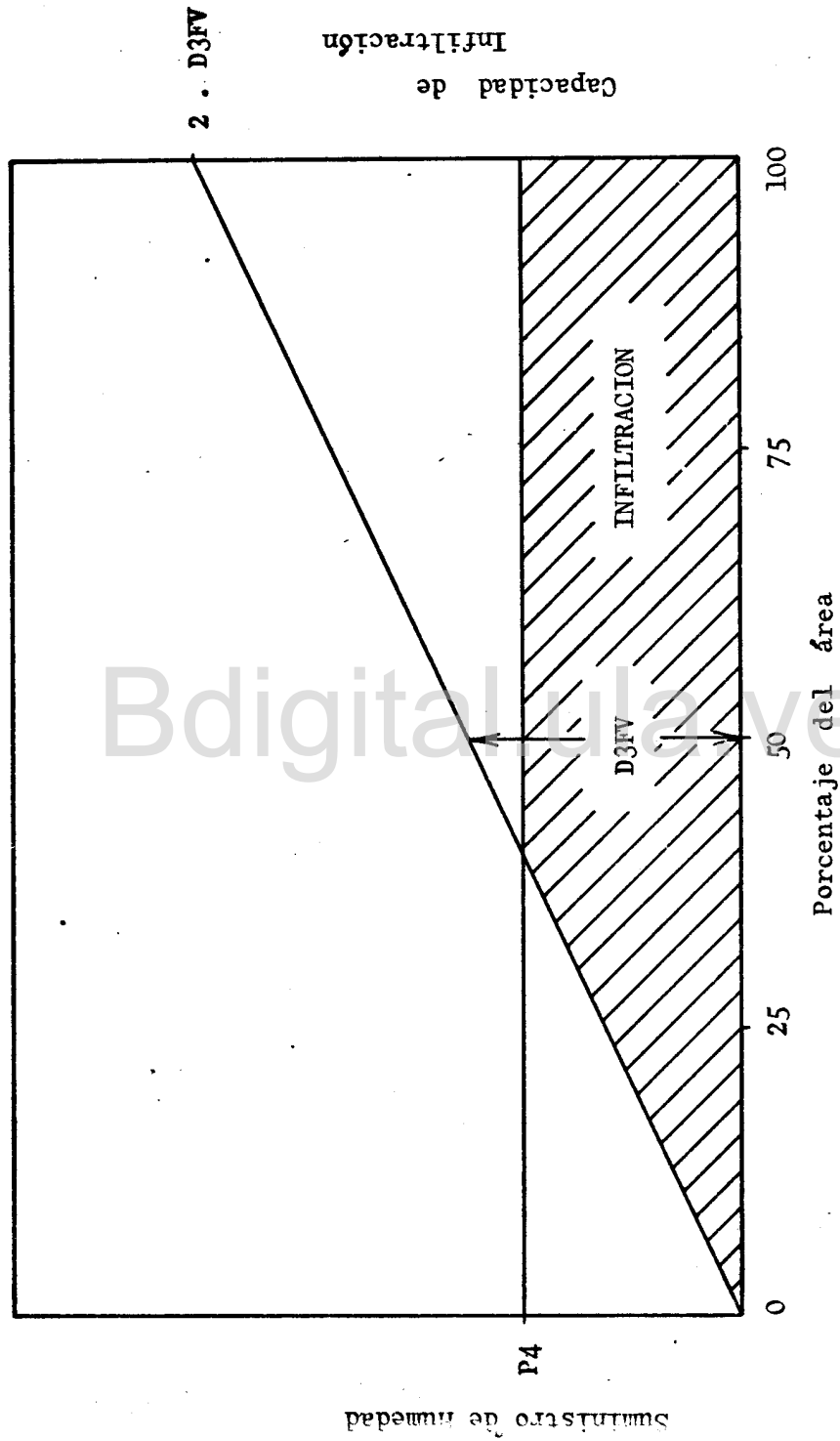


Figura 2.5. Aplicación de la distribución de frecuencia acumulada de la capacidad de infiltración.

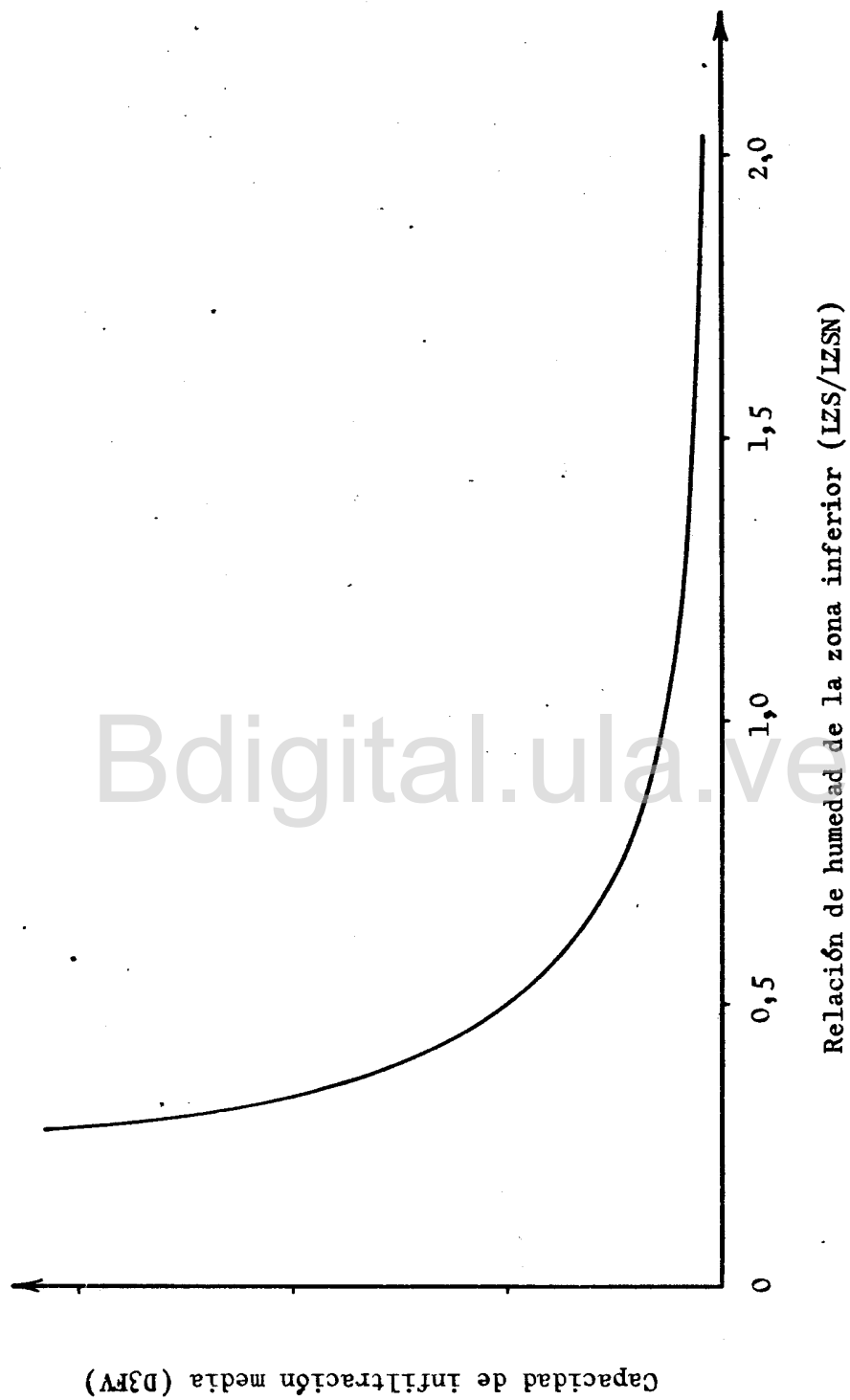


Figura 2.6. Infiltración media de la cuenca como función de la humedad del suelo.

LZS = Volumen del almacenamiento de la zona inferior.

LZSN= Capacidad nominal del almacenamiento de la zona inferior.

POWER= Exponente de la ecuación de infiltración.

### Escorrimento

Crawford y Linsley (1966) desarrollaron a partir de la ecuación Chezy-Manning la relación entre el almacenamiento de detención superficial en equilibrio DE, la rata de suministro de flujo sobre la tierra RX-RES, el coeficiente de rugosidad NN de Manning, la longitud L y la pendiente SS del plano de flujo. Dicha relación es:

$$DE = \frac{0,000818 (RX-RES)^{0,6} (NN)^{0,6} (L)^{1,6}}{(SS)^{0,3}} \dots \dots \dots (2.4)$$

Usando la relación de profundidad de detención en cualquier instante D y la profundidad de detención en equilibrio DE como índice de la distribución del flujo en el plano de escorrimento, se tiene que la profundidad que alcanza el flujo a la salida viene dada por la relación empírica:

$$Y = \frac{D}{L} (1,0 + 0,6 (D/DE)^3) \dots \dots \dots (2.5)$$

Si se sustituye la ecuación (2.5) en la ecuación Chezy-Manning la descarga sobre la tierra viene dada por:

$$q = \frac{1,486}{NN} (SS)^{0,5} (D/L)^{5/3} (1,0 + 0,6 (D/DE)^2)^{5/3} \dots \dots \dots (2.6)$$

### Almacenamiento de humedad del suelo

#### Almacenamiento de la zona superior

De esta zona la humedad se pierde por evapotranspiración y por percolación a zonas más bajas. La capacidad del almacenamiento de esta zona es bastante baja.

El porcentaje de humedad que se retiene en la zona superior del suelo  $\underline{P}$ , es una función del volumen del almacenamiento de esta zona UZS y de su capacidad nominal UZSN, tal como se muestra en la Figura 2.7.

A continuación se dan las expresiones matemáticas que representan el almacenamiento de esta zona en el modelo.

Cuando la relación UZS/UZSN es menor que dos se tiene

$$\underline{P} = 100 (1,0 - PRE) \quad \dots \dots \dots (2.7)$$

$$PRE = 0,5 (UZS/UZSN) (1,0 / (1,0 + UZI))^{UZI} \quad (2.8)$$

$$UZI = 2,0 | 0,5 (UZS/UZSN) - 1,0 | + 1,0 \quad (2.9)$$

Y cuando UZS/UZSN es mayor que dos el porcentaje está dado por;

$$\underline{P} = 100 (1,0 - PRE) \quad \dots \dots \dots (2.10)$$

$$PRE = 1,0 - (1,0 / (1,0 + UZI))^{UZI} \quad \dots \dots \dots (2.11)$$

$$UZI = 2,0 \cdot | UZS/UZSN - 2,0 | + 1,0 \quad \dots \dots \dots (2.12)$$

Donde,

$\underline{P}$  = Porcentaje de la detención superficial, del escurrimiento y del inter-flujo que se retiene en la zona superior del suelo.

PRE= Porcentaje de la detención superficial, del escurrimiento y del inter-flujo que no se retiene en la zona superior del suelo.

UZS= Volumen del almacenamiento de la zona superior del suelo.

UZSN=Capacidad nominal del almacenamiento de la zona superior del suelo.

Para el cálculo de las pérdidas por evapotranspiración se supone que éstas ocurren a la rata potencial para cualquier valor de la relación UZS/UZSN. La evapotranspiración que no es suplida por la zona superior se asigna a la zona inferior del suelo.



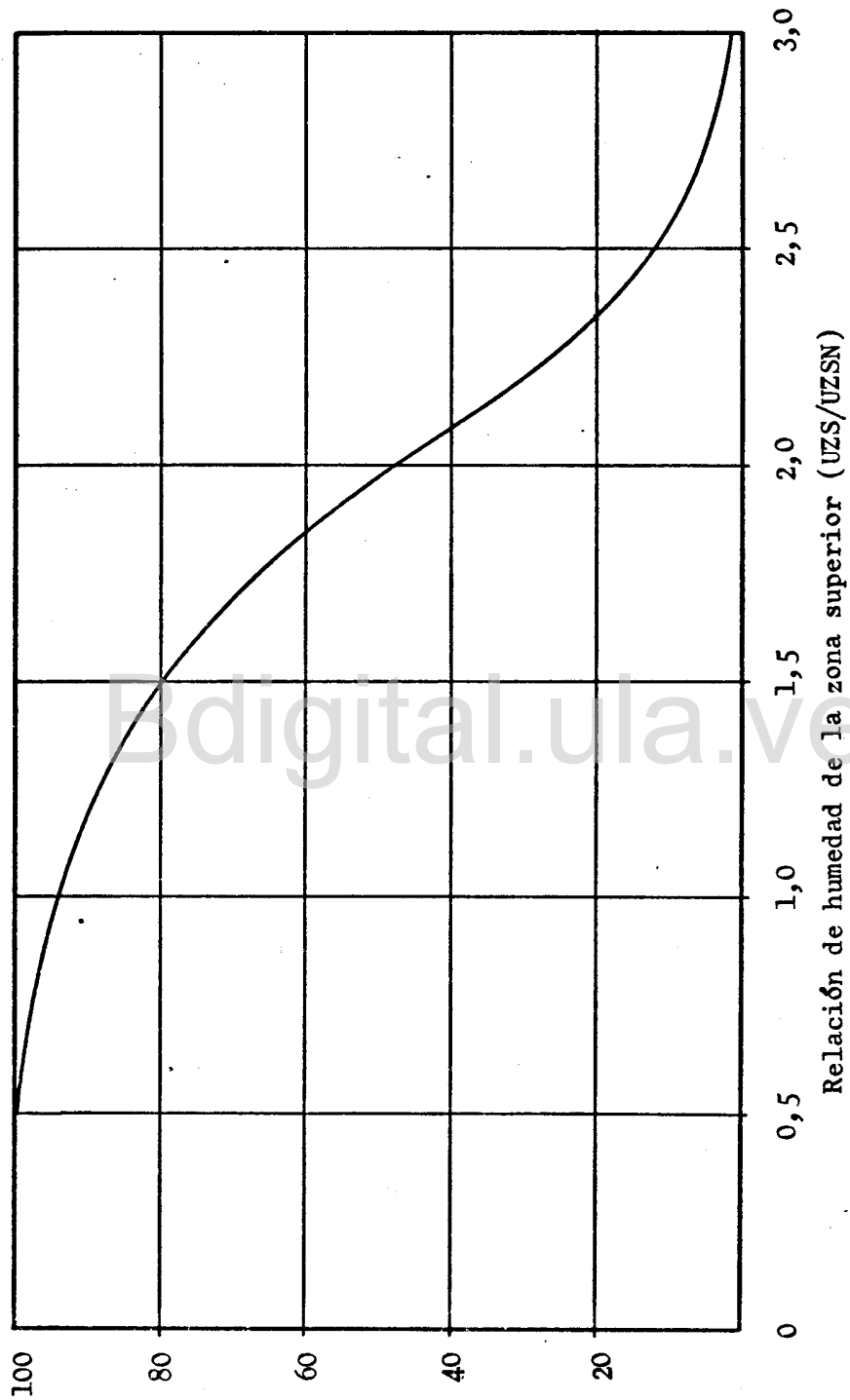


Figura 2.7. Flujo de la detención superficial retenido en la zona superior.

Las pérdidas por percolación ocurren cuando la relación del almacenamiento de la zona superior UZS/UZSN excede la relación del almacenamiento de la zona inferior LZS/LZSN.

Para el cálculo de la percolación se usan las ecuaciones siguientes;

$$RECE = 0,003 \cdot CB \cdot UZSN (DEEPL)^{3,0} \quad \dots \dots \dots (2.13)$$

$$DEEPL = (UZS/UZSN) - (LZS/LZSN) \quad \dots \dots \dots (2.14)$$

Donde;

CB = Índice nivelador de la infiltración

DEEPL = Índice que controla la velocidad de infiltración de la superficie húmeda del suelo

LZS = Volumen del almacenamiento de la zona inferior del suelo

LZSN = Capacidad nominal del almacenamiento de la zona inferior del suelo.

RECE = Percolación

UZS = Volumen actual del almacenamiento de la zona superior del suelo.

UZSN = Capacidad nominal del almacenamiento de la zona superior del suelo.

#### Almacenamiento de la zona inferior

El agua que llega a este almacenamiento proviene de la infiltración directa o de la percolación del almacenamiento de la zona superior. De este almacenamiento el agua es removida por evapotranspiración o por percolación al agua subterránea.

El porcentaje de la infiltración directa más la percolación PG que entra al almacenamiento del agua subterránea es una función de la relación del almacenamiento de humedad de la zona inferior LZS/LZSN tal como se presenta en la Figura 2.8.

$$PG = 100 (1,0 - PRE1) \quad \dots \dots \dots (2.15)$$

Cuando LZS/LZSN es menor que 1, PRE1 viene dado por;

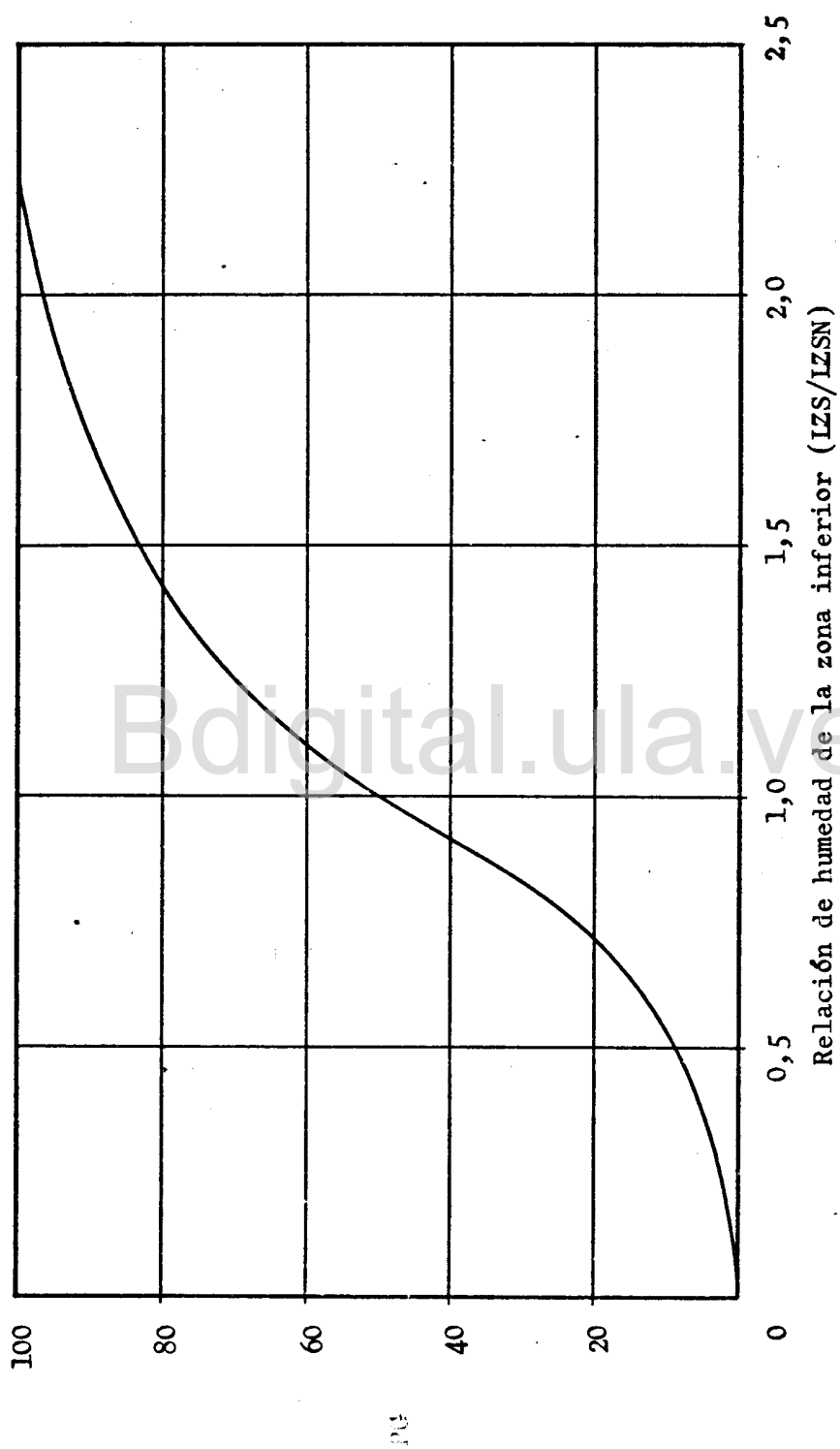


Figura 2.8. Humedad que entra al almacenamiento del agua subterránea.

$$PRE1 = 1,0 - (1,0/(1,0 + LZI))^{LZI} \cdot LNRAT \quad \dots \dots \dots (2.16)$$

Mientras que cuando LZS/LZSN es mayor que uno se tiene:

$$PRE1 = (1,0/(1,0 + LZI))^{LZI} \quad \dots \dots \dots (2.17)$$

Siendo

$$LZI = 1,5 \cdot |LNRAT - 1,0| + 1,0 \quad \dots \dots \dots (2.18)$$

Donde;

LNRAT = LZS/LZSN, relación adimensional del almacenamiento de humedad de la zona inferior del suelo.

LZS = Volumen del almacenamiento de la zona inferior del suelo.

LZSN = Capacidad nominal del almacenamiento de la zona inferior.

PG = Porcentaje de la humedad que entra al almacenamiento del agua subterránea.

PRE1 = Porcentaje de la infiltración que se retiene en la zona inferior del suelo.

### Interflujo

En la Figura 2.9, se representa el interflujo como una línea recta que muestra la infiltración transitoria para dicho proceso.

La variable RATIO se define por;

$$RATIO = CC (2,0)^{LNRAT} \quad \dots \dots \dots (2.19)$$

Donde;

CC = Indice de interflujo, gobierna el volumen asignado al interflujo.

LNRAT= LZS/LZSN, relación adimensional del almacenamiento de humedad de la zona inferior del suelo.

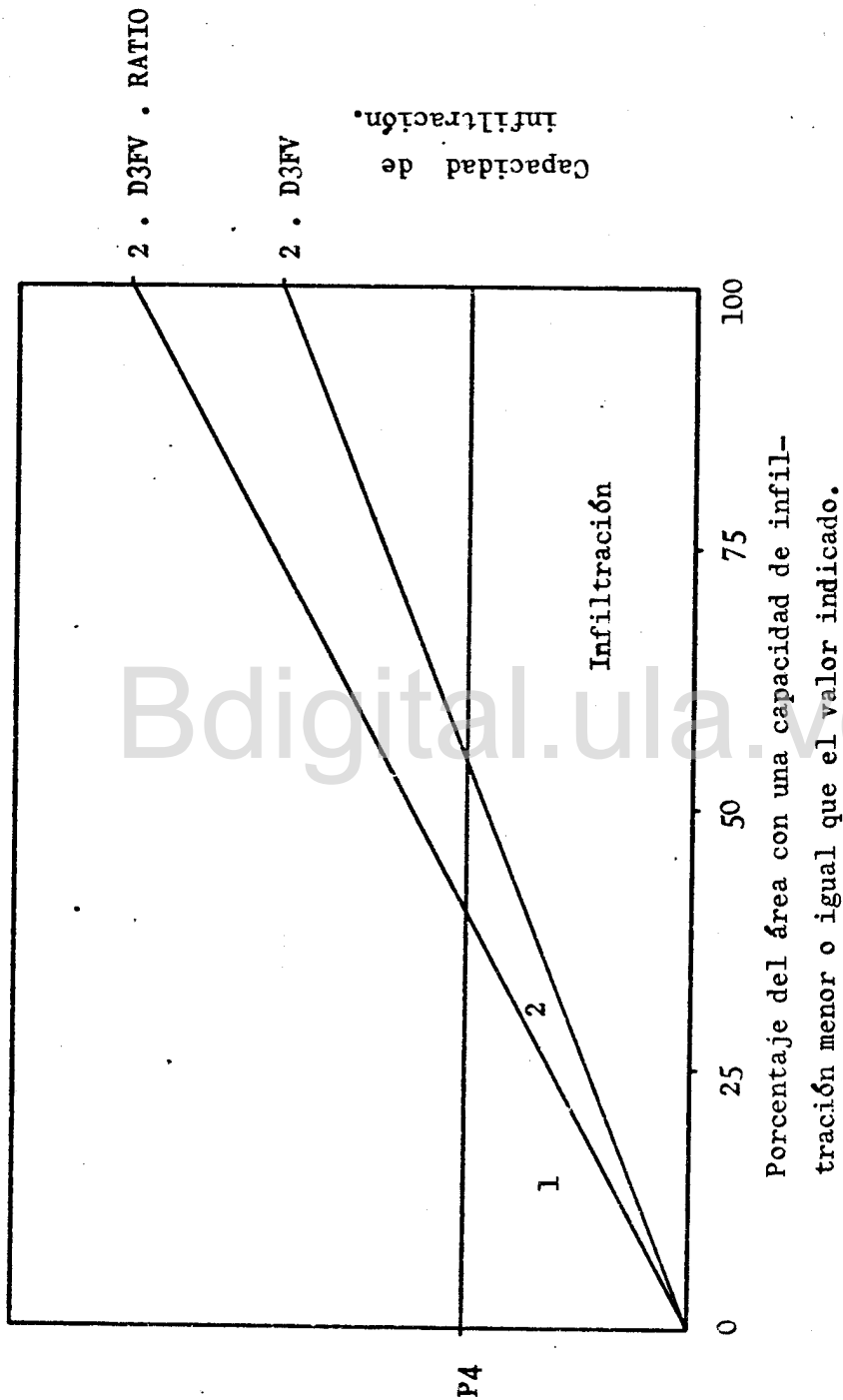


Figura 2.9. Distribución de frecuencia acumulada de la capacidad de infiltración. (1) Incremento de la detención superficial, (2) Incremento de la detención del interflujo.

La ecuación (2.19) es una relación que resulta de la variación de la humedad del suelo, tal como se muestra en la Figura 2.10.

El flujo de salida del almacenamiento de detención del interflujo se calcula sobre un intervalo de tiempo de una hora, a partir de la ecuación

$$\text{INTF} = \text{LIRC4} \cdot \text{SRGX} \quad . . . . . (2.20)$$

$$\text{LIRC4} = 1,0 - (\text{IRC})^{1/24} \quad . . . . . (2.21)$$

Donde;

IRC = Coeficiente de recesión del interflujo

LIRC4 = Componente del almacenamiento del interflujo que entra a la descarga de éste.

SRGX = Volumen almacenado en la superficie impermeable.

#### Agua subterránea

Las ecuaciones (2.15), (2.16) y (2.17) determinan la recarga del agua subterránea en cada intervalo de tiempo. La parte del agua subterránea que pasa por percolación profunda al almacenamiento inactivo se asigna por el parámetro de entrada K24L.

El flujo de salida del almacenamiento del agua subterránea en cualquier intervalo de tiempo está basado en el modelo simplificado de la Figura 2.11.

La descarga del acuífero es proporcional al producto del área de la sección transversal y el gradiente de energía del flujo. El área representativa de la sección transversal del flujo se supone proporcional al almacenamiento del agua subterránea. El gradiente de energía se estima como la suma de un gradiente básico variable que depende del aumento del agua subterránea.

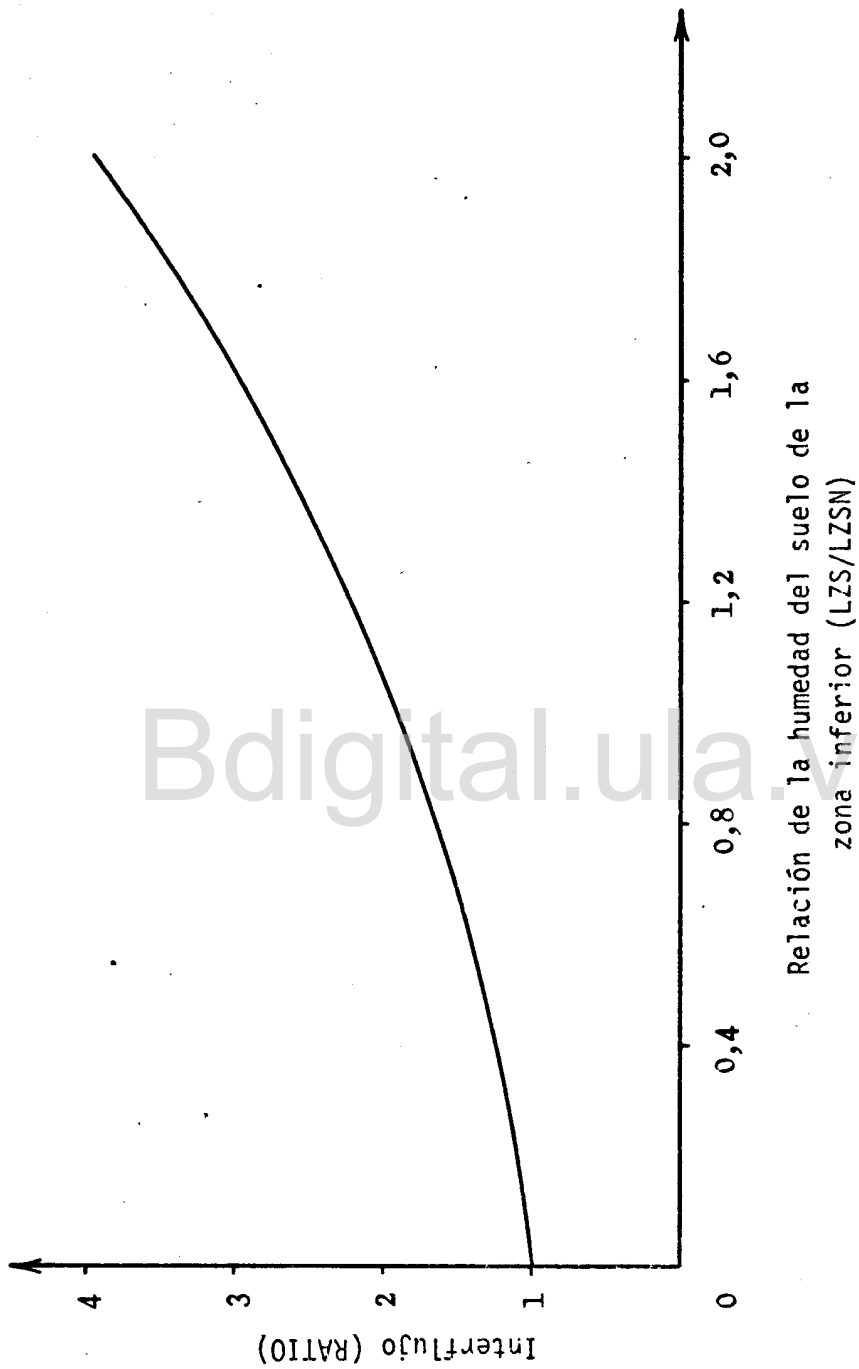


Figura 2.10. Interflujo como una función de LZS/LZSN para  $cc=1,0$

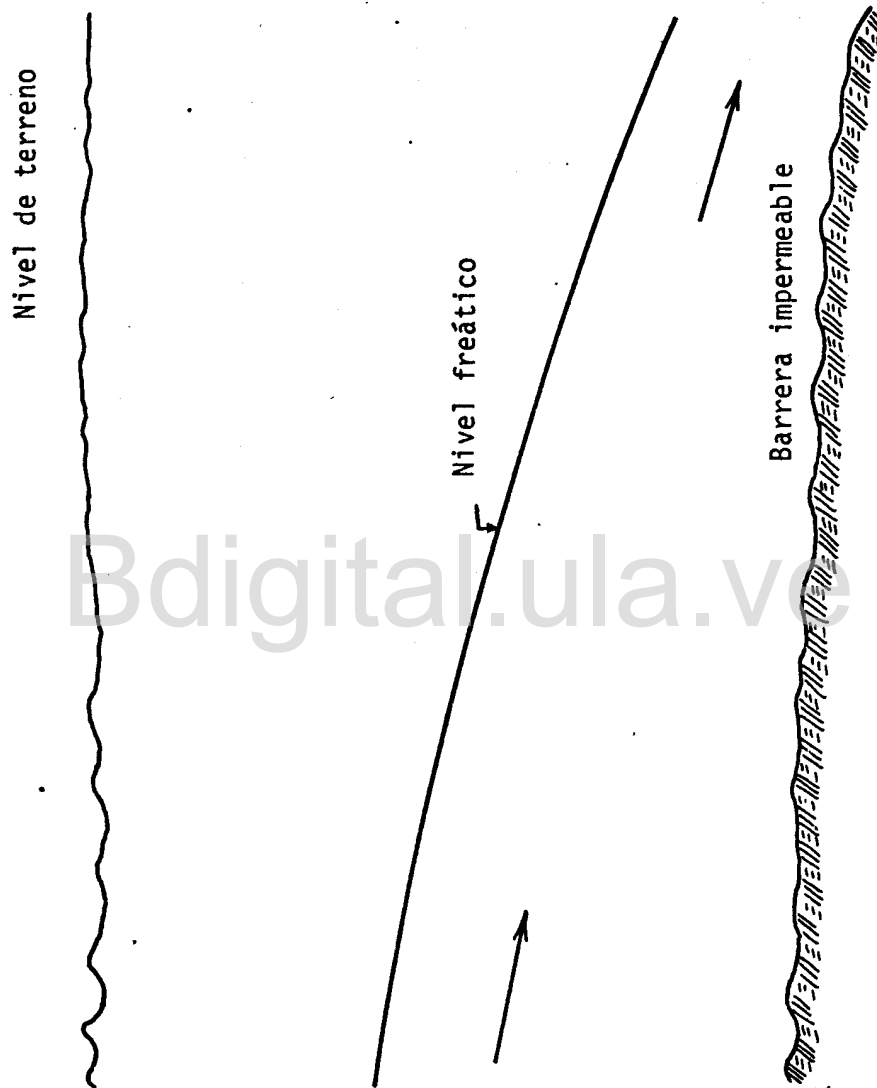


Figura 2.11. Flujo del agua subterránea.

El flujo de salida del agua subterránea GWF en cualquier tiempo viene dado por;

$$F1 = F1A (1,0 - K24L) \cdot PA \quad \dots \dots \dots (2.22)$$

$$GWF = LKK4 \cdot SGW \cdot (1,0 + KV \cdot GWS) \quad \dots \dots \dots (2.23)$$

$$GWS = 0,97 (GWS + F1) \quad \dots \dots \dots (2.24)$$

$$LKK4 = 1,0 - (KK24)^{1/24} \quad \dots \dots \dots (2.25)$$

$$PA = 1,0 - AT \quad \dots \dots \dots (2.26)$$

Donde;

AT = Fracción del área del segmento ocupada por superficies impermeables.

F1A = Recarga del agua subterránea.

GWF = Flujo de salida del agua subterránea.

GWS = Índice antecedente basado en el flujo de entrada al almacenamiento del agua subterránea.

KK24 = Se estima como la relación de la descarga del agua subterránea en cualquier instante y la descarga de las 24 horas anteriores.

KV = Componente variable de la recesión del agua subterránea.

K24L = Parte de la recarga del agua subterránea asignada a la percolación profunda.

SGW = Volumen en el almacenamiento del agua subterránea.

### Area Impermeable

Se representa por el parámetro de entrada IMPV, el cual constituye una fracción del área total del segmento.

Según la compañía Hydrocomp (1969) en cuencas no desarrolladas, este parámetro está comprendido en el rango 0,00 a 0,05, mientras que en cuencas urbanas es necesario usar la Figura 2.12, en donde se obtiene IMPV como una función del área impermeable total medida en una fotografía aérea.

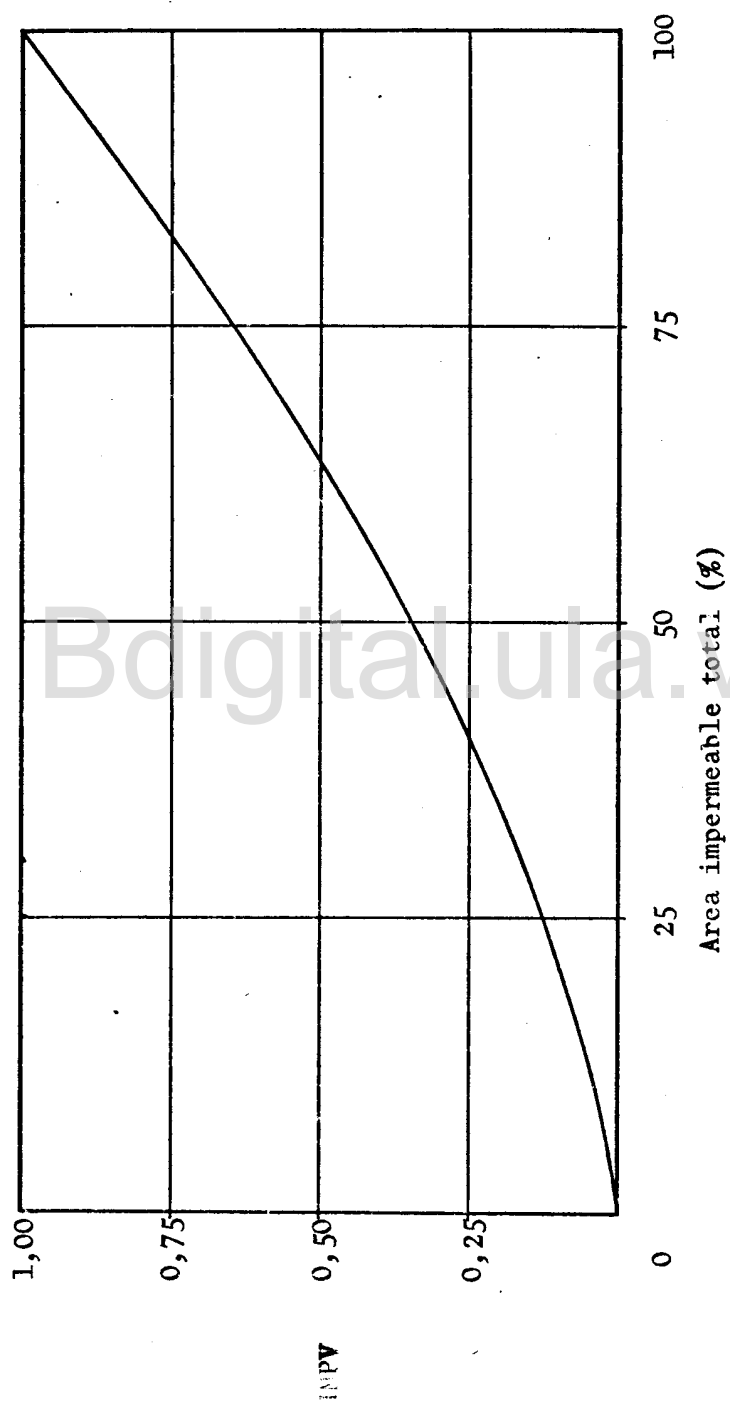


Figura 2.12. IMPV para cuencas urbanas como función del área impermeable total.

### Evapotranspiración

Ocurre del almacenamiento de intercepción y del almacenamiento de la zona superior a la rata potencial, mientras que en el almacenamiento de la zona inferior la controla la oportunidad de evapotranspiración.

Ya que la oportunidad de evapotranspiración en la cuenca puede en un momento dado variar en un rango considerable, es razonable trabajar con una curva de distribución de frecuencia acumulada similar a la de la capacidad de infiltración. Dicha curva se presenta en la Figura 2.13.

En el modelo primero se trata de satisfacer la evapotranspiración potencial a partir del almacenamiento de intercepción, si esto no se logra se prueba con el almacenamiento de la zona superior, y si queda cualquier remanente entra como EP en la Figura 2.13.

La cantidad de agua perdida por evapotranspiración en la zona inferior cuando EP es menor que  $K3 \cdot LNRAT$  viene dada por;

$$AETR = EP (1,0 - (EP / (2,0 \cdot K3 \cdot LNRAT))) \quad \dots \dots \dots (2.27)$$

Cuando EP es mayor que  $K3 \cdot LNRAT$  se tiene que,

$$AETR = 0,5 \cdot K3 \cdot LNRAT \quad \dots \dots \dots (2.28)$$

Donde;

AETR = Volumen de la evapotranspiración de la zona inferior.

EP = Evapotranspiración potencial residual.

K3 = Índice de pérdida de humedad por evapotranspiración en la zona inferior del suelo.

### Escorrentía

Según Crowford y Linsley (1966) el hidrograma de salida de una cuenca refleja la importancia de los efectos del retardo y la atenuación en el sistema de cana-

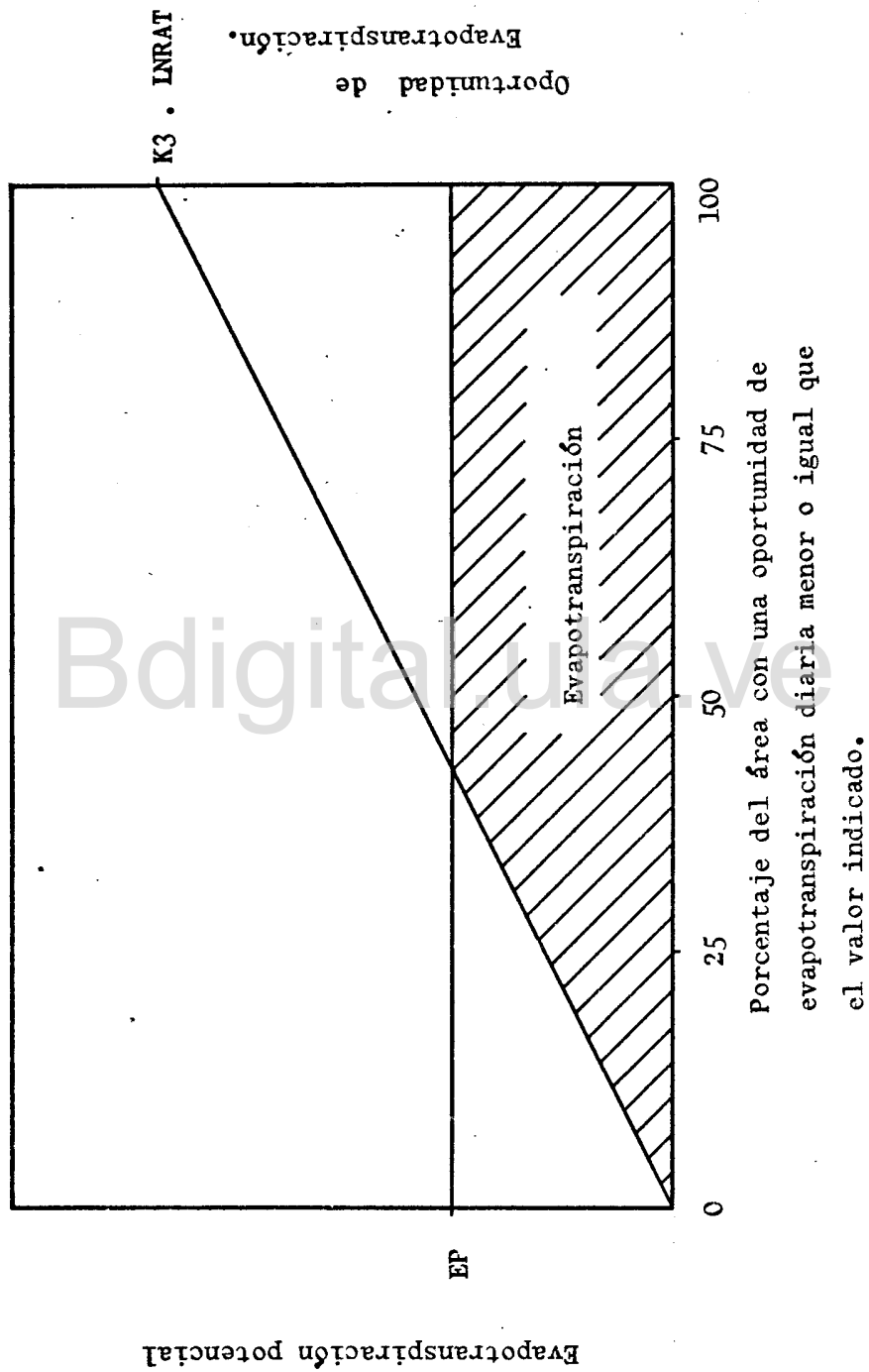


Figura 2.13. Evapotranspiración actual y potencial.

les.

En este modelo se usa como método de tránsito un método empírico desarrollado por Clark (1945) quien supuso que la curva tiempo-área para una cuenca debe representar un hidrograma de salida, esto sin tomar en cuenta las atenuaciones debidas al almacenamiento en los canales, por tal motivo propuso transitar la curva tiempo-área a través de un embalse, para así representar la atenuación debida al almacenamiento en los canales.

La esencia del procedimiento de tránsito en los canales es la introducción de un tiempo de retardo en el flujo y la atenuación de la onda debido a los efectos del almacenamiento en los canales. Tanto el tiempo de retardo como el almacenamiento en el canal pueden ser constantes o variables. En caso de ser variables es necesario dar como datos de entrada la curva de  $LAG$  vs.  $I$  y la curva de  $K$  vs.  $O$ .

El primer paso para el tránsito en canales es construir el histograma tiempo-área, para lo cual se divide el sistema de canales en segmentos de igual tiempo de viaje, es decir, se construyen isocronas, tal como se muestra en la Figura 2.14, en donde se presenta una cuenca dividida en siete segmentos, que corresponden a los elementos del histograma tiempo-área, en los primeros cuatro segmentos se calcula el flujo de entrada a los canales usando los parámetros característicos para el área uno, mientras que los tres segmentos restantes usan los parámetros correspondientes al área dos.

El volumen de flujo que entra a los canales en cualquier intervalo de tiempo se debe multiplicar por los elementos sucesivos del histograma tiempo-área para obtener el hidrograma de salida. Pero este hidrograma debe ser transitado a través de un embalse para representar la atenuación debida al almacenamiento en los canales.

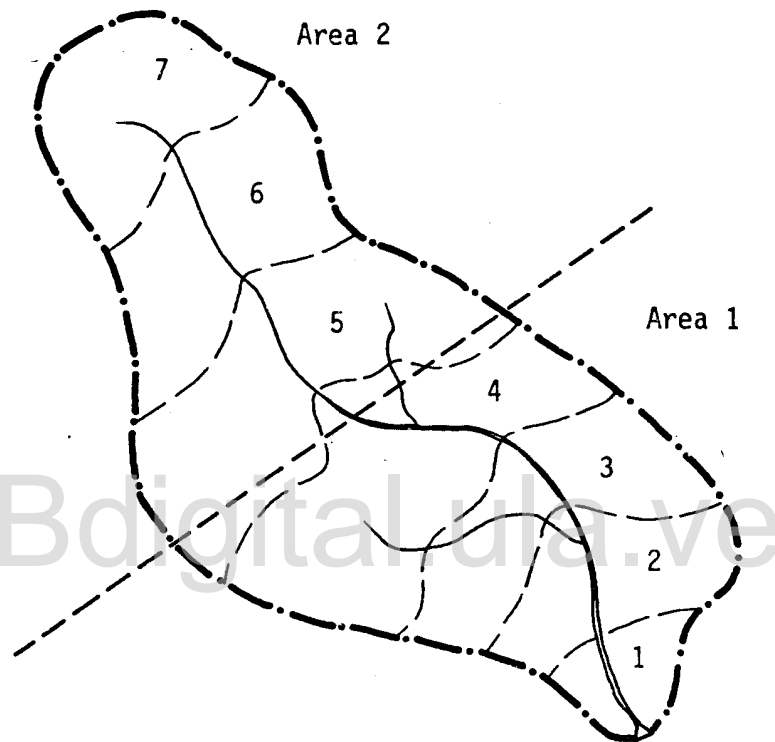


Figura 2.14. Asignación de los elementos del  
del histograma tiempo-área.

Para cada intervalo de tiempo la descarga despreciando la atenuación por el almacenamiento se calcula como;

$$I_t = \sum_{x=0}^{x=Z-1} R_{t-x} \cdot C_{x+1} \quad \dots \dots \dots (2.29)$$

Donde;

$C_{x+1}$  = Ordenada normalizada del histograma tiempo-área.

$I_t$  = Flujo de entrada a un embalse hipotético.

$R_{t-x}$  = Flujo de entrada al canal en el intervalo de tiempo  $x$ .

$Z$  = Es el número total de elementos en el histograma tiempo-área.

El hidrograma de salida, en este caso  $I_t$  debe ser transitado a través de un embalse en el cual se supone que el flujo que sale es proporcional al almacenamiento.

$$\frac{dO}{dt} = K \frac{dS}{dt} \quad \dots \dots \dots (2.30)$$

$$\frac{dS}{dt} = I - O \quad \dots \dots \dots (2.31)$$

$$\frac{dO}{dt} = K (I - O) \quad \dots \dots \dots (2.32)$$

Donde;

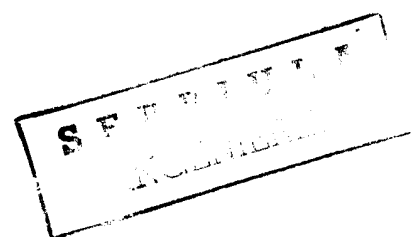
$I$  = Caudal afluente

$K$  = Constante de almacenamiento

$O$  = Caudal efluente

$t$  = tiempo

$s$  = almacenamiento



Usando la Figura 2.15 la ecuación (2.32) se transforma en;

$$\frac{O_2 - O_1}{\Delta t} = K \left( \frac{I_1 + I_2}{2} - \frac{O_1 + O_2}{2} \right) \quad \dots \dots \dots (2.33)$$

La ecuación (2.33) puede expresarse también como

$$O_2 = \frac{I_1 + I_2}{2} - \frac{(1/K - \Delta t/2)}{(1/K + \Delta t/2)} \left( \frac{I_1 + I_2}{2} - O_1 \right) \dots \dots \dots (2.34)$$

o también como;

$$O_2 = \bar{I} - KS1 (\bar{I} - O_1) \quad \dots \dots \dots (2.35)$$

La ecuación (2.35) es la usada en el modelo para el tránsito de los caudales.

#### Estructura del Modelo

En la Figura 2.16 se presenta el flujograma general del modelo, en donde se muestran los diferentes pasos y la secuencia de cálculo.

Siguiendo el flujograma se tiene que una parte de la precipitación caída sobre la cuenca es interceptada por la vegetación, es decir, va a entrar en el almacenamiento de intercepción, de donde es removida por evapotranspiración.

La lluvia que cae sobre las áreas impermeables va a entrar directamente a los cauces en donde es transitada hasta llegar a la salida de la cuenca.

El agua que llega a la superficie del terreno pasa por infiltración a la zona superior, de ésta por percolación pasa a la zona inferior o al agua subterránea. El agua que llega a la zona superior puede pasar a formar parte del almacenamiento de esta zona o bien puede salir como escurrimiento o como interflujo a los canales en donde se transita hasta llegar a la salida de la cuenca. El agua que entra al almacenamiento de la zona superior puede pasar por percolación al almacenamiento del agua subterránea. El agua que entra a este último almacenamiento puede

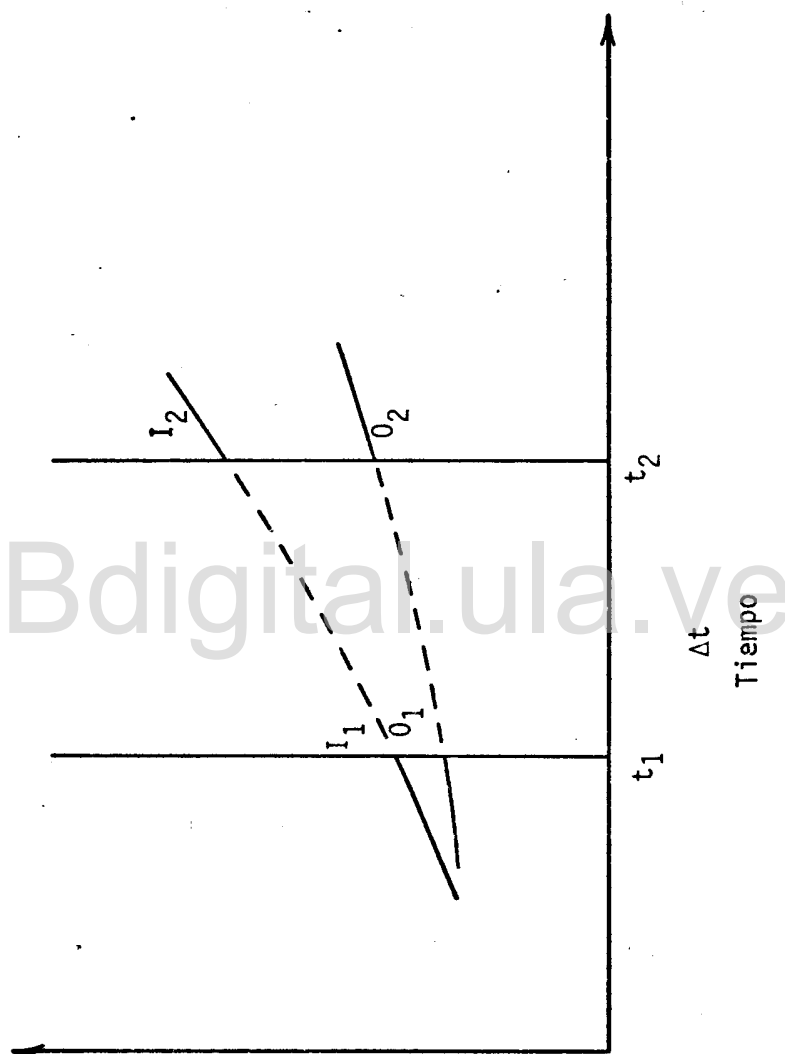


Figura 2.15. Notación para encontrar el equivalente numérico de la ecuación (2.32).

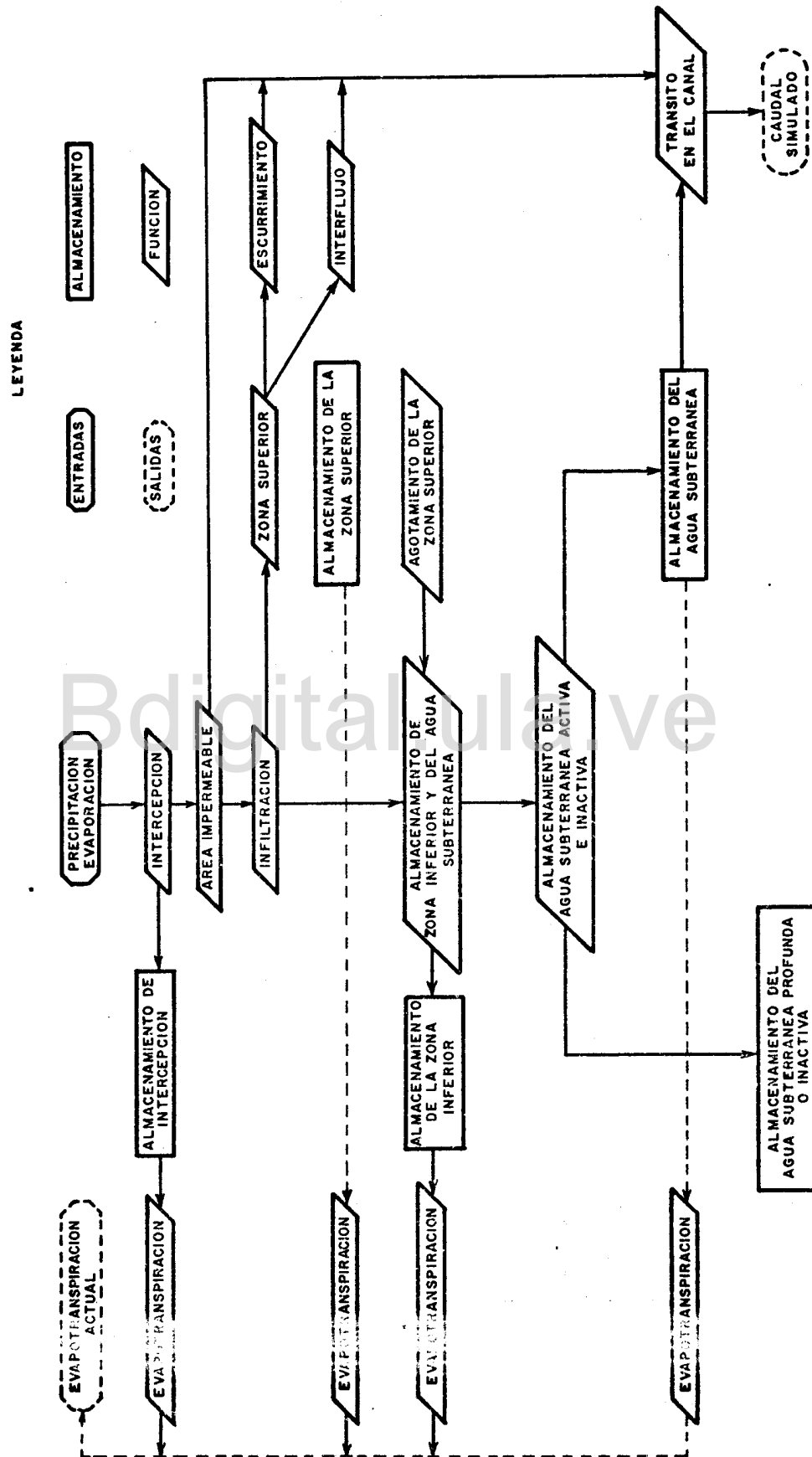


Figura 2.16. Estructura del modelo Stanford IV

pasar al almacenamiento del agua subterránea activa, del cual sale más tarde a los canales, o bien puede pasar al almacenamiento del agua subterránea inactiva perdiéndose así de la fase superficial.

Tanto del almacenamiento de la zona inferior como del almacenamiento del agua subterránea activa, la humedad puede ser removida por evapotranspiración.

En el anexo I se presenta el listado del programa del modelo Stanford IV y en el anexo II el flujograma correspondiente.

### Entradas, Salidas y Opciones

En esta sección se hace una descripción de las diversas entradas y salidas del modelo, así como de las opciones de que se dispone. Se presentan también algunos procedimientos para la estimación de las entradas.

#### Entradas

Estas pueden clasificarse en cuatro grupos: parámetros, valores iniciales de algunas variables, entradas continuas y entradas constantes para la cuenca.

#### Parámetros

Estos pueden ser considerados en dos grupos, parámetros característicos para la cuenca y parámetros de información para la corrida del programa.

#### Parámetros característicos para la cuenca.

- |        |  |
|--------|--|
| CB     | = Índice nivelador de la infiltración, su valor generalmente varía entre 0,05 y 0,20 in/hr.  |
| CC     | = Índice de interflujo, gobierna el volumen asignado al interflujo   |
| EPBIAS | = Sesgo de los datos de evaporación en porcentaje  |
| EPXM   | = Valor máximo del almacenamiento de intercepción. En la Tabla 1 presentada por Crawford y Linsley (1966) se dan los valores de este almacenamiento en función de la cobertura de la cuenca. |

Tabla 1. EPXM como función de la cobertura de la cuenca.

Cobertura de la Cuenca	EPXM
Pasto	0,10
Bosque moderado	0,15
Bosque alto	0,20

GAGEPE = Factor de ajuste de las estaciones medidoras de precipitación en el caso de no existir ajuste se toma el valor de 1,0.

IMPV = Fracción del área del segmento ocupada por superficies impermeables. Según Hydrocomp (1969) en cuencas no desarrolladas - el valor de este parámetro está comprendido en el rango 0,00 y 0,05, mientras que en cuencas urbanas es necesario usar la Figura 2.12 en donde se obtiene IMPV como función del área impermeable total medida en una fotografía aérea.

IRC = Constante de recesión del interflujo. Se calcula como la relación de la descarga del interflujo en cualquier instante y la descarga correspondiente a las 24 horas anteriores.

$$IRC = \frac{\text{Descarga en cualquier instante}}{\text{Descarga correspondiente a las 24 h. anteriores}} \dots (2.36)$$

IXEP = Número entero para el inicio de la generación de números aleatorios.

K3 = Índice de pérdida de humedad de la zona inferior por evapotranspiración. Sus valores fluctúan en un rango de 0,25 a 0,35, siendo 0,25 para tierra desnuda o para vegetación de raíces someras como pasto y 0,35 para vegetación de raíces profundas, o sea, bosques altos.

K24L = Porción de la recarga del agua subterránea asignada a la percolación profunda. Se da cero como valor inicial para la calibración.

K24EL = Evapotranspiración desde el almacenamiento del agua subterránea. Al igual que el parámetro anterior se da cero como valor inicial.

KK24 = Coeficiente de recesión del agua subterránea. Se estima como la relación de la descarga del agua subterránea en cualquier instante y la descarga correspondiente a las 24 horas anteriores.

$$KK24 = \frac{\text{Descarga en cualquier instante}}{\text{Descarga correspondiente a las 24 h. anteriores}} \dots (2.37)$$

KV = Componente variable de la recesión del agua subterránea. Los valores de este parámetro se consiguen a partir de la Tabla 2 como una función de GWS y KK24.

Tabla 2. KV en función de GWS y KK24

KK24	GWS			
	0,0	0,5	1,0	2,0
0,99	0,99	0,985	0,98	0,97
0,98	0,98	0,97	0,96	0,94
0,97	0,97	0,955	0,94	0,91
0,96	0,96	0,94	0,92	0,88

K1 = Relación entre el promedio de precipitación del segmento con respecto al promedio de precipitación puntual. Se consigue el valor de este parámetro dividiendo la precipitación media del segmento entre la precipitación puntual para la estación.

L = Distancia media recorrida por el escurrimiento en la cuenca.

LZSN = Almacenamiento nominal de la zona inferior del suelo. Como una primera aproximación se puede hacer;

$$LZSN = (100 + \frac{P. M. A.}{4}) / 25,4 \dots (2.38)$$

Siendo P.M.A. la precipitación media, en milímetros, para la estación.

**NN** = Coeficiente de Manning, usado en el cálculo del escurrimiento su perficial de la vertiente. Los valores de este parámetro se obtienen de la Tabla 3.

Tabla 3. NN como función de la cobertura de la cuenca.

Cobertura de la Cuenca	NN
Asfalto	0,014
Arcilla compacta	0,030
Pasto	0,250
Pasto denso y bosque	0,350

**PEADJ( )** = Coeficiente de tina. Es la relación entre la evapotranspiración potencial diaria y la evaporación medida en una tina tipo "A". Se considera como adecuado un valor entre 0,75 y 0,80.

**POWER** = Exponente de la ecuación de infiltración. Se considera que un valor adecuado para este parámetro es 2.

**SDEP** = Desviación standard de los datos de evaporación, en porcentaje.

**SS** = Pendiente media de la cuenca. Se estima de un mapa topográfico en el cual se divide la diferencia de nivel entre la distancia que separa las curvas consideradas. Se hacen alrededor de 10 - mediciones y de éstas se toma el valor promedio, el cual se ex presa como porcentaje.

**UZSN** = Almacenamiento nominal de la zona superior del suelo. Para una primera aproximación se puede estimar como;

$$UZSN = 0,1. LZSN \dots \dots \dots (2.39)$$

**UZSNWF** = Factor de ponderación de la ecuación

$$UZSNT = UZSN + UZSNWF \cdot AEPI \dots \dots \dots (2.40)$$

### Parámetros de información para la corrida del programa.

- INFR0 = Información general de la corrida
- M01 = Primer mes de la corrida
- M02 = Ultimo mes de la corrida
- YR1 = Ultimos dos dígitos del primer año de la corrida.
- YR2 = Ultimos dos dígitos del último año de la corrida.

### Valores iniciales de algunas variables

Las variables cuyos valores deben ser inicializados para cada período de análisis se dan a continuación.

- AEPI = Indice de evapotranspiración antecedente. Se da como valor inicial cero.
- GWSI = Valor inicial del almacenamiento antecedente del agua subterránea. Se da como valor inicial cero.
- LZSI = Almacenamiento inicial de la zona inferior del suelo. Para una primera aproximación puede ser:
- $$LZSI = 0,50 \cdot LZSN \quad \dots \dots \dots (2.41)$$
- RESI = Almacenamiento inicial de la detención superficial. Se da cero como valor inicial.
- SCEPI = Almacenamiento inicial en las depresiones del suelo. Se da como valor inicial cero.
- SGWI = Almacenamiento inicial del agua subterránea, un primer valor podría estar entre 2 y 3.
- SRGXI = Almacenamiento inicial sobre la superficie impermeable. Se da como valor inicial cero.

UZSI = Almacenamiento inicial de la zona superior. Su valor para una primera aproximación viene dado por:

$$UZSI = 0,5 \cdot UZSN \quad \dots \dots \dots (2.42)$$

#### Entradas continuas

Son las entradas cuyos valores deben ser suministrados al modelo para cada intervalo de tiempo en que se analiza el ciclo hidrológico.

EVAP ( ) = Arreglo que contiene los valores correspondientes a la evaporación media diaria medida en tina. Esta evaporación se distribuye horariamente por los coeficientes EPDIST ( ).

EVAPM( ) = Arreglo que contiene los valores de la evaporación media mensual medida en tina.

PX ( ) = Arreglo que contiene los valores de la precipitación para cada intervalo de tiempo y para cada estación medidora.

ACTFLW( ) = Arreglo que contiene los valores de la escorrentía observada en cada intervalo. Los datos pueden suministrarse como escorrentía media horaria, de cada seis horas o diaria. Estos valores sólo se dan para la fase de calibración del modelo.

#### Entradas constantes para la cuenca

Se incluyen en este grupo las entradas que no varían para la cuenca estudiada y la información que de ella se posee.

ADDFW1( ) = Cada punto de entrada de flujo

ADDFW2( ) = Elementos de TIMEAR ( ), máximo dos por segmento.

AREA = Área de la cuenca en km<sup>2</sup>

BASEK ( ) = Intervalo para K variable en cfs. Sólo si VARK=1.

BASEL ( ) = Intervalo para LAG variable en cfs. Sólo si VARL=1.



- BASIN( ) = Nombre de la cuenca
- ELEMTS = Número de elementos del histograma tiempo-área
- FPN ( ) = Nombre de la estación de medición de caudales
- GAGEAR( ) = Número de medidores de precipitación que van a ser utilizados en cada elemento de TIMEAR( )
- KS1 = Parámetro de atenuación en el canal, constante K.
- KSIV ( ) = Curva de K variable
- LAG ( ) = Curva de retardo variable.
- NGAGES = Número de estaciones medidoras de precipitación
- NPTS = Número de puntos de medición de caudal
- PXIN = Número de estaciones de medición en el grupo de entrada de los datos de precipitación.
- RGIN = Estaciones de medición, que están en el conjunto de datos - de entrada de precipitación, que van a ser usadas y el orden en que se asignan.
- RTEINT = Intervalo del tránsito en horas.

### Salidas

Se pueden clasificar en tres grupos; datos iniciales, resultados intermedios y salidas finales.

#### Datos iniciales

Caen dentro de este grupo los parámetros característicos para la cuenca, los parámetros de información para la corrida, los valores iniciales de las variables y las entradas constantes para la cuenca.

## Resultados intermedios

Estos resultados salen como un resumen mensual para cada estación medidora de precipitación.

### Componentes de la escorrentía, de la precipitación y de la evaporación.

Estos resultados salen como láminas en pulgadas y son ellos;

ACTUAL-ET = Evapotranspiración actual.

GW FLOW = Flujo del agua subterránea.

IMPV RO = Escorrentía de las áreas impermeables.

INTERFLOW = Interflujo.

PRECIP = Precipitación.

POTENTIAL-ET= Evapotranspiración potencial.

RECHARGE = Recarga del agua subterránea.

SURFACE-RO = Esgurrimiento superficial.

TOTAL RO = Escorrentía total.

Componentes del almacenamiento. Estos son los valores finales del almacenamiento para el mes, es decir, los valores iniciales para el próximo mes.

AEPI = Indice de evapotranspiración antecedente.

BALANCE = Se refiere al balance del ciclo hidrológico y viene dado por la ecuación:

$$\text{BAL} = (\text{LZSI}(\text{IRG}) + \text{UZSI}(\text{IRG}) + \text{RESI}(\text{IRG}) + \text{SRGX1}(\text{IRG}) - \text{LZS1}(\text{IRG}) - \text{UZS1}(\text{IRG}) - \text{RES1}(\text{IRG}) - \text{SRGX1}(\text{IRG})) \cdot (1,0 - \text{IMPV}(\text{IRG})) + \text{SGW1}(\text{IRG}) - \text{SCEP1}(\text{IRG}) + \text{SRO}(\text{IRG}) + \text{SET}(\text{IRG}) + \text{SRECH}(\text{IRG}) - \text{SPR}(\text{IRG}).$$

- GWS = Parámetro del agua subterránea.
- LZS = Almacenamiento de la zona inferior del suelo.
- RES = Almacenamiento de detención superficial.
- SCEP = Almacenamiento en depresiones del suelo.
- SGW = Almacenamiento del agua subterránea.
- SRGX = Almacenamiento sobre las superficies impermeables.
- UZS = Almacenamiento de la zona superior del suelo.

#### Salidas finales

Básicamente son los valores de la esorrentía, los cuales dependiendo de las opciones pueden venir dados como caudales horarios, caudales medios para seis horas.

#### Opciones

El usuario dispone de algunas opciones en la utilización del modelo, tales como;

- AVEPE = Si su valor es 1, se usa evaporación media mensual.
- CHECK( ) = Es 1 si el caudal observado es en intervalos de seis horas.  
Es 2 si el caudal observado es horario.  
Es 0 si no es ninguno de los dos anteriores.
- CN6HR = Si su valor es 1, se usa la precipitación acumulada de seis horas.
- COMPAR = Si es 1, se utilizan caudales medios mensuales observados.
- DSRO = Si es igual a 1, se almacena el conjunto de datos de flujo que entran al canal.

- LINEP = Si su valor es 1, se plotean los caudales medios diarios.
- MINFW = Base presente para la salida del flujo horario
- NOFLW = Si su valor es 1, se suprime la impresión del sumario mensual de caudales observados y simulados.
- OUTHR = Si su valor es 1, se dan como salida los caudales horarios si mulados.
- PHRMX = Máxima ordenada horaria o de cada seis horas que se plotea
- PLOT = Si es 1, se plotean los caudales medios diarios.
- PLOTMX = Máxima ordenada del caudal medio diario que se plotea.
- ROUTE = Es igual a 1, sólo si STORE es 1, es decir, solamente si se re quiere tránsito.
- SIXHR = Si su valor es 1, se utiliza la precipitación media de seis horas.
- STORE = Del conjunto de datos DSRO se almacenan los flujos que entran al canal, si su valor es 1.
- VAREP = Es igual a 1, si hay variación en los valores de la evaporación.

### Análisis Crítico del Modelo

#### Intercepción

Su valor se consigue como función del tipo de cobertura vegetal de la cuenca, según una tabla presentada por Crawford y Linsley (1966). En esta estimación no se toma en cuenta directamente ni la densidad ni el tipo de vegetación.

#### Area impermeable

Este parámetro da versatilidad al modelo, ya que puede usarse tanto para cuencas rurales como urbanas, en las primeras tendrá valores muy bajos pero por

el contrario en las segundas serán bastante altos.

### Infiltración

La función de infiltración desarrollada en el modelo satisface dos criterios que son;

1. Representa continuamente la velocidad de infiltración media para cualquier porción de la cuenca con características uniformes.
2. Representa la variación espacial de la infiltración

La infiltración en el modelo depende sólo de dos parámetros, CB y LZSN, - los cuales a su vez dependen de las características del suelo, características - que se consideran uniformes a lo largo del perfil, es decir, no se hace diferenciación entre los diferentes horizontes del suelo.

La no diferenciación en el modelo de los horizontes del perfil puede ser una desventaja en el caso de que se tenga suficiente información edafológica de la cuenca. Ahora bien la consideración de los horizontes a su vez podría ser una desventaja, ya que incluiría mayor número de parámetros.

### Interflujo

El volumen de interflujo que entra al cauce durante cada intervalo de tiempo se calcula como función del coeficiente de recesión del interflujo, con lo cual se le da cierta demora o mejor dicho, se transita el volumen que sale como interflujo. Presenta la restricción de que el ambiente hidrológico en que toma lugar no está físicamente definido.

### Almacenamiento de humedad del suelo

Se introducen en el modelo dos grandes zonas de almacenamiento, la zona superior y la inferior. Estas zonas no están claramente definidas, lo cual podría

ser una desventaja si se tiene suficiente información sobre la cuenca en estudio, o por lo contrario una ventaja en caso de tener poca información.

### Agua Subterránea

La descarga del agua subterránea depende de la pendiente y del almacenamiento de ésta, así como de dos coeficientes,  $KK_{24}$  y  $KV$ , el primero de los cuales es un valor constante, mientras que el segundo, o sea  $KV$ , es el único parámetro variable para este proceso, por lo cual el modelo tiene poca flexibilidad en lo que se refiere al agua subterránea.

### Evapotranspiración

Se considera que ocurre del almacenamiento de interceptación y del almacenamiento de la zona superior a la rata potencial, pero solamente si en este último hay agua en detención superficial, es decir, que el agua extraída por evapotranspiración es del almacenamiento de detención superficial y no del suelo mismo.

En caso de no existir agua en el almacenamiento de detención superficial, no hay evapotranspiración de la zona superior, hecho que no es real, ya que el agua también puede evaporarse de la superficie del suelo o evapotranspirarse en caso de existir vegetación de raíces muy poco profundas. El modelo puede difícilmente prestarse al estudio de la extracción de agua por las plantas.

### Esguerrimiento

Este proceso se simula a través de una función empírica desarrollada por Crowford y Linsley (1966), que relaciona la profundidad del agua con el almacenamiento de detención superficial. Dicha profundidad se sustituye en la ecuación de Manning para obtener así el esguerrimiento que entra al canal en cada intervalo de tiempo.

El modelo no considera ningún retardo para el escurrimiento, es decir, no transita los volúmenes sobre la superficie de la cuenca, sino que considera que están disponibles en el cauce para cada intervalo de tiempo. Esto se debe principalmente a la función empírica que usa, ya que con ella no se puede seguir el movimiento del agua en la superficie de la cuenca. Ahora bien, si el modelo usara una relación como la del movimiento cinemático no se tendría esta dificultad.

### Sistema de Canales

Se usa como método de tránsito en los canales un método empírico desarrollado por Clark (1945), que requiere la elaboración de un histograma tiempo-área.

Para la construcción de este histograma se requiere del trazado de isocronas, cuya ubicación debe determinarse en forma relativamente arbitraria, ya que no existe un método racional para su determinación.

Además el método utilizado calcula directamente los flujos a la salida de las subcuencas, sin transitar el agua a través de la red de canales. Esta situación hace que no se pueda seguir la onda ni determinar el tirante en puntos arbitrarios del cauce.

El método de movimiento cinemático no necesita la construcción de isocronas sino que realiza el tránsito en la superficie del suelo y en una red equivalente de canales que simulan los cauces.

### CAPITULO III

#### BASES TEORICAS DEL MOVIMIENTO CINEMATICO

La mayoría de los métodos para la determinación de los caudales picos se basan en modelos lineales, siendo uno de ellos el Hidrograma Unitario, que es el más comúnmente usado. El problema de éstos es que cuando se incrementa la intensidad de la lluvia la descarga pico no lo hace linealmente.

En este capítulo se presentará la teoría hidráulica del método de Movimiento Cinemático, considerándose primero el flujo sobre un plano de desagüe en forma de V sometido a una lluvia constante, uniformemente distribuida y de duración finita, luego se estudiará el movimiento del flujo en el cauce, flujo que proviene de la descarga del desagüe.

#### Ecuaciones de Movimiento

Para la obtención de las ecuaciones de cantidad de movimiento y continuidad se hacen varias suposiciones, como son;

1. Flujo Unidimensional
2. Canal de gran anchura,  $R \approx Y$
3. Pendiente del fondo,  $\text{Sen } \theta = \text{Tan } \theta = S_o$
4. Distribución uniforme de velocidad,  $\beta = 1$
5. Flujo incompresible.

En la Figura 3.1 se presenta un esquema que muestra el volumen de control para las ecuaciones de continuidad y de cantidad de movimiento para la lluvia y su desagüe.

Con las suposiciones anteriores las ecuaciones de cantidad de movimiento y de continuidad se reducen a

$$\frac{\partial V}{\partial T} + V \frac{\partial V}{\partial X} + g \frac{\partial Y}{\partial X} = i - f \frac{2 q_L}{B} \cdot \frac{V}{Y} - \left(1 + \frac{2 Y}{B}\right) \frac{\tau_0}{\rho Y} + g S_o \quad \dots \quad (3.1)$$

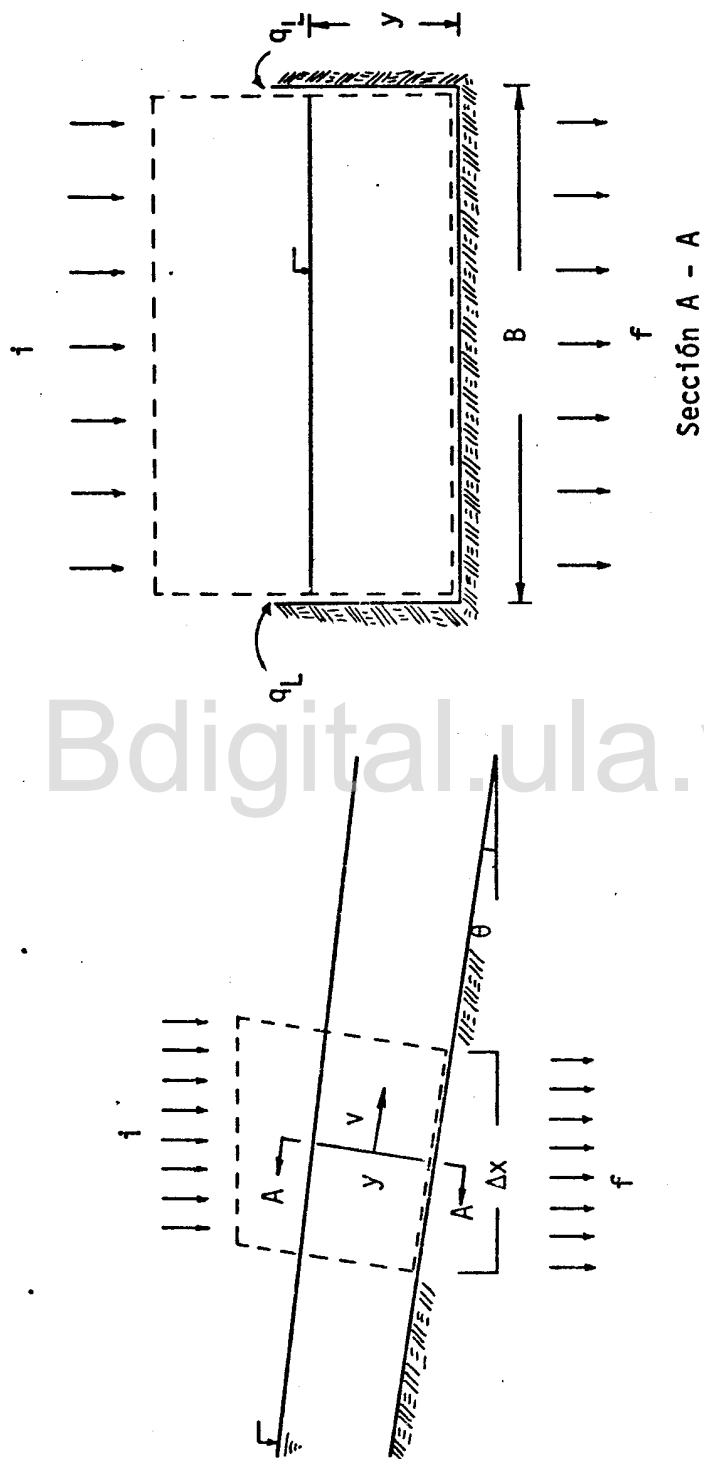


Figura 3.1. Volumen de control para el flujo

$$\frac{\partial Y}{\partial T} + V \frac{\partial Y}{\partial X} + Y \frac{\partial V}{\partial X} = i - f + \frac{2 q_L}{B} \quad \dots \dots \dots (3.2)$$

En el caso de que el flujo de entrada, la pendiente de la superficie libre y el término de inercia sean despreciables en comparación con la pendiente del fondo y la fricción, la ecuación (3.1) se reduce a:

$$\tau_0 = \gamma Y \text{ Sen } \theta \quad \dots \dots \dots (3.3)$$

Por definición se tiene que:

$$\tau_0 = C_f \left( \frac{\rho V^2}{2} \right) \quad \dots \dots \dots (3.4)$$

En donde

$\tau_0$  = Esfuerzo cortante

$\gamma$  = Peso específico del agua

$Y$  = Profundidad del agua

$\text{Sen } \theta$  = Pendiente del fondo

$\rho$  = Densidad del agua

$V$  = Velocidad media

$C_f$  = Coeficiente que es función del número de Reynolds y de la rugosidad relativa.

Despejando  $V$  de la ecuación (3.4) e introduciendo el valor de  $\tau_0$  de la ecuación (3.3) se tiene

$$V = \left( \frac{2 \gamma}{\rho C_f} \right)^{1/2} (Y \text{ Sen } \theta)^{1/2} \quad \dots \dots \dots (3.5)$$

Como  $\gamma/\rho = g$  la ecuación (3.5) se convierte en:

$$V = \left( \frac{2 g}{C_f} \right)^{1/2} (Y \text{ Sen } \theta)^{1/2} \quad \dots \dots \dots (3.6)$$

Haciendo

$$C = \left( \frac{2g}{C_f} \right)^{1/2} \dots \dots \dots (3.7)$$

Se tiene

$$V = C (Y \text{ Sen } \theta)^{1/2} \dots \dots \dots (3.8)$$

En donde C representa el coeficiente de Chezy, si la suponemos constante queda

$$q = V.Y \dots \dots \dots (3.9)$$

$$q = C (Y \text{ Sen } \theta)^{1/2} (Y) \dots \dots \dots (3.10)$$

$$q = (Y)^{3/2} C (\text{Sen } \theta)^{1/2} \dots \dots \dots (3.11)$$

$$\alpha_1 = C (\text{Sen } \theta)^{1/2} \dots \dots \dots (3.12)$$

$$\alpha_1 = \left( \frac{2g \text{ Sen } \theta}{C_f} \right)^{1/2} \dots \dots \dots (3.13)$$

$$q = \alpha_1 (Y)^{3/2} \dots \dots \dots (3.14)$$

Generalizando se puede escribir

$$q = \alpha (Y)^m \dots \dots \dots (3.15)$$

Para flujo laminar se tiene

$$C_f = \frac{64}{\text{Re}} \dots \dots \dots (3.16)$$

$$\text{Re} = \frac{V.Y}{\nu} \dots \dots \dots (3.17)$$

$$\alpha_1 = \left( \frac{g \text{ Sen } \theta}{32 \nu} \right)^{1/2} \dots \dots \dots (3.18)$$

$$q = \left( \frac{g \text{ Sen } \theta}{32 \nu} \right)^{1/2} (q)^{1/2} (Y)^{3/2} \dots \dots \dots (3.19)$$

$$q = \left( \frac{g \operatorname{Sen} \theta}{32 v} \right) (Y)^3 \quad \dots \dots \dots (3.20)$$

$$q = \alpha_2 (Y)^m \quad \dots \dots \dots (3.21)$$

$$\alpha_2 = \frac{g \operatorname{Sen} \theta}{32 v} \quad y \quad m = 3 \quad \dots \dots \dots (3.22)$$

Para flujo turbulento se usa la ecuación de Manning

$$q = \left( \frac{1,49}{n} \right) (Y)^{5/3} (\operatorname{Sen} \theta)^{1/2} \quad \dots \dots \dots (3.23)$$

$$q = \left( \frac{2 g \operatorname{Sen} \theta}{C_f} \right)^{1/2} (Y)^{3/2} \quad \dots \dots \dots (3.24)$$

Igualando las ecuaciones (3.23) y (3.24) se tiene

$$C_f = 0,90 g n^2 (Y)^{-1/3} \quad \dots \dots \dots (3.25)$$

Sustituyendo la ecuación (3.25) en la ecuación (3.24)

$$q = \frac{1,49}{n} (\operatorname{Sen} \theta)^{1/2} (Y)^{5/3} \quad \dots \dots \dots (3.26)$$

$$q = \alpha_3 (Y)^m \quad \dots \dots \dots (3.27)$$

De donde

$$\alpha_3 = \frac{1,49}{n} (\operatorname{Sen} \alpha)^{1/2} \quad y \quad m = 5/3 \quad \dots \dots \dots (3.28)$$

Para superficies con cobertura vegetal, existen fluctuaciones en la profundidad y en la rugosidad, lo que ocasiona que el regimen del flujo varíe entre laminar y turbulento.

Usando la relación  $q = \alpha (Y)^m$ , Horton (1938) encontró que  $m \approx 2$  para superficies naturales. Esto fue corroborado por Horner y Jens (1942) y por Hicks - (1944).

Lingthill y Whitham (1955) desarrollaron lo que se conoce como aproximación del movimiento cinemático, con la cual se puede resolver el problema del es

currimiento. Esta aproximación involucra las ecuaciones de continuidad y de momento cuando  $q_L = 0$

$$\frac{\partial Y}{\partial T} + \frac{\partial q}{\partial X} = i - f \quad \dots \dots \dots (3.29)$$

Se debe hacer notar que la uniformidad dinámica de esta aproximación impide soluciones que exhiban cambios en el perfil superficial debido a variaciones dinámicas.

Las ecuaciones (3.15) y (3.29) se resuelven por el método de las características, cuya esencia se halla en el locus espacio-tiempo de la discontinuidad de las derivadas parciales de las variables dependientes importantes, con respecto al espacio y al tiempo. Este locus define el camino de la onda de propagación a lo largo del cual se puede estudiar el fenómeno en términos de una ecuación diferencial ordinaria fácilmente integrable.

Para conseguir este locus, se trabajará con las relaciones siguientes

$$\frac{\partial Y}{\partial T} + \frac{\partial q}{\partial X} = i_0 \quad \dots \dots \dots (3.30)$$

$$\frac{\partial q}{\partial T} = \alpha_m (Y)^{m-1} \frac{\partial Y}{\partial T} \quad \dots \dots \dots$$

Donde  $i_0$  es el flujo neto que entra al sistema, y se denomina exceso de lluvia, el cual debe ser espacialmente constante.

$$i_0 = i - f \quad \dots \dots \dots (3.32)$$

Usando la definición del diferencial total, se pueden adicionar las dos ecuaciones que se presentan a continuación,

$$dq = \frac{\partial q}{\partial X} dX + \frac{\partial q}{\partial T} dT \quad \dots \dots \dots (3.33)$$

$$dY = \frac{\partial Y}{\partial X} dX + \frac{\partial Y}{\partial T} dT \quad \dots \dots \dots (3.34)$$

Las ecuaciones (3.30), (3.31), (3.33) y (3.34) pueden escribirse en forma de matriz como sigue.

$$\begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 1 \\ \alpha m(Y)^{m-1} & 0 & -1 & 0 \\ dT & dX & 0 & 0 \\ 0 & 0 & dT & dX \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \partial q / \partial T \\ \partial Y / \partial X \\ \partial q / \partial T \\ \partial q / \partial X \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} i_0 \\ 0 \\ dY \\ dq \end{bmatrix} \quad \dots \dots \dots (3.35)$$

La discontinuidad en las cuatro derivadas está indicada por la indeterminación de la solución, que a su vez resulta de la desaparición del numerador y del denominador al resolver la ecuación (3.35).

Si el denominador, o sea, el determinante de la matriz coeficiente, se hace igual a cero se obtiene la ecuación diferencial ordinaria siguiente

$$\left(\frac{dX}{dT}\right)^2 - \alpha m (Y)^{m-1} \left(\frac{dX}{dT}\right) = 0 \quad \dots \dots \dots (3.36)$$

La ecuación (3.36) tiene como solución dos raíces positivas que dan la celeridad "c" de la onda

$$\frac{dX}{dT} = c = \alpha m (Y)^{m-1} = m.V \quad \dots \dots \dots (3.37)$$

$$\frac{dX}{dT} = c = 0 \quad \dots \dots \dots (3.38)$$

La ecuación (3.38) se puede descartar debido a que ya está incluida en la ecuación (3.37), es decir, que la posibilidad de que la celeridad sea cero es una de las condiciones limitantes para pendiente cero, profundidad cero o rugosidad infinita.

La ecuación (3.37) se dice que define las características, locus de dis

continuidad, en las coordenadas espacio-tiempo.

Como el determinante del numerador de la ecuación (3.35) debe ser igual a cero, al reemplazar cada una de las columnas de la matriz coeficiente por la columna del lado derecho se obtienen las siguientes ecuaciones.

$$\frac{dq}{dX} = i_0 \quad \dots \dots \dots (3.39)$$

$$\frac{dY}{dT} = i_0 \quad \dots \dots \dots (3.40)$$

$$\frac{dq}{dT} = i_0 \propto m(Y)^{m-1} \quad \dots \dots \dots (3.41)$$

Dividiendo la ecuación (3.40) por la ecuación (3.37) se obtiene

$$\frac{dY}{dX} = \frac{i_0}{\propto m (Y)^{m-1}} \quad \dots \dots \dots (3.42)$$

#### Ecuaciones para el escurrimiento

El primero que uso el método del movimiento cinemático con la finalidad de analizar los hidrogramas de escurrimiento y de escorrentía fue Iwagaki (1955), quién consideró la entrada de un flujo lateral continuo.

Más recientemente Henderson y Wooding (1964) y Wooding (1965, 1966) simplificaron el método de Lighthill y Whitham (1955) y de Iwagaki (1955) para su aplicación a desagües naturales.

En la sección anterior se ha considerado el escurrimiento sobre un plano de desagüe uniforme, que tiene una longitud  $L_c$  en la dirección del flujo. La rugosidad de la superficie así como la pendiente y el régimen del flujo se consideran constantes en el espacio y en el tiempo.

Las ecuaciones que son necesarias para resolver el problema del escurrimiento son la (3.39), (3.40), (3.41) y (3.42), que solamente son válidas a lo largo del camino dado por la ecuación (3.37), que es la que define las características en las coordenadas espacio-tiempo.

En donde  $\alpha$  y  $m$  son constantes. Para más simplificación se imponen las siguientes condiciones limitantes

$$Y = 0 \quad \text{para} \quad \begin{cases} 0 \leq X < L_c & y \quad T = 0 \\ X = 0 & y \quad T > 0 \end{cases} \quad \dots \dots \dots (3.43)$$

Las curvas características se derivan de la integración de las ecuaciones (3.40) y (3.37)

$$X - X_0 = \alpha c m c \int_{T_0}^T \left[ \int_{T_0}^T i_0(\sigma) d\sigma + Y_0 \right]^{m-1} dT \quad \dots \dots \dots (3.44)$$

En donde se observa que  $i_0$  es variable en el tiempo, y el origen  $(X_0, T_0)$  para la evaluación de las integrales se puede escoger de las condiciones limitantes, ecuación (3.43) en cuyo caso quedaría  $Y_0 = 0$ .

Para simplificar más el problema, se hace el exceso de lluvia constante en el tiempo, tal que

$$i_0(T) = \begin{cases} i^* = \text{Cnste.} & \text{para } 0 \leq T \leq TR \quad y \quad X \geq 0 \\ 0 & \text{para } T < 0, T > TR \quad y \quad X < 0 \end{cases} \quad \dots \dots \dots (3.45)$$

Donde  $TR$  es el tiempo de duración del exceso de lluvia. Con esta nueva condición la ecuación (3.44) puede ser integrada y así obtener las curvas características

$$X - X_0 = \alpha_c (i^*)^{m-1} (T - T_0) \quad \text{para } T \leq TR \quad \dots \dots \dots (3.46)$$

Estas curvas se muestran en la Figura 3.2 para cualquier valor de  $X_0$  que se seleccione, ellas señalan el límite exterior del camino en las coordenadas es pacio-tiempo de cualquier perturbación en el flujo.

A continuación se estudiarán los diversos casos que se presentan de acuerdo al tiempo de duración del exceso de lluvia.

$$TR = \infty$$

Cuando la lluvia comienza a caer  $T = T_0 = 0$  la profundidad local "Y" se incrementará en todas partes de acuerdo a la ecuación (3.40)

$$dY = i_0 dT \quad \dots \dots \dots (3.47)$$

Como TR tiene duración infinita, de la ecuación (3.45) se tiene que  $i_0 = i^*$ , por lo cual la ecuación (3.47) se convierte en

$$dY = i^* dT \quad \dots \dots \dots (3.48)$$

Integrando la ecuación (3.48) queda

$$\int_0^Y dY = i^* \int_0^T dT \quad \dots \dots \dots (3.49)$$

$$Y = i^* T \quad \dots \dots \dots (3.50)$$

La profundidad local crece en todas partes de acuerdo a la ecuación (3.50) hasta que la característica limitante alcanza el punto en cuestión, la cual después de esto permanecerá constante tal como se observa en la Figura 3.3.

Si se llama a este tiempo  $TW$ , para la característica limitante  $X_0 = 0$ , la ecuación (3.46) da

$$X = \alpha_c (i^*)^{m-1} (TW)^{mc} \quad \dots \dots \dots (3.51)$$

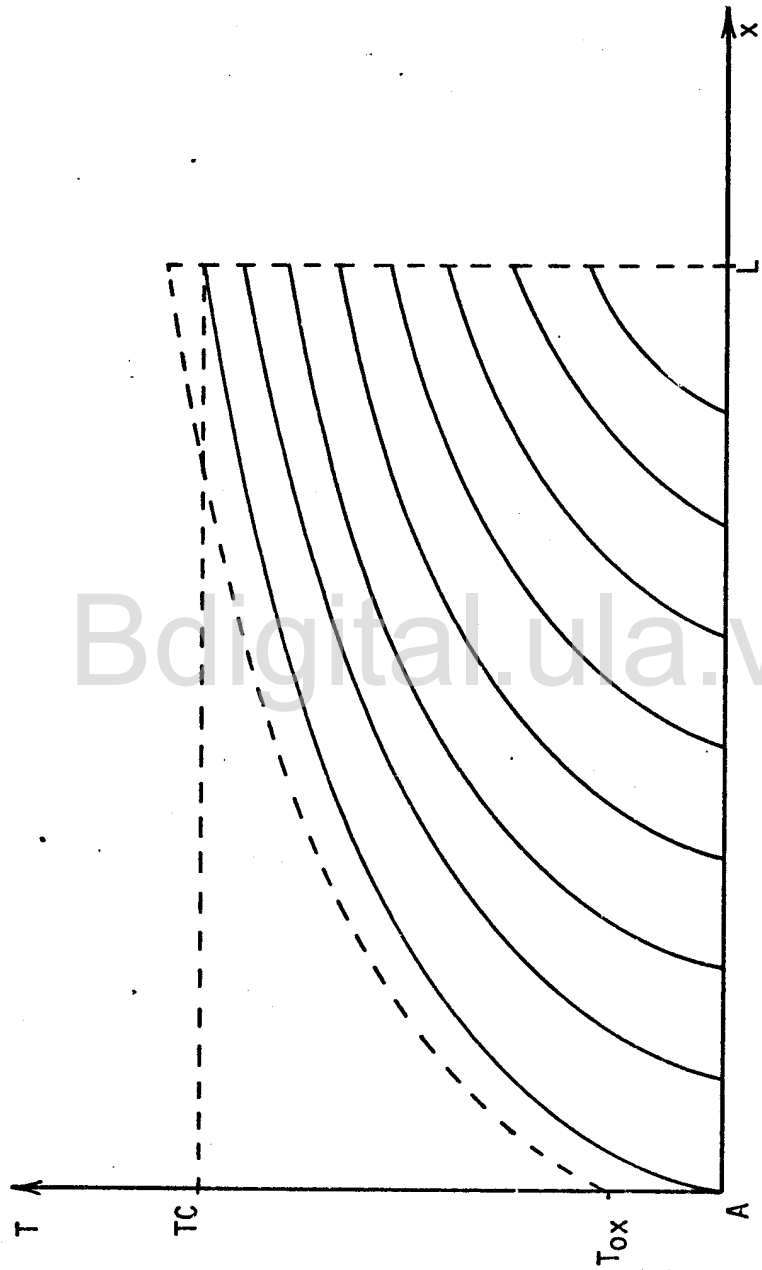


Figura 3.2. Diagrama de las características para el Movimiento Cinemático.



$$TW = \left( \frac{X_w(i^*)^{1-mc}}{\alpha_c} \right)^{1/mc} \dots \dots \dots (3.52)$$

En donde  $X_w$  es la posición alcanzada por la perturbación en el tiempo TW. Para el caso particular de  $X_w = L_c$  se tiene el tiempo máximo durante el cual puede ocurrir el crecimiento de la profundidad sobre la superficie del desagüe. Usualmente este tiempo se define como el tiempo de concentración TC y está dado por

$$TC = \left( \frac{L_c(i^*)^{1-mc}}{\alpha_c} \right)^{1/mc} \dots \dots \dots (3.53)$$

La suposición de que  $TR = \infty$  se hizo solamente para estar seguros de que fuera mayor que el tiempo de concentración TC, o sea,  $TR > TC$ .

Para cualquier tiempo  $T > TW$  se estará operando sobre las curvas características, situadas encima de AB en la Figura 3.4.

Integrando la ecuación (3.40) para una condición límite diferente de cero se tiene que

$$\int_0^Y dY = i^* \int_{T_{ok}}^T dT \dots \dots \dots (3.54)$$

$$Y = i^* (T - T_{ok}) \dots \dots \dots (3.55)$$

Para la ecuación (3.46) con  $X_0 = 0$  y  $X = \text{constante}$

$$(T - T_{ok}) = \left( \frac{X}{\alpha_c(i^*)^{mc-1}} \right)^{1/mc} \dots \dots \dots (3.56)$$

$$(T - T_{ok}) = TW = \text{constante para } T \geq TW \dots \dots \dots (3.57)$$

La ecuación (3.57) verifica lo dicho anteriormente de que la profundidad en un punto permanece constante después de que la perturbación lo ha alcanzado.

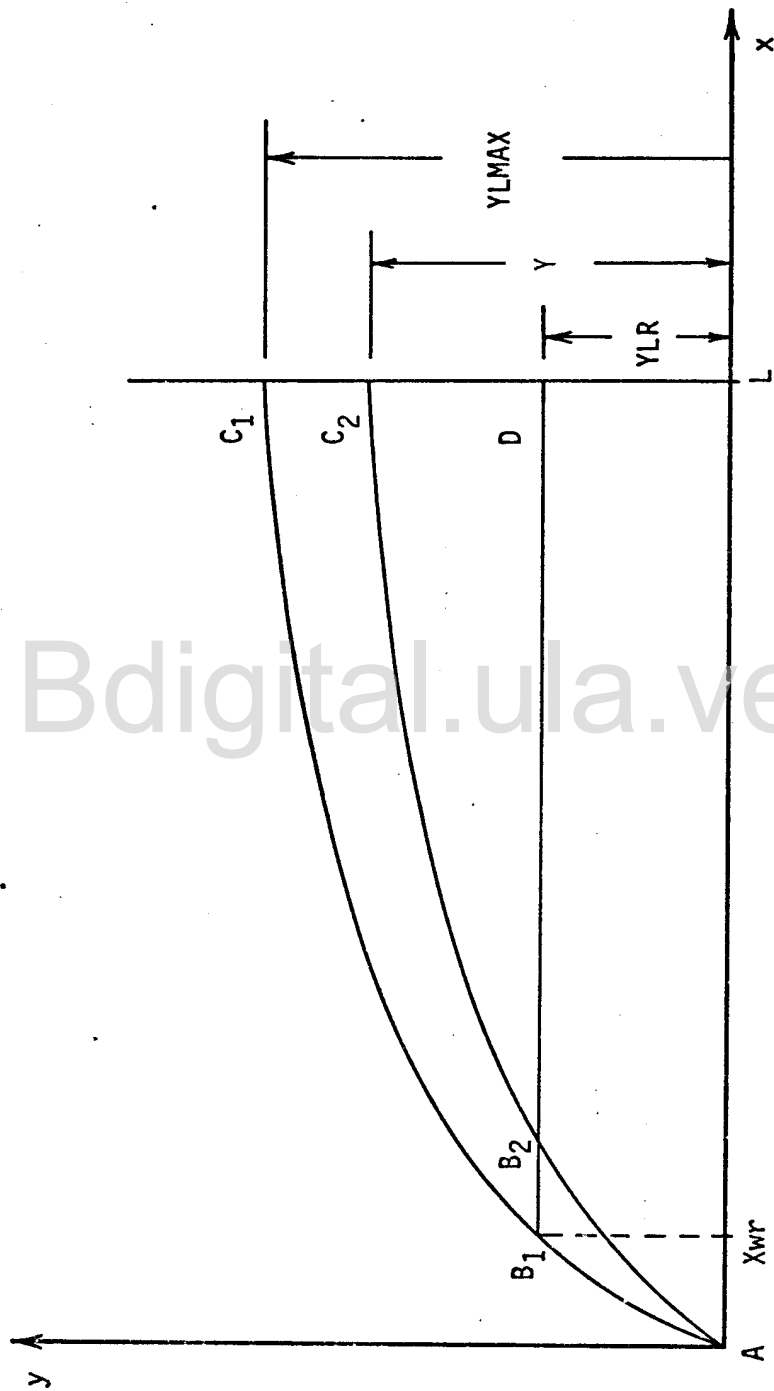


Figura 3.4. Perfil de la superficie del agua durante la recesión.

De acuerdo a todo lo anterior, el perfil de la superficie del agua para  $T \leq TR$  estará dado por:

$$Y = i^* T = i^* \left( \frac{X (i^*)^{1-mc}}{\alpha c} \right)^{1/mc} = \left( \frac{X i^*}{\alpha c} \right)^{1/mc}$$

para  $0 < X < X_w$  . . . . . (3.58)

En la figura 3.3 las curvas ABF y ACE representan la superficie del agua a tiempos sucesivos inferiores que TC, mientras que la curva AD es la característica limitante, o sea, el perfil del estado estable que se alcanza cuando la duración de la tormenta es mayor o igual a TC,  $TR \geq TC$ . La profundidad máxima alcanzada, YLMAX, estará dada al sustituir TC en la ecuación (3.50) o sea,

$$Y_{LMAX} = \left( \frac{L_c i^*}{\alpha c} \right)^{1/mc} \quad \text{. . . . . (3.59)}$$

Para el tiempo de concentración TC el flujo de salida alcanza su valor máximo, que será

$$q_L = i^* L_c \quad \text{. . . . . (3.60)}$$

$TC \leq TR < \infty$

Después que ha cesado el exceso de lluvia, se tiene que las ecuaciones (3.39), (3.40), (3.41) y (3.42) se convierten en

$$\frac{dT}{dX} = \frac{dy}{dT} = \frac{dq}{dT} = \frac{dy}{dX} = 0 \text{ para } T > TR \quad \text{. . . . . (3.61)}$$

La profundidad, la descarga y la celeridad de la onda permanecen constantes a lo largo de la característica. En la Figura 3.4 la curva  $AB_1C_1$  es el perfil limitante para una tormenta de duración mayor que el tiempo de concentración o sea, para  $TR \geq TC$ .

El perfil de la superficie del agua para el tiempo que sigue a la cesación de la lluvia viene dado por la curva  $AB_2C_2$ .

Para la localización de un punto en el espacio para cualquier tiempo  $T > T_R$  se usa la celeridad de la onda, obteniéndose dicho punto de la manera siguiente;

$$\Delta X = c \cdot \Delta T = \alpha_c mc (Y)^{mc-1} (T - T_R) \quad \dots \dots \dots (3.62)$$

Para  $T = T_R$  la ecuación (3.58) queda

$$X = \frac{\alpha_c (Y)^{mc}}{i^*} \quad \dots \dots \dots (3.63)$$

Mientras que para  $T > T_R$  se tiene

$$X = \frac{\alpha_c (Y)^{mc}}{i^*} + \Delta X \quad \dots \dots \dots (3.64)$$

Sustituyéndose la ecuación (3.62) en la (3.64) se obtiene

$$X = \alpha_c (Y)^{mc-1} [Y(i^*)^{-1} + mc (T - T_R)] \quad \dots \dots \dots (3.65)$$

De la anterior se tiene que el movimiento del agua en la superficie del desagüe viene dado para  $T > T_C$  por:

$$q_L = \alpha_c (Y)^{mc} \quad \dots \dots \dots (3.66)$$

donde;

$$Y = \begin{cases} i^* T & \text{para } 0 \leq T \leq T_C \\ \left( \frac{L_c i^*}{\alpha_c} \right)^{1/mc} & \text{para } T_C < T \leq T_R \end{cases} \quad \dots \dots \dots (3.67)$$

Para  $T > T_R$  la profundidad final está dado por la relación implícita.

$$L_c = \alpha_c (Y)^{mc-1} \left[ Y(i^*)^{-1} + mc (T-Tr) \right] \dots \dots \dots (3.68)$$

TR < TC

Este es el caso en el que el exceso de lluvia cesa antes de que la perturbación haya alcanzado la salida del desagüe. En esta situación el perfil de la superficie del agua estará dado por la curva AB<sub>1</sub>D de la Figura 3.4.

La profundidad máxima que se puede alcanzar y que permanece constante hasta que los puntos B<sub>1</sub> y D coinciden está dado por;

$$YLR = i^* \cdot TR \dots \dots \dots (3.69)$$

Esta profundidad se mantiene para cualquier tiempo inferior a TP, el cual está dado por;

$$TP = TR + \frac{L_c - X_{wr}}{c} \dots \dots \dots (3.70)$$

$$TP = TR + \frac{L_c - \alpha_c (YLR)^{mc} / i^*}{\alpha_c mc (YLR)^{mc-1}} \dots \dots \dots (3.71)$$

El tiempo TP se puede definir como el tiempo que tarda la perturbación, después que se ha alcanzado la profundidad YLR, en llegar a la salida del desagüe.

Para cualquier tiempo superior TP la profundidad final viene dada por la ecuación (3.68).

El movimiento del agua en la superficie del desagüe viene dado por las ecuaciones siguientes;

$$q_L = \alpha_c (Y)^{mc} \dots \dots \dots (3.72)$$

donde;

$$Y = \begin{cases} i^* \cdot T & \text{para } 0 \leq T \leq TR \\ i^* \cdot TR & \text{para } TR < T \leq TP \end{cases} \quad \dots \dots \dots (3.73)$$

$$L = \alpha c(Y)^{mc-1} \left[ Y(i^*)^{-1} + mc(T-TR) \right] \quad \text{Para } T > TP \dots \dots \dots (3.74)$$

### Ecuaciones para la Escorrentía

En esta sección se considerará que el flujo está canalizado y que el escurrimiento, la infiltración y la lluvia son constantes a todo lo largo del cauce.

Debido a las suposiciones hechas anteriormente sobre el movimiento cinemático, la ecuación (3.1) se reduce a la siguiente relación:

$$\tau_0 = \gamma R \operatorname{Sen} \theta \quad \dots \dots \dots (3.75)$$

En donde  $R$  es el radio hidráulico dado por;

$$R = \frac{A_s}{P} = \frac{(B + \delta Y) Y}{B + 2Y(1+\delta^2)^{1/2}} \quad \dots \dots \dots (3.76)$$

Donde  $A_s$  es el área de la sección transversal del flujo y  $P$  es el perímetro mojado del canal.

Usando las ecuaciones (3.4) y (3.75) se obtiene.

$$C_f \left( \frac{\rho V^2}{2} \right) = \gamma R \operatorname{Sen} \theta \quad \dots \dots \dots (3.77)$$

$$V = \left( \frac{2 g R \operatorname{Sen} \theta}{C_f} \right)^{1/2} \quad \dots \dots \dots (3.78)$$

Como  $R = \frac{A_s}{P}$  se tiene

$$V = \left( \frac{2 g \operatorname{Sen} \theta}{C_f} \right)^{1/2} (A_s)^{1/2} \quad \dots \dots \dots (3.79)$$

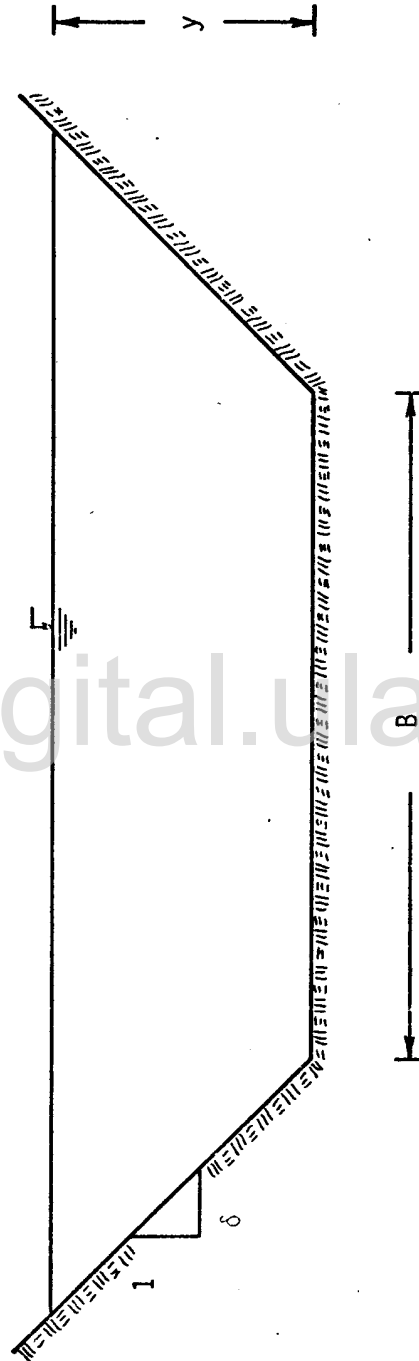


Figura 3.5. Sección transversal de un canal

$$Q_s = \left( \frac{2g \operatorname{Sen} \theta}{C_f} \right)^{1/2} (A_s)^{3/2} \dots \dots \dots (3.80)$$

La ecuación (3.80) puede generalizarse como

$$Q_s = \alpha_s (A_s)^{m_s} \dots \dots \dots (3.81)$$

En donde  $m_s = 3/2$

La ecuación de continuidad puede también escribirse como

$$\frac{\partial A_s}{\partial T} + \frac{\partial Q_s}{\partial X} = q_i \dots \dots \dots (3.82)$$

En donde el flujo lateral que entra continuamente al cauce, está dado -  
por

$$q_i = (i-f)(B+2 \delta Y) + 2q_L \dots \dots \dots (3.83)$$

En la Figura 3.6 se representa la configuración de la geometría usada en el estudio. La cual consiste de un canal uniforme colocado en la unión de dos -  
planos de desagüe completamente idénticos.

Para diferenciar las variables correspondientes al desagüe de las corres  
pondientes a la corriente se usarán las letras "c" y "s" respectivamente.

Las condiciones limitantes para el caudal son las siguientes:

$$A_s = A_{so} \text{ para } \begin{cases} 0 \leq X_s \leq L_s & \text{y} & T = 0 \\ X_s = 0 & \text{y} & T > 0 \end{cases} \dots \dots \dots (3.84)$$

Análoga a la ecuación (3.37), la celeridad de la onda cinemática en la co  
rriente es

$$C_s = \frac{dX_s}{dT} = \alpha_s m_s (A_s)^{m_s-1} \dots \dots \dots (3.85)$$

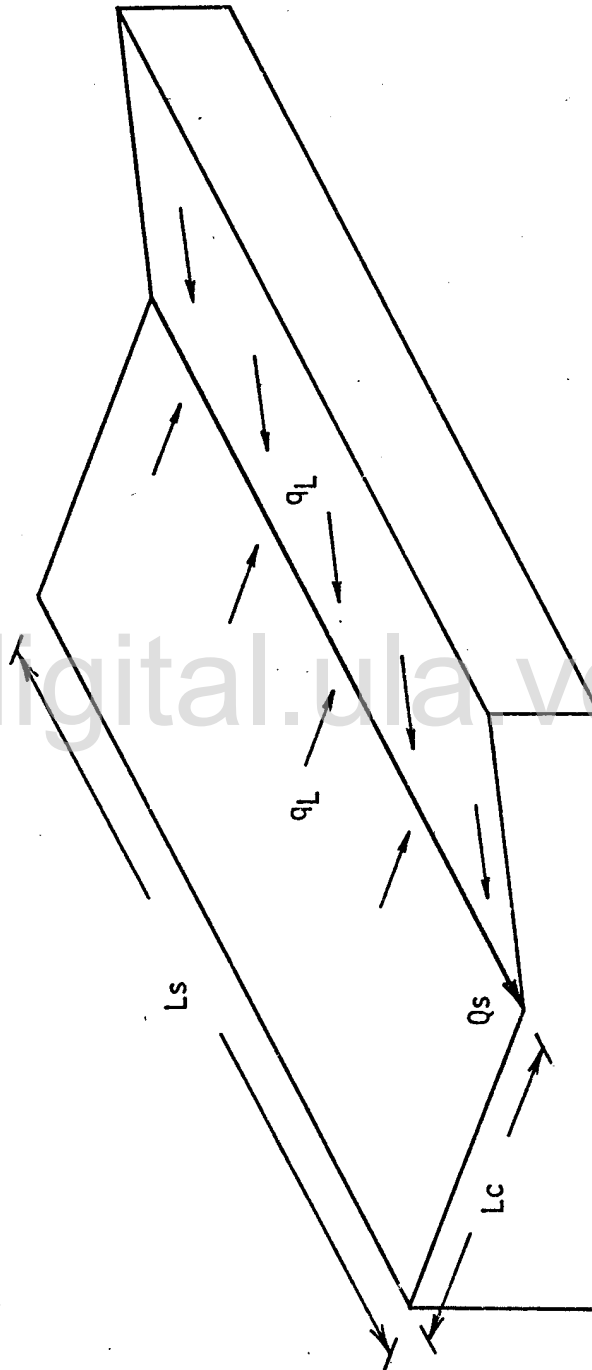


Figura 3.6. Configuración simplificada del desagüe y la corriente.

Y la rata de cambio del área del flujo a lo largo de la característica es

$$\frac{dA_s}{dT} = q_i \quad \dots \dots \dots (3.86)$$

Las curvas características para el caudal se obtienen integrando la ecuación (3.85) para un tiempo inicial  $T_0$  y un tiempo subsecuente  $T$ . Estas curvas son iguales a las mostradas en la Figura 3.2 para el caso de flujo a lo largo del desagüe.

$$X_s - X_0 = \alpha_s m_s \int_{T_0}^T (A_s)^{ms-1} dT \quad \dots \dots \dots (3.87)$$

La integración de la ecuación (3.86) da

$$A_s - A_{s0} = \int_{T_0}^T q_i dT \quad \dots \dots \dots (3.88)$$

Si el exceso de lluvia  $i_0$  que entra a la corriente se desprecia la ecuación (3.83) se transforma en;

$$q_i = 2 q_L \quad \dots \dots \dots (3.89)$$

Con lo cual la ecuación (3.88) queda

$$A_s - A_{s0} = 2 \int_{T_0}^T q_L dT \quad \dots \dots \dots (3.90)$$

Con ayuda de la ecuación (3.72) se tiene que

$$A_s - A_{s0} = 2 \alpha_c \int_{T_0}^T (Y_L)^{mc} dT \quad \dots \dots \dots (3.91)$$

Al igual que para el escurrimiento se considerará solamente el caso en que el exceso de lluvia  $i_0$  sea uniforme tanto en el espacio como en el tiempo, - tal como lo especifica la ecuación (3.45).

En el caso de un TR muy grande para cualquier tiempo  $T > TC$  el caudal ascenderá hasta un máximo estable, QSLMX, en el punto  $X_s = L_s$ .

El tiempo de concentración de la corriente se hace en función del tiempo de concentración del desagüe tal como se indica en la siguiente relación;

$$TS = \lambda \quad TC \quad . . . . . (3.92)$$

Bajo la condición de un flujo de entrada lateral uniforme y estable, QLMS se puede escribir,

$$ASLMX = 2 * QLMX * TS \quad . . . . . (3.93)$$

$$ASLMX = 2 * QLMX * \lambda * TC \quad . . . . . (3.94)$$

$$QSLMX = \alpha_s (ASLMX)^{ms} \quad . . . . . (3.95)$$

$$ASLMX = \left( \frac{QSLMX}{\alpha_s} \right)^{1/ms} \quad . . . . . (3.96)$$

$$ASLMX = 2 * QLMX * \lambda * TC = \left( \frac{QSLMX}{\alpha_s} \right)^{1/ms} \quad . . . . . (3.97)$$

Usando la ecuación (3.94) se tiene que la relación de los tiempos de concentración será

$$\lambda = \frac{ASLMX}{2 * QLMX * TC} \quad . . . . . (3.98)$$

Para facilitar los cálculos conviene normalizar usando parámetros constantes, es decir, hacer adimensionales las variables. Como se está considerando  $i^*$  - constante se tiene,

$$X'_s = \frac{X_s}{L_s} \quad . . . . . (3.99)$$

$$A'_s = \frac{A_s}{ASLMX} \quad . . . . . (3.100)$$

$$Q'_S = \frac{Q_S}{Q_{SLMX}} \quad \dots \dots \dots (3.101)$$

$$T' = \frac{T}{T_C} \quad \dots \dots \dots (3.102)$$

$$Y'_L = \frac{Y_L}{Y_{LMX}} \quad \dots \dots \dots (3.103)$$

Después de lo cual las ecuaciones características (3.85) y (3.86) quedan como

$$\frac{d}{dT'} (\lambda A'_S) = (Y'_L)^{mc} \quad \dots \dots \dots (3.104)$$

$$\frac{D}{dT'} (\lambda X'_S) = m_S (A'_S)^{ms-1} \quad \dots \dots \dots (3.105)$$

Y la ecuación (3.81) se reduce a:

$$Q'_S = (A'_S)^{ms} \quad \dots \dots \dots (3.106)$$

Igual que como se hizo para el escurrimiento, se consideran por separado los diversos casos que se presentan dependiendo del tiempo de duración del exceso de lluvia,  $T_R$ .

Para comodidad de aquí en adelante se considerarán como adimensionales todas las variables y se omitirán las primas.

Caso  $T_R < T_C$

Aquí se presentan una serie de condiciones dependiendo del tiempo,  $T$ , que se considera.

$0 \leq T \leq T_R$ . En el caso de  $T_0=0$  el área final para el tiempo  $T$  se halla integrando la ecuación (3.104).

$$\int_0^{\lambda A_S} d(\lambda A_S) = \int_0^T (Y_L)^{mc} dT \quad \dots \dots \dots (3.107)$$

Como  $Y_L = T$  y  $mc=2$  queda

$$\int_0^{\lambda A_s} d(\lambda A_s) = \int_0^T (T)^2 dT \quad \dots \quad (3.108)$$

$$A_s = \frac{1}{3} (T)^3 \quad \dots \quad (3.109)$$

La integración de la ecuación (3.105) para  $X_{so}=0$  y  $T_o=0$  da la distancia de viaje,  $X_{sw}$ , de la onda, después que la profundidad se ha hecho constante,

$$\int_0^{\lambda X_{sw}} d(\lambda X_s) = m_s \int_0^T (A_s)^{m_s-1} dT \quad \dots \quad (3.110)$$

Como  $A_s = \frac{1}{3} \frac{1}{\lambda} (T)^3$  y  $m_s = 3/2$  se tiene

$$\int_0^{\lambda X_{sw}} d(\lambda X_s) = \frac{1}{2} \frac{1}{\lambda} \int_0^T (T)^{3/2} dT \quad \dots \quad (3.111)$$

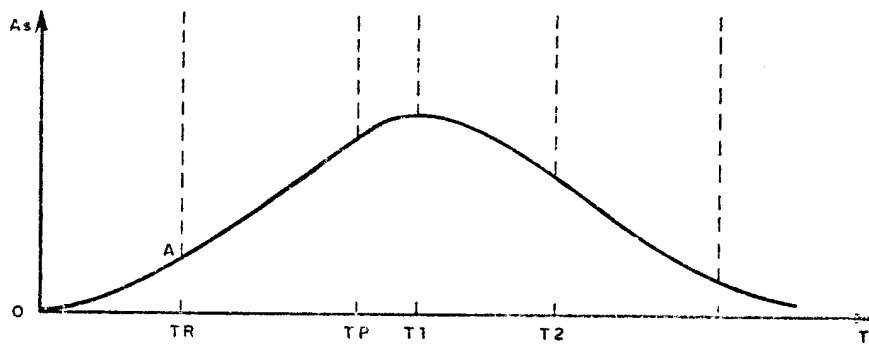
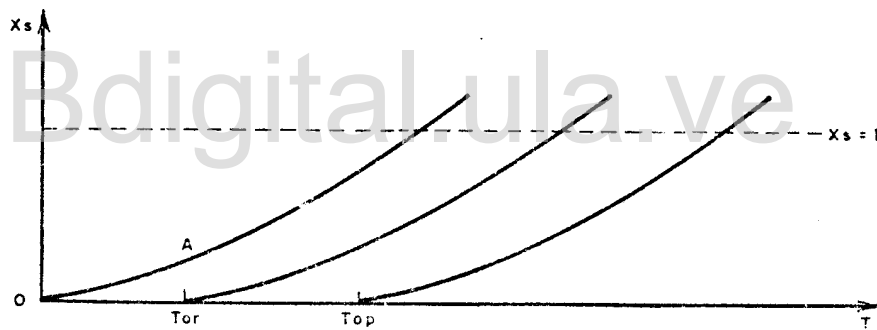
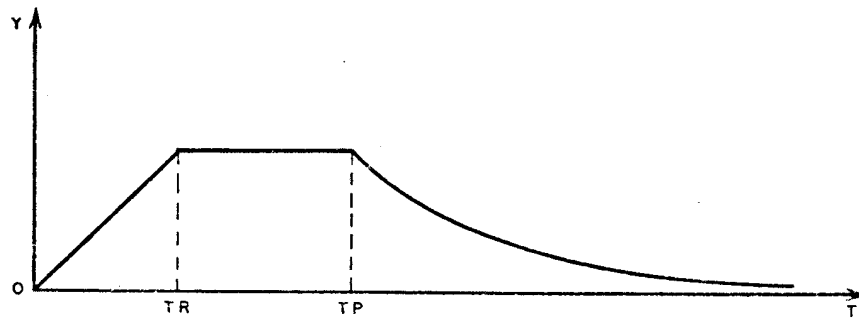
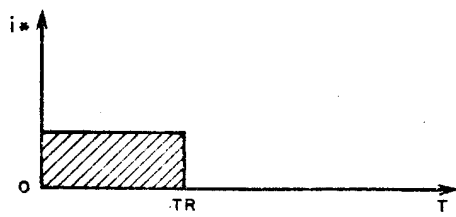
$$(\lambda)^{3/2} X_{sw} = \frac{(3)^{1/2}}{5} (T)^{5/2} \quad \dots \quad (3.112)$$

El segmento O-A de la curva de la Figura 3.7 representa el área del flujo y la curva característica dada por la ecuación (3.112).

El caudal, se obtiene de las ecuaciones (3.106) y (3.109)

$$Q_s = \left(\frac{1}{3} \frac{1}{\lambda}\right)^{3/2} (T)^{9/2} \quad \text{para } 0 \leq T \leq T_R \quad \dots \quad (3.113)$$

$T_R < T \leq T_P$ . El flujo que entra lateralmente alcanza su valor máximo para  $T = T_R$  y permanece hasta que  $T=T_P$ . Mientras que el área final  $A_s$  está dada por las características limitantes para este intervalo de tiempo. De aquí que para la obtención de  $A_s$  se integra considerando las condiciones iniciales correspondientes a  $T=T_R$ .



al área de la corriente. Para  $TR < TC$

En este intervalo se considerará también una sola característica, o sea, la que parte del origen para la cual el tiempo de inicio es igual a cero, es decir,  $T_0=0$ .

$$\int_{\lambda A_{sr}}^{\lambda A_s} d(\lambda A_s) = \int_{T_R}^T (Y)^{mc} dT \quad \dots \dots \dots (3.114)$$

Como  $Y = TR$  y  $mc = 2$  se tiene

$$\int_{\lambda A_{sr}}^{\lambda A_s} d(\lambda A_s) = \int_{T_R}^T (TR)^2 dT \quad \dots \dots \dots (3.115)$$

$$A_s - A_{sr} = (TR)^2 (T - T_R) \quad \dots \dots \dots (3.116)$$

Como  $\lambda A_{sr} = \frac{1}{3} (TR)^3$  queda

$$A_s = (TR)^2 \left( T - \frac{2}{3} TR \right) \quad \dots \dots \dots (3.117)$$

Integrando la ecuación (3.105) para las nuevas condiciones iniciales se consigue la ubicación en el espacio de la onda cinemática, tal integración se presenta a continuación,

$$\int_{\lambda X_{sr}}^{\lambda X_{sw}} d(\lambda X_s) = \int_{T_R}^T m_s (A_s)^{m_s-1} dT \quad \dots \dots \dots (3.118)$$

Con la ayuda de la ecuación (3.116) y con  $m_s=3/2$  la ecuación (3.118) se convierte en;

$$\int_{\lambda X_{sr}}^{\lambda X_{sw}} d(\lambda X_s) = \frac{3}{2} \int_{T_R}^T \left( \frac{(TR)^2 (T - 2/3 TR)}{\lambda} \right)^{1/2} dT \quad \dots \dots \dots (3.119)$$

$$\lambda X_{sw} - \lambda X_{sr} = \frac{TR}{\lambda^{1/2}} (T - 2/3 TR)^{3/2} - \frac{TR}{\lambda^{1/2}} \left(\frac{1}{3} TR\right)^{3/2} \dots \dots \dots (3.120)$$

$$(\lambda)^{3/2} X_{sw} = TR(T - 2/3 TR)^{3/2} - TR\left(\frac{1}{3} TR\right)^{3/2} + (\lambda)^{3/2} X_{sr} \dots \dots \dots (3.121)$$

Como  $(\lambda)^{3/2} X_{sr} = \frac{(3)^{1/2}}{5} (TR)^{5/2}$  la ecuación (3.121) queda como:

$$(\lambda)^{3/2} X_{sw} = TR (T - 2/3 TR)^{3/2} - TR (1/2 TR)^{3/2} + \frac{(3)^{1/2}}{5} (TR)^{5/2} \dots \dots (3.122)$$

Usando las ecuaciones (3.106) y (3.117) se obtiene:

$$Q_s = (\lambda)^{-3/2} TR^3 (T - 2/3 TR)^{3/2} \dots \dots \dots (3.123)$$

T > TP. Para obtener las condiciones que regulan el movimiento del flujo en el cauce para cualquier tiempo mayor que TP, es necesario integrar a lo largo de la característica. En la Figura 3.7 se observan las características a lo largo de las cuales hay que hacer la integración, estas características son 3, la que parte de  $T=0$ ,  $T=TR$  y  $T=TP$ .

Para conseguir el área  $A_s$ , es necesario integrar la ecuación (3.104) para cada una de las condiciones limitantes.

La profundidad  $Y$  a la salida del desagüe viene dado por;

$$Y = \begin{cases} T & \text{para } 0 \leq T \leq TR \\ TR & \text{para } TR < T \leq TP \\ ((T-TR)^2 + 1)^{1/2} - (T-TR) & \text{para } T > TP \end{cases} \dots \dots \dots (3.124)$$

De la Figura 3.7 se tiene que cuando la característica estudiada llega a la salida del cauce,  $X_s=1$ , deja de aportar al área  $A_s$ .

El área  $A_s$  del cauce viene dada por;

$$\int_0^{\lambda A_s} d(\lambda A_s) = \int_0^{TR} (Y)^2 dT + \int_{TR}^{TP} (Y)^2 dT + \int_{TP}^T (Y)^2 dT \dots \dots \dots (3.125)$$

Donde;

$$\int_0^{TR} (Y)^2 dT = \frac{1}{3} (TR)^3 \quad \dots \dots \dots (3.126)$$

$$\int_{TR}^{TP} (Y)^2 dT = TR^2 (TP-TR) \quad \dots \dots \dots (3.127)$$

$$\begin{aligned} \int_{TP}^T (Y)^2 dT &= \frac{2}{3} (T-TR)^3 + (T-TR) - \frac{2}{3} ((T-TR)^2+1)^{3/2} - \\ &- \frac{2}{3} (TP-TR)^3 - (TP-TR) + \frac{2}{3} ((TP-TR)^2+1)^{3/2} \quad \dots \dots \dots (3.128) \end{aligned}$$

Haciendo,

$$\begin{aligned} A1 &= \frac{2}{3} (T-TR)^3 + (T-TR) - \frac{2}{3} ((T-TR)^2 + 1)^{3/2} - \frac{2}{3} (TP-TR)^3 - \\ &- (TP-TR) + \frac{2}{3} ((TP-TR)^2 + 1)^{3/2} \end{aligned}$$

La ecuación (3.125) se transforma en;

$$\int_0^{\lambda As} d(\lambda As) = \frac{1}{3} (TR)^3 + TR^2 (TP-TR) + A1 \quad \dots \dots \dots (3.129)$$

El área de la corriente  $As$ , viene dada por;

$$\lambda As = \begin{cases} \frac{1}{3} (TR)^3 & \text{para } 0 \leq T \leq TR \\ TR^2 (TP-TR) + \frac{1}{3} (TR)^3 & \text{para } TR < T \leq TP \\ A1 + \frac{1}{3} (TR)^3 + TR^2 (TP-TR) & \text{para } TP < T \leq T1 \quad \dots \dots \dots (3.130) \\ A1 + TR^2 (TP-TR) & \text{para } T1 < T \leq T2 \\ A1 & \text{para } T > T2 \end{cases}$$

El valor de  $T1$  se consigue de la ecuación (3.112) haciendo  $X_{sw} = 1$ .

$$\lambda^{3/2} = \frac{(3)^{1/2}}{5} (T_1)^{5/2} \quad \dots \dots \dots (3.131)$$

$$T_1 = (1,52814) \lambda^{0,60} \quad \dots \dots \dots (3.132)$$

El valor de T2 se consigue a partir de la ecuación (3.120) con  $\lambda X_{sr} = 0$ .

$$\lambda^{3/2} = TR(T - \frac{2}{3} TR)^{3/2} - TR(\frac{1}{3} TR)^{3/2} \quad \dots \dots \dots (3.133)$$

$$T_2 = (\frac{\lambda^{1,50} + 0,192450(TR)^{2,50}}{TR})^{0,6667} + 0,6667(TR) \quad \dots \dots \dots (3.134)$$

El caudal Qs se obtiene de sustituir en la ecuación (3.106) el valor de As, así se tiene;

$$Q_s = \begin{cases} \left( \frac{1}{3\lambda} (TR)^3 \right)^{1,5} & \text{para } 0 \leq T \leq TR \\ \left[ \frac{1}{3\lambda} (TR)^3 + \frac{(TR)^2}{\lambda} (TP-TR) \right]^{1,5} & \text{para } TR < T \leq TP \\ \left[ \frac{A1}{\lambda} + \frac{1}{3\lambda} (TR)^3 + \frac{(TR)^2}{\lambda} (TP-TR) \right]^{1,5} & \text{para } TP < T \leq T_1 \\ \left[ \frac{A1}{\lambda} + \frac{TR^2}{3\lambda} (TP-TR) \right]^{1,5} & \text{para } T_1 < T \leq T_2 \\ \left( \frac{A1}{\lambda} \right)^{1,5} & \text{para } T > T_2 \end{cases} \quad \dots \dots (3.135)$$

Caso  $TR \geq TC$

Dependiendo del intervalo de tiempo en que se encuentre el valor de T se tendrán diversas ecuaciones que regulan el movimiento del flujo en el cauce. Al igual que para el caso anterior solamente se considerará la característica - que parte del origen, es decir,  $T_0=0$  y  $X_{s0}=0$ .

$0 \leq T \leq TC$ . Integrando la ecuación (3.104) para  $Y=T$  y  $mc=2$ , se tiene;

$$\int_0^{\lambda A_s} d(\lambda A_s) = \int_0^T (T)^2 dT \quad \dots \dots \dots (3.136)$$

$$\lambda A_s = \frac{1}{3} (T)^3 \quad \dots \dots \dots (3.137)$$

La distancia de viaje de la onda se consigue integrando la ecuación(3.105) para las condiciones iniciales.

$$\int_0^{\lambda X_s} d(\lambda X_s) = \int_0^T \frac{3}{2} \left( \frac{1}{3\lambda} T^3 \right)^{1/2} dT \quad \dots \dots \dots (3.138)$$

$$\lambda^{3/2} X_s = \frac{(3)^{1/2}}{5} (T)^{5/2} \quad \dots \dots \dots (3.139)$$

El caudal se obtiene sustituyendo  $A_s$  de la ecuación (3.137) en la ecuación (3.106).

$$Q_s = \left( \frac{1}{3\lambda} \right)^{3/2} (T)^{9/2} \quad \dots \dots \dots (3.140)$$

$T_C < T \leq T_R$ . Se obtiene el valor máximo de la profundidad, es decir,  $Y=1,0$ , ahora bien si se integra la ecuación (3.104) para las condiciones de este intervalo se tiene;

$$\lambda A_s = (T-1) + \lambda A_{sc} \quad \dots \dots \dots (3.141)$$

Como  $\lambda A_{sc} = \frac{1}{3}$  la ecuación (3.141) se transforma en;

$$\lambda A_s = (T-1) + \frac{1}{3} \quad \dots \dots \dots (3.142)$$

$$\lambda A_s = T - 0,66667 \quad \dots \dots \dots (3.143)$$

Integrando la ecuación (3.105) se obtiene el valor de  $\lambda X_s$ .

$$\int_{\lambda X_{sc}}^{\lambda X_s} d(\lambda X_s) = \int_1^T \left( \frac{T-0,66667}{\lambda} \right)^{1/2} dT \quad \dots \dots \dots (3.144)$$

$$\lambda X_s = \frac{(T-0,66667)^{3/2}}{\lambda^{1/2}} - 0,192450 + \lambda X_{sc} \quad \dots \dots \dots (3.145)$$

Como  $\lambda X_{sc} = \frac{3^{1/2}}{5 \lambda^{1/2}}$  se tiene que

$$\lambda^{3/2} X_s = (T-0,66667)^{1,5} - 0,192450 + \frac{3^{1/2}}{5(\lambda)^{1/2}} \dots \dots \dots (3.146)$$

$$\lambda^{3/2} X_s = (T-0,66667)^{1,5} - 0,192450 + 0,346410/\lambda^{1/2} \dots \dots \dots (3.147)$$

A partir de la ecuación (3.106) se obtiene el valor de  $Q_s$ .

$$Q_s = \frac{1}{\lambda^{1,5}} (T-0,66667)^{1,5} \dots \dots \dots (3.148)$$

$T > TR$ . Al igual que para  $T > TP$ , es necesario integrar a lo largo de las características  $T_0=0$ ,  $T_0=TC$  y  $T_0=TR$ , como se observa en la Figura 3.8.

La profundidad del agua "Y" a la salida del desagüe,

$$Y = \begin{cases} T & \text{para } 0 \leq T \leq 1 \\ 1 & \text{para } 1 < T \leq TR \\ ((T-TR)^2 + 1)^{1/2} - (T-TR) & \text{para } T > TR \end{cases} \dots \dots \dots (3.149)$$

El área  $A_s$ , de la corriente se obtiene de la siguiente manera;

$$\int_0^{\lambda A_s} d(\lambda A_s) = \int_0^1 (Y)^2 dT + \int_1^{TR} (Y)^2 dT + \int_{TR}^T (Y)^2 dT \dots \dots \dots (3.150)$$

Donde;

$$\int_0^1 (Y)^2 dT = 0.33333 \dots \dots \dots (3.151)$$

$$\int_1^{TR} (Y)^2 dT = (TR-1) \dots \dots \dots (3.152)$$

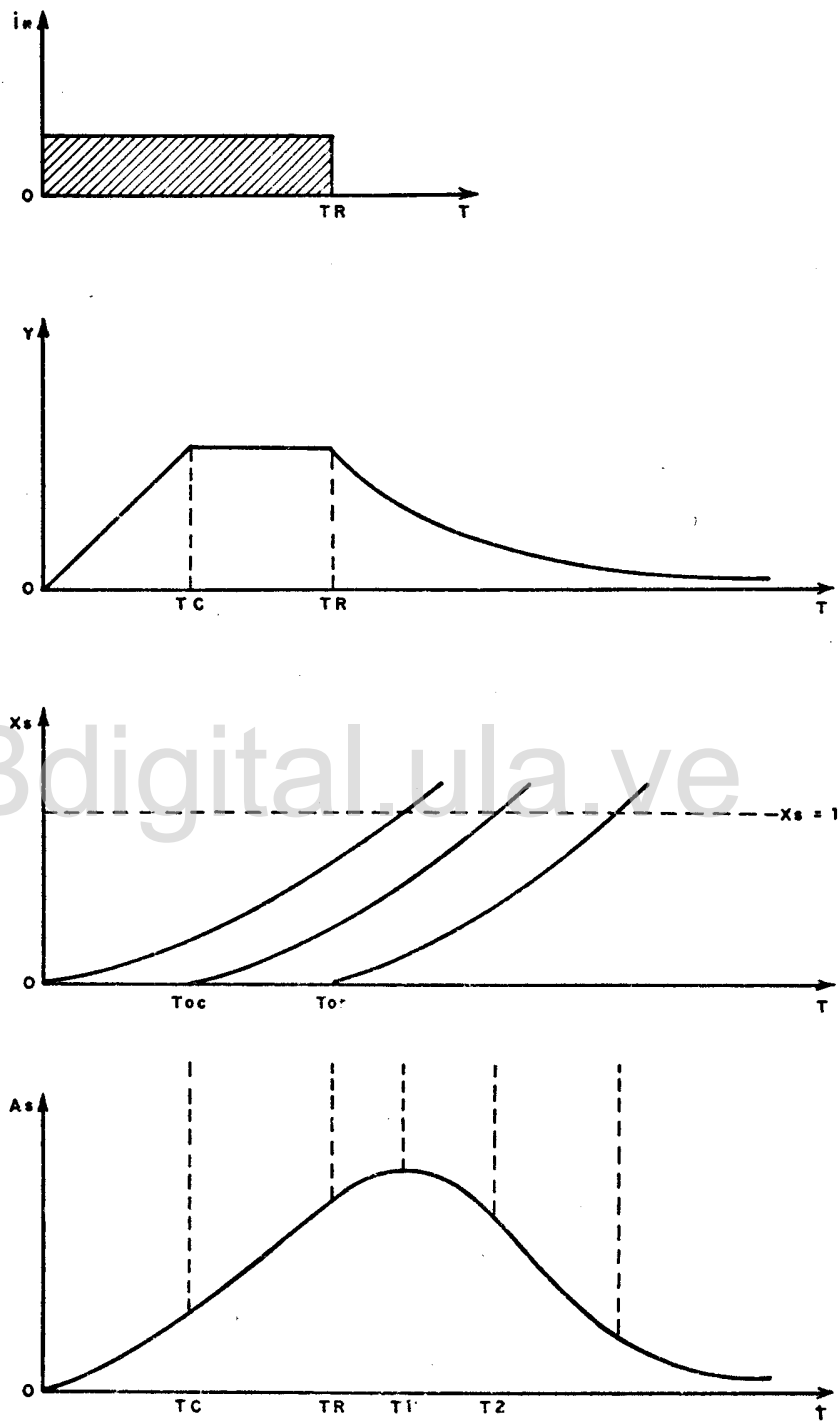


Figura 3.8. Generación de hidrograma correspondiente al área de la corriente. Para  $TR > TC$ .

$$\int_{TR}^T (Y)^2 dT = \frac{2}{3} (T-TR)^3 + (T-TR) - \frac{2}{3} ((T-TR)^2 + 1)^{3/2} + 2/3 \dots \quad (3.153)$$

Haciendo,

$$A2 = \frac{2}{3} (T-TR)^3 + (T-TR) - \frac{2}{3} ((T-TR)^2 + 1)^{3/2} + 2/3$$

La ecuación (3.150) queda como,

$$\int_0^{\lambda As} d(\lambda As) = 0,33333 + (TR-1) + A2 \dots \dots \dots \quad (3.154)$$

$$\lambda As = TR - 0,66667 + A2 \dots \dots \dots \quad (3.155)$$

El área  $As$  está dada por;

$$\lambda As = \begin{cases} 0,33333 & \text{para } 0 < T < 1 \\ TR - 0,66667 & \text{para } 1 < T \leq TR \end{cases} \dots \dots \dots \quad (3.156)$$

$$\lambda As = \begin{cases} A2 + TR - 0,66667 & \text{para } TR < T \leq 1 \\ A2 + TR - 1 & \text{para } T1 < T \leq T2 \\ A2 & \text{para } T > T2 \end{cases} \dots \dots \dots \quad (3.157)$$

$T1$  se obtiene de la ecuación (3.112) sustituyéndose  $X_{sw}$  por uno.

$$T1 = (1,52814) \lambda^{0,60} \dots \dots \dots \quad (3.158)$$

De la ecuación (3.145) se consigue  $T2$  haciendo  $\lambda X_s = 1$  y  $\lambda X_{sc} = 0$ .

$$T2(\lambda^{3/2} + 0,192450)^{2/3} + 0,66667 \dots \dots \dots \quad (3.159)$$

$$Q_s = \begin{cases} \frac{0,192450}{\lambda^{1,5}} & \text{para } 0 \leq T \leq 1 \\ \left( \frac{TR - 0,66667}{\lambda} \right)^{1,5} & \text{para } 1 < T \leq TR \\ \left( \frac{A2 + TR - 0,66667}{\lambda} \right)^{1,5} & \text{para } TR < T \leq T1 \dots \dots \dots \\ \left( \frac{A2 + TR - 1}{\lambda} \right)^{1,5} & \text{para } T1 < T \leq T2 \\ \left( \frac{A2}{\lambda} \right)^{1,5} & \text{para } T > T2 \end{cases} \quad (3.160)$$

# CAPITULO IV

## SOLUCION ANALITICA DEL METODO DE MOVIMIENTO CINEMATICO PARA LA VERTIENTE

En el Capítulo III se han presentado las ecuaciones que son necesarias para el estudio analítico del movimiento cinemático en la vertiente. Aquí se revisarán con más detalle cada uno de los casos que se presentan de acuerdo al tiempo de duración del exceso de lluvia.

### Movimiento del Agua en la Superficie de la Vertiente.

#### TC ≤ TR

Del capítulo III se tiene que las ecuaciones que gobiernan el movimiento del agua en la superficie de la vertiente son:

$$QL = \alpha_c (YL)^{mc} \dots \dots \dots (4.1)$$

$$YL = \begin{cases} i^* T & \text{para } 0 \leq T \leq TC \\ \left(\frac{LC}{\alpha_c} i^*\right)^{mc} & \text{para } TC < T \leq TR \end{cases} \dots \dots \dots (4.2)$$

$$LC = \alpha_c (YL)^{mc-1} [(YL) i^{*-1} + mc(T-TR)] \text{ para } T > TR \dots \dots \dots (4.3)$$

Para facilidad de cálculo las variables se normalizarán usando parámetros constantes como son TC, YLMX, QLMX y LC.

Para una lluvia de intensidad constante  $i^*$ , se tiene que las variables adimensionales son;

$$T1 = \frac{T}{TC} \dots \dots \dots (4.4)$$

$$YL1 = \frac{YL}{YLMX} \dots \dots \dots (4.5)$$

$$QL1 = \frac{QL}{QLMX} \quad \dots \dots \dots (4.6)$$

$$XL1 = \frac{XL}{LC} \quad \dots \dots \dots (4.7)$$

Donde

TC = Tiempo de Concentración.

YLMX= Profundidad máxima que puede alcanzar el agua en la superficie.

QLMX= Caudal máximo.

LC = Longitud de la vertiente.

Usando las variables adimensionales y sustituyendo mc por el valor obtenido anteriormente, mc=2, las ecuaciones (4.1), (4.2) y (4.3) se transforman en

$$QL1 = (YL1)^2 \quad \dots \dots \dots (4.8)$$

$$YL1 = \begin{cases} T1 & \text{para } 0 \leq T1 \leq 1,0 \\ 1,0 & \text{para } 1,0 < T1 \leq Tr1 \\ ((T1-TR1)^2 + 1)^{1/2} - (T1 - TR1) & \text{para } T1 > TR1 \end{cases} \quad \dots \dots \dots (4.9)$$

Aquí se está considerando una sola característica que es la que parte del origen de coordenadas, es decir, del punto  $(X_0, T_0)$ .

Para la solución de las ecuaciones (4.8) y (4.9) se ha hecho un programa para un computador digital IBM 360/40, que puede observarse en el anexo III, en donde se presentan también los resultados obtenidos.

- En la Figura 4.1, se presentan los resultados obtenidos de graficar los valores de tiempo vs. profundidad para diferentes intensidades de lluvia, en ella
- se puede ver que la profundidad del agua en la superficie de la cuenca alcanza su valor máximo para TC, y permanece constante hasta llegar al tiempo de duración de la lluvia.

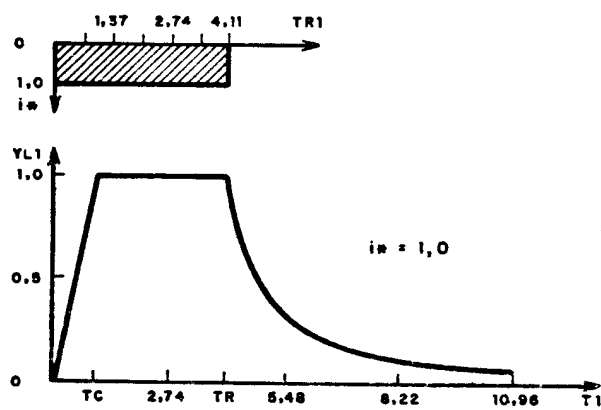
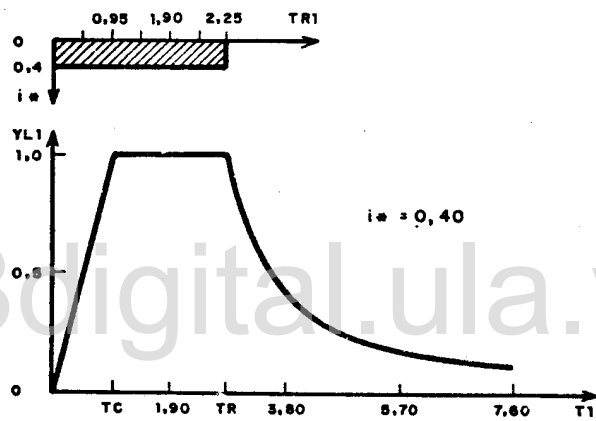
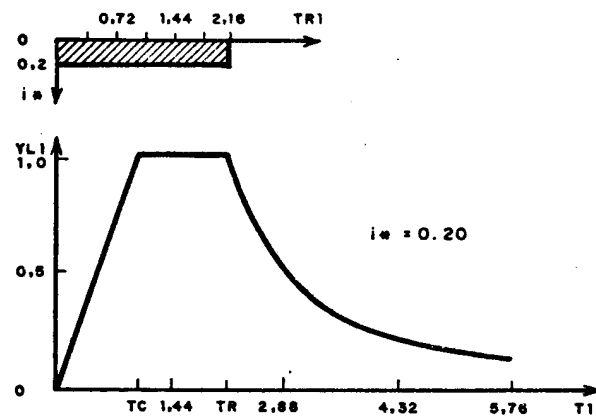


Figura 4.1. Movimiento del agua en la superficie de la vertiente  $TC \leq TR$

Los gráficos de caudal vs. tiempo se muestran en la Figura 4.2, en donde, al igual que para la profundidad del agua, se consigue el valor máximo para TC y éste permanece constante hasta llegar al tiempo de duración de la lluvia, TR, a partir del cual comienza a decrecer.

#### TC > TR

Al igual que para el caso anterior,  $TC \leq TR$ , en el capítulo III se ha presentado la deducción de las ecuaciones que gobiernan el movimiento del agua en la superficie de la cuenca cuando el tiempo de concentración es mayor que el tiempo de duración de la lluvia,  $TC > TR$ . Estas ecuaciones son:

$$QL = \alpha c (YL)^{mc} \quad \dots \dots \dots (4.10)$$

$$YL = \begin{cases} i^* T & \text{para } 0 \leq T \leq TR \\ i^* TR & \text{para } TR < T \leq TP \end{cases} \quad \dots \dots \dots (4.11)$$

$$LC = \alpha c (YL)^{mc-1} \left[ YL i^{*-1} + mc(T-TR) \right] \quad \text{para } T > TP \quad \dots \dots \dots (4.12)$$

Normalizando las variables y haciendo  $mc=2$ , las ecuaciones (4.10), (4.11) y (4.12) se transforman en

$$QL1 = (YL1)^2 \quad \dots \dots \dots (4.13)$$

$$YL1 = \begin{cases} T1 & \text{para } 0 \leq T1 \leq TR \\ TR1 & \text{para } TR < T1 \leq TP \\ ((T1-TR)^2 + 1)^{1/2} - (T1-TR1) & \text{para } T1 > TP \end{cases} \quad \dots \dots \dots (4.14)$$

- Para este caso también se está considerando solamente la característica - que pasa por el punto  $(X_0, T_0)$ .

En el anexo IV se presenta el programa para la solución de las ecuaciones (4.13) y (4.14), y los resultados obtenidos para tres intensidades de lluvia dife

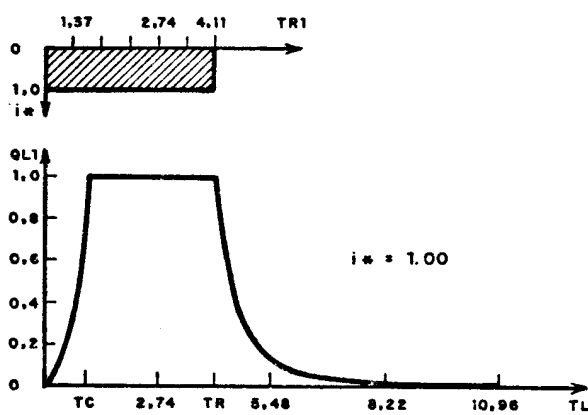
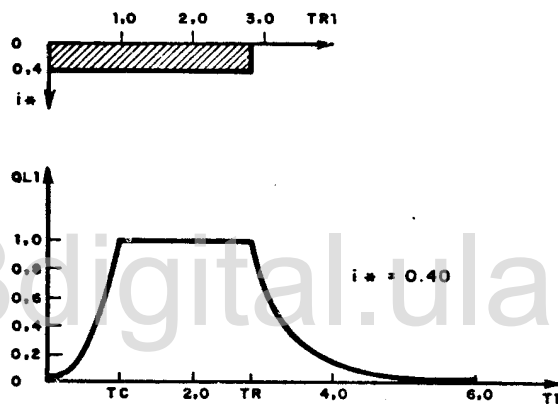
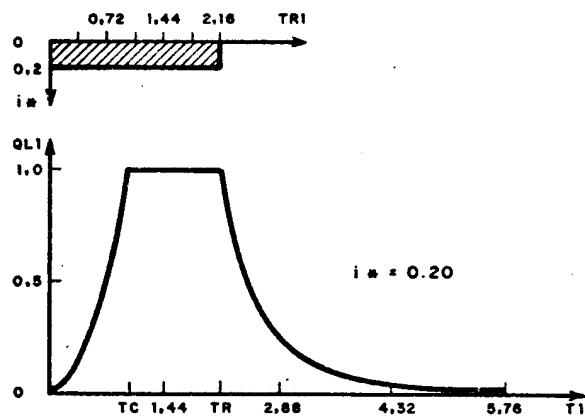


Figura 4.2. Movimiento del agua en la superficie de la vertiente,  $TC \leq TR$ .

rentes. La variación de la profundidad del agua con el tiempo se puede observar en la Figura 4.3., en donde se aprecia que la profundidad se incrementa linealmente hasta llegar al tiempo  $T_R$ , en donde alcanza el máximo valor, y permanece constante hasta llegar al tiempo  $T_P$ , a partir del cual comienza a decrecer.

Al igual que la profundidad, el caudal se incrementa, pero no linealmente, hasta llegar al tiempo  $T_R$  y permanece constante hasta  $T_P$ , a partir del cual decrece. Esto se puede observar en la Figura 4.4.

#### Hidrograma de Salida para la Vertiente

Para la obtención del hidrograma de salida de la vertiente, se usan las mismas ecuaciones que gobiernan al movimiento del agua en la superficie de la cuenca, pero en este caso se obtendrá el caudal para la salida de la vertiente, es decir, cuando  $X_s = LC$ .

$T_C \leq T_R$

Para el cálculo de la distancia se trabaja con la ecuación

$$\frac{d(XL)}{dT} = \alpha c mc (YL)^{mc-1} \quad \dots \dots \dots (4.15)$$

Haciendo adimensional la ecuación (4.15) se tiene que

$$\frac{d(XL1)}{d(T1)} = mc (YL1)^{mc-1} \quad \dots \dots \dots (4.16)$$

Como  $mc = 2$  queda

$$d(XL1) = 2(YL1) d(T1) \quad \dots \dots \dots (4.17)$$

Es necesario ahora estudiar cada uno de los casos dependiendo del intervalo en que se encuentra el valor de  $T1$ .

$$0,0 \leq T1 \leq 1,0$$

De la ecuación (4.9) se tiene que  $YL1 = T1$ , sustituyendo este valor en

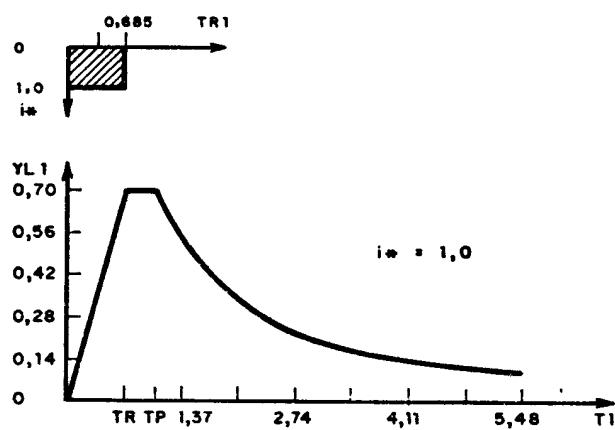
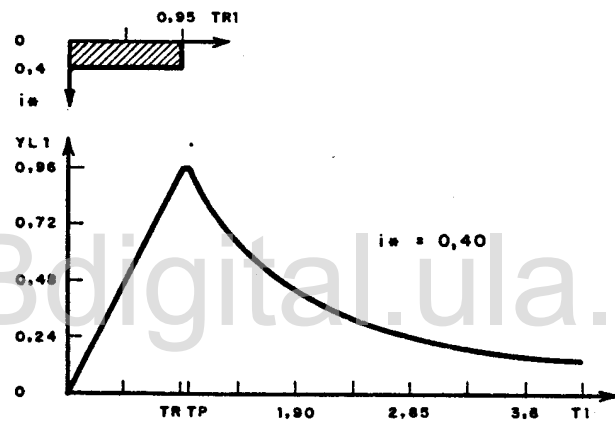
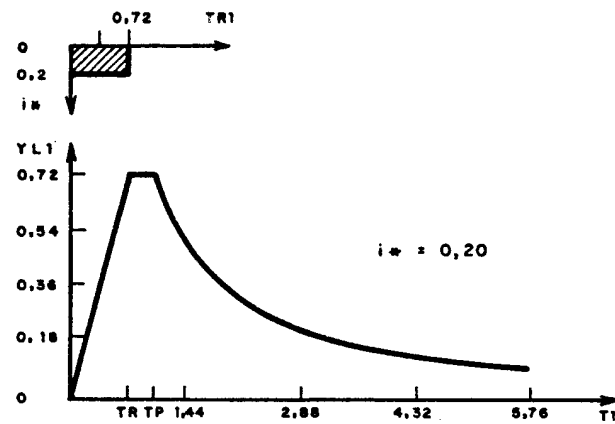


Figura 4.3. Movimiento del agua en la superficie de la vertiente,  $TC > TR$ .

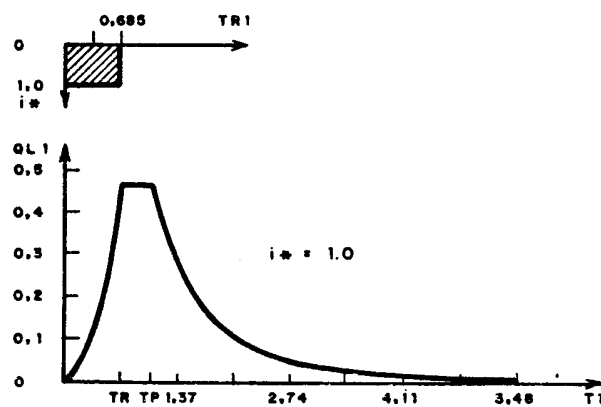
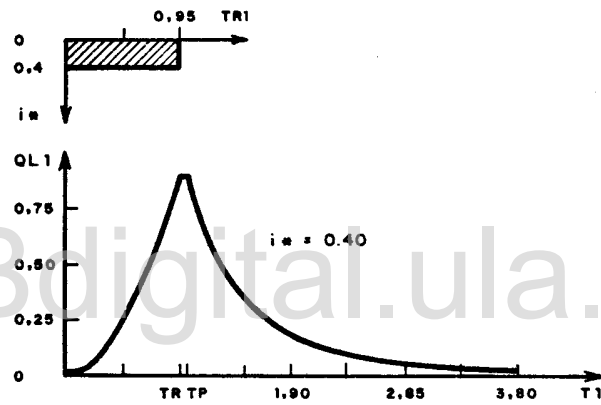
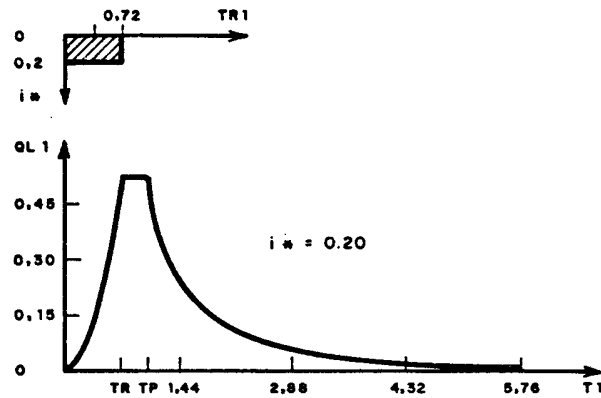


Figura 4.4. Movimiento del agua en la Superficie de la vertiente,  $IC > TR$

la ecuación (4.17) queda

$$d(XL1) = 2(T1) d(T1) \quad \dots \dots \dots (4.18)$$

Integrando la ecuación (4.18) se tiene

$$\int_{XL10}^{XL1} d(XL1) = 2 \int_{T01}^{T1} (T1) d(T1) \quad \dots \dots \dots (4.19)$$

$$XL1 - XL10 = (T1 - T01)^2 \quad \dots \dots \dots (4.20)$$

$$XL1 = (T1 - T01)^2 + XL10 \quad \dots \dots \dots (4.21)$$

Donde

XL1 = Distancia alcanzada por la onda en el tiempo T1

XL10 = Punto de inicio considerado para T1 = 0,0

T1 = Tiempo

T01 = Tiempo de inicio para XL1 = 0,0

En la Figura 4.5 se muestra la forma y la manera en que parten las características.

En el caso de que la característica parta del origen de coordenadas, -  
XL10 = 0 y T01 = 0, se tiene que la ecuación (4.21) se transforma en

$$XL1 = (T1)^2 \quad \dots \dots \dots (4.22)$$

Si se hace la separación de las características en el espacio igual a  
DELX, se tiene que

$$XL10 = 1.0 - DELX \quad \dots \dots \dots (4.23)$$

La separación de las características en el tiempo se hace igual a T01, -  
pero todas ellas parten del mismo punto en el espacio, es decir, de XL1 = 0,0.

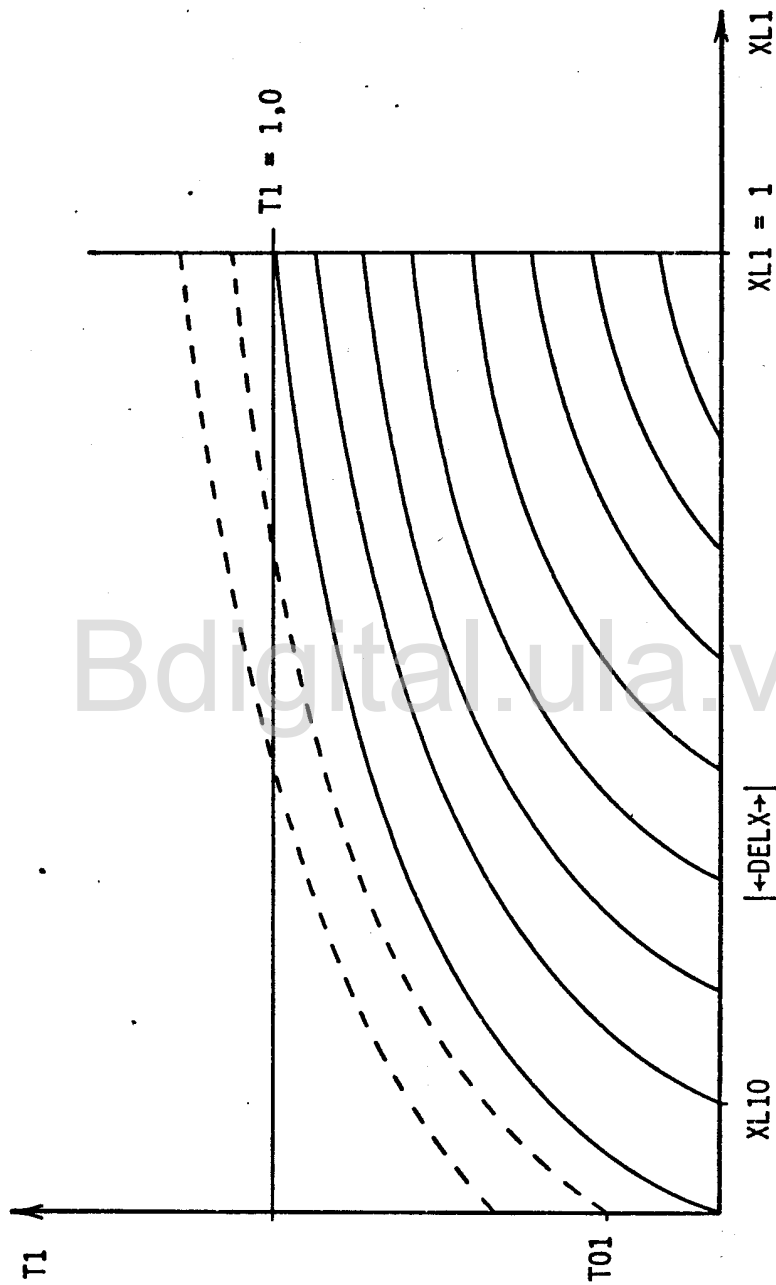


Figura 4.5. Diagrama de las características.

$$1,0 < T1 \leq TR1$$

Para este caso se tiene que el valor de  $YL1$  dado por la ecuación (4.9) es 1,0 sustituyendo éste en la ecuación (4.17) e integrando se tiene

$$XL1 = 2 (T1 - T01) + XL10 \quad \dots \dots \dots (4.24)$$

$$T1 > TR1$$

De la ecuación (4.9) se tiene que  $YL1 = ((T1-TR1)^2 + 1)^{1/2} - (T1-TR1)$  sustituyendo éste en la ecuación (4.17) e integrando queda.

$$\begin{aligned} XL1-XL10 = & (T1-TR1) ((T1-TR1)^2+1)^{1/2} + \ln(T1-TR1 + ((T1-TR1)^2 + 1)^{1/2}) - \\ & - (T01-TR1)((T01-TR1)^2 + 1)^{1/2} - \ln(T01-TR1 + ((T01-TR1)^2 + 1)^{1/2}) - \\ & -(T1 - TR1)^2 + (T01-TR1)^2 \quad \dots \dots \dots (4.25) \end{aligned}$$

Haciendo

$$T1TR = T1-TR1 \quad \dots \dots \dots (4.26)$$

$$T01TR = T01-TR1 \quad \dots \dots \dots (4.27)$$

Se tiene

$$\begin{aligned} XL1 = & T1TR((T1TR)^2+1)^{1/2} + \ln(T1TR + ((T1TR)^2 + 1)^{1/2}) - (T01TR) \cdot \\ & \cdot ((T01TR)^2+1)^{1/2} - \ln(T01TR + ((T01TR)^2 + 1)^{1/2}) - (T1TR)^2 + \\ & + (T01TR)^2 + XL10. \quad \dots \dots \dots (4.28) \end{aligned}$$

Al igual que para el movimiento del agua en la superficie de la cuenca - fue necesario elaborar un programa que resolviera las ecuaciones anteriormente desarrolladas.

Este programa así como los resultados para tres intensidades de lluvia, se presentan en el Anexo V.

En la Figura 4.6 se observan los hidrogramas de salida para la vertiente, correspondientes a tres intensidades de lluvia diferentes. El valor de  $QL1$  se incrementa hasta llegar a  $TC$ , tiempo de duración de la lluvia, y permanece

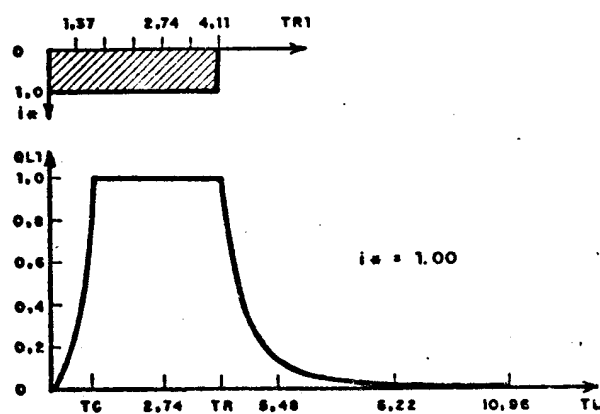
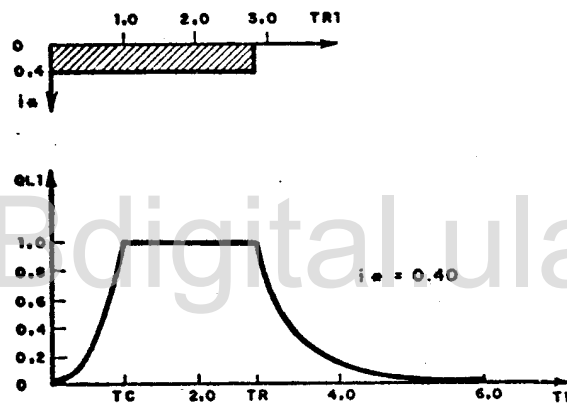
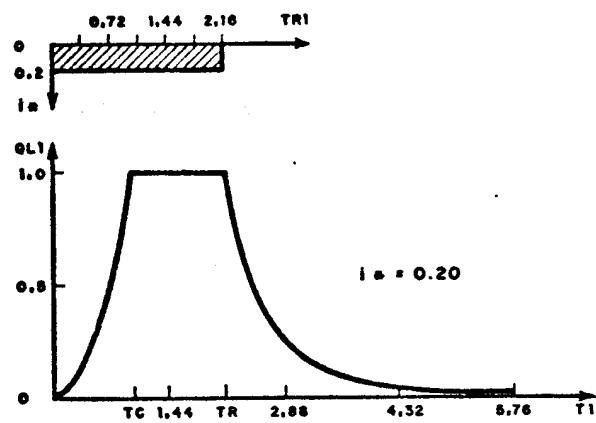


Figura 4.6. Hidrograma de salida de la vertiente,  $T_C \leq T_R$ .

constante hasta alcanzar el valor de  $TR$ , a partir del cual comienza a decrecer.

### $TC > TR$

A continuación se estudiarán cada uno de los casos dependiendo del intervalo que se considere.

#### $0 \leq T1 \leq TR1$

Sustituyendo en la ecuación (4.17) el valor de  $YL1$  obtenido de la ecuación (4.14) correspondiente a este intervalo e integrando se tiene que

$$XL1 = (T1 - T01)^2 + XL10 \quad \dots \dots \dots (4.29)$$

#### $TR1 < T1 \leq TP1$

Haciendo  $YL1 = TR1$ , de la ecuación (4.14), en la ecuación (4.17) y luego integrando se tiene el valor  $XL1$ .

$$XL1 = 2(TR1)(T1 - T01) + XL10 \quad \dots \dots \dots (4.30)$$

#### $T1 > TP1$

Sustituyendo el valor de  $YL1$  obtenido de la ecuación (4.14) en la ecuación (4.17) y luego integrando queda:

$$XL1 = T1TR((T1 - TR)^2 + 1)^{1/2} + \ln\{T1TR + ((T1 - TR)^2 + 1)^{1/2}\} - \\ - (T01TR)((T01 - TR)^2 + 1)^{1/2} - \ln\{T01TR + ((T01 - TR)^2 + 1)^{1/2}\} - \\ - (T1 - TR)^2 + (T01 - TR)^2 + XL10 \quad \dots \dots \dots (4.31)$$

Donde;

$$T1 - TR = T1 - TR1 \quad \dots \dots \dots (4.32)$$

$$T01 - TR = T01 - TR1 \quad \dots \dots \dots (4.33)$$

Para la resolución de estas ecuaciones se elaboró un programa que se presenta en el anexo VI. En este mismo anexo se presentan los resultados que se obtuvieron.

Los hidrogramas de salida se obtuvieron para tres intensidades de lluvia diferentes. Estos pueden verse en la Figura 4.7, en donde se aprecia que el caudal,  $QL$ , crece hasta un valor máximo, el cual corresponde a  $TR$ , y permanece constante hasta llegar a  $TP$ , a partir del cual comienza a decrecer.

Bdigital.ula.ve

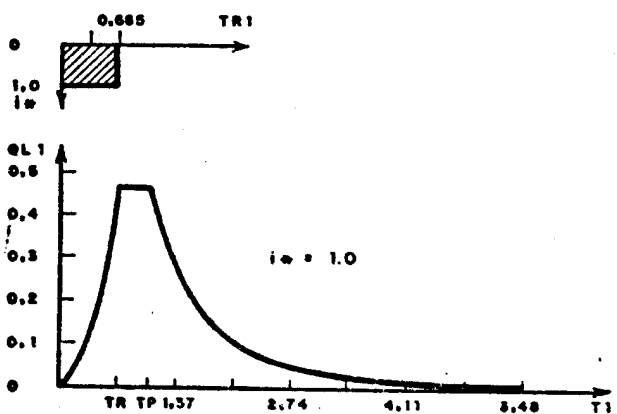
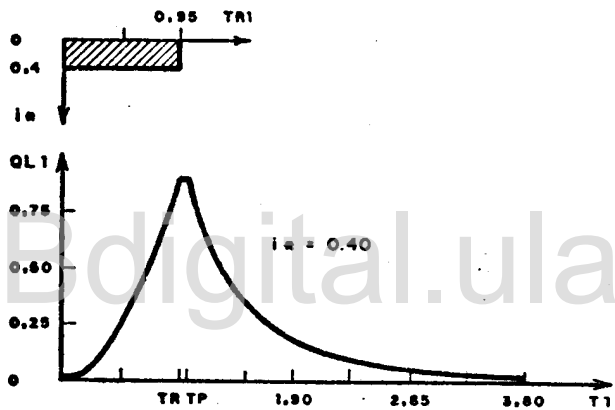
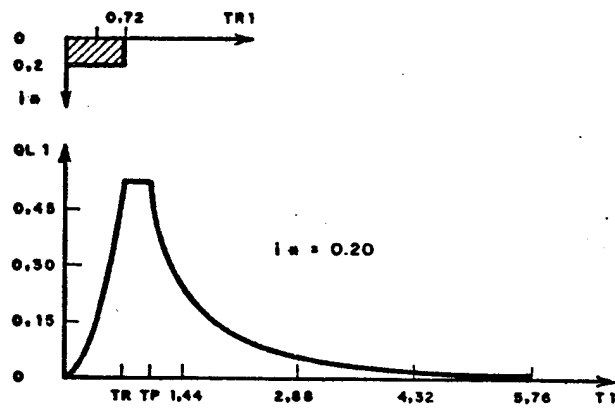


Figura 4.7. Hidrograma de salida de la vertiente,  
 $TC > TR$

## CAPITULO V

### SOLUCION NUMERICA DEL METODO DE MOVIMIENTO CINEMATICO TANTO PA RA LA VERTIENTE COMO PARA EL CAUCE.

En la solución analítica se supone que la lluvia es uniformemente distribuida tanto en el espacio como en el tiempo y de intensidad constante. Ahora bien para generalizar el problema, a casos en donde la lluvia varía arbitrariamente con el tiempo, es necesario volver a las ecuaciones diferenciales que gobiernan el flujo en la vertiente y en el cauce y resolverlas por métodos numéricos.

Al igual que para la presentación de las bases teóricas, es conveniente aquí usar variables adimensionales.

#### Hidrograma de Salida de la Vertiente

Las ecuaciones diferenciales que gobiernan el flujo en la vertiente son;

$$\frac{d(YL1)}{d(T1)} = ILL1 \quad \dots \dots \dots (5.1)$$

$$\frac{d(XL1)}{d(T1)} = mc (YL1)^{mc-1} \quad \dots \dots \dots (5.2)$$

$$QL1 = (YL1)^{mc} \quad \dots \dots \dots (5.3)$$

Donde,

$$YL1 = \frac{YL}{YLMX} \quad \dots \dots \dots (5.4)$$

$$QL1 = \frac{QL}{QLMX} \quad \dots \dots \dots (5.5)$$

$$T1 = \frac{T}{TC} \quad \dots \dots \dots (5.6)$$

$$XL1 = \frac{XL}{LC} \quad \dots \dots \dots (5.7)$$

$$mc = 2 \quad \dots \dots \dots (5.8)$$

Si se considera la lluvia constante en un intervalo de tiempo, por pequeño que éste sea, se tiene que  $ILL1$  será igual a la unidad. Para la presente solución se considera que la lluvia es constante en el intervalo de tiempo seleccionado y que  $ILL1 = 1$ .

Resolviendo las ecuaciones (5.1), (5.2) y (5.3) para las condiciones anteriores se tiene:

$$YL1 = (T1-T11)+YL11 \quad . . . . . (5.9)$$

$$XL1 = (YL1+YL11) (T1-T11)+XL11 \quad . . . . . (5.10)$$

$$QL1 = (YL1)^2 \quad . . . . . (5.11)$$

Haciendo  $T1-T11 = DELT1$  las ecuaciones (5.9) y (5.10) se transforman en;

$$YL1 = DELT1 + YL11 \quad . . . . . (5.12)$$

$$XL1 = (YL1+YL11) DELT1 + XL11 \quad . . . . . (5.13)$$

En la Figura 5.1 se pueden observar cada uno de los términos involucrados en las ecuaciones.

Para la resolución de las ecuaciones (5.11), (5.12) y (5.13) se elaboró un programa para computadora que se presenta en el anexo VII, los resultados obtenidos se presentan también en dicho anexo. En la Figura 5.2, se muestran los gráficos correspondientes a los hidrogramas de salida de la vertiente, para tres intensidades de lluvia.

Al igual que en la solución analítica, los valores de  $QL1$  se incrementan hasta llegar a  $TR$ , que es el tiempo de duración de la lluvia, permaneciendo constante hasta que se alcanza el tiempo  $TP$ , a partir del cual comienzan a decrecer.

#### Hidrograma de Salida del Cauce

Las ecuaciones necesarias para la obtención del hidrograma de salida del cauce son,

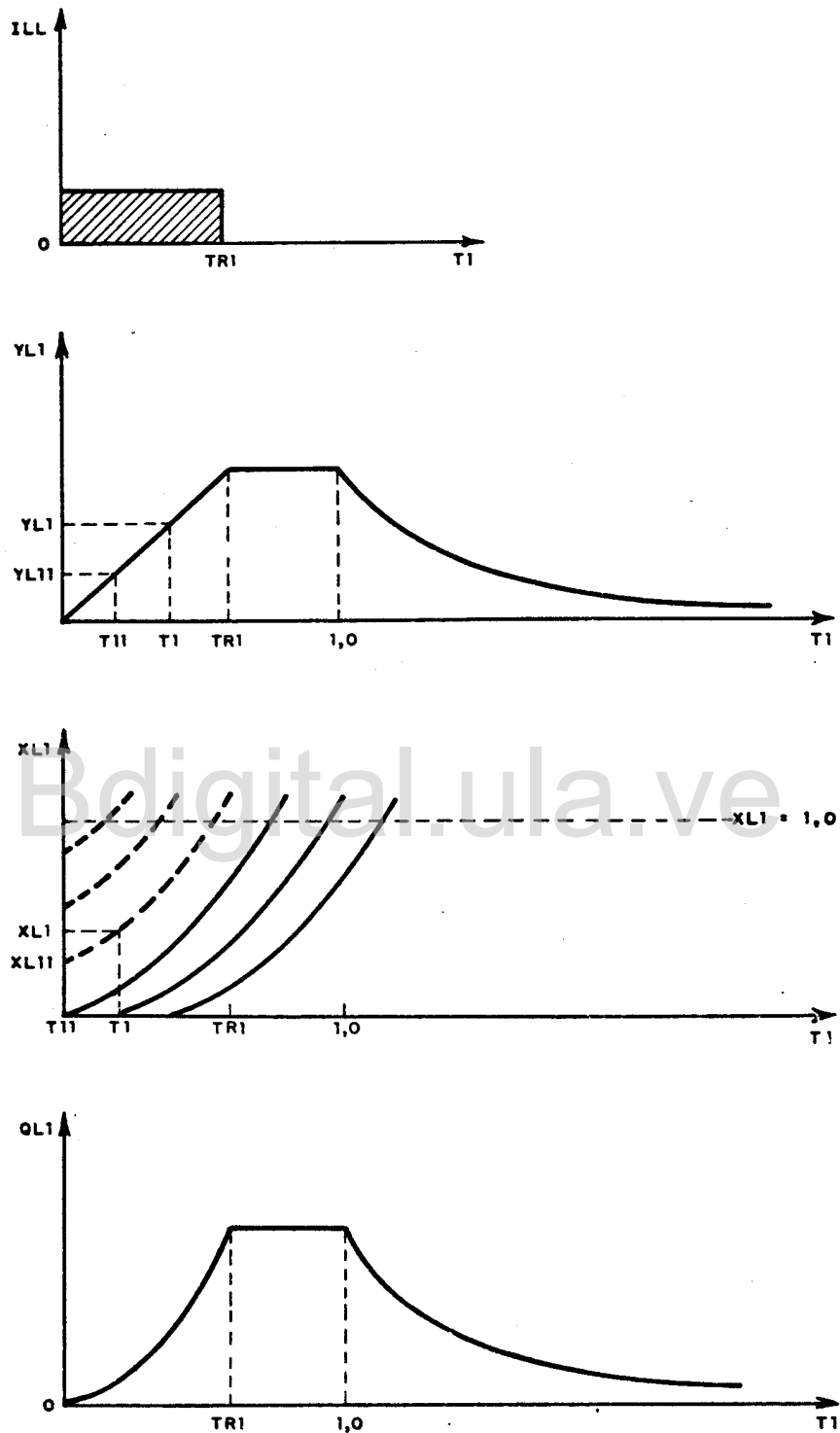


Figura 5.1. Generación del hidrógrama de salida de la vertiente.

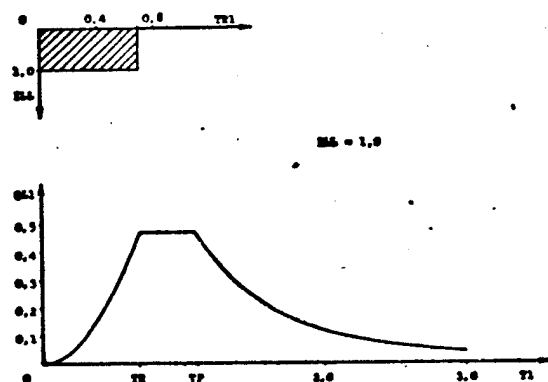
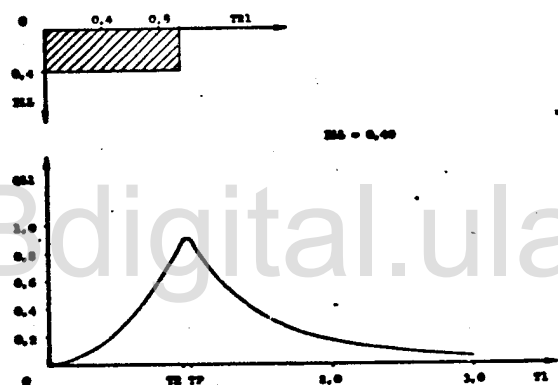
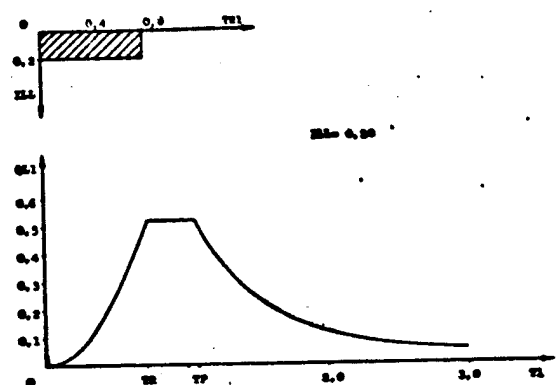


Figura 5.2. Hidrograma de salida de la vertiente.

$$\frac{d(\lambda AS1)}{d(T1)} = QL1 \quad \dots \dots \dots (5.14)$$

$$\frac{d(\lambda XS1)}{d(T1)} = ms(AS1)^{ms-1} \quad \dots \dots \dots (5.15)$$

$$QS1 = (AS1)^{ms} \quad \dots \dots \dots (5.16)$$

Donde,

$$AS1 = \frac{AS}{ASLMX} \quad \dots \dots \dots (5.17)$$

$$XS1 = \frac{XS}{LS} \quad \dots \dots \dots (5.18)$$

$$ms = 3/2 \quad \dots \dots \dots (5.19)$$

Integrando las ecuaciones (5.14), (5.15) y (5.16) se tiene que:

$$AS1 = \frac{(QL1 + QL11)}{2} DELT1 + AS11 \quad \dots \dots \dots (5.20)$$

$$\lambda XS1 = 0,75 ((AS1)^{1/2} + (AS11)^{1/2}) DELT1 + \lambda XS11 \quad \dots \dots \dots (5.21)$$

El valor de QS1 se obtiene sustituyendo en la ecuación (5.16) el valor de AS1 correspondiente a XS1 = 1,0. En la Figura 5.3 se muestran cada una de estas variables y la manera como se obtiene el hidrograma de salida del cauce.

En el anexo VIII se presenta el programa así como los Resultados obtenidos.

En la Figura 5.4 se muestran los hidrogramas correspondientes a tres intensidades de lluvia diferentes.

En el anexo IX se presentan los hidrogramas para varios valores de  $\lambda$  y en la Figura 5.5 se puede observar el efecto que sobre el hidrograma tiene este parámetro. Para valores grandes de este parámetro,  $\lambda = 1,25$ , se retarda el tiempo de llegada del caudal pico y se reduce su valor. Cuando los valores de  $\lambda$  son pe-

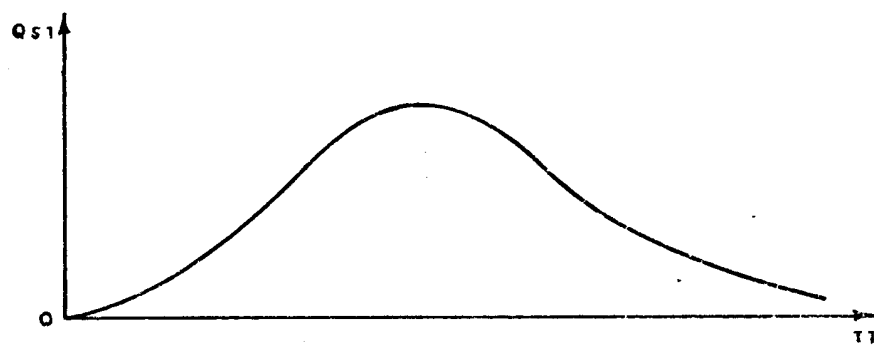
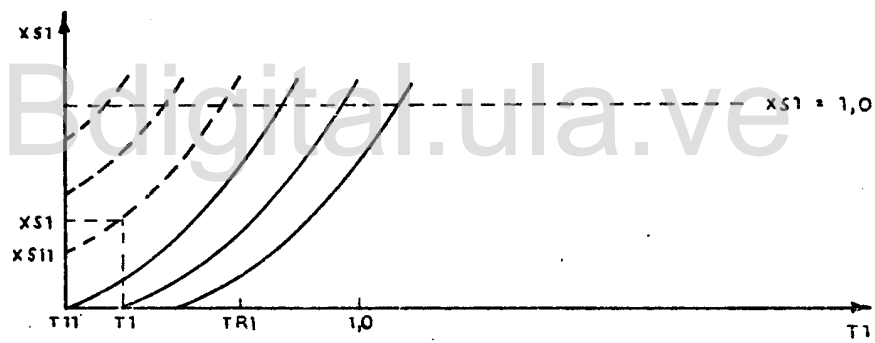
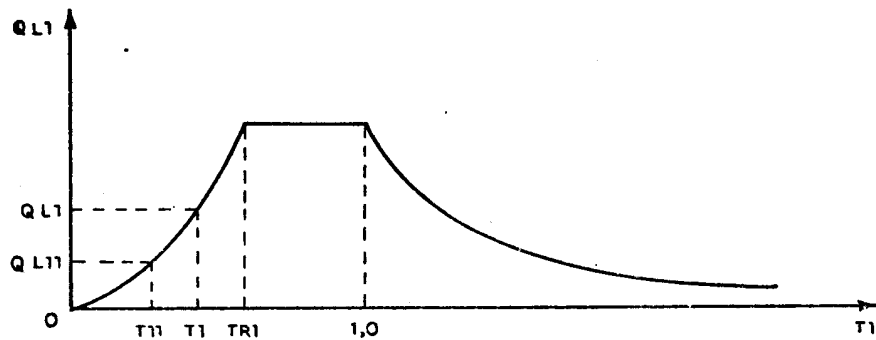
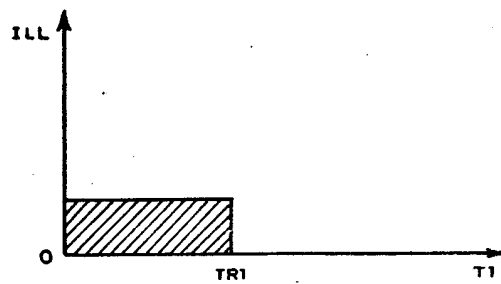


Figura 5.4. Histograma de salida de la cuenca.

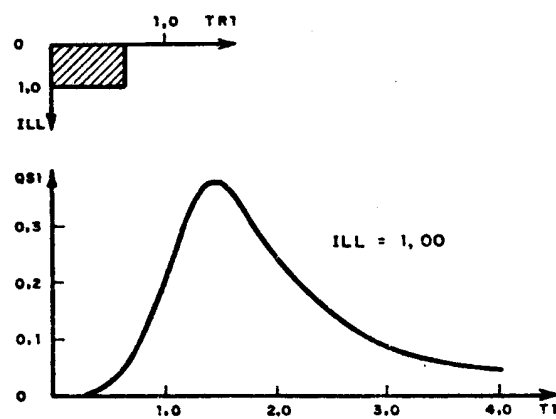
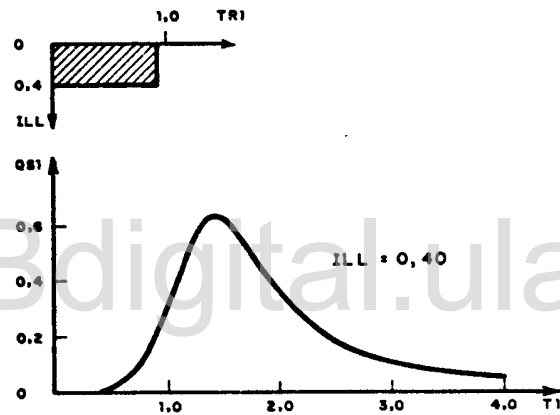
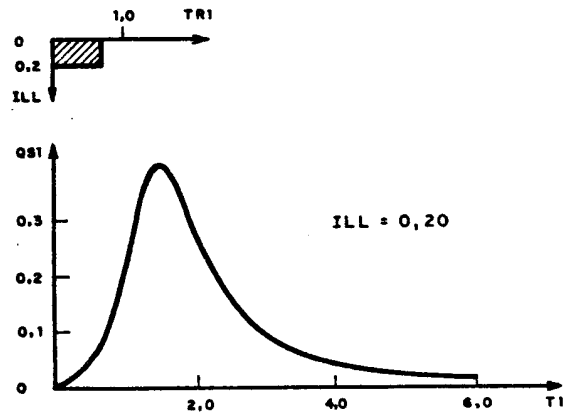


Figura 5.4. Hidrograma de Salida de la Cuenca,  
 $\lambda = 0.75$

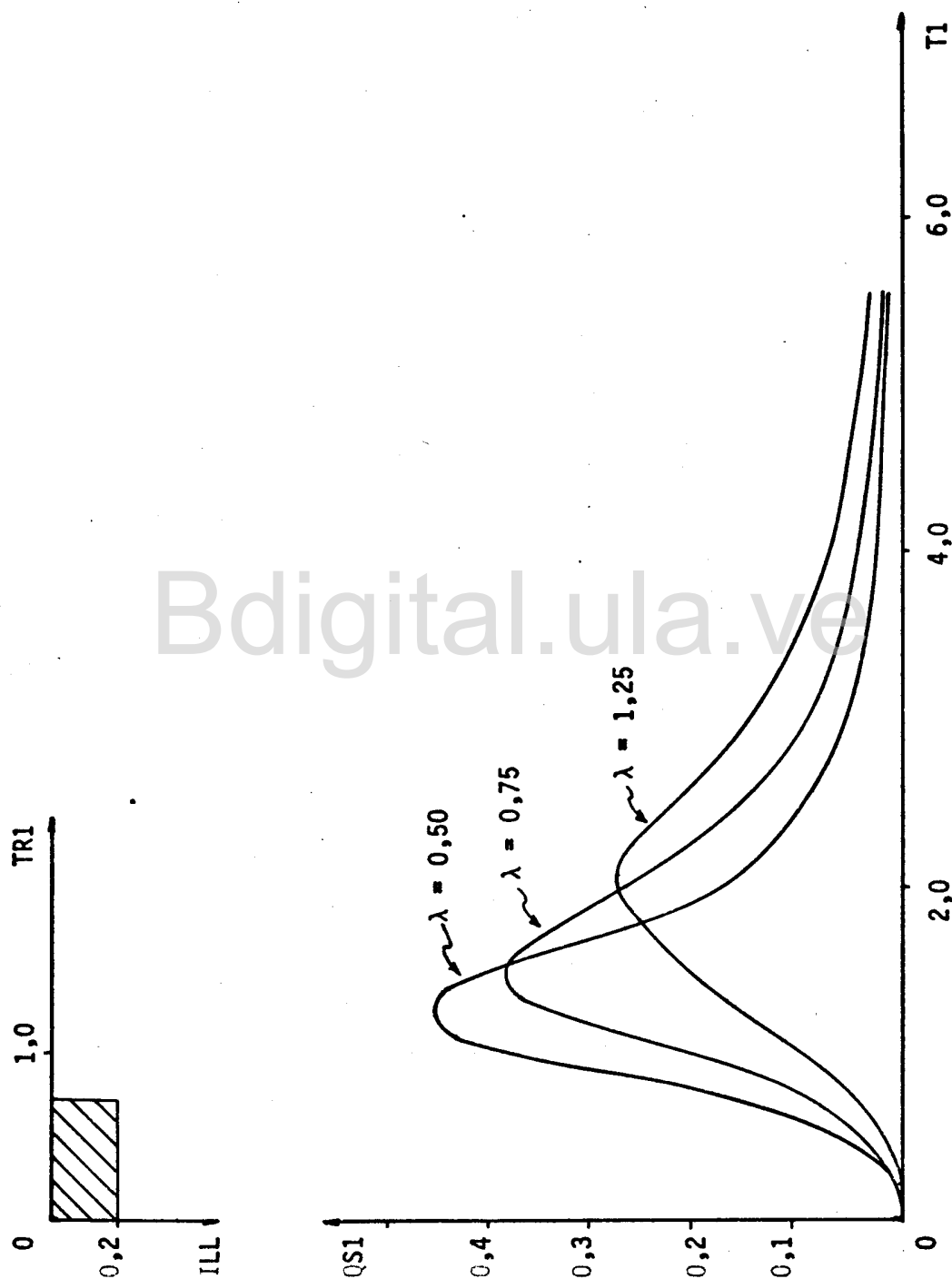


Figura 5.5. Efecto del parámetro  $\lambda$  sobre la forma y el pico del hidrograma,  $ILL = 0.20$ .

queños sucede lo contrario, es decir, es menor el tiempo de arribo del flujo pico y el valor de éste flujo se incrementa.

Cuando  $\lambda$  es pequeño, la respuesta de la corriente es muy rápida, y las isocronas de la vertiente tienden a ser paralelas a la corriente, mientras que si  $\lambda$  es grande, la respuesta es más tardía y las isocronas tienden a ser perpendiculares. Algunas situaciones extremas para el valor de la  $\lambda$  se muestran en la Figura 5.6, en donde se aprecia la tendencia de las isocronas dependiendo del valor de  $\lambda$ .

Bdigital.ula.ve

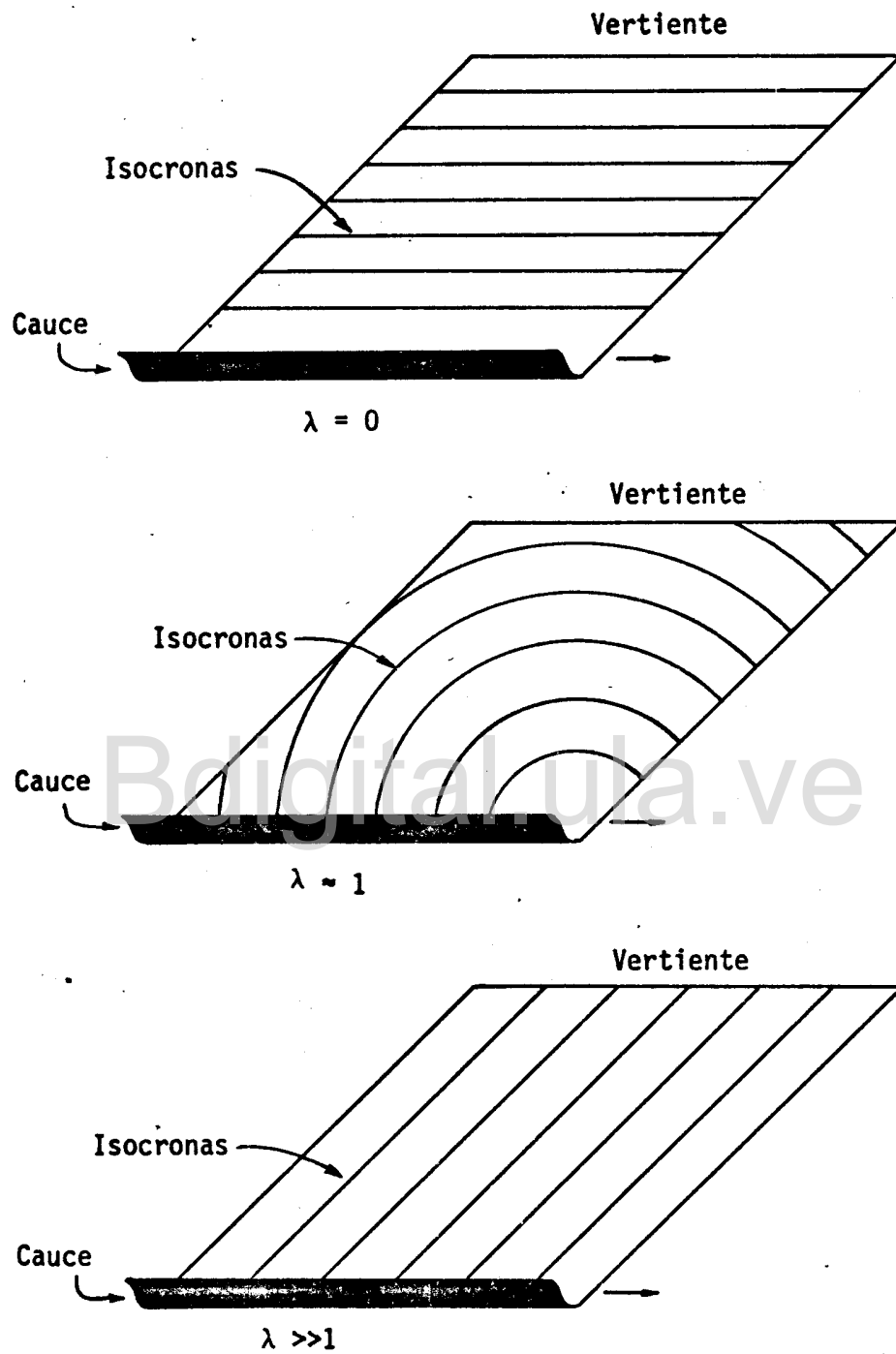


Figura 5.6. Tendencia de las isocronas dependiendo del valor de  $\lambda$ .

## CAPITULO VI

### ANALISIS DEL METODO DE MOVIMIENTO CINEMATICO

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos con el modelo de Movimiento Cinemático, así como también algunas consideraciones sobre el tránsito del caudal tanto en la superficie de la vertiente como en el cauce del río.

#### Resultados Obtenidos

##### Movimiento del Agua en la Superficie de la Vertiente

Para el caso en que  $TC \leq TR$  se tiene que la profundidad del agua sobre la superficie de la vertiente se incrementa linealmente hasta que se llega al tiempo de concentración, y permanece constante hasta llegar a  $TR$ , este valor de la profundidad corresponde a "YLMAX", es decir, al valor máximo que puede alcanzar "YL1" para las condiciones de pendiente, longitud del desagüe, intensidad de la lluvia y tiempo de duración de la lluvia dados.

La Figura 4.1 muestra los valores de  $T1$  vs.  $YL1$  para diferentes intensidades de lluvia y en ellos puede observarse lo dicho anteriormente.

Los valores de caudal al igual que la profundidad del agua se incrementan, pero no linealmente hasta llegar a  $TC$ , a partir del cual permanecen constantes hasta  $TR$ , donde comienzan a decrecer. El valor de caudal correspondiente a  $TC$  es el valor máximo,  $QLMAX$ , para las condiciones dadas. En la Figura 4.2 se muestran los gráficos correspondientes a  $T1$  vs.  $QL1$  para tres intensidades de lluvia.

En el caso de que  $TC > TR$  tanto la profundidad del agua en la superficie de la vertiente como el caudal alcanzan el valor máximo para  $TR$  y permanecen

cen constantes hasta TC, a partir del cual decrecen. Este valor máximo alcanzado es inferior a YLMAX y a QLMAX, ya que la lluvia no tiene una duración suficiente para que se alcancen éstos. Las Figuras 4.3 y 4.4 muestran los gráficos de T1 vs. YL1 y T1 vs. QL1, en los cuales se puede ver lo que se ha expuesto arriba.

#### Hidrograma de Salida de la Vertiente

Al igual que para el movimiento del agua en la superficie de la vertiente, también fue necesario considerar dos casos dependiendo del tiempo de duración de la lluvia. A continuación se presentan los resultados obtenidos para cada caso tanto para la solución analítica como para la numérica.

##### Caso $TC \leq TR$

El caudal QL1 asciende hasta que se llega a TC, para el cual se tiene el valor máximo, a partir de éste permanece constante hasta TR, después de lo cual comienza a decrecer. Esto se observa tanto en los valores obtenidos usando la solución analítica como los obtenidos a través de la solución numérica.

Si se comparan los resultados de una solución con los de la otra se tiene que hay pequeñas diferencias en los valores y esto se debe principalmente al intervalo de tiempo usando en la solución numérica, mientras menor es el intervalo de tiempo, DELT, usado menores son las diferencias en los valores.

En las Figuras 4.6 y 5.2 se presentan los gráficos correspondientes tanto a la solución analítica como a la numérica.

##### Caso $TC > TR$

En este caso el valor del caudal QL1, se incrementa hasta llegar a TR, a partir del cual se hace constante y permanece así hasta llegar a TC, el valor máximo alcanzado, es menor que el valor máximo del caudal QLMAX, ya que la lluvia

no tiene suficiente duración como para alcanzarlo.

Los valores obtenidos de la solución analítica, difieren muy poco de los obtenidos a partir de la solución numérica, lo cual puede verse en los anexos V, VI y VII en donde se presentan estos resultados.

#### Hidrograma de Salida de la Cuenca

En este caso solamente se hizo la solución numérica, ya que la analítica presentaba muchas dificultades en cuanto a resolución de las ecuaciones debido a que habían algunas que no podían ser integradas directamente sino que tenían que resolverse a través de integración numérica usando un programa de computadora. Wooding (1965) presenta algunas aproximaciones para éstas ecuaciones, pero su resolución también es muy difícil y debe hacerse a través de la computadora, requiriéndose para ello mucho tiempo de máquina.

En el capítulo V se presentan las ecuaciones usadas para la solución numérica y en la Figura 5.4 se presentan los hidrogramas de salida para diferentes intensidades de lluvia.

Es de hacer notar que el parámetro " $\lambda$ " juega un papel muy importante en el hidrograma de salida, ya que de acuerdo a su valor se puede cambiar la forma y el pico del hidrograma. En la Figura 5.5 se presenta tres hidrogramas correspondiente a tres valores diferentes de este parámetro. Así se tiene que cuando el valor de " $\lambda$ " decrece el pico del hidrograma se incrementa, caso contrario, si " $\lambda$ " aumenta el pico decrece.

#### Tránsito de los Caudales

Streeter (1966) presenta el desarrollo para la obtención de la ecuación de continuidad para un cierto volumen de control.

Esta ecuación es:

$$\int_{cv} \frac{\partial \rho}{\partial t} dV = - \int_{cs} \rho v \cdot dA \quad \dots \dots \dots (6.1)$$

Donde,

cv = volumen de control

$\rho$  = densidad del agua

dV = elemento del volumen de control

cs = superficie de control

dA = elemento del área en notación vectorial

v = velocidad en notación vectorial

Para el caso de flujo tridimensional se considera el volumen de control  $\delta x \delta y \delta z$  de la Figura 6.1, donde los componentes de la velocidad en las direcciones x, y, z son respectivamente u, v, y w.

Haciendo el desarrollo para el caudal en masa que entra y el que sale en un intervalo de tiempo  $\partial t$ , se tiene que la ecuación (6.1) se transforma en;

$$\frac{\partial}{\partial x} (\rho u) + \frac{\partial}{\partial y} (\rho v) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho w) = - \frac{\partial \rho}{\partial t} \quad \dots \dots \dots (6.2)$$

Ahora bien si se considera que el flujo es incompresible se tiene:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \dots \dots \dots (6.3)$$

El flujo bidimensional generalmente se supone en planos paralelos al x-y, siendo w=0, por lo cual no hay cambio de la velocidad con respecto a z de modo que  $\partial w / \partial z = 0$ , lo que reduce la ecuación de continuidad a:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \quad \dots \dots \dots (6.4)$$

Los métodos de análisis de estos tipos de flujo son generalmente muy com

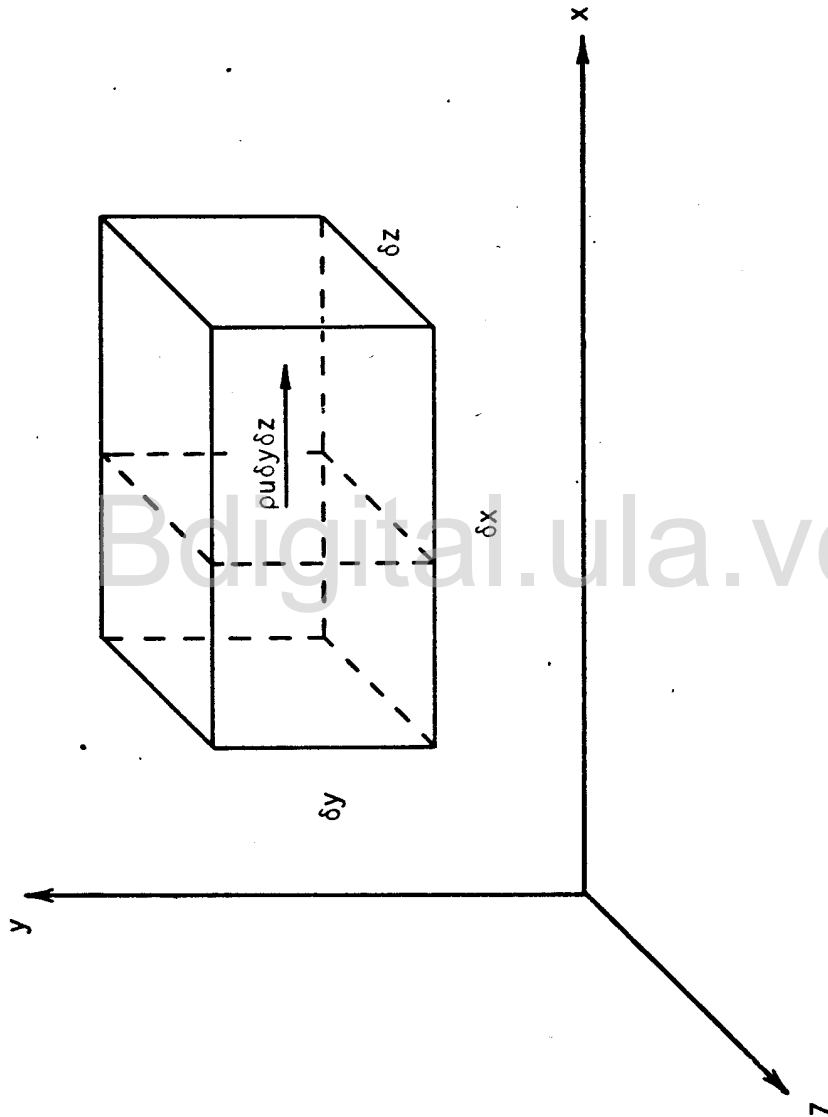


Figura 6.1. Volumen de control para flujo tridimensional

plejos matemáticamente, principalmente para flujo tridimensional, que sólo puede resolverse para problemas que impliquen flujos entre contornos geométricos sencillos.

Tanto el escurrimiento como la escorrentía son flujos bidimensionales pero en el modelo de movimiento cinemático, se consideran como unidimensionales para facilidad en los cálculos.

En el caso de crecientes, cuando hay desbordamiento de los cauces, los flujos deben considerarse como tridimensionales, pero como ya se ha dicho anteriormente las ecuaciones para este tipo de flujo son muy difíciles de resolver.

Bdigital.ula.ve

## CAPITULO VII

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones

Se presentan las conclusiones relativas al modelo hidrológico Stanford IV y al modelo de Movimiento Cinemático.

Conclusiones sobre el modelo Stanford IV

1. En la estimación del parámetro que define la intercepción no se toma en cuenta directamente ni la densidad ni el tipo de vegetación.
2. La función área impermeable da al modelo versatilidad, en cuanto a su aplicación, para diferentes tipos de cuencas.
3. El modelo en lo referente a infiltración considera el perfil del suelo como uniforme, no haciendo diferenciación de los horizontes de éste.
4. La utilización del coeficiente de recesión del interflujo, es adecuada, ya que da cierta demora al volumen que sale como interflujo.
5. Las dos zonas de almacenamiento de humedad del suelo, no están claramente definidas.
6. La función de descarga del agua subterránea tiene poca flexibilidad, debido a que solamente tiene un parámetro variable.
7. Es factible incorporar al modelo Stanford IV el modelo de Movimiento Cinemático, para lo cual es necesario sustituir la subrutina CHANEL por el modelo de Movimiento Cinemático.

Conclusiones sobre el modelo de Movimiento Cinemático

1. La obtención de los hidrogramas de salida para la vertiente es más - conveniente hacerla a través de la solución numérica, ya que se puede variar el intervalo de tiempo DELT, con lo cual se reduce el tiempo de computadora.
2. Los hidrogramas de salida de la cuenca deben conseguirse por medio -

de la solución numérica, ya que la solución analítica requiere de mayor tiempo de computadora.

#### Recomendaciones

1. Considerar el desarrollo de una metodología que permita estimar la intercepción tomando en cuenta de una manera directa la densidad de la vegetación y el tipo de ésta.
2. Investigar la posibilidad de involucrar en el modelo los diferentes horizontes del perfil del suelo.
3. Se recomienda analizar más detalladamente el almacenamiento de humedad del suelo con la finalidad de hacer una mejor delimitación de las zonas que lo componen.
4. Estudiar la posibilidad de incorporar en la función del agua subterránea otro parámetro variable que le de mayor flexibilidad.
5. Revisar las formulaciones concernientes a la evapotranspiración de la zona superior y hacer los arreglos correspondientes para que ésta ocurra no sólo del almacenamiento de detención superficial sino también del suelo.
6. Incorporar al modelo Stanford IV el método de Movimiento Cinemático, el cual considera el retardo del escurrimiento y además evitaría la construcción de las isocronas que son necesarias para el método de Clark.
7. Investigar la posibilidad de considerar, en el método de Movimiento Cinemático, los flujos en los canales como bidimensional y en las planicies de inundación como tridimensional.

## LITERATURA CITADA

- Anderson, J.A. 1967. Computer Application to System Analysis. Lower Mekong River. U.S. Army Engineer Division, North Pacific, Portland, Oregon.
- Clark, C.O. 1945. Storage and The Unit Hydrograph. Transactions of the American Society of Civil Engineers 110: 1419-1488.
- Crawford, N.H. and R.K. Linsley. 1966. Digital Simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model IV. Stanford University, Department of Civil Engineering, Technical Report No. 39. Stanford, California. 210 p.
- Eagleson, P.S. 1970. Dynamic Hydrology. McGraw-Hill Book Company. New York. 462 p.
- Fleming, G. 1975. Computer simulation techniques in hydrology. ELSEVIER, New York 333 p.
- Henderson, F.M. and R.A. Wooding. 1964. Overland Flow and Groundwater Flow from a Steady Rainfall of Finite Duration. Journal of Geophysical Research 69(8): - 1531-1540.
- Hicks, W.I. 1944. Discussion of paper Preliminary Report on Analysis of Runoff Resulting from Simulated Rainfall on Paved Plot, by C.F. Izzard and M.T. Augustine. Transactions of the American Geophysical Union 25: 1039-1041.
- Horner, W.W. and S.W. Jens. 1942. Surface Runoff Determination from Rainfall Without Using Coefficients. Transactions of the American Society of Civil Engineers 107: 1039-1117.
- Horton, R.E. 1938. The Interpretation and Application of Runoff Plot Experiments with Reference to Soil Erosion Problems. Soil Science Society of America Proceedings 3:340-349.
- Hydrocomp. 1969. Hydrocomp Simulation Programming Operations Manual. Ministerio de Obras Públicas, Venezuela.
- Iwagaki, Y. 1955. Fundamental Studies on the Runoff Analysis by Characteristics, Disaster Prevent. Kyoto University, Research Institute Bulletin 10.
- Lighthill, M.H. and G.B. Whitham. 1965. On Kinematic waves. I. Flood Movement in Long Rivers. Proceedings of the Royal Society. Serie A. 229:281-316.
- Linsley, R.K., M. A. Kohler y L.H. Paulhus. 1967. Hidrología para Ingenieros. McGraw-Hill, New York. 350 p.
- Rockwood, D.M. 1958. Columbia basin Streamflow routing by computer. Journal of the Waterways and Harbors Division. Paper No. 1874.
- Venezuela, Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Recursos Hidráulicos 1971. La Inundación de los distritos Mara y Páez del Estado Zulia en di-

ciembre de 1970. Caracas.

Venezuela, Ministerio de Obras Públicas. Dirección de Obras Hidráulicas. 1970. La Inundación de Barcelona y sus alrededores en julio de 1970. Caracas.

Venezuela, Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Recursos Hídricos 1973. Control de Crecientes del río Escalante en su zona baja.

Wooding, R.A. 1965. A Hydraulic Model for the Catchment-Stream Problem. I. Kinematic Wave Theory. Journal of Hydrology 3(3/4): 254-267.

Wooding, R.A. 1965. A Hydraulic Model for the Catchment-Stream Problem. II. Numerical Solutions. Journal of Hydrology 3(3/4): 268-282.

Wooding, R.A. 1966. A Hydraulic Model for the Catchment-Stream Problem. III. Comparison with Runoff Observations. Journal of Hydrology 4:21-37.

Bdigital.ula.ve